UNIVERSITÉ DE LORRAINE

AVERTISSEMENT

Ce document est le fruit d'un long travail approuvé par le jury de soutenance et mis à disposition de l'ensemble de la communauté universitaire élargie.

Il est soumis à la propriété intellectuelle de l'auteur. Ceci implique une obligation de citation et de référencement lors de l'utilisation de ce document.

D'autre part, toute contrefaçon, plagiat, reproduction illicite encourt une poursuite pénale.

Contact : ddoc-theses-contact@univ-lorraine.fr

LIENS

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 122. 4
Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 335.2- L 335.10
http://www.cfcopies.com/V2/leg/leg_droi.php
http://www.culture.gouv.fr/culture/infos-pratiques/droits/protection.htm

136037063 9

04 INPL 1195N

INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE

Laboratoire Environnement, Géomécanique & Ouvrages (LAEGO)
Ecole Nationale Supérieure des Mines de Nancy

Ecole doctorale « Ressources, Procédés, Produits, Environnement »

(T) 2004 GUNZBURGER. Y. 1

THESE

Présentée par

Yann GUNZBURGER

En vue de l'obtention du titre de

DOCTEUR DE L'I.N.P.L.

en Génie Civil – Hydrosystèmes – Géotechnique

Rôle de la thermique dans la prédisposition, la préparation et le déclenchement des mouvements de versants complexes

Exemple des Rochers de Valabres (Alpes-Maritimes)

Service Commun de la Documentation
INPL
Nancy-Brabois

Soutenue publiquement le 17 décembre 2004

Devant le jury composé de :

M. Denis JONGMANS (Rapporteur)
M. Claudio SCAVIA (Rapporteur)
M. Mehdi GHOREYCHI (Examinateur)
M. Christophe BONNARD (Examinateur)
M. Jean-Louis DURVILLE (Invité)
M. Jack-Pierre PIGUET (Directeur de Thèse)
Mme Véronique MERRIEN-SOUKATCHOFF (Co-directrice de Thèse)

Anmerkung für den Dirigenten : Dieses tiefste *a* muss sehr deutlich wenngleich ***pp*** gespielt werden.

Gustav Mahler, Symphonie n°1 en ré majeur, « *Titan* » (Premier mouvement)
« *Die Einleitung stellt das Erwachen der Natur aus langem Winterschlafe dar.* »

TABLE DES MATIERES – VOLUME PRINCIPAL

AVANT-PROPOS ET REMERCIEMENTS 1

INTRODUCTION GENERALE 3

CHAPITRE 1 : CLASSIFICATIONS ET CAUSES DES MOUVEMENTS DE VERSANT 7

1- Introduction 9

2- Méthodes de caractérisation et critères de classification 9

3- Les critères utilisés dans les classifications de mouvements de versant 12
3.1- Panorama des principales classifications 12
3.2- Les dualités majeures au sein des classifications 13
3.2.1- La dualité « mouvement à dominante verticale / horizontale » 13
3.2.2- La dualité « très déformable / peu déformable » 13
3.2.3- La dualité « existence / absence d'une discontinuité de déplacement limitant la masse mobile à sa base » 14
3.2.4- La dualité mouvements rapides / mouvements lents 14

4- Esquisse d'une classification synthétique 14

5- Les causes des mouvements de versant : Facteurs de prédisposition, préparatoires et déclencheurs 15

6- Conclusion 17

CHAPITRE 2 : LE SITE-LABORATOIRE DES ROCHERS DE VALABRES 19

1- Introduction 21
1.1- Contraintes « techniques » 21
1.2- Contraintes « scientifiques » 22

2- Le versant des Rochers de Valabres comme site-laboratoire 22
2.1- Cadre géologique et géomorphologique 22
2.2- L'éboulement du 13 mai 2000 et la menace actuelle 26
2.3- Pourquoi ce site est-il adapté à notre étude ? 30

3- Acquisition de paramètres descriptifs du versant 30
3.1- Relevés topographiques 30
3.2- La fracturation à différentes échelles et ses implications morphologiques 31
3.2.1- Fracturation déci- à décamétrique 31
3.2.2- Fracturation déca- à hectométrique 32
3.2.3- Fracturation hecto- à kilométrique 32
3.3- Caractérisation mécanique des gneiss des Gorges de Valabres 34
3.3.1- Propriétés mécaniques anisotropes de la matrice rocheuse 34
3.3.2- Propriétés mécaniques du massif rocheux 35
3.3.3- Propriétés mécaniques des discontinuités 36

4- Premières investigations sur les causes des éboulements, considérations sur la manière d'appréhender ces causes par modélisation numérique 37
4.1- La géométrie du réseau de fractures comme facteur de prédisposition : calculs tridimensionnels à l'équilibre-limite 37
4.1.1- Objectifs des calculs 37
4.1.2- Principaux résultats 39
4.1.3- Avantages et limitations des calculs à l'équilibre-limite 41
4.2- Calculs bidimensionnels en contraintes-déformations 41
4.2.1- Objectifs des modélisations réalisées 41
4.2.2- Justification des choix relatifs aux modèles 42
4.2.3- Distribution des contraintes dans la « zone menaçante » 49

5- Conclusion 56

CHAPITRE 3 : EXPLORATION PAR LE CALCUL DU ROLE POTENTIEL DES EFFETS THERMOMECANIQUES COMME FACTEUR PREPARATOIRE DES EBOULEMENTS 57

1- Introduction 59

2- Panorama succinct de la thermomécanique des roches et de ses applications aux phénomènes souterrains 60
2.1- Principes fondamentaux de la thermomécanique des milieux continus 60
2.1.1- Propagation de la chaleur par conduction 60
2.1.2- Contraintes et déformations d'origine thermique dans le cadre de la thermoélasticité linéaire 61
2.2- Spécificités de la thermomécanique dans le cas des roches 62
2.2.1- Applications de la thermomécanique des roches aux phénomènes souterrains (d'après la bibliographie) 62
2.2.2- Caractéristiques thermoélastiques des roches et des massifs rocheux fracturés 63

3- Les phénomènes thermomécaniques de surface et leur implication potentielle dans le déclenchement des éboulements 65
3.1- Applications de la thermomécanique des roches aux phénomènes de surface et au déclenchement des éboulements en particulier 65
3.1.1- Rôle qualitatif du « réchauffement climatique » 65
3.1.2- Rôle de la gélifraction 65
3.1.3- Rôle des déformations et des contraintes induites par des changements de température 66
3.2- Caractéristiques essentielles des phénomènes thermomécaniques de surface 70
3.2.1- Caractéristiques des phénomènes thermiques de surface 70
3.2.2- Caractéristiques des phénomènes mécaniques induits (en élasticité) 71
3.3- Insuffisance de la thermoélasticité à rendre compte des éboulements 72
3.4- Etude des déformations plastiques d'origine thermique par le modèle du « bloc triangulaire » 73
3.4.1- Description du modèle, comportement mécanique en l'absence de sollicitation thermique 73
3.4.2- Comportement thermoélastique sous sollicitation thermique : le régime pré-périodique 75
3.4.3- Comportement thermo-élastoplastique sous sollicitation thermique 77
3.4.4- Application au cas d'un assemblage de blocs 80

4- Quantification par le calcul des phénomènes thermomécaniques de surface dans le cas des Rochers de Valabres 81
4.1- Calculs thermoélastiques 83
4.1.1- Cas d'une sollicitation sinusoïdale 83
4.1.2- Cas d'une sollicitation en créneaux périodiques 89
4.1.3- Bilan et application au cas d'une sollicitation thermique quelconque 92
4.2- Calculs thermo-élastoplastiques 92

5- Conclusion 95

CHAPITRE 4 :APPORTS DE L'AUSCULTATION A L'ETUDE DES CAUSES POTENTIELLES DES EBOULEMENTS 97

1- Introduction 99
1.1- Auscultation et surveillance 99
1.2- Le dispositif d'auscultation des Rochers de Valabres : présentation succincte 100

2- Auscultation par tachéométrie des mouvements de surface induits par les variations journalières de température 103
2.1- Pourquoi avoir choisi la tachéométrie ? 103
2.2- Protocole d'auscultation des mouvements d'origine thermique 106
2.2.1- Dispositif et protocole d'acquisition des mesures brutes 106
2.2.2- Erreurs aléatoires et fidélité des mesures 109
2.3- Résultats des mesures réalisées lors des campagnes d'été et d'hiver 113
2.3.1- Angles horizontaux et dérive de la direction Y 113
2.3.2- Angles verticaux, distances et corrections atmosphériques 114
2.4- Interprétation des mesures et discussion 120
2.4.1- Bilan : notre dispositif de mesure permet-il de capter des déplacements d'origine thermique ? 120
2.4.2- Comparaison avec les calculs numériques 121
2.5- Bilan et perspectives de l'auscultation tachéométrique 125

3- Auscultation par écoute microsismique : ses apports à la compréhension des mécanismes de déformation et à la prévision des éboulements 127
3.1- L'auscultation microsismique : fondements, applications et mise en œuvre 127
3.1.1- Sismicité et microsismicité 127
3.1.2- Applications de l'écoute microsismique 128
3.1.3- Les trois étapes de l'auscultation microsismique 129
3.2- L'auscultation microsismique des Rochers de Valabres 130
3.2.1- Dimensionnement 130
3.2.2- Le dispositif d'auscultation microsismique 131
3.3- Principaux résultats après une année d'auscultation 132
3.3.1- Principaux signaux enregistrés 132
3.3.2- Localisation des foyers de l'activité microsismique 134
3.3.3- Causes possibles de l'activité microsismique 135
3.3.4- Utilisation de l'activité microsismique « artificielle » pour caractériser le massif rocheux 136
3.4- Bilan et perspectives de l'auscultation microsismique 136

4- Conclusion 138

CONCLUSION GENERALE 139

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES 143

NOTATIONS MATHEMATIQUES ET PHYSIQUES EMPLOYEES DANS CE MEMOIRE 153

LISTE DES FIGURES ET DES TABLEAUX DU VOLUME PRINCIPAL 157

TABLE DES MATIERES – VOLUME DES ANNEXES

ANNEXE 1 : LES CLASSIFICATIONS DE MOUVEMENTS DE VERSANT

1- Description des principales classifications 1
1.1- Classification de Moret - 1945 1
1.2- Classification de Koide - 1955 2
1.3- Classification de Skempton et Hutchinson - 1969 2
1.4- Classification de Yamada, Watari et Kobashi - 1971 3
1.5- Classification de Nemcok, Pasek et Rybar - 1972 3
1.6- Classification de Karson et Kirkby - 1972 3
1.7- Classification de Crozier - 1973 4
1.8- Classification de Hoek et Bray - 1974 5
1.9- Classification de Colas et Pilot - 1976 5
1.10- Classification de Varnes - 1978 6
1.11- Classification de Crozier - 1979 6
1.12- Classification de Millies-Lacroix - 1981 7
1.13- Classification de Sassa - 1985 7
1.14- Classification de Hutchinson - 1988 9
1.14.1- « Rebound » 10
1.14.2- « Sagging » 10
1.15- Classification de Flageollet - 1989 11
1.16- Classification de Meunier - 1991 11
1.17- Classification de Antoine et Giraud - 1995 12

2- tableau comparatif des principales classifications 13

3- Exemple d'Application de la classification synthétique 17

ANNEXE 2 : MODALITES DE REALISATION DES MODELISATIONS MECANIQUES ET THERMOMECANIQUES AVEC LE CODE DE CALCUL *UDEC* 19

1- Calculs mécaniques 19
1.1- Généralités 19
1.2- Calculs mécaniques (« pseudo-dynamiques ») en régime permanent 20
1.3- Calculs en régime transitoire 22
1.3.1- Accommodation par une succession d'états d'équilibre (« calculs pseudo-dynamiques transitoires ») 22
1.3.2- Accommodation sans états d'équilibre intermédiaires (« calculs dynamiques ») 24

2- Calculs thermomécaniques 24
2.1- Généralités 24
2.2- Déroulement d'une passe de calcul, enchaînement des sous-calculs thermiques (T) et mécaniques (M) 25
2.3- Conditions pratiques de réalisation des calculs thermomécaniques 27
2.3.1- Actualisation automatique des températures de surface (routine FISH) 27
2.3.2- Précautions supplémentaires à prendre pour assurer le bon déroulement des calculs, vérifications 28

ANNEXE 3 : CALCUL ANALYTIQUE DES EFFETS THERMOMECANIQUES DANS LE CAS D'UN MILIEU SEMI-INFINI 31

1- Déplacements induits par une modification du champ de températures 31

2- Cas particulier du milieu continu semi-infini 32
2.1- Considérations générales 32
2.2- Cas d'une variation de température sinusoïdale (solution en régime périodique) 34
2.2.1- Raisonnement en température 34
2.2.2- Raisonnement en flux de chaleur 35
2.2.3- Raisonnement mixte (échange convectif avec le milieu extérieur) 35
2.3- Cas d'une superposition de deux sollicitations sinusoïdales de périodes très différentes, examen des déplacements de surface induits en régime périodique 36
2.4- Cas d'une variation de température en créneaux périodiques (solution en régime périodique) 38
2.5- Cas d'un saut de la température ou du flux de chaleur en surface (solution en régime transitoire) 39
2.5.1- Cas d'un saut de température 39
2.5.2- Cas d'un saut de flux de chaleur 40

ANNEXE 4 : CALCULS ANALYTIQUES DES EFFETS THERMOMECANIQUES DANS LE CAS D'UNE PLAQUE D'EPAISSEUR CONSTANTE 43

ANNEXE 5 : CONDITIONS AUX LIMITES THERMIQUES EN SURFACE ET EN PROFONDEUR 45

1- Multiplicité des conditions aux limites thermique en surface 45
1.1- Condition en température imposée 45
1.2- Conditions issues du bilan d'énergie thermique de la surface 45
1.2.1- Le bilan radiatif de la Terre : un bilan moyen équilibré 46
1.2.2- Nécessité d'utiliser un bilan instantané non équilibré 47
1.3- Conclusion sur les conditions aux limites thermiques en surface 49

2- La condition aux limites thermique en profondeur 49

ANNEXE 6 : CALCULS ANALYTIQUES DE L'ETAT DE CONTRAINTES REGNANT DANS UN VERSANT ELASTIQUE INFINI 53

1- Tenseurs des contraintes et des déformations 53

2- Orientation des contraintes principales 54

3- Calculs analytiques dans d'autres cas 58

ANNEXE 7 : ERREURS AFFECTANT LES MESURES TACHEOMETRIQUES DE PRECISION 61

1- Généralités concernant l'analyse des erreurs de mesures 61

2- Identification et correction des erreurs systématiques 62
2.1- Les deux types d'erreurs externes 62
2.1.1- Erreurs atmosphériques affectant les mesures de distance 62
2.1.2- Erreurs atmosphériques affectant les mesures angulaires 65
2.1.3- Erreurs systématiques liées à la dérive des angles horizontaux 67
2.1.4- Correction des erreurs systématiques externes au moyen de prismes de référence 68
2.2- Les erreurs internes 69

3- Evaluation et contrôle des erreurs aléatoires 70
3.1- Modèle probabiliste des erreurs aléatoires 70
3.2- Estimation de la valeur vraie X_0 et incertitude sur cette estimation liée aux erreurs aléatoires 71
3.3- Estimation de l'écart-type σ 73

4- Mise en œuvre pratique de l'analyse des erreurs lors des mesures tachéométriques 73
4.1- Calcul des incertitudes liées aux erreurs aléatoires 73
4.2- Incertitudes sur la correction des erreurs systématiques 74
4.3- Comparaison d'estimations successives d'une même grandeur 75

ANNEXE 8 : ESSAIS DE COMPRESSION SIMPLE REALISES SUR DES EPROUVETTES DE GNEISS DES GORGES DE VALABRES 77

LISTE DES FIGURES ET DES TABLEAUX DU VOLUME DES ANNEXES 81

AVANT-PROPOS ET REMERCIEMENTS

J'ai vécu dangereusement, sans le savoir.

Cette affirmation surprendra probablement ceux qui rient avec sympathie de ma « petite vie rangée de garçon sage » ou de ma pensée assurément « germanique ». Dangereusement parce mon enfance et mon adolescence se sont déroulées parmi les montagnes savoyardes, susceptibles de « s'écrouler » à tout instant, comme le fit le Mont Granier dans la nuit du 24 au 25 novembre 1248, ensevelissant le village de Saint-André et quelques hameaux alentours. Sans le savoir, parce que j'ai longtemps ignoré que les montagnes, aussi immuables paraissent-elles, pouvaient « tomber »... Si ce n'est donc pour fuir cette menace que j'ai quitté mes Alpes natales pour la Lorraine, c'est en revanche pour la mieux comprendre que je me suis par la suite rapproché d'elles.

Mon goût pour l'investigation est cependant bien antérieur à mes premières années nancéiennes. Je le dois à mes parents, bien sûr, mais aussi à ceux qui m'ont formé, ont éveillé ma curiosité et m'ont transmis leur plaisir de connaître et de découvrir. Je pense en particulier à Gérard Veillet ainsi qu'à Yves et Nicole Bernard dont la pédagogie et l'enthousiasme resteront, pour moi, exemplaires.

Après avoir associé « connaissance » avec « certitude », j'ai appris de Véronique Merrien-Soukatchoff comment mettre en pratique une version modernisée du doute cartésien. Elle a en particulier su me montrer pourquoi formuler correctement les questions est souvent plus important que de leur trouver une réponse et a ainsi été un mentor d'une écoute à toute épreuve et d'une disponibilité déroutante, allant jusqu'à faire cordée commune avec moi ou à partager de belles promenades dans les rues de Rio. Ce mémoire est autant l'aboutissement de mon travail que de son irréprochable encadrement. Je voudrais, par ces quelques lignes, l'en remercier très sincèrement et très chaleureusement.

Ma reconnaissance va également à Yves Guglielmi, dont l'énergie sans égale et les connaissances en matière d'instrumentation ont été plus qu'utiles pour la recherche du site-laboratoire et pour l'équipement de celui-ci. Acrobate hors pair, il a été le principal artisan de la mise en place des sondes microsismiques, des prismes d'auscultation et des clinomètres. Je ne suis pas prêt d'oublier les longues heures passées avec lui à forer, marchant obliquement sur les grandes dalles inclinées au point d'en oublier la direction de la verticale.

Je dois aussi beaucoup aux conseils, critiques et encouragements de Jack-Pierre Piguet, Gloria Senfaute, Mehdi Ghoreychi, Christophe Didier et Jean-Louis Durville qui ont fait partie du comité de pilotage de ma thèse. Ils ont assuré avec bienveillance le bon déroulement de mon travail. Je leur en sais gré.

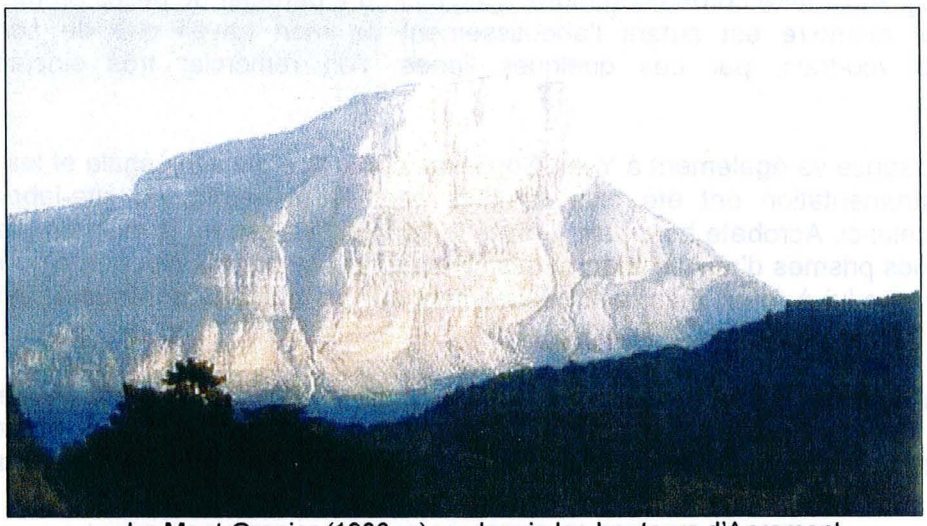
Il me faut pareillement remercier Claudia Scavia et Denis Jongmans d'avoir bien voulu être les rapporteurs de ma thèse et d'avoir fait de nombreuses remarques – toutes très constructives – sur mon travail, ainsi que Christophe Bonnard d'avoir accepté de présider mon jury avec sa rigueur et son enthousiasme habituels. Leur expérience et leur savoir-faire dans le domaine des mouvements de versant, de leur modélisation et de leur instrumentation m'ont offert l'opportunité de bénéficier d'un regard pertinent sur mon travail.

Je voudrais également témoigner ma reconnaissance à tous ceux qui ont participé, de près ou de loin, d'en haut ou d'en bas, d'en face ou suspendus au bout d'une corde, à la création du site-laboratoire des Rochers de Valabres : Frédéric Cappa, Damien Brégler, Stéphane Binet, Bruno Réjean, Radwan Farhoud, Sophie Lemeunier, Vincent Mouren, Aude Nachbaur, Johan Kasperski, Eric Guinard, Vincent Silvestre, Arnaud Charmoille et tous ceux qui nous ont prêté main forte mais qu'il est impossible de citer ici. En ce qui concerne l'étude des résultats de l'auscultation microsismique, je remercie Florence Rivet et Cécile Clément. Pour leur aide à la réalisation des modèles numériques, je remercie en particulier Alain Thorval et Olivier Fouché.

Il me faut préciser que l'ensemble de mon travail a bénéficié du soutien financier de l'*Institut National de l'Environnement Industriel et des Risques* (INERIS) et de la Sous-Direction à la Prévention des Risques Majeurs du *Ministère de l'Ecologie et du Développement Durable* au travers du programme EAT-DRS-02 de l'INERIS intitulé « *Analyse, prévention et maîtrise des risques de mouvements de terrain* ». La création du site-laboratoire des Rochers de Valabres a par ailleurs été autorisée conjointement par *Electricité de France* (qui nous offre un espace de stockage pour notre matériel d'acquisition), le *Parc National du Mercantour* et la *Commune de Roure* sur le territoire desquels se trouve notre domaine d'étude.

Pour n'oublier personne, je voudrais dire un grand merci à tous ceux qui ont accompagné mes 4 années de présence au LAEGO : Brigitte Siatka à l'inaltérable bonne humeur, toujours prête à encourager ceux qui viennent confier à elle leurs soucis, Bernard Laumonier qui, au-delà des liens amicaux que nous avons tissés, m'a initié avec beaucoup de minutie aux plaisirs de la géologie de terrain et m'a ouvert à la richesse de l'approche naturaliste, Danièle Kling, qui m'a organisé à la perfection les déplacements les plus incongrus et a toujours accepté avec le sourire mes annulations de dernière minute, Jérôme Wassermann dont la mauvaise humeur passagère n'a d'égale que la profonde générosité, Valeria Saetta et tous les autres, collègues et amis, qui ont été à mes côtés.

Bien entendu, mon travail a aussi été largement motivé par mon amour de la montagne. Cet amour, je le tiens en grande partie de mes parents qui, au prix de multiples efforts, ont su me transmettre une passion nourrie de multiples randonnées dans les Alpes et en Forêt-Noire. Je le tiens également de tous mes amis avec qui je le partage depuis des années et avec qui, je l'espère, des excursions toujours plus belles sont à venir.



Le Mont Granier (1933 m) vu depuis les hauteurs d'Apremont.

*****

***

*

INTRODUCTION GENERALE

Les **mouvements (gravitaires) de pente** sont la manifestation, au voisinage de la surface topographique d'une pente naturelle (**versant**) ou anthropique (**talus** de déblai ou de remblai), des déplacements relatifs d'une masse géologique en réponse à l'effet moteur permanent de son **propre poids** et à l'action de **causes internes ou externes** généralement temporaires et variables (Lebourg, 2000, modifié). Les mouvements de versant (que l'on désigne parfois par les vocables de « glissements de terrains » (*lato sensu*) ou d' « instabilités de versant ») font donc partie de la famille des mouvements de terrains, avec la particularité de se manifester préférentiellement dans les zones où le relief est marqué (régions montagneuses, vallées encaissées et côtes rocheuses) bien qu'ils puissent également survenir lorsque la pente n'est que de quelques degrés. N'oublions pas qu'il existe également des mouvements de versants sub-aquatiques – sur le rebord du talus continental, par exemple – dont il ne sera pas question ici.

En France, les mouvements de versants constituent « *le deuxième **risque naturel** après les inondations* » (Duffaut, 2004), bien que « *quantités d'entre eux sont de proportions trop modestes pour être recensés* » (Tazieff, 1984) et ne laissent donc aucune trace, pas même dans la mémoire collective. De manière générale, les risques engendrés localement par les « petites » instabilités (jusqu'à quelques centaines de mètres cubes), aussi fréquentes soient-elles, peuvent être largement diminués au moyen de méthodes de stabilisation (grillages, soutènement, ancrages...), de dispositifs de protection passive destinés à éviter la propagation de la masse mobile jusqu'à la zone à protéger (fossés, gabions...) ou de techniques de défense active consistant à purger les volumes instables (Panet & Rotheval, 1976).

A l'autre bout de l'échelle, les (très) « grands » mouvements de versant (de plusieurs centaines de milliers à plusieurs dizaines de millions de mètres cubes), fort heureusement plus rares, posent des problèmes cruciaux en termes d'aménagement du territoire et de gestion des risques du fait des menaces majeures qu'ils représentent pour les populations et les infrastructures (Ledoux, 1995 ; Besson, 1996). Ils font l'objet de programmes de recherches pluridisciplinaires, souvent internationaux, dont l'objectif est de mieux comprendre les mécanismes sous-jacents afin de définir des moyens d'auscultation ou de surveillance adaptés. En France, on peut citer l'exemple de l'instabilité affectant le versant des Ruines de Séchilienne dans la vallée de la Romanche (Vengeon, 1998), celui de la Clapière dans la vallée de la Tinée (Follacci, 1999) ou encore celui, moins bien connu, de la Pointe du Friolin au-dessus de Peisey-Nancroix (Girault *et al.*, 1995).

Mais il n'est pas nécessaire de pousser jusqu'à ces cas extrêmes pour être confronté à des **mouvements de versants « problématiques »**, face auxquels les traitements opérationnels courants (ancrage, purge, protection passive, etc.) sont difficiles ou impossibles à mettre en œuvre et qui doivent, en conséquence, être considérés comme des menaces plus ou moins persistantes, qu'il faut apprendre à gérer.

Complication et complexité liées aux mouvements de versant

Les « problèmes » rencontrées peuvent d'abord être liées au fait que l'application des méthodes d'intervention classiques se heurte à des difficultés techniques ou à des limitations financières. C'est le cas notamment lorsque :

- le volume en mouvement est trop important pour pouvoir être contenu ou purgé,
- la rapidité des mouvements rend dangereuse toute intervention sur le site,
- les conditions sont peu favorables à l'utilisation d'un dispositif d'auscultation ou de surveillance simple (zone en mouvement mal circonscrite, couvert végétal dense, impossibilité du raccordement des appareils de mesure au réseau électrique),
- etc.

Ces éléments sont sources de **complications**, c'est-à-dire de difficultés qui ne peuvent matériellement pas être outrepassées simplement, mais qui se ramènent à une série de problèmes simples qu'il est possible de résoudre progressivement les uns après les autres.

Les « problèmes » peuvent également être liés à une réelle **complexité** phénomènologique résultant de la multiplicité des éléments en jeu et de leurs interactions. A la différence de la complication, la complexité est irréductible parce qu'elle résulte de l'impossibilité d'aborder les difficultés séparément.

Nous proposons d'aborder la notion de complexité d'un mouvement de versant au moyens des 4 questions suivantes :

- **Où ?** (A quel endroit l'instabilité va-t-elle se développer ?)
- **Quand ?** (A quel moment l'instabilité va-t-elle se déclarer ? A quel moment les mouvements connaîtront-t-ils une crise ?)
- **Comment ?** (De quelle manière l'instabilité va-t-elle se développer ? Quelles seront ses conséquences ?)
- **Pourquoi ?** (Quelles sont les causes du déclenchement de l'instabilité ?)

Nous dirons d'un mouvement de versant qu'il est complexe lorsque ces 4 questions n'ont pas de réponse immédiate.

Pour simplifier, nous distinguerons deux grands types de complexité :

- La **complexité de localisation** définie par la difficulté à savoir à l'avance où et quand le prochain événement aura lieu. Elle est liée à la **prévision des phénomènes**. C'est cette forme de complexité qui s'exprime, par exemple, dans les Gorges du Tarn ou de la Jonte, où les versants potentiellement instables se succèdent sur des dizaines de kilomètres, sans qu'il soit possible de dire où et quand aura lieu le prochain éboulement.
- La **complexité mécanique** définie par la difficulté à expliquer le mécanisme ou les causes d'un mouvement de versant (questions « comment ? » et « pourquoi ? »). Elle met en jeu la **compréhension des phénomènes** et s'exprime, par exemple, dans le cas des « grands » mouvements de versants où se succèdent souvent, à la fois dans l'espace et dans le temps, des phénomènes très différents (par exemple, un comportement « rocheux » à l'échelle locale et un comportement de type milieu granulaire à plus large échelle).

Si nous reprenons les quatre questions une à une, nous pouvons relever que la question « quand ? » est la plus problématique et n'a pratiquement jamais de réponse évidente. En effet, l'évolution d'un mouvement de versant dépend non seulement du versant lui-même (complexité intrinsèque), mais également de phénomènes extérieurs essentiellement imprévisibles (complexité extrinsèque). La manière la plus courante pour essayer malgré tout d'aborder cette question consiste à suivre l'évolution de certains paramètres (vitesse, ouverture de fissures, etc.) pour essayer de prévoir leur comportement futur et faire des pronostics sur la date de rupture. (consulter, par exemple, Vibert, 1987). Cependant, le caractère éminemment discontinu et irrégulier des variations observées rend généralement toute prévision hasardeuse. A l'inverse, il est parfois possible de répondre à la question « où ? » par une hiérarchisation des zones : c'est le principe de la cartographie d'aléa (CFGI, 2000) ou quand le mouvement a été détecté à un stade précoce.

Les questions « comment ? » et « pourquoi ? » portent sur les mécanismes en jeu. Si dans les cas simples, des calculs analytiques ou numériques peuvent permettre de comprendre ces mécanismes, on n'y parvient souvent qu'après un long travail, du fait de la multiplicité des causes possibles (mécaniques, hydrauliques, thermiques) ou de la connaissance nécessairement imparfaite des caractéristiques géométriques (réseau de discontinuités) et physiques (déformabilité, résistance) des terrains impliqués, des conditions aux limites (en profondeur notamment), etc.

Objectifs et démarche adoptés dans ce mémoire

Le travail présenté dans ce mémoire vise à **améliorer la caractérisation et la compréhension des mécanismes sous-jacents aux mouvements de versants rocheux complexes** en utilisant au mieux toutes les techniques d'investigation disponibles et en les combinant, afin d'évaluer l'apport de chacune d'elles et de leur combinaison. Si les résultats obtenus sont, *a fortiori*, applicables également aux instabilités « simples », ils sont plus particulièrement justifiés dans le cas des instabilités complexes, où d'autres techniques ne peuvent être mises en œuvre.

Le premier chapitre du mémoire a vocation de préambule. Il est consacré aux caractéristiques fondamentales des mouvements de versants et à la manière de les « organiser » au moyen de **classifications**. Il permettra de souligner la très grande variété des objets mais également la grande diversité des approches utilisées par ceux qui s'y intéressent. Nous verrons également que cette hétérogénéité repose en fait sur des dichotomies majeures, communes à de nombreuses classifications, et qui peuvent servir à l'élaboration d'une classification synthétique. En outre, le premier chapitre permettra de présenter le cadre conceptuel qui servira de canevas à la suite du mémoire : la distinction entre facteurs de prédisposition, préparatoires et déclencheurs.

A partir du deuxième chapitre, notre réflexion s'appuiera plus particulièrement sur l'étude d'un versant rocheux complexe choisi parmi plusieurs : le **versant des Rochers de Valabres** (Vallée de la Tinée, Alpes-Maritimes), qui nous a semblé propice à la mise en œuvre et à la comparaison de plusieurs moyens d'investigation. Le choix multicritère de ce site a constitué la première étape, décisive, de notre travail de recherche. Les investigations qui y sont réalisées offrent, comme nous le montrerons, l'opportunité d'allier les apports de la caractérisation du massif rocheux et de modèles numériques simples (Chapitre 2), de la modélisation numérique thermomécanique (Chapitre 3) et de l'auscultation (Chapitre 4). Les chapitres 3 et 4, sont consacrés plus spécifiquement à l'étude d'une cause potentielle d'instabilité de versant peu étudiée et dont les effets sont mal compris : les variations journalières de la température de surface.

*****
***
*

CHAPITRE 1

CLASSIFICATIONS ET CAUSES DES MOUVEMENTS DE VERSANT

1- Introduction 9

2- Méthodes de caractérisation et critères de classification 9

3- Les critères utilisés dans les classifications de mouvements de versant 12
- 3.1- Panorama des principales classifications 12
- 3.2- Les dualités majeures au sein des classifications 13
  - 3.2.1- La dualité « mouvement à dominante verticale / horizontale » 13
  - 3.2.2- La dualité « très déformable / peu déformable » 13
  - 3.2.3- La dualité « existence / absence d'une discontinuité de déplacement limitant la masse mobile à sa base » 14
  - 3.2.4- La dualité mouvements rapides / mouvements lents 14

4- Esquisse d'une classification synthétique 14

5- Les causes des mouvements de versant : Facteurs de prédisposition, préparatoires et déclencheurs 15

6- Conclusion 17

CHAPITRE 1 : CLASSIFICATIONS ET CAUSES DES MOUVEMENTS DE VERSANT

1- INTRODUCTION

La famille des mouvements de versant regroupe des éléments extrêmement variés, tant par les matériaux impliqués que par les vitesses de déplacement, les volumes mis en jeu, les mécanismes physiques sous-jacents, etc. On ne peut donc repérer que peu de points communs à leur sujet. Pour étudier les mouvements de versant autrement qu'au cas par cas, il est nécessaire d'avoir recours à des **classifications** dans le but de regrouper dans une même **catégorie** (ou **classe** ou **famille** ou **groupe**, etc.) des exemples présentant des analogies et pouvant donc être abordés de manières voisines. Chaque cas est toutefois unique du fait de la diversité des conditions naturelles si bien que « *classer, en ramenant des entités distinctes à des catégories plus ou moins bien déterminées, c'est toujours mentir un peu* » (Millies-Lacroix, 1981). Il existe cependant des **ressemblances** plus ou moins fortes entre certains mouvements de versant, pour peu qu'on soit capable de les mettre en lumière.

Ce chapitre est consacré à ces ressemblances. Il nous permettra de montrer, au travers d'une synthèse des principales classifications existantes, que la très grande majorité d'entre elles s'appuient sur des critères relatifs aux déplacements et ne tiennent que très peu ou très confusément compte des mécanismes en jeu, c'est-à-dire des causes potentielles des instabilités. Pour pallier cet inconvénient, nous serons amenés à proposer, à la fin du chapitre, un canevas simple permettant d'aborder les causes dans un schéma d'évolution temporelle. Ce canevas servira de base pour la suite de notre étude.

2- METHODES DE CARACTERISATION ET CRITERES DE CLASSIFICATION

Toute classification repose sur un certain nombre de **critères** qui permettent de déterminer si un élément à classer appartient à une classe plutôt qu'à une autre. Les critères peuvent avoir deux modalités (critère dichotomique) ou davantage, les modalités étant les « issues » possibles lors de l'application du critère. En outre, les différents critères peuvent être indépendants (classification matricielle) ou, au contraire, hiérarchisés (classification arborescente). La diversité des classifications est donc *a priori* sans limite. Cependant, pour un domaine de connaissance ou à une discipline scientifique déterminé, des critères plus pertinents que d'autres s'imposent souvent d'emblée si bien que les différentes classifications d'un même ensemble d'éléments se ressemblent. La variabilité peut alors provenir des noms attribués aux différentes classes ou de la définition des modalités, en particulier lorsque les critères sont qualitatifs ou quantitatifs et continus.

Les critères de classification retenus sont fonction des connaissances de son auteur et de ses objectifs. On classe en effet d'abord en fonction de ce que l'on perçoit, en fonction de sa manière de **caractériser** les objets étudiés. Pour simplifier, nous considérerons par la suite qu'il existe **3 niveaux de caractérisation** des objets naturels et des mouvements de versant en particulier. Ces 3 niveaux sont, du plus immédiat et du plus descriptif au plus complexe et interprétatif :

- La **caractérisation instantanée** qui consiste en une description, plus ou moins qualitative ou quantitative selon les cas, de l'état de l'objet à un instant donné,
- La **caractérisation cinématique** qui consiste en une description (généralement assez quantitative) de l'évolution de l'objet entre deux instants,
- La **caractérisation dynamique** (ou **mécaniste** ou **causale**) qui s'appuie sur les causes de l'évolution et sous-entend donc la connaissance des mécanismes en jeu.

Précisons que le terme « dynamique » ne doit pas être entendu ici comme synonyme de « rapide » ou de « brutal », mais plutôt dans le sens que lui attribue la mécanique classique : la dynamique « *étudie le mouvement d'un mobile considéré dans ses rapports avec les forces qui en sont les causes* » alors que

la cinématique s'intéresse au « *mouvement indépendamment des forces qui le produisent* » (Le Petit Robert de la langue française, 2001). Quelques-unes de méthodes de caractérisation correspondantes sont présentées dans le Tableau 1-1.

Aux 3 niveaux de caractérisation correspondent logiquement **3 niveaux de critères de classification**. Ainsi, la classification selon un critère cinématique (mouvement lié ou non à une modification du niveau piézométrique, par exemple) supposera de disposer d'une information cinématique (évolution du niveau piézométrique entre 2 instants). Il en va de même des critères instantanés et dynamiques.

Dans la mesure où de nombreuses caractéristiques quantitatives (telles que le volume, la vitesse moyenne...) **évoluent continûment**, les critères associés s'appuient sur des coupures plus ou moins arbitraires qui permettent de définir un nombre fini d'intervalles jouant le rôle de modalités. Lorsque les critères sont purement qualitatifs, ce problème se pose également, mais d'une manière différente puisque le choix des modalités est souvent **subjectif**. Ainsi, chacun ne donnera-t-il pas le même sens aux 2 modalités « mouvement rapide » et « mouvement lent », s'il n'y a pas davantage de précisions. Une difficulté importante de toute classification des mouvements de versant est donc que l'on peut passer progressivement dans l'espace comme dans le temps d'un type de mouvement à un autre : il n'existe que peu de frontières infranchissables.

Quelques exemples de critères de classifications correspondant aux différents niveaux sont regroupés dans le Tableau 1-2. Les critères les plus difficiles à mettre en œuvre sont les critères dynamiques. Ils assurent le passage du descriptif à l'interprétatif et sont liés à la connaissance des phénomènes. C'est sur ces critères que nous nous concentrerons par la suite.

Certains critères ne sont pas faciles à ranger dans le Tableau 1-2. C'est le cas par exemple du critère « existence / absence d'une surface de glissement bien identifiée ». En effet, si cette surface est directement visible sur le terrain, il peut s'agir d'un critère instantané. Si elle doit être mise en évidence par un sondage inclinométrique, il s'agira d'un critère cinématique. Si elle est accessible uniquement par l'interprétation des résultats d'une modélisation numérique, il s'agira d'un critère dynamique. De même, le critère « degré de déstructuration de la masse mobile » décrit l'état de celle-ci à un moment donné. Il s'agit donc d'un critère instantané. Mais en même temps, ce degré ne peut s'apprécier qu'en comparant l'état actuel à un état passé. Il s'agit donc d'un critère cinématique.

Comme les classifications sont élaborées pour permettre une meilleure compréhension des phénomènes, les critères ne sont pas choisis arbitrairement, mais de manière à **regrouper des** mouvements qui peuvent bénéficier d'une **interprétation commune**. En ce sens, une classification traduit les **modèles conceptuels** de son auteur : il choisit les critères qui lui semblent pertinents en fonction de l'objectif de son étude. C'est pourquoi il est intéressant d'essayer de comprendre la manière dont les diverses classifications sont établies et de les comparer.

Par ailleurs, toute classification est basée sur un **inventaire** de mouvements de versants. Les classifications sont donc influencées par la zone géographique investiguée et le nombre d'objets de référence. L'inventaire sur lequel elles se basent n'est malheureusement pas toujours explicite : c'est souvent l'ensemble des cas connus par l'auteur de la classification.

Domaine	Spécialité / Technique / Méthode	Caractérisation instantanée	Caractérisation cinématique	Caractérisation dynamique
Géologie "de terrain"	Cartographie géologique, Interprétation de photographies aériennes	Cartographie des unités lithologiques, Cartographie des structures tectoniques (failles et plis)	-	Mise en évidence du contrôle structural de la déformation
Géochimie	-	Caractérisation de l'état d'altération des roches	-	Corrélation entre état d'altération et mouvements
Géomorphologie	Cartographie géomorphologique, Interprétation de photographies	Délimitation de la zone en mouvement, Mise en évidence et caractéristation des différentes zones (plus ou moins actives)	Reconstitution de l'histoire de l'érosion, Evolution morphologique des versants	-
Radiochronologie	Datations absolues par traces de fission, Isotopes cosmogéniques, Carbone 14...	-	Datation des indices de mouvement	-
Biologie végétale	Analyse du type de végétation, Dendrochronologie		Datation des instabilités superficielles par leur couvert végétal	-
Enquêtes historiques	-	-	Recensement des manifestations anciennes de l'instabilité	-
Mécanique des roches et des sols en laboratoire	Essais de laboratoire	Caractéristiques mécaniques des matériaux et des discontinuités	Quantification de la désagrégation des matériaux au cours du mouvement	-
	Modélisation numérique	Etat de contrainte actuel dans le massif	Evolution des contraintes et des déformations dans le temps	Comparaison des différentes causes envisageables
	Modélisation analogique, Photoélasticité	Repérage des zones plastiques	Evolution des contraintes et des déformations dans le temps	Comparaison des différentes causes envisageables
Investigations géotechniques *in situ*	Forages destructifs ou carottés, Sondages destructifs ou carottés	Structure en profondeur du massif, Profondeur de la surface de rupture	-	-
	Distancemètres à fil, Extensomètres, Fissuromètres, Cannes de convergence	-	Déplacements relatifs de deux points	Correlation entre les déplacements et d'autres facteurs
	Inclinomètre de surface, Pendule inversé	-	Déformations de surface	Correlation entre les déformations et d'autres facteurs
	Forages inclinométriques	Profondeur de la surface de rupture	Profil de déplacement	Correlation entre les déplacements et d'autres facteurs
	Essais mécaniques *in situ* (pénétromètre, scissomètres...)	Comportement mécanique *in situ* des matériaux	-	-
	Mesure de la teneur en eau	Teneur en eau des matériaux	Evolution de la teneur en eau au cours du temps	Corrélation entre la teneur en eau et les mouvements
	Mesure in situ de l'état de contrainte (fracturation hydraulique, vérin plat, surcarottage...)	Etat de contrainte actuel dans le massif	-	-
Topographie, Topométrie, Géodésie	Mesure d'angles, Mesures de distances, Mesures d'altitudes , Photogrammétrie aérienne ou spatiale, Positionnement par GPS...	Carte topographique du versant (évetuellement MNT), Carte des pentes...	Déplacements des points considérés (champ de déplacement s'ils sont nombreux), Bilans de volumes à partir des MNT	Correlations entre les déplacements et d'autres facteurs
Hydrogéologie	Cartographie hydrogéologique	Repérage des sources, des zones humides	Evolution des sources et des zones humides dans le temps	-
	Traçages	Caractérisation des chemins d'écoulement, Repérage des drains majeurs	Estimation des vitesses d'écoulement dans le massif, Evolution des écoulements au cours du temps	
	Chimie (isotopique) des eaux	Définition de l'impluvium de la zone instable, Caractérisation des matériaux traversés	Evolution du chimisme des eaux au cours du mouvement	Corrélation entre chimisme et mouvements
	Modélisation numérique	Caractéristation des écoulements (chemins, vitesses, pressions)	Evolution des écoulements au cours de la déformation	Comparaison des différentes causes envisageables
	Forage piézométrique	Niveaux des nappes	Fluctuations des niveaux de nappes	Corrélation entre niveau des nappes, précipitations et mouvements
	Débimétrie des sources et des cours d'eau	Débit des sources et des cours d'eau	Fluctuation des débits	Corrélation entre débits, précipitations et mouvements
	Essais de pompage, Essai Lefranc, Essai Lugeon...	Caractéristiques hydrogéologiques des aquifères	-	-
Météorologie, Climatologie	Pluviométrie, Nivométrie	Quantification des précipitations	Repérage des crises météorologiques	Corrélation entre mouvements et précipitations
	Climatologie	Détermination des précipitations moyennes	Evolution climatologique du versant	Correlation entre les variations climatiques et l'évolution de l'instabilité
Investigations géophysiques in situ	Géophysique électrique, magnétique et éléctromagnétique	Images du massif rocheux en termes de résistivité, Localisation des nappes, Position et géométrie de la surface de rupture, Quantification de la dégradation du massif rocheux	-	-
	Ecoute microsismique passive	Images du massif rocheux en termes de vitesses d'ondes sismiques, Localisation des zones de microruptures	Evolution de l'activité microsismique du phénomène	Correlation entre l'activité microsismique et d'autres facteurs
	Ecoute sismique active (sismique réflexion, sismique réfraction...)	Images du massif rocheux en termes de vitesses d'ondes sismiques, Position et géométrie de la surface de rupture, Quantification de la dégradation du massif rocheux	-	-
Etude de chroniques de photographies aériennes et/ou terrestres	-	Repérage des morphostructures caractéristiques des instabilités, Repérage des linéaments tectoniques	Historique de la propagation des désordres	Mise en évidence du contrôle structural de la déformation
Interférométrie radar satellitaire ou aéroportée	-	-	Champ des variations altimétriques, Bilan de volume des différentes zones	-
Statistiques, Analyse de données	-	-	Repérage des crises	Corrélation entre différentes variables

Tableau 1-1 : Quelques méthodes de caractérisation instantanée, statique et dynamique des mouvements de versant.

Niveau		Exemples de critères de classification
Description ..... Interprétation	Critères instantanés	- Nature pétrographique des matériaux - Caractéristiques physiques des matériaux (densité, rhéologie en laboratoire, teneur en eau pour les sols ...) - Etat d'altération et de fracturation des matériaux - Morphologie de la masse mobile (surface, profondeur affectée, volume instable...) - Zone climatique dans laquelle se situe l'instabilité
	Critères cinématiques	- Rapidité du mouvement - Profil de vitesse et existence éventuelle d'une surface de discontinuité cinématique) - Orientation des déplacements
	Critères dynamiques (mécanismes)	- Phénomènes de prédisposition, préparatoires et déclencheurs de l'instabilité - Evolution possible du phénomène - Rôle de l'eau

Tableau 1-2 : Exemples de critères de classification des mouvements de versant.

3- LES CRITERES UTILISES DANS LES CLASSIFICATIONS DE MOUVEMENTS DE VERSANT

3.1- Panorama des principales classifications

Dans le domaine des mouvements de versants, les classifications sont nombreuses et proviennent d'auteurs (géographes, géologues, géophysiciens, mécaniciens...) ayant des expériences et des approches bien différentes, des plus « naturalistes » au plus « calculatoires ». L'Annexe 1 présente un panorama des principales classifications de mouvements de versants. A sa lecture, on constate que les critères instantanés et cinématiques sont bien plus utilisés que les critères dynamiques, ce qui peut s'expliquer par le fait que les informations correspondantes sont plus faciles à acquérir dans les deux premiers cas que dans le dernier. Cependant, cette disproportion met aussi en lumière une certaine **méconnaissance des mécanismes** en jeu dans les mouvements de versant et le manque assez général de considérations mécaniques précises et quantitatives.

Comme nous l'avons déjà signalé, les noms de classes utilisés par les auteurs de classifications sont souvent voisins (voire même identiques), sans doute parce que le vocabulaire décrivant les instabilités de pentes reste assez limité. Ainsi les termes « glissement » ou « fluage » apparaissent-ils un grand nombre de fois pour désigner des familles de mouvements de versant. Cependant, dans la mesure où les classifications présentent des différences notables, il est clair que le même vocabulaire ne renvoie pas toujours aux mêmes réalités.

A l'inverse, il arrive aussi que des familles très proches les unes des autres soient désignées par des termes variables selon les auteurs, ne serait-ce par exemple que pour des problèmes de traduction d'une langue à l'autre. C'est ainsi que le terme « fauchage » est utilisé comme équivalent français de plusieurs termes (« *tilting* », « *toppling* », « *warping* », « *arching* », « *flexuring* »...). Pour s'affranchir des différences terminologiques il est préférable de comparer les manières d'ordonner les mouvements de versant au moyen des classifications plutôt que le vocabulaire utilisé pour désigner les différentes classes.

3.2- Les dualités majeures au sein des classifications

Il est remarquable qu'un grand nombre des critères de classification proposés par les auteurs se ramènent plus ou moins facilement à des critères dichotomiques (*i.e.* à deux modalités). Le critère instantané « nature des matériaux » revient par exemple à opposer « matériaux de type sol » et « matériaux de type roche ». Ceci traduit l'existence d'oppositions fortes (ou **dualités**) entre les différentes classes, que l'on retrouve souvent d'un auteur à l'autre. Nous en avons recensé quatre principales, qui sont détaillés ci-après.

3.2.1- La dualité « mouvement à dominante verticale / horizontale »

Cette dualité concerne le mouvement du centre de gravité de la masse mobile. Elle est fondamentale dans la mesure où, sous l'action unique de la gravité, le mouvement d'un objet initialement immobile est purement vertical (chute libre). Si une composante horizontale intervient, c'est que la masse en mouvement (initialement immobile) est soumise à une autre force que celle proportionnelle à la gravité, la réaction d'un « support » sur lequel la masse mobile se déplace par exemple. Dans ce cas, des termes de frottement entrent en jeu et le mouvement est moins rapide que dans le cas d'une chute libre.

Lorsque la masse mobile peut être considérée comme totalement indéformable (au moins aux échelles de temps et d'espace considérées), on peut parler de **déplacement en bloc**. La dualité sur la direction du mouvement d'ensemble peut alors s'enrichir de la dualité existence-absence d'une composante de rotation. En l'absence d'une composante de rotation, le mouvement est purement translationnel.

3.2.2- La dualité « très déformable / peu déformable »

Elle fait intervenir la déformation interne de la masse mobile. De nombreuses classifications s'attachent à quantifier ce terme en distinguant, plus ou moins clairement et plus ou moins ouvertement, les mouvements de versant affectant des matériaux très déformables et ceux affectant des matériaux peu déformables. Cette dualité est exprimée de différentes manières : certains auteurs opposent les adjectifs « meuble » et « cohérent », d'autres les termes de « sol » et « roche » (ou « substratum »). La déformabilité des matériaux est notamment fonction :

- de la lithologie,
- des caractéristiques mécaniques,
- des échelles de temps et d'espace d'observation (notamment lorsqu'intervient la viscosité),
- de l'intensité de la fracturation et de l'altération,
- de la teneur en eau,
- du niveau de chargement,
- de la localisation ou non de la déformation.

Le critère de classification « très déformable-peu déformable » intègre donc plus ou moins directement ces différents éléments.

Il est important de signaler que ce critère fait référence à la déformation réelle des matériaux *in situ* et non à leur comportement rhéologique intrinsèque. Ainsi faut-il généralement entendre par « sol » ou « matériaux très déformable », non pas « matériau pouvant se déformer de façon importante », mais plutôt « matériau intensément déformé *in situ* ». On énoncera donc plutôt le critère sous la forme « faible-forte déformation interne ». Un matériau très déformable (type « sol ») ne se comporte en effet pas nécessairement avec « une forte déformation interne » si la déformation est localisée le long de la surface de rupture par exemple.

3.2.3- La dualité « existence / absence d'une discontinuité de déplacement limitant la masse mobile à sa base »

L'existence ou l'absence d'une surface de discontinuité cinématique séparant la masse mobile de la masse stable est souvent utilisée comme critère de classification. En effet, un profil de vitesse peut montrer une décroissance progressive des déplacements depuis la zone mobile vers la zone stable ou bien, au contraire, une décroissance brutale présentant une discontinuité. L'ensemble des points de discontinuité cinématique forment une surface qui peut être qualifiée de différentes manières : par sa forme, sa pétrographie, son comportement mécanique, son origine (Est-elle préexistante aux mouvements ou est-elle due à ceux-ci ?).

Poussée à l'extrême cette dualité peut se confondre avec une dualité solide-liquide puisque, dans son mouvement, un liquide visqueux adhère aux parois fixes qui l'entourent, ce qui n'est pas le cas d'un solide. Dans le premier cas, c'est la déformation de la masse qui est l'élément essentiel. Dans le second cas, celle-ci peut être secondaire devant la déformation s'effectuant au niveau de la discontinuité de déplacement. Cette dualité est donc liée à la rhéologie du matériau. Elle est par conséquent corrélée à la précédente et également au critère "nature des matériaux".

3.2.4- La dualité mouvements rapides / mouvements lents

La gamme de variation des vitesses des mouvements de versant est si vaste que cette dualité est probablement la plus subjective, la limite entre les mouvements « lents » et les mouvements « rapides » n'étant pas évidente à définir. Globalement, on pourra considérer que les mouvements sont d'autant plus rapides que les frottements externes et la déformation interne sont faibles.

4- ESQUISSE D'UNE CLASSIFICATION SYNTHETIQUE

Nous avons vu que de nombreux critères de classification (instantanés ou cinématiques en particulier) peuvent se ramener à quatre critères dichotomiques principaux. En utilisant simultanément ces 4 dualités, nous pouvons proposer une **classification synthétique** en 5 familles (Tableau 1-3) basée sur l'analyse cinématique des mouvements *in situ*. Pour pouvoir mettre en oeuvre une telle classification, l'enjeu majeur est de pouvoir quantifier sur le terrain les composantes du déplacement (translation d'ensemble, rotation d'ensemble et déformation interne), c'est-à-dire être capable d'analyser finement les déplacements *in situ*, à partir de mesures (au moyen d'une instrumentation) et d'estimations (à partir d'une modélisation numérique par exemple).

Signalons que l'échelle d'observation spatiale et temporelle est importante : un mouvement de versant n'est pas nécessairement qualifié de la même manière suivant les échelles spatiales et temporelles auxquelles on l'observe. Ainsi, un mouvement avec de nombreuses discontinuités de déplacement à petite échelle peut-il apparaître comme dénué de surface de discontinuité à plus grande échelle. Un mouvement rapide peut paraître lent si on considère un intervalle de temps plus grand. De plus, plusieurs mouvements différents peuvent se succéder dans le temps en un même lieu ou se côtoyer dans l'espace à un moment donné. La classification proposée donne donc une vision figée dans l'espace et dans le temps d'un mouvement qui peut avoir une histoire complexe. L'existence de plusieurs phases dans un mouvement (préparation, paroxysme, amortissement et stabilisation) est ainsi souvent source de confusions :

- On observe rarement la phase paroxysmale (surtout lorsqu'elle est brève) et on doit la reconstituer à partir de la phase d'amortissement ou de stabilisation.
- On peut parfois confondre une réactivation partielle ou totale d'un mouvement en phase d'amortissement avec un paroxysme.

<table>
<tr><td colspan="2" rowspan="2"></td><td colspan="2">Forte déformation interne</td><td colspan="2">Faible déformation interne (Mouvement « en bloc » ou « rigide »)</td></tr>
<tr><td>Mouvement lent</td><td>Mouvement rapide</td><td>Mouvement rapide</td><td>Mouvement lent</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Mouvement surtout vertical</td><td>Discontinuité des dépl. à la base</td><td></td><td></td><td>CHUTE, EFFONDREMENT, ECROULEMENT</td><td></td></tr>
<tr><td>Pas de disc. des déplacements</td><td colspan="4">TASSEMENT, AFFAISSEMENT</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Mouvement de composante horizontale non négligeable</td><td>Discontinuité des déplacements à la base</td><td></td><td></td><td colspan="2">GLISSEMENT / BASCULEMENT

1) En cas de translation pure (sans rotation) :
GLISSEMENT PLAN SANS BASCULEMENT

2) En cas de translation avec rotation :
GLISSEMENT PLAN + BASCULEMENT (surface plane) ou
GLISSEMENT « CIRCULAIRE » (surface curviligne)</td></tr>
<tr><td>Pas de disc. des dépl.</td><td></td><td>COULEE, ECOULEMENT</td><td></td><td>FLUAGE, REPTATION</td></tr>
</table>

Tableau 1-3 : Classification synthétique reposant sur la caractérisation cinématique des mouvements *in situ*.

5- LES CAUSES DES MOUVEMENTS DE VERSANT : FACTEURS DE PREDISPOSITION, PREPARATOIRES ET DECLENCHEURS

Nous avons vu au travers de la comparaison des différentes classifications de mouvements de versants que celles-ci prennent peu en compte des causes de ces mouvements, dont la compréhension est pourtant essentielle. Nous proposons donc ici d'aborder les causes par le biais du modèle élaboré par Finlayson et Statham que nous utiliserons comme canevas pour les investigations décrites dans la suite de ce mémoire.

Les mouvements de versant s'expliquent rarement par une cause unique, mais plus souvent par une **conjonction de causes**, indépendantes ou non selon les cas. Ceci amène à construire des **arbres de causes** qui montrent l'enchaînement logique des différentes causes, des plus lointaines au plus immédiates, en mettant l'accent sur la manière dont elles se combinent, certains phénomènes étant à l'origine d'autres phénomènes, qui en entraînent eux-mêmes de nouveaux, jusqu'à l'initiation de l'instabilité (consulter, à titre d'exemple, Gervreau, 1991, pp 44-50).

Cette approche est riche d'enseignements, mais manque de repères temporels si bien qu'elle a tendance à mettre sur le même plan des phénomènes très lents et des phénomènes très rapides. C'est pourquoi, nous proposons de la préciser au moyen du modèle développé par Finlayson et Statham (cf. Julian & Anthony, 1996). D'après ce modèle, les mouvements de versant se développent sous l'action conjointe d'une force motrice principale (le poids des terrains) et de plusieurs causes intervenant à des échelles de temps différentes : les **facteurs de prédisposition**, les **facteurs préparatoires** et les **facteurs déclencheurs**.

Pour distinguer ces différentes causes, les auteurs considèrent l'évolution schématique dans le temps des sollicitations appliquées à un versant et de la résistance des matériaux qui le constituent, comme représentée sur la Figure 1-1. Les sollicitations et la résistance à un moment donné sont la

conjonction de l'état initial et des « perturbations » que celui-ci a subi. Il y a « rupture » (glissement de terrain, éboulement, etc.) lorsque les efforts dépassent la résistance.

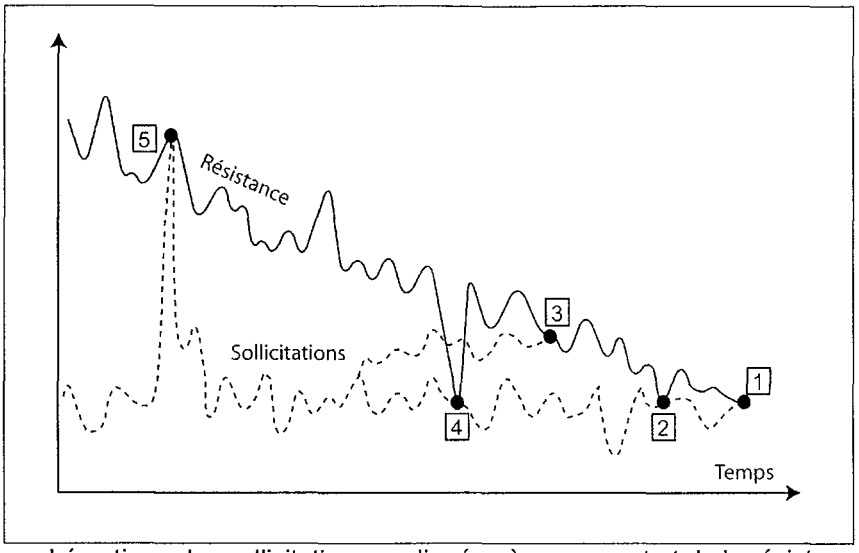


Figure 1-1 :Evolution schématique des sollicitations appliquées à un versant et de la résistance des terrains qui le compose. D'après Finlayson & Statham (1980), modifié.
En fonction de l'évolution, la rupture se produit au niveau de l'un ou l'autre des points numérotés 1 à 5.

La résistance subit des fluctuations au cours du temps. Pour les terrains meubles, elle est par exemple plus élevée en saison sèche qu'en saison humide. Globalement, la tendance est décroissante puisque, du fait de l'altération, de la fatigue, de l'endommagement, etc. les matériaux sont de moins en moins résistants. Les sollicitations, quant à elles, peuvent subir une augmentation brutale (dans le cas d'un séisme ou d'un épisode de fortes précipitations) ou progressive en cas d'accentuation de la pente sous l'effet de l'incision de la vallée, par exemple.

En conséquences, nous pouvons distinguer 3 types de causes de mouvements de terrain :
- Les causes induisant une évolution des sollicitations ou de la résistance à (très) long terme (typiquement 10 000 à 1 000 000 années). C'est le cas de l'altération géochimique des matériaux, de leur fatigue sous l'effet d'efforts répétés, etc. qui peuvent conduire à une instabilité correspondant au point 1 de la Figure 1-1.
- Les causes induisant une évolution des sollicitations et de la résistance à moyen terme (typiquement 1 à 10 000 années). C'est le cas, par exemple du changement de géométrie du versant du fait de l'érosion qui conduit à l'initiation d'un mouvement de versant au point 3.
- Les causes induisant une évolution à (très) court terme (typiquement à une échelle inférieure à l'année et pouvant aller jusqu'à quelques secondes). C'est le cas des séismes (point 5) ou des épisodes de fortes pluies (points 2 et 4).

Les deux premiers types de causes portent le nom de **facteurs préparatoires**. Le troisième type constitue ce que nous appellerons les **facteurs déclencheurs**. Comme l'état initial intervient également et peut être plus ou moins favorable à l'initiation d'un mouvement de versant, nous qualifierons ses éventuelles « faiblesses » de **facteurs de prédisposition**. Quelques-uns de ces facteurs sont rassemblés dans le Tableau 1-4.

Les facteurs de prédisposition, préparatoires et déclencheurs se superposent. Ainsi, si à un stade précoce, l'effet des facteurs déclencheurs doit être très « puissant » pour permettre l'initiation de mouvements (points 4 ou 5), il suffit d'un effet mineur de ces facteurs pour provoquer la même conséquence lorsque les facteurs préparatoires agissent depuis suffisamment longtemps (point 2). En ce sens, bien que les facteurs déclencheurs soient les causes les plus immédiates de l'instabilité, il ne sont pas toujours suffisants à la déclencher si les facteurs préparatoires n'ont pas auparavant exercé une action lente, continue et parfois quasiment imperceptible.

	Facteurs de prédisposition	Facteurs préparatoires	Facteurs déclencheurs
Facteurs mécaniques	Géométrie du massif rocheux (topographie et discontinuités) Matériaux constitutifs de résistance médiocre	Erosion en pied Suppression de butée (fonte d'un glacier) Endommagement, micro-fissuration Gel de l'eau dans les discontinuités (Micro-)séismes répétés	Modification rapide de la géométrie (déblai, par exemple) Séisme de forte magnitude
Facteurs hydro-géo-chimiques	Climat avec des précipitations irrégulières	Vieillissement et altération géochimique des matériaux Gel et dégel de l'eau dans les fractures	Episode pluvieux particulièrement important
Facteurs thermiques	Climat avec de fortes amplitudes thermiques journalières et/ou saisonnières	Répétition journalière et/ou saisonnière de cycles thermiques	?

Tableau 1-4 : Classification de quelques facteurs de prédisposition, préparatoires et déclencheurs des mouvements de versants rocheux.

Comme les facteurs déclencheurs interviennent parfois immédiatement avant la manifestation de l'instabilité, leur identification ne laisse pas toujours suffisamment de temps pour réagir, entreprendre uns stabilisation du versant ou la mise à l'abri des biens menacés. C'est pourquoi les **phénomènes précurseurs** (ou **avant-coureurs**) sont généralement plutôt des conséquences de facteurs préparatoires.

6- CONCLUSION

Nous avons constaté dans ce chapitre la faible prise en compte des causes des mouvements de versant dans les classifications de ces derniers. Cette lacune apparaît également dans la classification synthétique que nous avons esquissée. C'est pourquoi nous avons proposé de la compléter par l'analyse des facteurs de prédisposition, préparatoires et déclencheurs.

Dans la suite de ce mémoire, nous nous attacherons à montrer quelles techniques de caractérisations (instantanée, cinématique et dynamique) peuvent être mises en œuvre afin de mieux cerner l'impact des différents facteurs (prédisposition, préparatoires et déclencheurs) potentiels en nous appuyant sur l'étude du versant des Rochers de Valabres. Nous essayerons de délimiter les avantages et les limites de ces différentes techniques, et nous montrerons que chacune d'elles n'apporte qu'une petite partie des informations nécessaires à la compréhension des phénomènes. Seules une combinaison bien choisie de ces techniques pourra en conséquence permettre de faire progresser les investigations.

*****

***

*

CHAPITRE 2

LE SITE-LABORATOIRE DES ROCHERS DE VALABRES

1- Introduction 21
- 1.1- Contraintes « techniques » 21
- 1.2- Contraintes « scientifiques » 22

2- Le versant des Rochers de Valabres comme site-laboratoire 22
- 2.1- Cadre géologique et géomorphologique 22
- 2.2- L'éboulement du 13 mai 2000 et la menace actuelle 26
- 2.3- Pourquoi ce site est-il adapté à notre étude ? 30

3- Acquisition de paramètres descriptifs du versant 30
- 3.1- Relevés topographiques 30
- 3.2- La fracturation à différentes échelles et ses implications morphologiques 31
  - 3.2.1- Fracturation déci- à décamétrique 31
  - 3.2.2- Fracturation déca- à hectométrique 32
  - 3.2.3- Fracturation hecto- à kilométrique 32
- 3.3- Caractérisation mécanique des gneiss des Gorges de Valabres 34
  - 3.3.1- Propriétés mécaniques anisotropes de la matrice rocheuse 34
  - 3.3.2- Propriétés mécaniques du massif rocheux 35
  - 3.3.3- Propriétés mécaniques des discontinuités 36

4- Premières investigations sur les causes des éboulements, considérations sur la manière d'appréhender ces causes par modélisation numérique 37
- 4.1- La géométrie du réseau de fractures comme facteur de prédisposition : calculs tridimensionnels à l'équilibre-limite 37
  - 4.1.1- Objectifs des calculs 37
  - 4.1.2- Principaux résultats 39
  - 4.1.3- Avantages et limitations des calculs à l'équilibre-limite 41
- 4.2- Calculs bidimensionnels en contraintes-déformations 41
  - 4.2.1- Objectifs des modélisations réalisées 41
  - 4.2.2- Justification des choix relatifs aux modèles 42
  - 4.2.3- Distribution des contraintes dans la « zone menaçante » 49

5- Conclusion 56

CHAPITRE 2 : LE SITE-LABORATOIRE DES ROCHERS DE VALABRES

1- INTRODUCTION

Afin de mener à bien une étude des causes de mouvements de versants, telles que présentées dans le Chapitre 1, il nous a semblé indispensable d'appuyer notre réflexion sur un cas concret de versant « instable » ou potentiellement « instable » : un **site-laboratoire** sur lequel nous puissions mettre en œuvre différentes méthodes d'investigations destinées à comprendre les mécanismes à l'origine de l'instabilité.

La recherche de ce site-laboratoire n'a pas été évidente tant la liste des mouvements de versants recensés en France est longue, ces mouvements diversifiés et l'intérêt qui leur est porté variable en fonction des enjeux associés. Pour s'en convaincre, le lecteur pourra consulter l'inventaire de Delaunay (1983), les cartes ZERMOS des Zones Exposées à des Risques liés aux MOuvements du Sol et du sous-sol ou les Plans d'Exposition aux Risques Naturels. Cette recherche a donc nécessité de nombreuses visites de sites, des prises de contact avec des spécialistes de différentes disciplines (géologues, mécaniciens des sols et des roches, hydrogéologues...) et appartenant à des organismes variés (DDE, LCPC, EDF...) ainsi que la consultation d'un volume important de références bibliographiques.

Cette recherche a été guidée par un **cahier des charges** et s'est opérée avec la volonté de respecter diverses contraintes. Ces dernières sont présentées ci-après telles qu'elles ont pu être formulées à partir des exigences des différents intervenants du travail de recherche. La diversité des attentes explique l'aspect parfois contradictoire des différents points du cahier des charges.

1.1- Contraintes « techniques »

- **Activité** : étant donnée la durée limitée des investigations prévues dans une premier temps (2 années), le site-laboratoire devait être « actif » et, en particulier, présenter des signes d'instabilité mesurables durant la période d'étude. Cependant, l'activité ne devait pas être importante au point de générer un danger pour les biens ou les personnes qui allaient être impliqués dans les investigations.
- **Taille** : le volume rocheux « instable » devait être suffisamment important pour qu'une intervention opérationnelle « classique » (confortement, purge...) ne puisse pas suffire à le stabiliser, faute de quoi notre étude n'aurait été que de peu d'intérêt. Ce volume devait cependant pouvoir être caractérisé en quelques mois tout au plus du point de vue de sa géométrie, de son cadre géologique, etc.
- **Localisation** : le site devait être accessible aisément, ce qui supposait, entre autres choses, la présence d'un centre urbain important à proximité. Il devait, en outre, être accessible toute l'année, même en période hivernale, ce qui excluait immédiatement les sites situés en haute montagne.
- **Risques** : il était fondamental que le site retenu ne soit pas « sensible », c'est-à-dire ne soit pas au centre d'enjeux économiques ou politiques majeurs par les risques qu'il génère (vies humaines en jeu, possibilités de blocage d'un axe de communication vital...). L'objectif premier de notre étude était en effet une compréhension des mécanismes impliqués, la définition d'un dispositif de surveillance ou d'alerte ne pouvant éventuellement se dégager des investigations entreprises que dans un second temps.
- **Instrumentation** : la mise en place d'une instrumentation ne devait pas poser de problèmes insurmontables : les zones menaçantes du versant devaient pouvoir être atteintes sans qu'il soit nécessaire de prendre des risques. La connexion aux réseaux électriques et téléphoniques permettant l'alimentation d'une centrale d'acquisition et la télé-transmission des mesures devait être techniquement réalisable dans un délai limité.

1.2- Contraintes « scientifiques »

- Les dimensions caractéristiques spatiales et temporelles du mouvement devaient pouvoir être déterminées assez rapidement (volume en jeu, vitesses d'évolution, amplitude des déplacements) afin que puisse être définie une approche adaptée, notamment en ce qui concerne l'instrumentation.
- Pour permettre éventuellement un travail comparatif avec d'autres mouvements de versant, il était préférable d'écarter les phénomènes exceptionnels, faute de quoi nous n'aurions pas pu pouvoir tirer de notre étude particulière des considérations générales.
- Le site-laboratoire devait permettre la mise en œuvre d'une **approche pluridisciplinaire** et, de ce fait, son étude devait être susceptible de motiver la participation des personnes de spécialités différentes ou de laboratoires variés.
- Enfin, le site choisi devait montrer une certaine complexité (au sens du Chapitre 1) : les causes de l'instabilité ne devaient, par exemple, pas apparaître de manière évidente, faute de quoi il aurait été inutile d'engager une démarche scientifique analytique.

Au total, 26 sites-laboratoires potentiels ont ainsi été recensés (cf. Tableau A1-10 de l'Annexe 1). Parmi ceux-ci, 23 ont fait l'objet d'une ou de plusieurs visites. Il nous est alors apparu que le site-laboratoire « idéal », répondant parfaitement à toutes les attentes, n'existait pas. L'un des sites visités nous a pourtant semblé plus adapté : **le versant des Rochers de Valabres**, dans la vallée de la Tinée (Alpes-Maritimes). C'est sur ce site qu'ont été réalisées les investigations présentées dans le présent mémoire.

2- LE VERSANT DES ROCHERS DE VALABRES COMME SITE-LABORATOIRE

La vallée de la Tinée, affluent du Var, est avec celles de la Vésubie et de la Roya, l'une des principales vallées des Alpes-Maritimes, dont elle draine une part importante des hauts-massifs. Comme tout autre territoire montagneux, le bassin de la Tinée est le siège de mouvements de versant nombreux et variés, allant de la chute ponctuelle de blocs rocheux jusqu'aux mouvements d'ensemble lents et étendus tels que ceux affectant les versants de La Clapière (Follacci, 1987 et 1999) ou du Bois de Malbosc (Follacci *et al.*, 1984 ; Julian & Anthony, 1996).

Ces phénomènes classiques sont probablement accentués dans la vallée de la Tinée par la sismicité régionale, la présence de fortes pentes entretenues par une érosion active, la pauvreté du couvert végétal et le régime de précipitations d'influence méditerranéenne, avec ses épisodes pluvieux rares mais de forte intensité. En outre, les mouvements de terrain peuvent y avoir un impact économique et social important. En effet, si on exclut les voies secondaires (étroites, sinueuses et soumises aux aléas naturels : enneigement, chute de pierres...), l'ensemble de la vallée n'est desservi que par un seul axe de circulation : la route départementale 2205 qui permet l'accès aux deux stations de ski d'Isola 2000 et Auron et assure la jonction avec la vallée du Var, donc avec la Côte d'Azur. L'importance stratégique de cette route, notamment en hiver, explique les nombreux aménagements qui ont été réalisés ces dernières années (pose de filet pare-blocs, ancrages passifs, dynamitage des masses instables, déviation de la route, etc.), aménagements qui ne suffisent cependant pas à résoudre entèrement les problèmes liés aux mouvements de versant, comme nous allons le voir dans le cas des Rochers de Valabres.

2.1- Cadre géologique et géomorphologique

La haute vallée de la Tinée (en amont de Saint-Sauveur-sur-Tinée) s'étend principalement dans les roches métamorphiques du socle hercynien de l'Argentera-Mercantour : paragneiss migmatitiques (connus sous le nom de « série d'Anelle »), orthogneiss meta-granitiques (« séries d'Iglière » et « de Rabuons »), ortho- et para-amphibolites. Les alternances lithologiques et la foliation hercynienne bien marquée, qui leur est parallèle, sont orientées NW-SE avec un fort pendage NE de l'ordre de 60 à 80°.

La basse vallée (en aval de Saint-Sauveur) se développe, quant à elle, dans les roches sédimentaires permiennes à crétacées de la couverture alpine de ce socle hercynien (Faure-Muret & Fallot, 1954).

L'évolution tectono-métamorphique hercynienne, polyphasée, est à l'origine d'une schistosité migmatitique très développée, orientée parallèlement aux alternances lithologiques (aujourd'hui NW-SE avec un fort pendage NE de l'ordre de 60 à 80°) et conférant aux roches du socle une forte anisotropie mécanique planaire. La tectonique alpine se marque principalement par :

- Le rejeu cisaillant dextre de la schistosité dans un contexte de raccourcissement NNE-SSW (), rejeu se concentrant dans des bandes de déformation étroites qui augmentent l'hétérogénéité du massif,
- Des chevauchements à fort pendage NE et à vergence SW affectant le socle et son tégument,
- Un décollement généralisé de la couverture au niveau du Trias évaporitique.

(Bogdanoff, 1986 ; Ivaldi *et al.*, 1991)

Du fait de l'importante érosion glaciaire quaternaire, la haute vallée est large, avec une morphologie en auge et un fond abondamment alluvionné, notamment dans sa portion comprise entre Saint-Etienne-de-Tinée et Isola. Entre Isola et Saint-Sauveur, elle est en revanche nettement plus encaissée et adopte un profil en V. Entre les confluents avec les ruisseaux de Mollières et de Longon, la Tinée traverse même des gorges étroites : les Gorges de Valabres (Figures 2-1 et 2-2). S'il est envisageable de considérer, comme le propose Julian (1976), que la morphologie en V d'une partie de la vallée résulte d'une dégradation des bords d'une auge glaciaire pré-existante, l'aspect « massif » des parois des Gorges de Valabres exclut d'emblée une telle atténuation des formes antérieures. La morphologie de ces gorges paraît donc difficilement compatible avec l'érosion glaciaire. Il est pourtant possible de démontrer, grâce à l'emplacement des placages de matériaux glaciaires et fluvio-glaciaires (tels que celui sur lequel est bâti le hameau abandonné de Valabres, cf. Figure 2-3), que les grands glaciers quaternaires ont tous franchi les gorges : à son maximum, le glacier würmien s'étendait même bien en aval de Saint-Sauveur et atteignait 100 à 200 mètres d'épaisseur dans les Gorges de Valabres (Figure 2-4). La régularité du profil en long de la Tinée montre par ailleurs que la présence des gorges ne trouve pas, non plus, une explication satisfaisante dans un phénomène d'incision fluviatile post-glaciaire, si bien que leur origine est mal comprise pour l'instant.

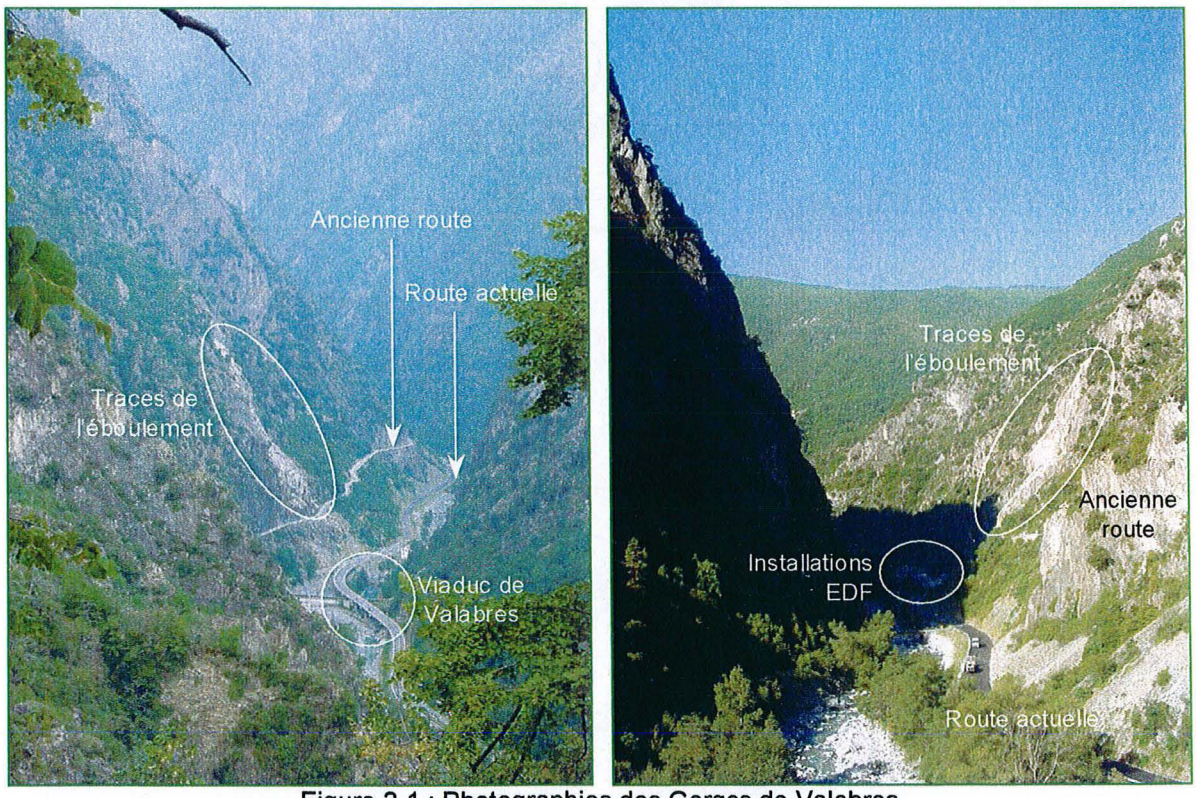


Figure 2-1 : Photographies des Gorges de Valabres.
A gauche : vue en direction du NE depuis les Granges de Tiecs. A droite : vue en direction du SW depuis la Crête d'Ungruène. Noter la présence des installations EDF associées à l'usine hydroélectrique souterraine de Valabres.

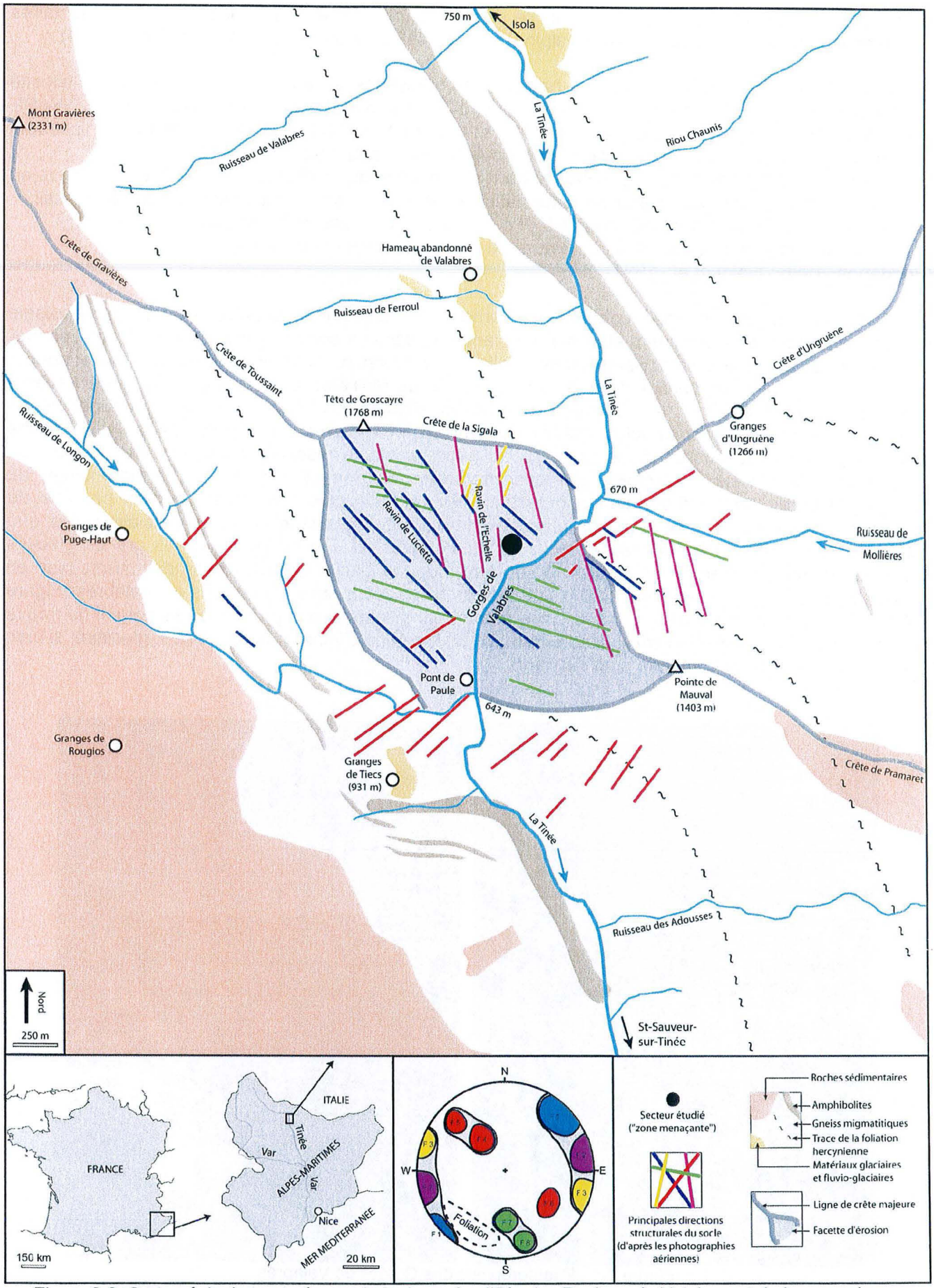


Figure 2-2 :Carte géologique et géomorphologique simplifiée des Rochers de Valabres et de leurs environs.

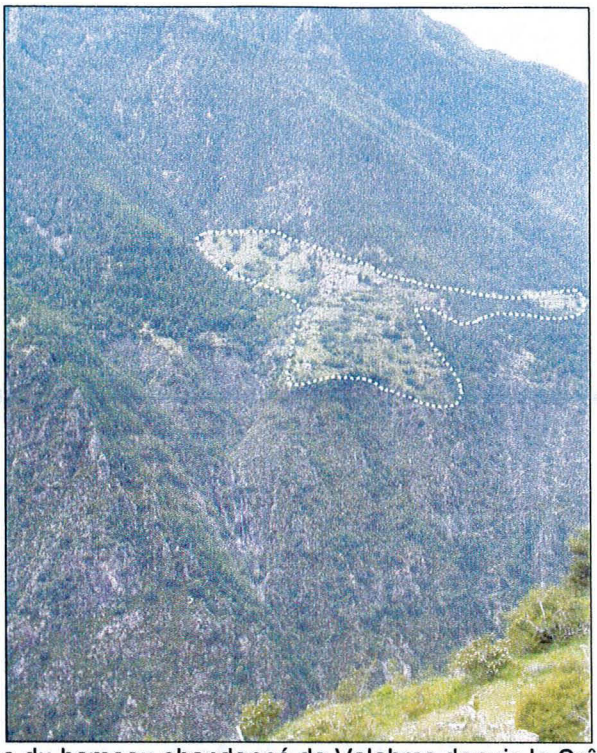


Figure 2-3 : Vue du hameau abandonné de Valabres depuis la Crête d'Ungruène.
Noter les placages de matériaux fluvio-glaciaires perchés au-dessus du fond de la vallée. Cliché : A. Calvino.

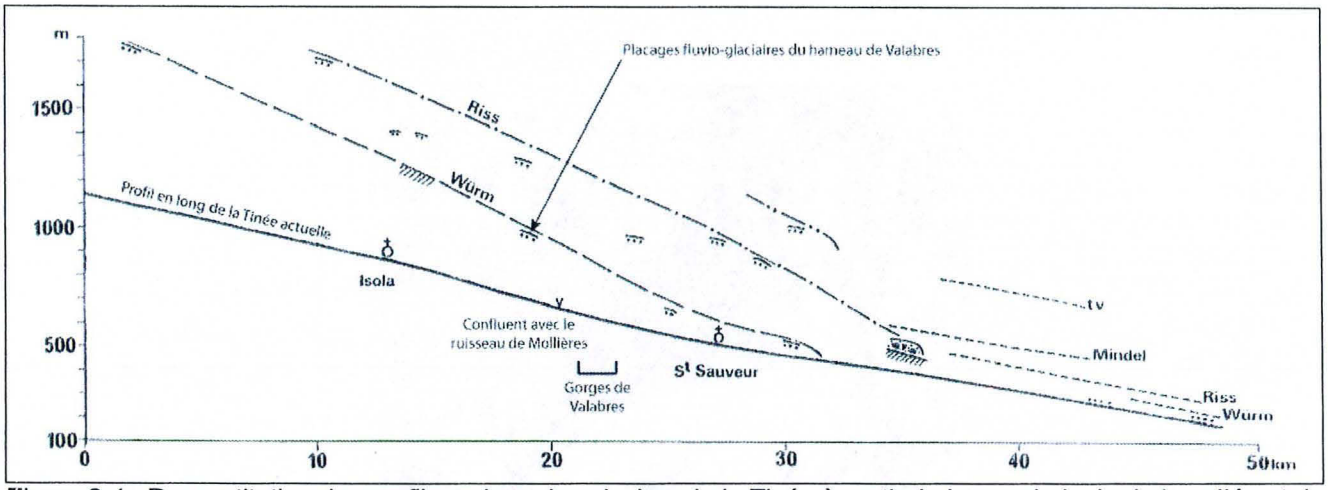


Figure 2-4 : Reconstitution des profils en long des glaciers de la Tinée à partir de la morphologie de la vallée et des matériaux d'érosion. D'après Julian (1976), modifié.

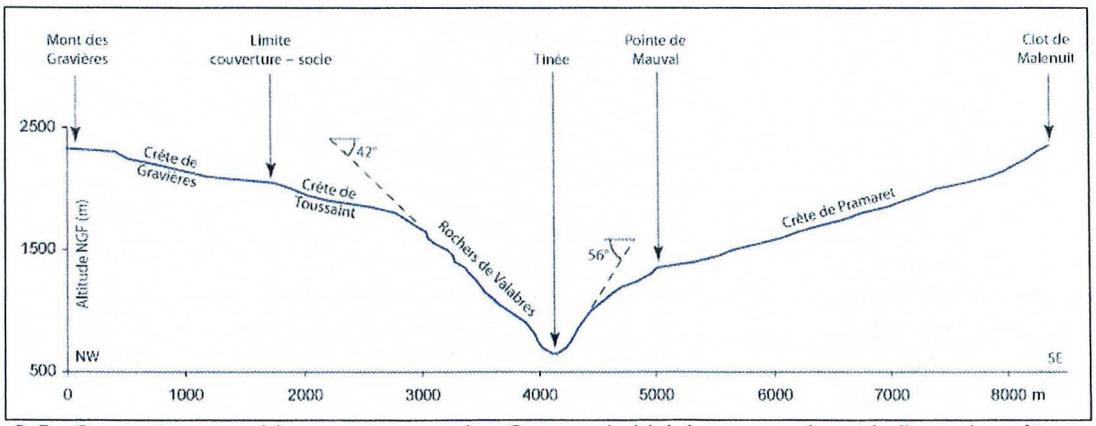


Figure 2-5 : Coupe topographique en travers des Gorges de Valabres en suivant la ligne de crête majeure.

Outre leur morphologie, les Gorges de Valabres présentent une autre particularité par rapport au reste du cours de la Tinée dans les terrains métamorphiques du socle : leur orientation. Alors que la vallée a une orientation régulière N160°E en amont comme en aval des gorges, elle change de direction au niveau de celles-ci en adoptant une direction N45°E. S'ensuit un tracé « en baïonnette » de la rivière qui, de part et d'autre des gorges, longe à l'Est d'abord et l'Ouest ensuite, une ligne de crête majeure d'orientation N130°E qui marque le relief sur plus de 10 km, depuis le Mont Mounier jusqu'au Mont Giraud, en passant pas le Mont Gravières, la crête des Gravières, la crête de Toussaint, la Pointe de Mauval, la crête de Pramaret et le Clot de Malenuit. Les Gorges de Valabres recoupent cette crête prismatique presque perpendiculairement, laissant ainsi apparaître **deux versants dissymétriques**, de forme globalement triangulaire, de part et d'autre de la rivière : le versant NW (en rive droite de la Tinée) est plus haut (il culmine à 1800 m), plus régulier et moins penté que le versant SE (rive gauche), dont les premiers 300 m sont particulièrement abruptes, avec une pente de plus de 50° (Figure 2-5). Le versant rive droite est connu sous le nom de « **Rochers de Valabres** ».

2.2- L'éboulement du 13 mai 2000 et la menace actuelle

Dans les Gorges de Valabres, la circulation a longtemps emprunté une route en corniche ouverte à la fin du XIX^{ème} siècle pour désenclaver la haute vallée. Etroite et dangereuse, elle a été abandonnée dans les années 1996-97 au profit d'un nouveau tracé qui suit le fond des gorges et franchit la Tinée par un pont : le « viaduc » de Valabres (Figure 2-1). Le 13 mai 2000, dans l'après-midi, un éboulement provenant des Rochers de Valabres (Figure 2-6) et estimé à 2000 m^3 a causé d'importants dégâts sur ce pont (Figure 2-7) et la route désaffectée, nécessitant une interruption totale du trafic routier pendant plusieurs semaines et amenant le quotidien Nice Matin à titrer « *La haute Tinée coupée du monde* » (article de P. Catuogno paru le 14 mai 2000).

Figure 2-6 : Zone de départ de l'éboulement du 13 mai 2000.
Noter l'importance du découpage initial par les fractures du massif rocheux. La ligne d'arrachement constitue une barre rocheuse haute de 5 à 10 m formant un arc de cercle de 20 à 30 m de développement. La base de l'ensemble éboulé est un vaste plan rocheux à pendage aval de l'ordre de 50°, dont les difficultés d'accès n'ont malheureusement pas permis de faire une reconnaissance précise (existence de ponts rocheux, de stries, de cristallisations). Cliché : A. Calvino.

Sous la direction du CETE Méditerranée de Nice et du Conseil Général des Alpes-Maritimes, des travaux de sécurisation importants ont été entrepris (pose d'ancrages passifs, de filets pare-blocs et purge des masses rocheuses les plus menaçantes par une entreprise spécialisée dans les travaux acrobatiques) pour permettre, dans un premier temps, aux véhicules d'emprunter l'ancienne route. Ce n'est que dans un second temps, après remplacement de la travée endommagée du pont, que la circulation a pu être rétablie sur son tracé actuel.

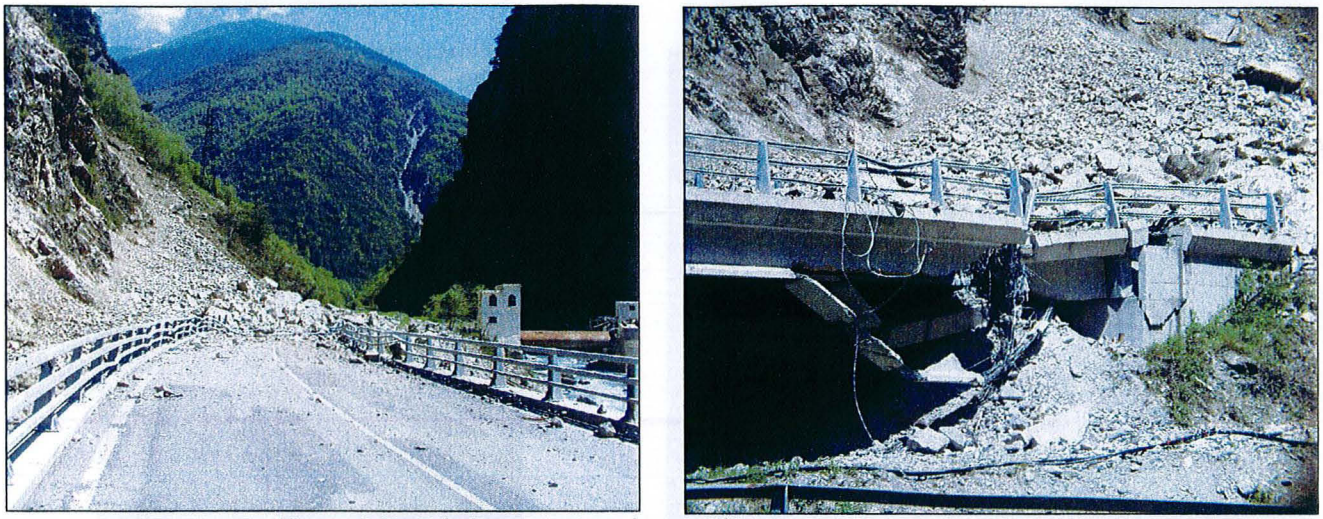


Figure 2-7 : Dégâts occasionnés par l'éboulement du 13 mai 2000.
A gauche : sur la nouvelle route. A droite : sur le pont, dont une travée est partiellement détruite et devra être remplacée. Cliché : A. Calvino.

Au cours des travaux, la menace particulière représentée par un bloc rocheux situé en-dessous de la zone de départ de l'éboulement a été mise en lumière. Ce bloc d'un volume de l'ordre de 10 000 m^3, était en effet délimité de toutes parts par des fractures nettes et continues, dont certaines à fort pendage vers l'aval (40 à 50°) et d'autres ouvertes de 10 à 40 cm selon les points considérés (Figure 2-8). S'il est clair que ces dernières pré-existaient à l'éboulement du 13 mai 2000, il est vraisemblable que leur ouverture se soit accentuée lors de l'impact des blocs de la masse éboulée. Techniquement impossible à conforter, le bloc en question a été dynamité.

La zone concernée ne peut cependant être considérée comme définitivement stabilisée : « *dans des sites escarpés comme les Gorges de Valabres, il est évident que l'objectif d'un risque nul d'éboulement ne pourra jamais être atteint* » (A. Oddou, géologue expert, société Géo-Ingénierie, Compte-rendu d'inspection du 25 mai 2000). Nous avons en particulier pu constater, sous la zone source de l'éboulement du 13 mai 2000 et immédiatement au SW du bloc dynamité, la présence d'autres blocs dans la même configuration que ce dernier (Figures 2-9 et 2-10), reposant sur une discontinuité ouverte à fort pendage vers la vallée correspondant à la « grande dalle ». C'est pourquoi nous parlerons désormais de « **zone menaçante** » pour qualifier cette portion du versant. C'est cette zone que nous avons retenue comme site-laboratoire.

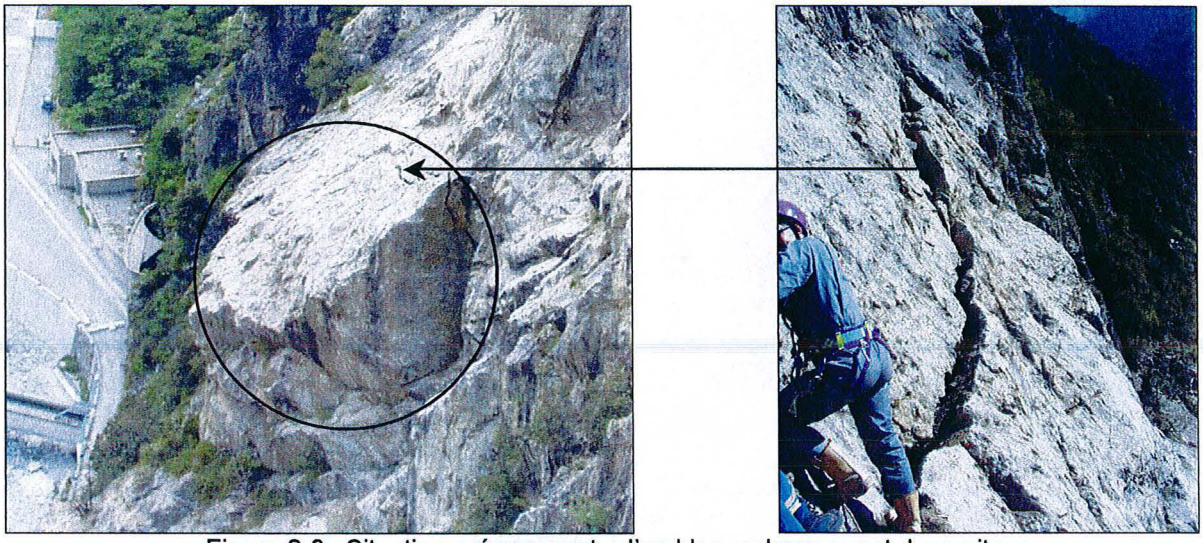


Figure 2-8 : Situation préoccupante d'un bloc rocheux avant dynamitage.
A gauche : vue latérale du dessus et vers le SW. A droite : par endroits, certaines fractures limitant ce bloc montraient une ouverture d'au moins une vingtaine de centimètres. La surface libre de ce bloc constitue ce que nous appellerons par la suite la « dalle supérieure ». Clichés : A. Calvino.

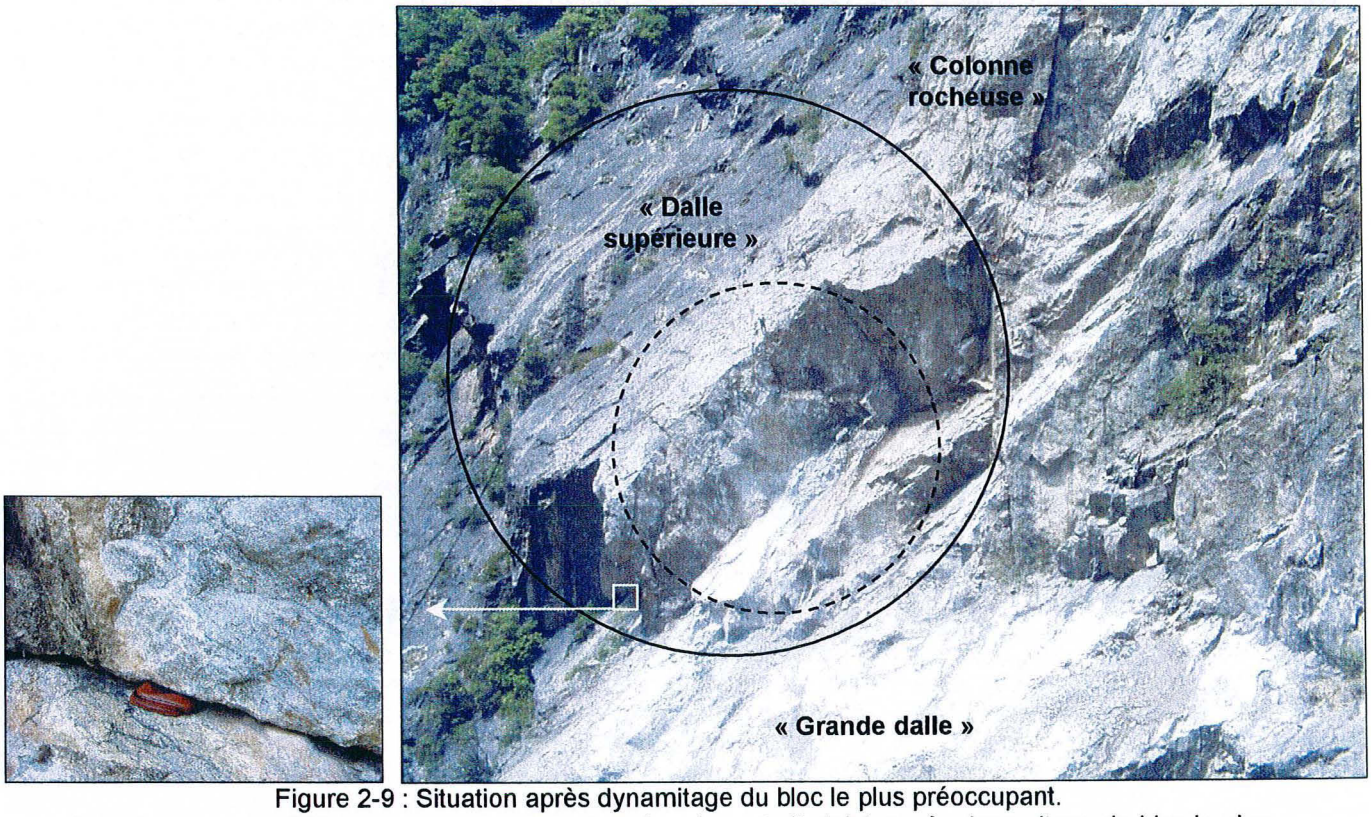


Figure 2-9 : Situation après dynamitage du bloc le plus préoccupant.
A droite : vue vers l'W de la « zone menaçante » (cercle en trait plein), après dynamitage du bloc le plus préoccupant (cercle en pointillé). Un travailleur-acrobate donne l'échelle. Noter la « colonne rocheuse » limitée à l'arrière par une fracture largement ouverte. Cliché : A. Calvino.
A gauche : détail montrant une discontinuité ouverte de 5 cm à la base des blocs de la « zone menaçante ».

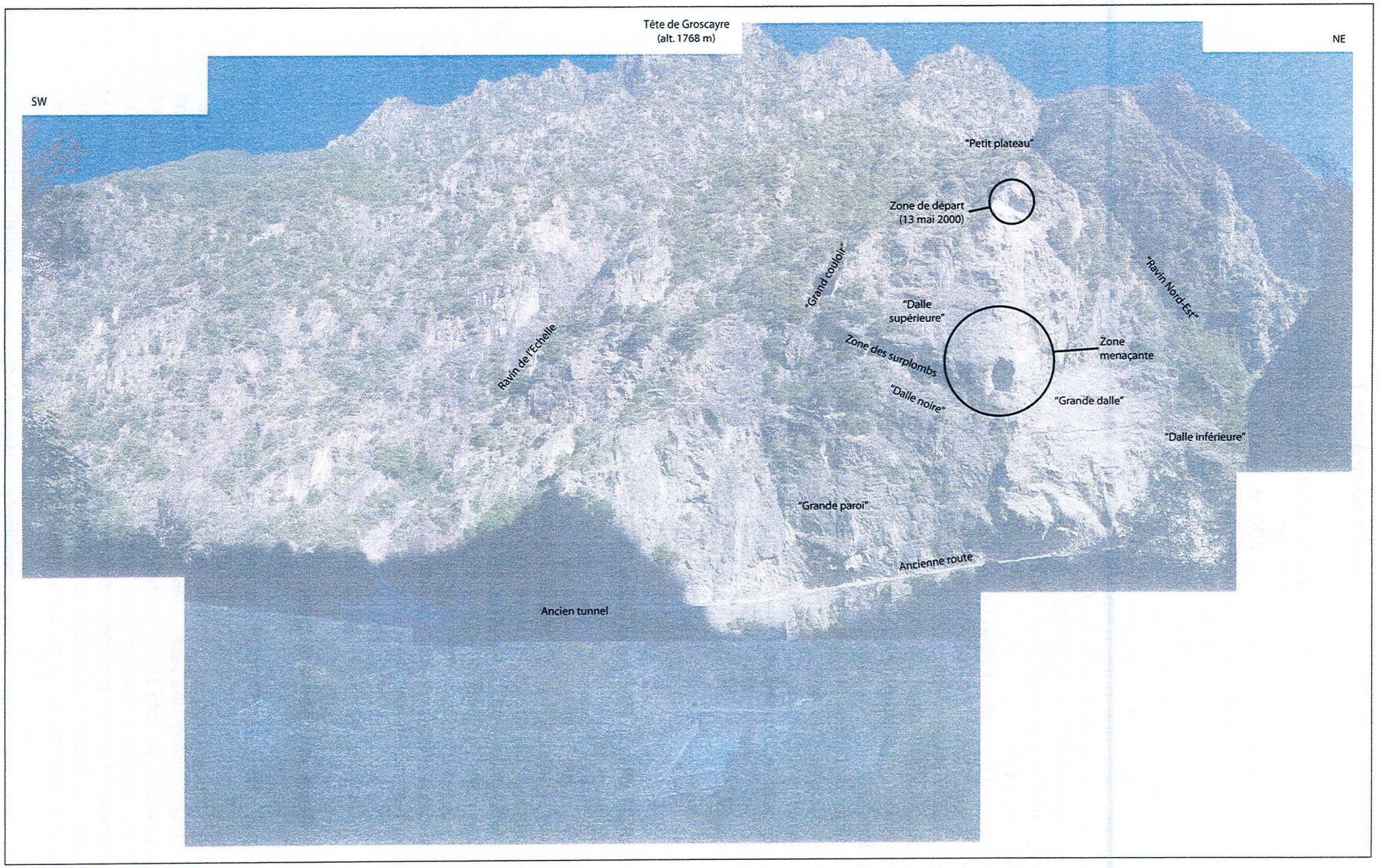


Figure 2-10 : Le versant des Rochers de Valabres. Montage photographique : F. Cappa.

2.3- Pourquoi ce site est-il adapté à notre étude ?

Plusieurs points nous ont conduits au choix de la « zone menaçante » des Rochers de Valabres comme site-laboratoire pour notre recherche :

- Situé en moyenne montagne (entre 600 et 1800 m d'altitude) et à proximité immédiate de la RD 2205, le site est accessible en toute saison, presque indépendamment des conditions climatiques.
- La route désaffectée permet de l'atteindre facilement le pied du site avec un véhicule. De là, il est aisé, par des techniques élémentaires d'escalade, de progresser dans le versant jusqu'à atteindre le secteur à étudier.
- L'éboulement de mai 2000 ainsi qu'un autre éboulement qui a affecté la rive gauche de la Tinée et détruit en 1997 une prise d'eau EDF en 1997 laisse supposer une certaine « activité » du site, quoique probablement sporadique.
- Cette impression est confirmée par la présence frappante de facteurs de prédispositions et notamment d'un système très continu de fractures plus ou moins ouvertes à fort pendage vers la vallée (voir §4.1).
- L'existence d'un vaste réseau de galeries EDF au sein du massif rocheux, orientées dans plusieurs directions et situées à différentes altitudes, offre une intéressante vision quasiment tri-dimensionnelle du site et constitue de plus un local idéal pour le stockage du matériel d'acquisition des données, à l'abri des intempéries et d'éventuels actes de vandalisme.
- La présence du hameau de Pont-de-Paule à proximité facilite l'accès aux réseaux électrique et téléphonique.
- La configuration des lieux permet d'envisager un suivi topographique depuis le fond de la vallée et le versant opposé, au moyen d'un tachéomètre haute précision.
- Les fortes amplitudes thermiques et les précipitations occasionnellement très abondantes qui caractérisent le climat des Alpes du Sud constituent des facteurs déclencheurs potentiels de crises futurs.

3- ACQUISITION DE PARAMETRES DESCRIPTIFS DU VERSANT

Les investigations sur le site-laboratoire des Rochers de Valabres ont débuté par une phase « d'appropriation des lieux » largement empirique et qu'il est donc difficile de décrire formellement, bien que son intérêt ne soit pas à remettre en cause. Elle a consisté à chercher différents points du vue sur la zone d'étude dans l'objectif de mieux en percevoir les dimensions et la géométrie. Après cette approche « intuitive », nous avons abordé une caractérisation statique (au sens du Chapitre 1) plus quantitative du versant au moyen de relevés topographiques, d'une analyse de fracturation et d'une caractérisation mécanique des matériaux.

3.1- Relevés topographiques

La carte IGN au 1/25000ème s'avérant insuffisante pour notre étude, nous nous sommes procurés des plans EDF relatifs à l'usine hydroélectrique souterraine de Valabres, que nous avons complétés par des relevés topographiques réalisés à l'aide d'un tachéomètre laser, d'un théodolite optique et de jumelles-distancemètriques laser. Ces deux dernières techniques présentent sur la première l'avantage de ne pas nécessiter l'utilisation de réflecteurs. Si leur précision en est diminuée, leur utilisation en est en revanche rendue beaucoup plus simple puisqu'elles n'imposent pas qu'une personne matérialise successivement avec un réflecteur tous les points mesurés. Nous avons ainsi obtenu une carte de la zone étudiée au 1/500ème avec une précision d'ordre métrique (travail réalisé par S. Binet, A. Charmoille, F. Cappa et Y. Guglielmi), ce qui est amplement suffisant pour la première phase de l'étude.

Cette carte devra cependant être améliorée puisque sa résolution spatiale actuelle n'est par endroits que de l'ordre de la dizaine de mètres pour l'instant. Dans cet objectif, un **modèle numérique de terrain**

(MNT) a récemment été réalisé au moyen d'un scanner laser haute-résolution (résolution spatiale d'une dizaine de centimètres et précision centimétrique). Il n'a pas été utilisé pour l'instant.

3.2- La fracturation à différentes échelles et ses implications morphologiques

3.2.1- Fracturation déci- à décamétrique

A l'échelle de l'affleurement, des relevés linéaires de fractures à la boussole ont été réalisés selon des lignes de mesures d'orientation variable, à la fois sur le front de falaise (le long de la route désaffectée) et dans les galeries EDF. Ces dernières ont été misee à profit pour le levé de discontinuités n'interceptant pas la surface naturelle.

Malgré une très grande dispersion des relevés due à l'aspect « ondulé » de la plupart des discontinuités (trouvant son origine une histoire tectonique très polyphasée), il a été possible de mettre en évidence différentes **familles de fractures** selon des critères purement géométriques (orientation), comme le montre la Figure 2-11. L'orientation de la **foliation hercynienne** ne correspond que partiellement à l'orientation régionale (N115°E, 70°NE d'après Gunzburger & Laumonier, 2002). Nous verrons au §3.2.3 cet écart est attribuable à un pli local du socle. Précisons que, si la foliation n'est pas assimilable à proprement parler à une familles de fractures, elle peut néanmoins en jouer localement le rôle puisque certaines fractures calquent leur orientation sur celle de la foliation.

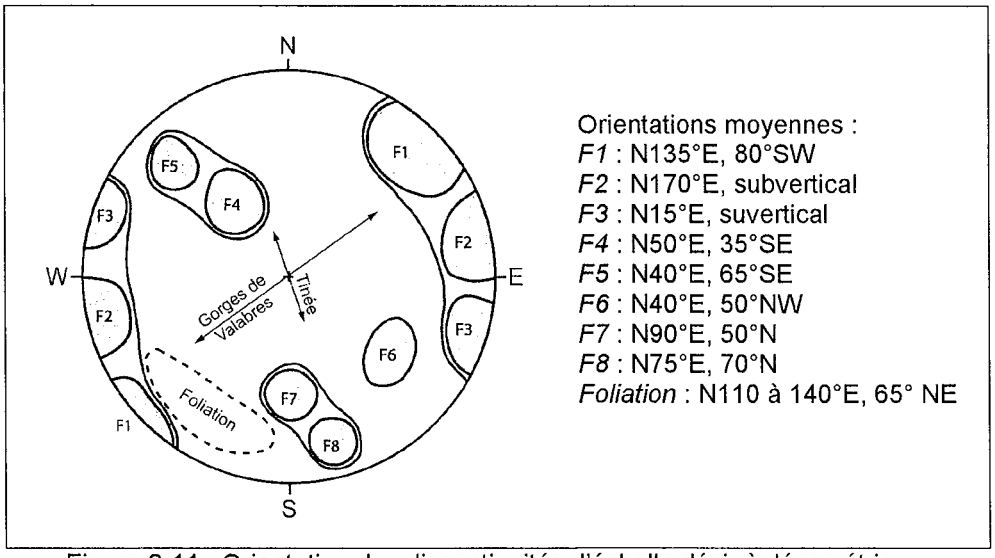


Figure 2-11 : Orientation des discontinuités d'échelle déci- à décamétrique.
Représentation stéréographique en hémisphère inférieur des pôles des fractures et des plans de foliation relevés au niveau de la route désaffectée et dans les galeries EDF. Sont également reportées à titre indicatif les orientations moyennes de la vallée au niveau des Gorges de Valabres (N45°E) et de part et d'autre de celles-ci (N160°E). Pour les orientations, on utilise la norme française (azimut, direction du pendage, pendage).

Outre l'absence notable de fractures de pendage faible à nul (la partie centrale de la représentation stéréographique est vierge), nous pouvons remarquer que les fractures se distribuent schématiquement en 3 « super-familles » :

- les **discontinuités sub-verticales** (familles F1, F2, F3) dont l'azimut est très variable (de N30°E à N150°E environ),
- les discontinuités d'azimut plus ou moins parallèle à la direction des gorges (N45°E) et de **pendage vers l'intérieur du massif** (familles F6, F7 et F8),
- les discontinuités d'azimut plus ou moins parallèle à la direction des gorges et de **pendage vers la vallée** (familles F4, F5). C'est l'une des ces fractures qui délimitait à la base le volume rocheux éboulé le 13 mai 2000.

La distribution en familles et super-familles proposée ici ne doit pas être considérée ici comme un critère absolu de classement des discontinuités. Ainsi, faute pour l'instant d'autres critères tels que des caractéristiques géométriques et morphologiques (taille, ouverture, indices micro-tectoniques...), minéralogiques ou de chronologie relative, il est souvent difficile de déterminer si une fracture, prise isolément, appartient à telle ou telle famille. Mais ce n'est pas là la vocation des regroupements proposés, dont la valeur est essentiellement statistique. Les principales orientations mises en lumière ici n'en sont pas pour autant pur artefact local, mais correspondent à des **directions tectoniques** connues régionalement (Ivaldi *et al.* ,1991 ; Guardia *et al.* ,1996)

3.2.2- Fracturation déca- à hectométrique

Le versant des Rochers de Valabres présente, au moins dans la zone sur laquelle se concentre notre attention, un aspect « vif » et une topographie fortement anguleuse. Sa morphologie est marquée par un étagement de **dalles** à fort pendage vers les gorges (« dalle inférieure », « grande dalle » prolongée vers le SW par la « dalle noire », « dalle supérieure » ; cf. Figure 2-10), entrecoupées de **ressauts** de hauteur variable et montrant généralement un fort pendage vers l'amont, ce qui leur confère un caractère légèrement surplombant (dans la « zone des surplombs » par exemple). En outre, le versant est profondément entaillé par de longs **ravins** et par des **couloirs** très raides dans lesquels coulent des torrents plus ou moins pérennes (ravin de Lucietta, ravin de l'Echelle, « ravin nord-est », « grand couloir »). Ces incisions sont généralement orientées NW-SE à N-S ; les plus étendues d'entre elles partent du fond des gorges et atteignent pratiquement la ligne de crête.

Un travail de photo-interprétation réalisé sur différentes vues de face des Rochers de Valabres permet d'interpréter cette morphologie « en facettes » (Figure 2-12) comme une manifestation du découpage du versant par des discontinuités dont les orientations peuvent être rapprochées de celles des décrites au §3.2.1, bien que les dimensions soit ici supérieures de plusieurs ordres de grandeur. Les ressauts sont ainsi l'expression des fractures des familles F7 et F8 alors que les dalles peuvent être attribuées aux fractures des familles F4 et F5. On pourra donc parler de « **facettes structurales** ».

L'aspect très « frais » et peu altéré des dalles, pourrait être associé à d'anciens glissements plans. Aucune autre trace de tels mouvements ne persiste cependant aujourd'hui, ni dans les archives, ni sur le terrain. Il est donc difficile de savoir quel crédit accorder à cette hypothèse. Notons également que le faible développement des familles F6, F7 et F8 est probablement à l'origine de l'absence de telles dalles dans le versant en rive gauche et contribue donc à la dissymétrie des versants des Gorges de Valabres.

3.2.3- Fracturation hecto- à kilométrique

A l'échelle des Gorges de Valabres dans leur ensemble, nous avons procédé à une **photo-interprétation** à partir de la couverture aérienne réalisée par l'IGN. Nous avons pu repérer les traces dans la morphologie des accidents majeurs, telles que reportée sur la Figure 2-2. Ces traces sont souvent rectilignes, au moins sur de courtes distances, ce qui confirme que la plupart des discontinuités sont à fort pendage. Encore une fois, nous retrouvons les mêmes familles d'accidents que précédemment, comme le montre la Figure 2-13.

Nous pouvons en outre noter que l'orientation des Gorges de Valabres correspond à la direction du plan axial d'un **vaste pli du socle hercynien** marqué par une virgation de la foliation et des niveaux à amphibolites (voir Figure 2-2). L'existence de cette structure peut contribuer à expliquer l'abondance des fractures d'azimut N45°E et, par là même, l'orientation des Gorges de Valabres (orientation sensiblement différente de celle du cours « normal » de la Tinée, comme nous l'avons déjà dit) : la Tinée profiterait d'une zone très fracturée du socle hercynien pour franchir la crête majeure qui court du Mont Mounier au Mont Giraud. La spécificité morphologique des gorges (§2.1) trouve ainsi une partie de son origine dans la structuration tectonique du massif rocheux encaissant.

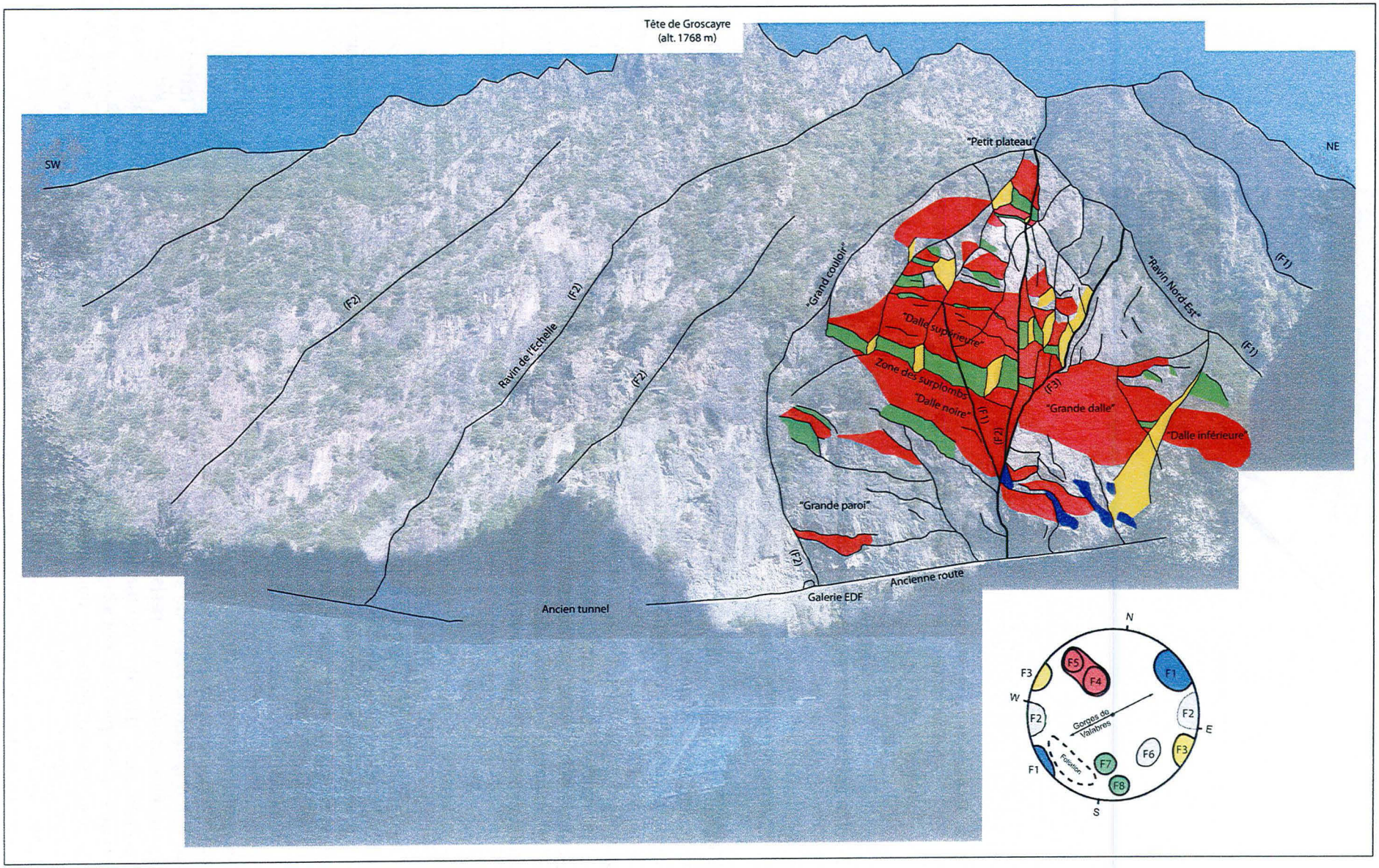


Figure 2-12 : Morphologie en "facettes structurales" des Rochers de Valabres. Montage photographique : F. Cappa.

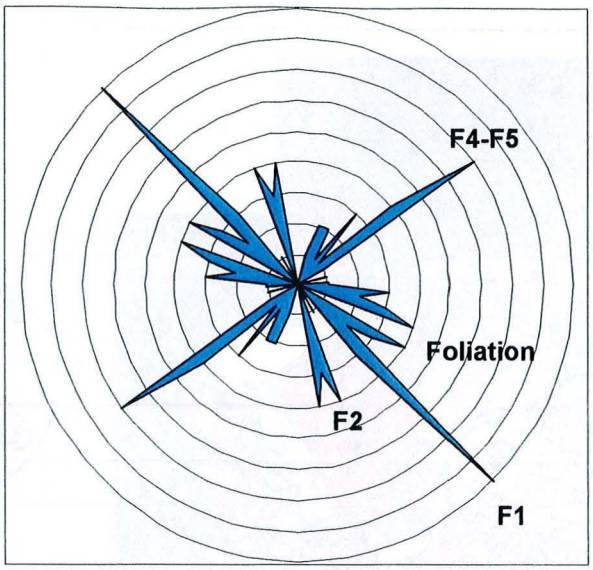


Figure 2-13 : Rosace des azimuts des morpho-structures visibles sur photographies aériennes. La longueur des branches est proportionnelle au nombre des morpho-structures.

3.3- Caractérisation mécanique des gneiss des Gorges de Valabres

3.3.1- Propriétés mécaniques anisotropes de la matrice rocheuse

Des essais de compression uniaxiale réalisés au Laboratoire Régional des Ponts et Chaussées d'Aix-en-Provence (cf. Annexe 8 et Serratrice, 2003) ont permis de montrer que les gneiss des Gorges de Valabres constituent un matériau peu original, quoique **fortement anisotrope** du fait de la foliation hercynienne. Le module de Young « apparent » et la contrainte axiale à la rupture varient en effet significativement en fonction de la direction selon laquelle sont taillées les éprouvettes par rapport à la foliation : le module de Young apparent est maximum parallèlement à la foliation et minimum perpendiculairement à elle ; la contrainte axiale à la rupture est maximale perpendiculairement à la foliation et minimale selon une direction oblique. Les gammes de variation des différentes caractéristiques sont présentées dans le Tableau 2-1.

	Valeur minimale	Valeur maximale
Densité *d*	2,61	2,67
Module de Young « apparent » *E* (GPa)	15,3 (θ=90°)	38,3 (θ=10°)
Contrainte axiale à la rupture σ_c (MPa)	51,1 (θ=45°)	107,6 (θ=90°)

Tableau 2-1 : Gamme de variations des résultats des essais réalisés sur les gneiss des Gorges de Valabres. Les valeurs faussées par l'existence de micro-fissures dans les éprouvettes ne sont pas prises en compte ici. θ désigne l'angle entre l'axe de l'éprouvette et les plans de foliation.

Nous avons également procédé à des mesures de rebond au **scléromètre** *in situ* (Figure 2-14). Egalement connu sous le nom de **marteau de Schmidt**, cet appareil contient une masse qui est propulsée sur une facette plane du rocher avec une énergie donnée. L'amplitude du rebond lors de l'impact peut être corrélée à la résistance « apparente » à la compression uniaxiale *via* un abaque prenant en compte l'orientation du marteau par rapport à la verticale. (Faute de facettes suffisamment bien orientées, il n'a pas été possible de différencier systématiquement les valeurs de l'amplitude du rebond parallèlement et perpendiculairement à la foliation.) Une quarantaine de relevés a été effectuée sur 3 sites et traitée en éliminant les valeurs les plus faibles, qui peuvent être attribuées à des imperfections de l'impact. Les résultats obtenus permettent de retrouver les ordres de grandeur issus des essais de laboratoire (Tableau 2-2).

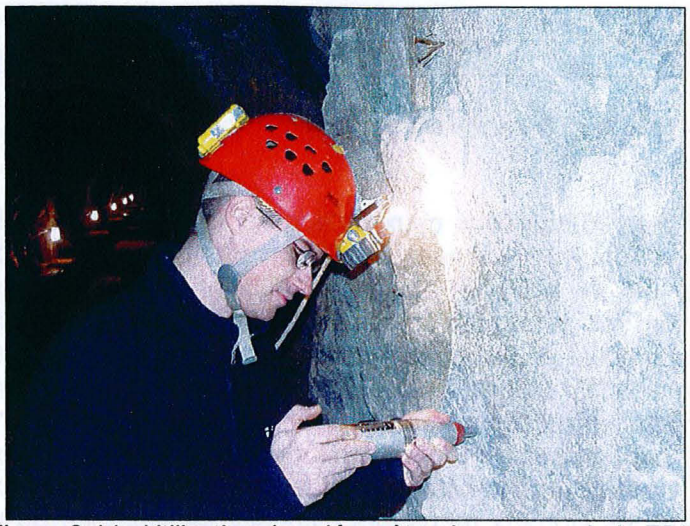


Figure 2-14 : Utilisation du scléromètre dans une galerie EDF.

	Site 1	Site 2	Site 3
Lieu	Galerie EDF		Front de falaise
Estimation de σ_c (MPa)	40	88	80

Tableau 2-2 : Résultats des relevés sclérométriques.

En dernier lieu, des mesures de vitesse de propagation des ondes P (ondes de compression) dans des éprouvettes ont été réalisées en laboratoire, au LAEGO-ENSG par J. Wassermann et F. Rivet (Rivet, 2004). La vitesse mesurée parallèlement à la foliation (de l'ordre de 4200 à 5000 $m.s^{-1}$) est supérieure à celle mesurée perpendiculairement (3500 $m.s^{-1}$), ce qui est conforme à l'évolution des module de Young « apparents » présentée dans l'Annexe 8.

3.3.2- Propriétés mécaniques du massif rocheux

Pour compléter la caractérisation mécanique à l'échelle des éprouvettes de laboratoire, nous avons également procédé à la **caractérisation en grand du massif rocheux**, c'est-à-dire à la détermination des propriétés mécaniques (déformabilité et résistance) à l'échelle de quelques dizaines ou centaines de mètres cubes.

En premier lieu, la caractérisation en grand a été réalisée sur la base des relevés linéaires de fractures décrits précédemment, en utilisant le **système RMR** (*Rock Mass Rating*) développé par Bieniawski (1989). Cette classification géotechnique est issue de considérations statistiques et de l'analyse de bases de données. Sans préjuger de sa pertinence scientifique, cette méthode, largement employée, permet donc d'obtenir rapidement une idée de la « **qualité géotechnique** » d'un massif rocheux.

Pour accéder au RMR, nous avons évalué différentes caractéristiques du massif rocheux telles que la résistance à la compression simple de la matrice, l'espacement moyen des discontinuités d'une même famille, leur extension, etc. A chacun de ces paramètres est associée une note. La somme des notes constitue l'indice RMR (sec) du site d'étude considéré. Nous avons ainsi pu évaluer le RMR au niveau des 3 sites où avait été utilisé le scléromètre (Tableau 2-3). Nous retiendrons une valeur moyenne de 56,9 pour le RMR sec. D'après des relations empiriques (Gunzburger, 2001 et Gunzburger & Merrien-Soukatchoff, 2002), nous en déduisons les caractéristiques suivantes pour un **milieu continu équivalent** (MCE) fictif de même comportement que le volume élémentaire représentatif du massif rocheux réel :

$E_{éq}$ (GPa) $\approx 10^{(RMR-10)/40} \approx 15$	d'après Serafim & Pereira (1983), cités par Bieniawski (1989)
$C_{éq}$ (kPa) ≈ 5 RMR ≈ 285	d'après Bieniawski (1979), cité par Bieniawski (1989)
$\phi_{éq}$ (°) ≈ 0.5 RMR + 8.3 ≈ 37	d'après Trunck & Hönisch (1989), cités par Bieniawski (1989)

	Site 1	Site 2	Site 3
Lieu	Galerie EDF		Front de falaise
RMR sec	51,6	61	58

Tableau 2-3 : Récapitulatif des résultats des calculs de RMR.

Ces résultats peuvent être comparés à ceux obtenus à l'aide du SCARABEE (Système Complet d'Auscultation des Roches d'Appui de Barrages et d'Excavation), appareil de petite sismique marteau électronique développé par Coyne & Bellier et dont la vocation est, comme pour le RMR, de fournir rapidement une appréciation sur la qualité mécanique d'un massif rocheux (Marlinge, 2004). Le protocole d'utilisation en est simple : on frappe le rocher à l'aide d'un marteau sur le manche duquel on a fixé un accéléromètre (Figure 2-15). L'onde induite dans le massif est reçue plus loin, par un géophone uniaxial qui transforme la vibration mécanique en signal électrique. Celui-ci est enregistré par l'appareil sous forme numérique. Il peut ensuite être visionné directement sur l'écran ou téléchargé sur un ordinateur pour analyse. Afin d'évaluer les caractéristiques mécaniques du massif rocheux, on installe le géophone puis on enregistre les signaux reçus lors d'impacts au marteau de même énergie, mais de plus en plus éloignés du géophone (jusqu'à une distance de 30 m environ). La vitesse des ondes P (ondes de compression) et des ondes S (ondes de cisaillement) est alors déterminée par l'analyse des domochroniques. Cette méthode est essentiellement indicative ; il n'est, en particulier, pas évident que les ondes enregistrées soient bien des ondes de volume, comme indiqué ci-dessus, et non plutôt des ondes de surface, ce qui modifierait notablement l'interprétation des résultats. Il faut donc faire preuve de prudence vis à vis des valeurs du coefficient de Poisson $\nu_{éq}$ du milieu continu équivalent (MCE), de son module de Young dynamique et de son module de Young statique $E_{éq}$ que le SCARABEE permet de calculer.

Cette méthodologie a été mise en œuvre sur 3 sites (Tableau 2-4). Les valeurs moyennes sont :

$$E_{éq} = 20,7 \text{ GPa} \qquad \nu_{éq} = 0,24$$

Les vitesses des ondes P mesurées *in situ* diffèrent peu de celles obtenues au laboratoire sur une éprouvette sans discontinuité apparente, ce qui tend à prouver que les discontinuités traversées par les ondes *in situ* sont globalement fermées et ne manifestent pas de pouvoir atténuant notoire. Cette conclusion sera en partie remise en cause au §3.3.4 du Chapitre 4.

	Site 1	Site 3	Site 4	Moyenne
Lieu	Galerie EDF	Front de falaise	Galerie EDF	
Vitesse des ondes P ($m.s^{-1}$)	4790	3990	3210	4000
Vitesse des ondes S ($m.s^{-1}$)	2500	2640	1710	2290
Fréquence des ondes P (Hz)	1300	1040	1410	1250
Fréquence des ondes S (Hz)	1080	950	830	950
$\nu_{éq}$	0,31	0,11	0,3	0,24
$E_{éq}$ statique (MPa)	25500	20300	16300	20700
$E_{éq}$ dynamique (MPa)	44300	41800	20600	35600

Tableau 2-4 : Caractéristiques du milieu continu équivalent déduites de l'utilisation du SCARABEE. (Analyse réalisée par V. Mouren et A. Nachbaur).

3.3.3- Propriétés mécaniques des discontinuités

Pour l'heure, aucune caractérisation mécanique des discontinuités n'a été réalisée. Des essais de cisaillement en laboratoire avec écoute de l'émission acoustique sont prévus au LRPC de Toulouse sous la direction de D. Virely, courant 2005. Les modalités de leur réalisation doivent encore être définies. Des indications concernant le protocole expérimental envisagé sont cependant fournies par Wassermann *et al.* (2003).

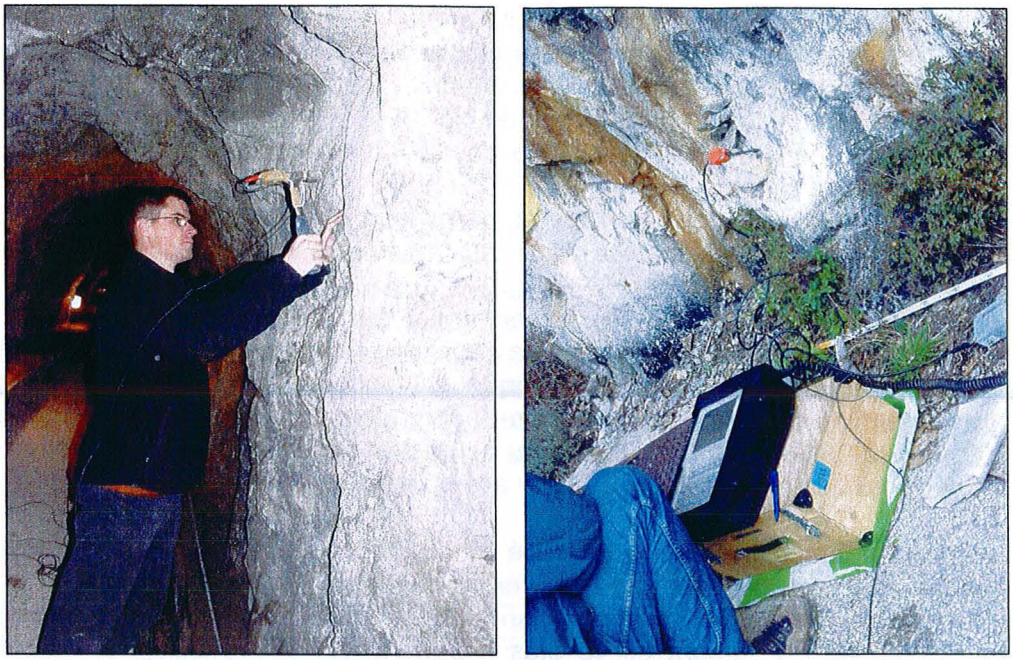


Figure 2-15 : Utilisation du SCARABEE.
A gauche : génération des vibrations par un coup de marteau. A droite : appareil d'enregistrement.

4- PREMIERES INVESTIGATIONS SUR LES CAUSES DES EBOULEMENTS, CONSIDERATIONS SUR LA MANIERE D'APPREHENDER CES CAUSES PAR MODELISATION NUMERIQUE

Après avoir rassemblé les éléments descriptifs nécessaires à l'étude du versant des Rochers de Valabres et plus particulièrement du site-laboratoire que constitue la « zone menaçante », nous allons, dans les prochaines pages, montrer comment les causes potentielles d'instabilité peuvent être appréhendées par le biais de la modélisation numérique. Les investigations présentées peuvent aider à mieux comprendre l'éboulement du 13 mai 2000. La zone de départ de celui-ci étant d'accès difficile, elles visent cependant surtout à analyser les phénomènes intervenant dans la « zone menaçante ».

4.1- La géométrie du réseau de fractures comme facteur de prédisposition : calculs tridimensionnels à l'équilibre-limite

4.1.1- Objectifs des calculs

Nous avons pu repérer, au niveau de la zone de départ de l'éboulement du 13 mai 2000, un réseau de discontinuités, vraisemblablement préexistantes pour la majorité d'entres elles. La discontinuité qui limitait à la base le volume éboulé appartient à la famille F4-F5. Elle a apparemment été le support du glissement plan qui fut à l'origine de l'événement. Il est donc légitime de s'interroger sur le rôle que jouent les différentes familles de discontinuités dans la prédisposition à la rupture de la falaise des Rochers de Valabres et leur influence sur les événements catastrophiques qui en constituent le paroxysme. Cette question a été abordée de manière simple au moyen d'un **calcul tridimensionnel à l'équilibre limite** réalisé avec le logiciel RESOBLOK, un outil intégré de modélisation par blocs écrit en langage C et fonctionnant sous LINUX (Heliot *et al.*, 1988 ; Baroudi *et al.*, 1990 ; Korini *et al.*, 1993).

Pour ce calcul, le massif rocheux est considéré comme un **assemblage de blocs indéformables** séparés par des discontinuités. Les blocs situés au voisinage d'une surface libre sont susceptibles de se déplacer vers l'extérieur du massif, entraînant éventuellement par la suite le déplacement d'autres blocs

situés plus en profondeur. On procède donc par itérations. A un stade donné du calcul, l'algorithme utilisé pour savoir si un bloc possédant un bord libre est **stable** (en équilibre) ou **instable** (en déséquilibre) se décompose en deux parties :

- l'évaluation géométrique de la « déplaçabilité » du bloc,
- lorsque le bloc est géométriquement déplaçable, l'évaluation mécanique de sa stabilité donne lieu au calcul d'un coefficient de sécurité.

On distingue ainsi les blocs « non déplaçables » et, parmi les blocs « déplaçables », les blocs « stables même sans frottements », les blocs « stables grâce aux frottements » et les blocs « instables ».

Vu les dimensions importantes du site expérimental des Rochers de Valabres, il n'a pas été possible de procéder à un relevé déterministe de sa géométrie (topographie et réseau de discontinuités). Nous avons donc adopté une **approche stochastique**. La topographie du versant a ainsi été assimilée à un plan moyen déterminé par interpolation linéaire à partir de point repérés sur la carte topographique IGN au 1/25000 (Figure 2-16). De même, le réseau de fractures a été généré aléatoirement à partir des lois statistiques déduites des relevés linéaire *in situ* à la boussole.

Si, dans un premier temps, il avait été envisagé d'introduire toutes les familles de fractures avec leur extension moyenne et leur espacement moyen, les limitations en capacité du logiciel ont contraint à restreindre ces objectifs. Nous nous sommes donc limités aux 4 familles de fractures dont l'impact morphologique à l'échelle du versant est le plus important : F1, F3, F4-F5, F8 (voir § 3.2.2). Les espacements et les extensions n'ont pu être respectés et on a choisi pour ces paramètres des valeurs nettement plus élevées afin que l'aspect visuel de la fracturation corresponde à l'image de la fracturation obtenue par interprétation des photographies de face du versant (Figure 2-16). Ce choix est justifié par l'hypothèse que la modification de la densité du réseau de discontinuités modifie le volume total des blocs instables mais pas la proportion relative des différents mécanismes d'instabilité (chute libre, glissement plan, glissement dièdre, etc.).

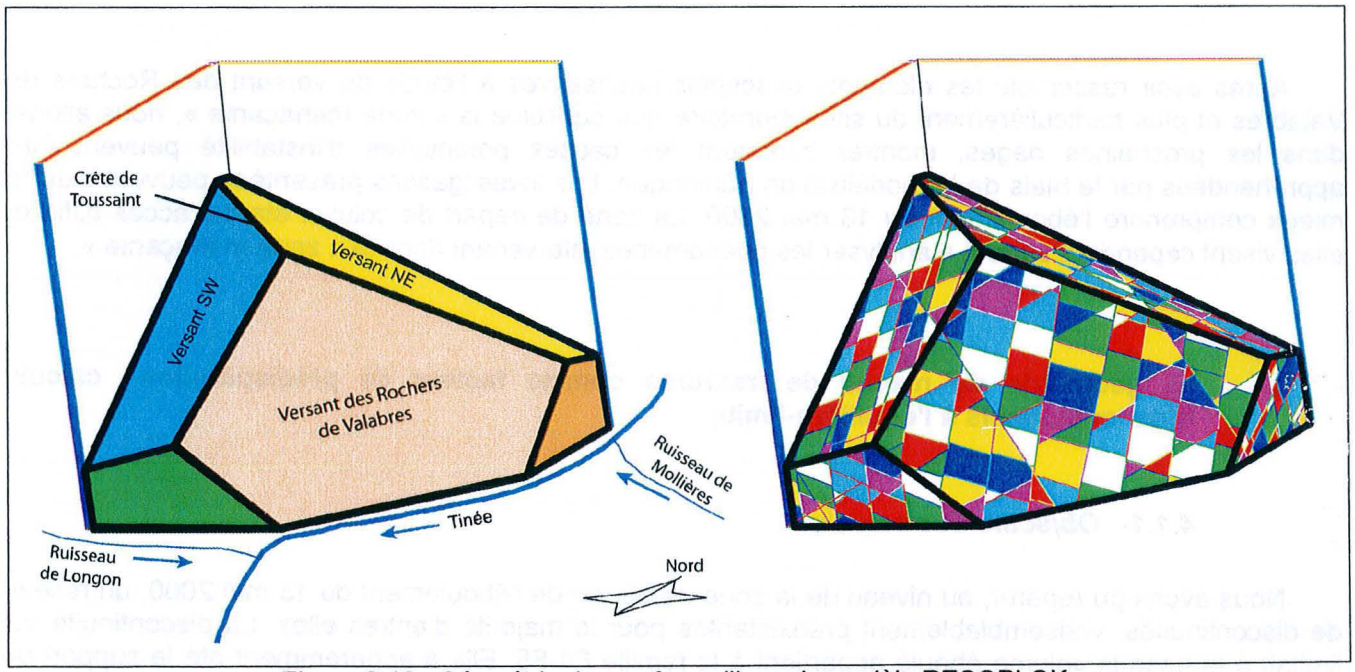


Figure 2-16 : Géométrie des surfaces libres du modèle RESOBLOK.

Pour ce qui est de l'orientation des fractures, RESOBLOK permet de prendre en compte une certaine variabilité par le biais d'un coefficient de dispersion des orientations. Faute d'informations suffisantes sur ce dernier dans le cas des Rochers de Valabres, nous n'avons pas cherché à utiliser la fonctionnalité correspondante.

Concernant les caractéristiques de résistance des fractures, nous avons utilisé une cohésion nulle et un angle de frottement de 30°. Ces valeurs peu élevées reviennent à considérer que les fractures sont de véritables zones de faiblesse et ne comportent en particulier aucun pont rocheux (résistance en

traction nulle). Nous n'avons pas cherché à tester avec RESOBLOK d'autres valeurs de ces paramètres en particulier parce que notre objectif était ici davantage d'évaluer l'impact géométrique du réseau de discontinuités, plus que son comportement mécanique, que nous aborderons au §4.2 au moyen d'un calcul en contraintes-déformations.

4.1.2- Principaux résultats

Puisque la géométrie du modèle est stochastique, les résultats des calculs doivent être envisagés de manière également statistique. De ce fait, nous ne nous sommes pas intéressés en détail aux blocs instables, mais plutôt à la répartition des ces blocs selon les différents mécanismes d'instabilité que sont la **chute libre**, le **glissement plan**, le **glissement dièdre** (*i.e.* sur 2 plans simultanément) et le **glissement sur n plans** avec n>2 (Tableau 2-5). Nous avons pu constater que les glissements plans constituent le mécanisme principal. Les fractures impliquées dans ces événements appartiennent, comme nous pouvions nous y attendre, à la famille F4.

	Chute libre	Gliss. plan	Gliss. dièdre	Gliss. n-plan
Itération 1	0	35	8	57
Itération 2	0	37	17	46
Itération 3	0	43	57	0
Itération 4	0	6	94	0
Itération 5	0	18	82	0
Itération 6	0	26	74	0
Itération 7	0	40	60	0
Itération 8	0	73	27	0
Itération 9	0	88	0	12
Itération 10	0	100	0	0
Itération 11	0	100	0	0
Itération 12	0	100	0	0
Itération 13	0	100	0	0
Itération 14	0	100	0	0
Itération 15	0	100	0	0
Total	**0**	**62**	**31**	**7**

Tableau 2-5 : Répartition en pourcentages des volumes instables selon les différents mécanismes, aux différentes étapes du calcul à l'équilibre limite.

La géométrie de la surface du versant étant considérée comme plane, il a semblé nécessaire d'évaluer l'influence des irrégularités de la topographie sur les mécanismes impliqués dans les éboulements. Nous avons donc fait varier l'orientation du versant des Rochers de Valabres dans le modèle en modifiant indépendamment son azimut et son pendage de 10, 20 ou 30° (Figure 2-17). Les résultats montrent que, sauf dans certains cas très éloignés de la géométrie initiale, les mécanismes ne sont pas très différents. Ce sont en particulier toujours les fractures de la familles F4 qui sont responsables des instabilités (Tableau 2-6).

En définitive, les calculs réalisés avec RESOBLOK permettent de confirmer le rôle fondamental joué par les discontinuités en tant que **facteurs de prédisposition** aux éboulements dans la mesure où elles favorisent les glissements plans qui en sont la cause. Ce résultat n'est pas surprenant. Il nous permet cependant de nous assurer *a posteriori* qu'en travaillant sur la « zone menaçante » nous prenons en compte une configuration géométrique représentative de l'ensemble du versant.

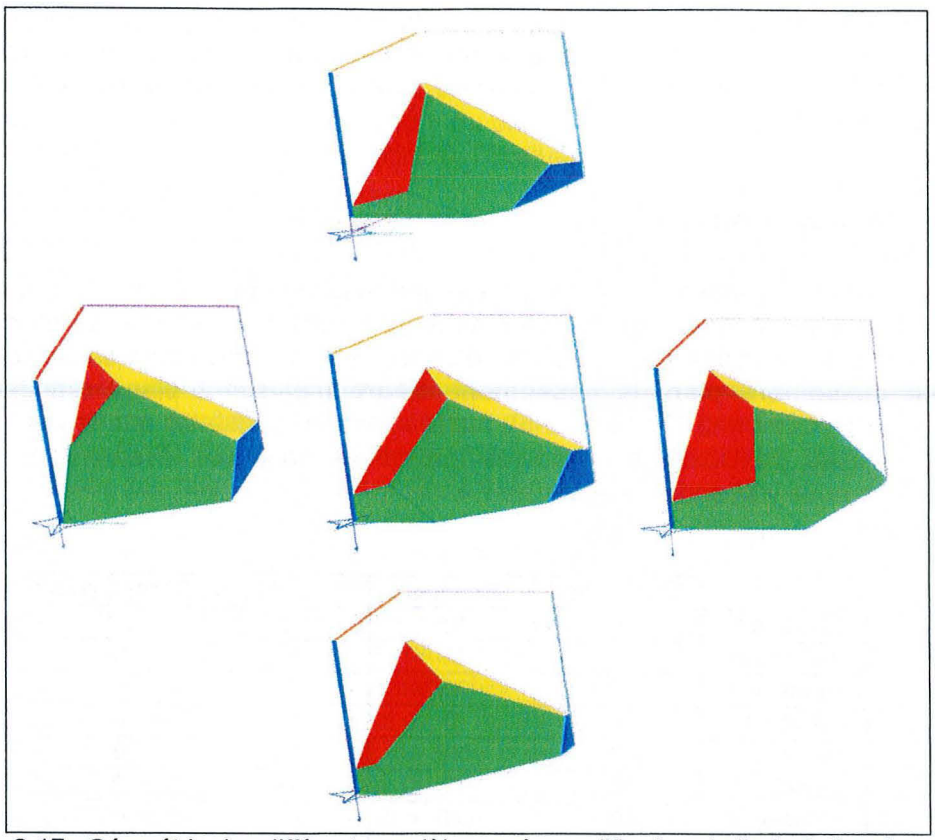


Figure 2-17 : Géométrie des différents modèles après modification de l'orientation du versant.

	Chute libre	Gliss. plan	Gliss. dièdre	Gliss. n-plan
Géométrie initiale	0	62	31	7
azimut -10°	0	54	10	35
azimut -20°	0	45	40	15
azimut -30°	0	17	49	34
azimut +10°	0	56	39	5
azimut +20°	0	55	43	3
azimut +30°	0	42	52	6
pendage -10°	0	0	0	100
pendage +10°	0	78	20	2
pendage +20°	2	78	20	1

Tableau 2-6 : Répartition en pourcentages des volumes instables selon les différents mécanismes et pour différentes orientations du versant des Rochers de Valabres.

Si les discontinuités **favorisent** la manifestation des instabilités des Rochers de Valabres, elles n'en constituent pour autant :

- ni une **cause nécessaire** puisque seuls des mécanismes simples d'instabilité le long des discontinuités ont été pris en compte et que des phénomènes plus complexes (pression d'eau dans les fractures, dégradations mécaniques...) pourraient également entraîner la chute de blocs qualifiés de « stables »,
- ni une **cause suffisante** puisque certains volumes rocheux reposant sur des fractures à pendage vers la vallée sont encore en place. C'est le cas notamment des blocs constituant la « zone menaçante ».

Il est donc nécessaire d'affiner l'étude en :

- s'assurant que les blocs « instables » d'après RESOBLOK le sont effectivement,
- voyant dans quelle mesure les blocs « stables » peuvent éventuellement évoluer en éboulements sous l'actions de sollicitations non considérées ici.

4.1.3- Avantages et limitations des calculs à l'équilibre-limite

Les calculs à l'équilibre-limite sont mis en œuvre aisément et permettent donc d'obtenir « à moindres frais », une première idée des mécanismes d'instabilité « en blocs » du massif rocheux. La rapidité des calculs autorise en outre à multiplier les modélisations pour des configurations géométriques différentes, donnant ainsi tout son sens à l'approche statistique. Nous n'avons pas chercher à mettre en œuvre ici une telle analyse.

Cette première idée est cependant faussée pour plusieurs raisons :
- Du fait de la capacité mémoire réduite, les blocs modélisés sont nettement plus volumineux que les blocs réels. Les calculs ne sont donc pas à même de rendre compte d'éboulements de quelques dizaines ou centaines de mètre-cubes.
- Comme tous les codes de calcul tridimensionnels, il n'est pas trivial de rendre compte d'une topographie complexe en détails. Les simplifications nécessaires conduisent donc éventuellement à un biais d'analyse.
- Les calculs réalisés reposent sur une géométrie qui reproduit statistiquement la géométrie réelle. Les résultats présentés ne permettent donc pas de dire si tel ou tel bloc observé *in situ* est stable ou non. Pour parvenir à répondre à une telle interrogation, il est nécessaire d'adopter une approche déterministe qui repose sur la représentation explicite des accidents majeurs dans une configuration aussi proche que possible de la configuration réelle. Pour l'heure, nous ne disposons pas d'information suffisantes pour entreprendre la réalisation d'un tel modèle tridimensionnel à l'échelle des Rochers de Valabres dans leur ensemble : si les principales fractures sont connues par photo-interprétation (Figure 2-12), leurs coordonnées géographiques ne sont encore connues que trop approximativement.
- Le comportement mécanique des blocs et des discontinuités est simplifié. Nous n'avons en particulier pas cherché à tester des valeurs différentes de la cohésion et de l'angle de frottement des fractures.
- Il est impossible de prendre en compte des sollicitations telles que des séismes, la présence d'eau, etc.

Pour remédier, partiellement au moins, à ces limitations, nous avons donc été amenés à nous orienter vers un calcul bidimensionnel en contraintes-déformations.

4.2- Calculs bidimensionnels en contraintes-déformations : investigations préliminaires

4.2.1- Objectifs des modélisations réalisées

Les calculs que nous avons entrepris à l'aide du code de calcul aux éléments distincts UDEC (Itasca Consulting Group, 2003) visent deux objectifs, conformément à ce qui a été dit précédemment :
- Objectif 1 : permettre de prévoir les effets sur le massif rocheux de sollicitations non prises en compte pour l'instant et, plus particulièrement, permettre d'étudier la capacité de ces sollicitations à déstabiliser des blocs qui seraient « stables » sans leur intervention ;
- Objectif 2 : prendre en compte la déformabilité du massif rocheux, de manière à obtenir des informations sur les déplacements élastiques et plastiques.

Le premier objectif est fondamental puisque l'évaluation par le calcul des effets d'une sollicitation permet, entre autres choses, le dimensionnement d'un dispositif de mesure destiné à capter *in situ* les effets de cette sollicitation. Une telle caractérisation peut en particulier servir de guide dans le choix du type d'appareil utilisé, dans la détermination de la précision requise, de la fréquence d'échantillonnage, de la position des capteurs, etc. : toutes choses qu'il est difficile de déterminer *a priori*, si aucune mesure n'a encore été effectuée. La réalisation de tels calculs préliminaires est pourtant peu courante dans la pratique, notamment parce que la mise en place d'instruments est souvent entreprise dans l'urgence, ce qui ne laisse guère de temps pour de telles considérations. De plus –et probablement est-ce là une raison plus fondamentale encore–, il est toujours difficile de faire de calculs précis sans avoir l'appui de mesures précises servant de calage. Cette interaction entre calculs et mesures incite souvent à mener les deux aspects de front au détriment de calculs préliminaires.

Dans le cas des Rochers de Valabres, plusieurs sollicitations (facteurs préparatoires ou déclencheurs) sont envisageables, qui pourraient, de manière plus ou moins probable, venir s'ajouter au facteur de prédisposition que constitue la géométrie des discontinuités du massif : modification des conditions hydrogéologiques (épisodes pluvieux, fonte brutale du manteau neigeux en altitude...), modifications des conditions mécaniques (« réorganisation » des contraintes après la survenue d'un premier éboulement, érosion du pied du versant par la Tinée, séismes...), etc. Outre la difficulté d'indiquer la probabilité de ces différentes sollicitations, il est difficile de quantifier *a priori* leurs effets sur le versant des Rochers de Valabres. Nous proposons donc ici de recourir à la modélisation numérique comme première approche des phénomènes.

Ce point sera largement développé dans le Chapitre 3 au sujet du rôle potentiel des fluctuations des températures de surface comme facteur préparatoire des éboulements. Nous ne chercherons donc pas ici à analyser en détails, par la modélisation, les effets prévisibles d'autres sollicitations. Nous nous attarderons en revanche surtout dans les prochaines pages sur l'objectif 2 : rendre compte plus finement du comportement mécanique du massif, notamment par la prise en compte des déformations plastiques au niveau des discontinuités.

4.2.2- Justification des choix relatifs aux modèles

Le portrait des Rochers de Valabres brossé précédemment montre que la géométrie du versant est complexe et ne saurait être résumée simplement, du fait notamment des irrégularités de la topographie et de l'imbrication, à des échelles très différentes, de fractures d'orientations variées. Nous avons cependant choisi d'entreprendre une **modélisation bidimensionnelle** du versant en considérant une coupe verticale de direction N140°E, c'est-à-dire orientée approximativement perpendiculairement au versant et suivant la ligne de crête qui le surplombe (crêtes de Toussaint et de Gravières). Cette appréhension d'un objet manifestement tridimensionnel par un modèle numérique bidimensionnel est justifiée par au moins 3 arguments :

- Un **argument géométrique** s'appuyant sur les symétries du problème : on observe que, dans la « zone menaçante », sur laquelle se concentre notre intérêt, les fractures majeures sont, pour la plupart, orientées soit perpendiculairement au plan de coupe considéré (cas des fractures d'azimut parallèle à la direction des gorges) soit parallèlement à celui-ci (cas des fractures subverticales, d'azimut perpendiculaire à la direction des gorges).
- Un **argument scientifique** lié aux informations disponibles : les informations quantitatives et déterministes sur la géométrie du réseau de fractures, notamment en profondeur, sont trop peu nombreuses pour l'instant pour permettre la réalisation d'un modèle géométrique 3D déterministe.
- Un **argument technique** lié au fait que les modélisations tridimensionnelles sont plus coûteuses en temps, en capacité mémoire, etc. que les modélisations bidimensionnelles.

En outre, nous avons choisi de mener le calcul en **déformations planes**, ce qui revient à supposer que le massif rocheux est invariant par translation perpendiculairement au plan de coupe. Cette hypothèse, nécessairement inexacte, est partiellement justifiée par l'extension du versant selon la direction des gorges.

Après avoir opté pour un calcul bidimensionnel en déformations planes, d'autres choix s'imposent. Ceux-ci concernent notamment la géométrie du modèle. Ils ont une influence importante non seulement sur les résultats obtenus (comme nous le verrons au §4.2.3 sur l'exemple de la distribution des contraintes), mais aussi sur les temps de calcul. Pour simplifier, nous considèrerons que trois éléments différents interviennent dans la définition de la géométrie du modèle 2D :

- la restitution des discontinuités situées en profondeur dans le massif et sur lesquelles nous ne disposons que d'informations statistiques issues des mesures en surface,
- la restitution de la géométrie de la « zone menaçante » (aussi bien de sa topographie que de sa fracturation),
- la taille d'ensemble du modèle.

Nous précisons ci-après, les options qui se présentent pour chacun de ces trois éléments. Les principales géométries envisageables sont rassemblées dans le Tableau 2-7.

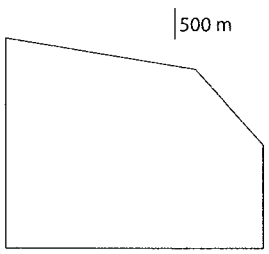
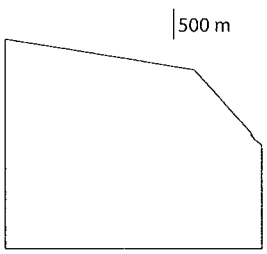
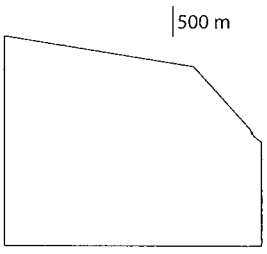
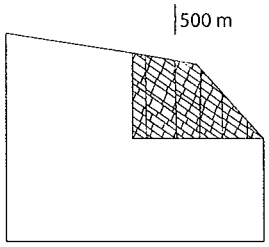
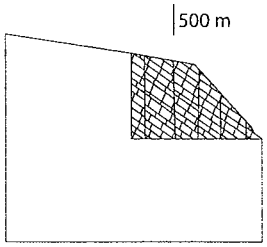
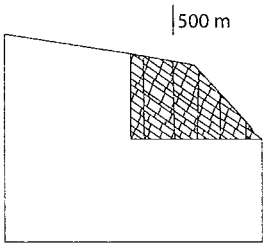
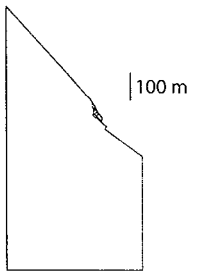
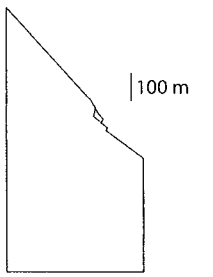
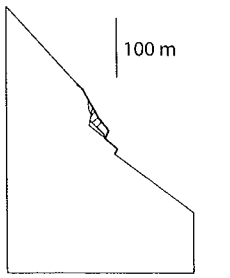
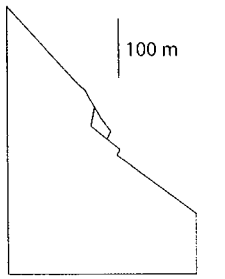
		« Zone menaçante » non représentée	« Zone menaçante » représentée totalement	« Zone menaçante » représentée par un seul bloc
Grande taille	Pas de fractures en profondeur			 A
	Fracturation « statistique » en profondeur			 E
Taille intermédiaire	Pas de fractures en profondeur		 D	 B
	Fracturation « statistique » en profondeur			
Petite taille	Pas de fractures en profondeur		 F	 C
	Fracturation « statistique » en profondeur			

Tableau 2-7 : Les principales géométries envisageables pour la modélisation 2D en contraintes-déformations. Les cases grisées représentent des géométries qui n'ont pas été utilisées.

Restitution de la géométrie en profondeur

Comme il a déjà été dit, la structure tridimensionnelle du réseau de discontinuités n'est pas connue de manière déterministe : prolonger en profondeur dans le massif rocheux les fractures visibles en surface n'est envisageable que sur quelques mètres ou quelques dizaines de mètres tout au plus. En revanche, les propriétés statistiques du réseau de fractures sont connues grâce à l'analyse de fracturation présentée au §3.2. Elles ont d'ailleurs été partiellement utilisées pour la réalisation du modèle RESOBLOK. (Rappelons que les caractéristiques d'espacement n'ont pas pu être respectées).

Dès lors, deux options se présentent en ce qui concerne la restitution de la géométrie en profondeur. La première consiste à ne pas représenter explicitement de fractures dans le massif rocheux, mais à modifier en conséquences les caractéristiques mécaniques du milieu pour rendre compte de la déformabilité liée aux fractures non considérées. La seconde option consiste à mettre à profit le modèle 3D réalisé précédemment.

RESOBLOK possède une fonctionnalité permettant de réaliser une coupe plane dans le modèle géométrique tridimensionnel et de récupérer les données relatives à cette coupe pour définir la géométrie d'un modèle bidimensionnel compatible avec UDEC. En réalisant la coupe verticale de direction N140°E, nous obtenons ainsi un modèle 2D qui comporte des blocs de dimensions importantes (de l'ordre d'un centaine de mètres) délimités par des discontinuités à pendage amont et des discontinuités à pendage aval (Figures 2-18 et 2-19). Comme le montre la Figure 2-20, sa topographie en ligne brisée diffère peu de la topographie réell, bien que la pente du versant principale soit légèrement plus importante dans le modèle que dans la réalité.

Tout comme le modèle RESOBLOK initial, un tel modèle ne reproduit pas la géométrie réelle de manière déterministe, mais en respecte les propriétés statistiques. Les résultats du calcul (contraintes, déformations, déplacements...) ne peuvent donc pas être corrélés point par point aux caractéristiques *in situ*. Ce modèle peut cependant permettre de reproduire l'application de diverses sollicitations au massif afin de quantifier et de hiérarchiser leurs conséquences pour en déduire celles auxquelles le massif est le plus sensible. Nous pouvons ainsi analyser les conséquences :

- de la « suppression » d'un bloc afin de reproduire les effets de l'éboulement du 13 mai 2000 ou du dynamitage d'un bloc qui a suivi,
- du déplacement modéré d'un bloc afin de reproduire les conséquences d'un glissement, quelle qu'en soit l'origine,
- de la diminution des limites élastiques des discontinuités pour simuler les effets d'une altération mécanique et géochimique des épontes et des ponts rocheux,
- de la mise en place d'une nappe dans le versant et de fluctuations dans son niveau. Concernant ce point, les travaux de J. Kasperski (2004) ont montré que les calculs se heurtent à des temps de calculs très longs expliqués, pour l'essentiel, par le grand nombre de blocs et de discontinuités et par la finesse du maillage au voisinage de la surface nécessaire pour obtenir des précisions satisfaisantes.

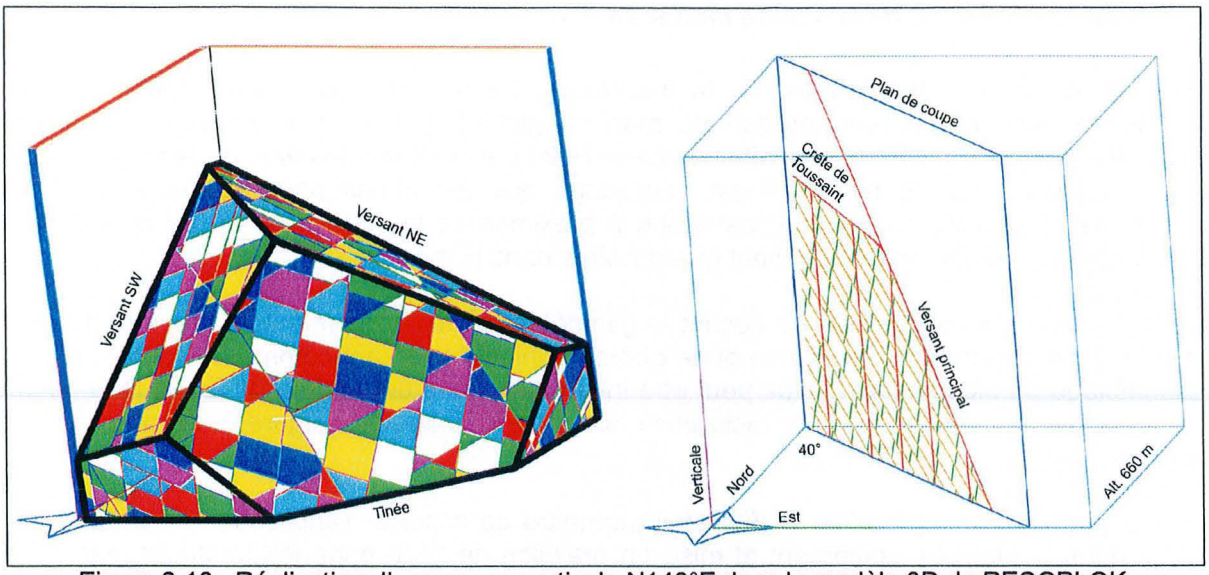


Figure 2-18 : Réalisation d'une coupe verticale N140°E dans le modèle 3D de RESOBLOK.
A gauche : le modèle RESOBLOK. A droite : plan de coupe et traces des fractures interceptées.

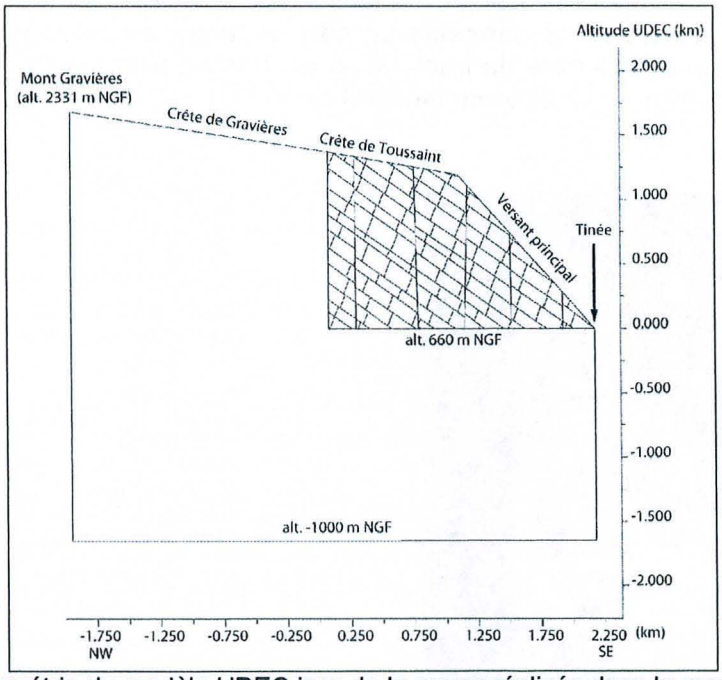


Figure 2-19 : Géométrie du modèle UDEC issu de la coupe réalisée dans le modèle RESOBLOK.
La géométrie a été complétée vers l'amont (Crête de Gravières, Mont Gravières) et en profondeur par un massif rocheux sans fractures. L'origine des altitudes pour le modèle UDEC est prise au fond de la vallée (660 m NGF).

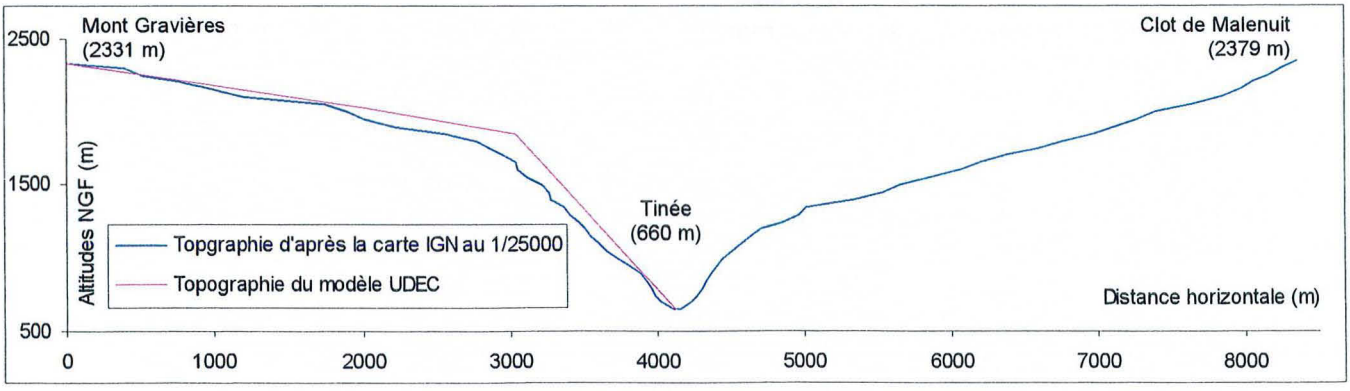


Figure 2-20 : Comparaison de la topographie du modèle UDEC et de la topographie réelle.

Restitution de la géométrie de la « zone menaçante »

Les modèles dont la topographie ou la fracturation ne reproduisent pas la réalité de manière déterministe ne peuvent s'interpréter que de manière globale (nature des mécanismes, ordres de grandeurs des variations...). Si on souhaite comparer point par point les résultats de la modélisation aux mesures et observations de terrain, il est nécessaire que les zones pour lesquelles l'information déterministe est de qualité suffisante (c'est-à-dire à proximité de la surface, là où se concentre notre attention) soient restituées aussi fidèlement que possible dans le modèle.

Dans cet objectif, il est possible de décrire la géométrie de la « zone menaçante » à partir de levés topographiques, d'observations de terrain et de photographies du versant comme le montre la Figure 2-21. L'assemblage de blocs ainsi restitué peut être incorporée dans un modèle UDEC, que la géométrie en profondeur de celui-ci incorpore la fracturation issue de RESOBLOK (Figure 2-22) ou soit continue (Figure 2-23).

Dans le premier cas, le modèle UDEC peut permettre de concilier l'application de sollicitations en profondeur dans le massif (écoulement et mise en pression de l'eau dans les fractures, par exemple) avec l'analyse fine de ses conséquences au niveau des blocs de la zone menaçante. En revanche, lorsqu'on s'intéresse à des sollicitations de surface (telles que les variations de températures auxquels sont consacrés les Chapitres 3 et 4), il paraît superfétatoire de tenir compte, en profondeur dans le massif, de toutes les fractures issues du modèle RESOBLOK, leur impact en surface étant vraisemblablement très faible. Afin de permettre un gain de temps de calcul appréciable, on préfèrera alors un modèle dans lequel la densité de fracturation est très significativement réduite en profondeur, voire même un modèle continu en profondeur (second cas).

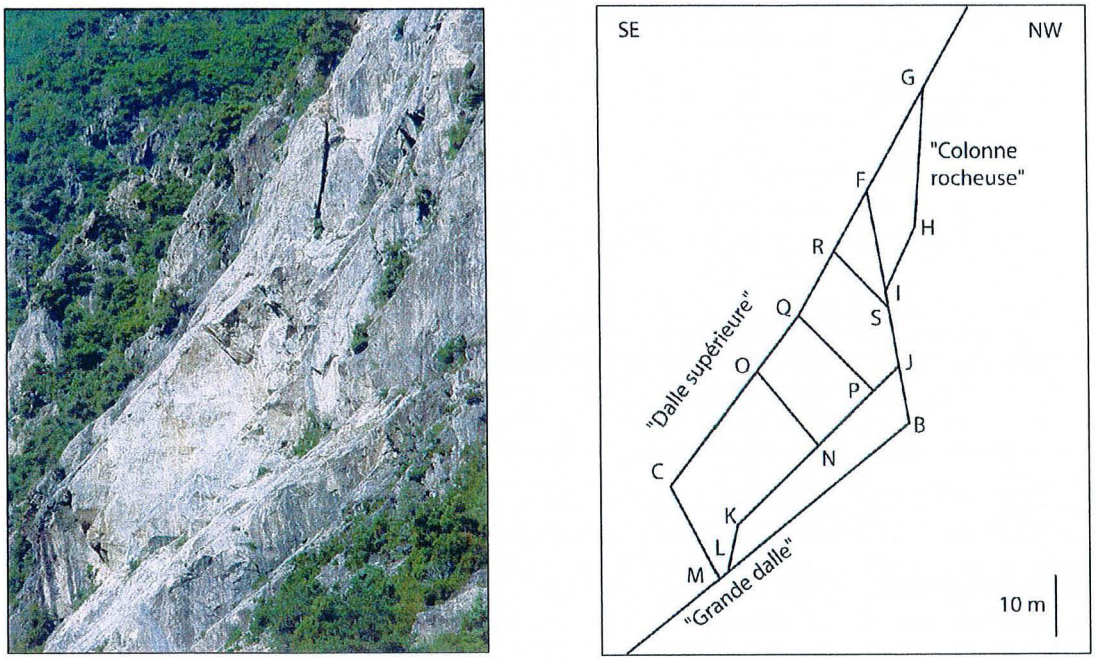


Figure 2-21 : Géométrie 2D de la « zone menaçante » restituée à partir d'une photographie.

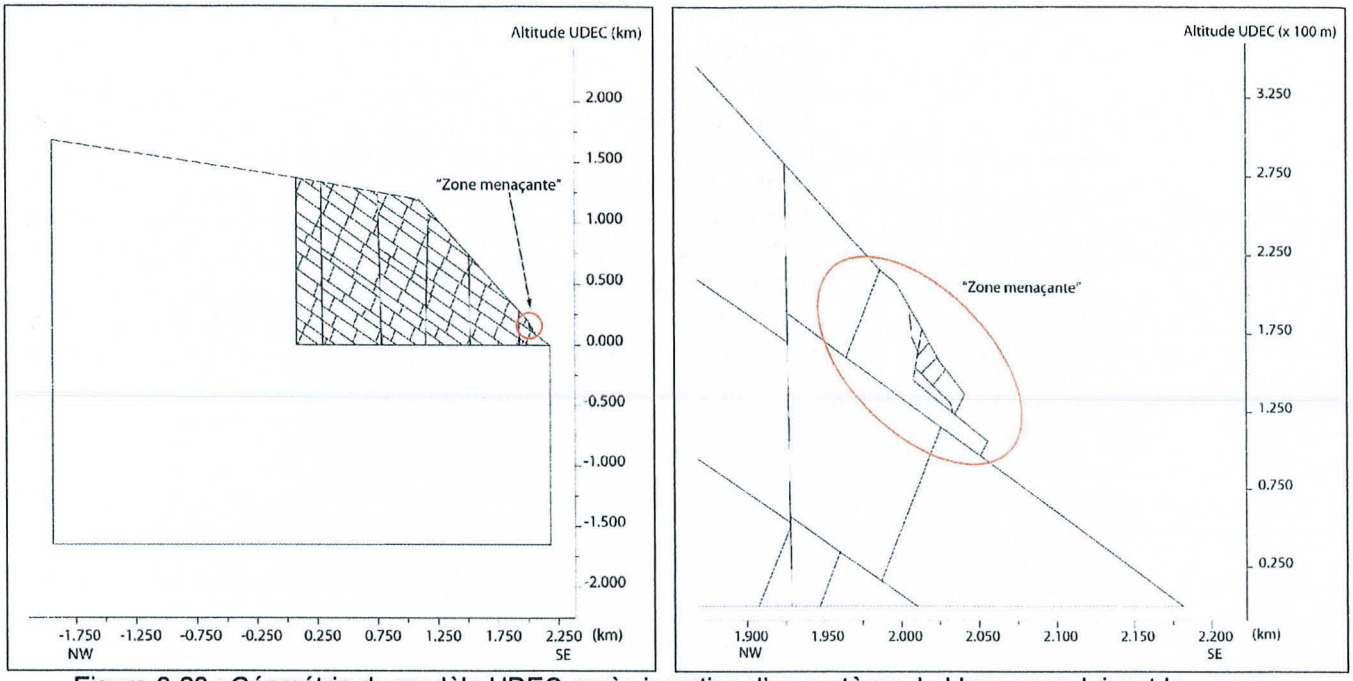


Figure 2-22 : Géométrie du modèle UDEC après insertion d'un système de blocs reproduisant la « zone menaçante ». Cas d'une géométrie en profondeur héritée de RESOBLOK.

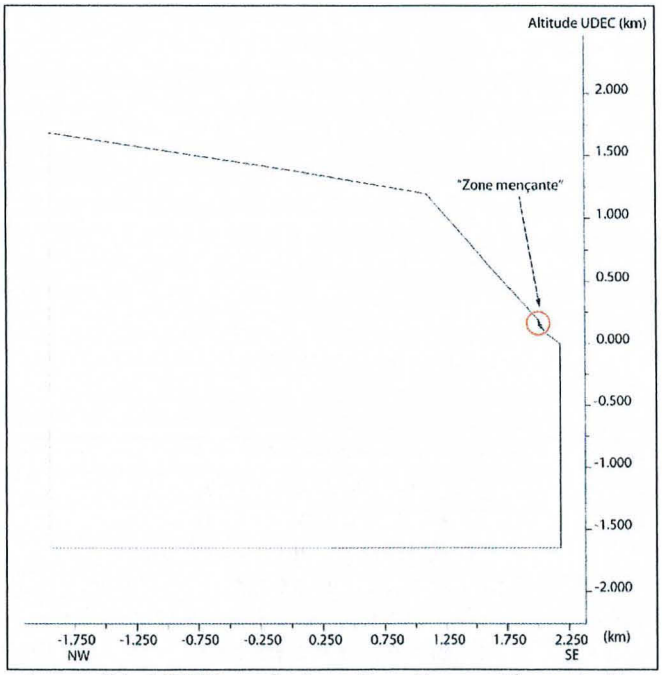


Figure 2-23 : Géométrie du modèle UDEC après insertion d'un système de blocs reproduisant la « zone menaçante ». Cas d'une géométrie sans fractures en profondeur.

Taille du modèle et adaptation des conditions aux limites

La taille du modèle doit être choisie en fonction de la taille de la zone étudiée, sachant que les conditions aux limites doivent être appliquées suffisamment loin de cette dernière pour ne pas perturber les calculs (Merrien-Soukatchoff & Omraci, 2000).

Lorsque le modèle est de la taille de ceux présentés précédemment, c'est-à-dire s'étend depuis le fond des gorges (alt. 660 m NGF) jusqu'au sommet du Mont Gravières (alt. 2331 m NGF), des conditions aux limites en déplacements normaux bloqués peuvent être justifiés par des raisons de symétrie. On peut en effet considérer que, dans le plan de coupe, le massif rocheux au voisinage des

Gorges de Valabres est globalement symétrique par rapport à un plan vertical passant par les gorges. Il en va de même au droit du Mont Gravières, en admettant que celui-ci se trouve au niveau d'un autre plan vertical de symétrie du massif. Pour ce qui est de la limite en profondeur, elle est éloignée du versant pour que puisse y être appliquée également une condition en déplacements normaux bloqués.

Ces modèles de « grande » taille sont justifiés lorsque l'on s'intéresse au versant dans son ensemble. En revanche, si les investigations se concentrent sur la « zone menaçante », l'utilisation d'une géométrie des dimensions aussi importantes rend les calculs très lourds. Afin d'améliorer le rendement de la modélisation (diminution des temps de calcul, de l'espace mémoire occupé par les sauvegardes, possibilité d'augmenter la finesse du maillage pour améliorer la précision), il est alors opportun de s'orienter vers un modèle de dimension plus petites, tel que celui présenté sur la Figure 2-24.

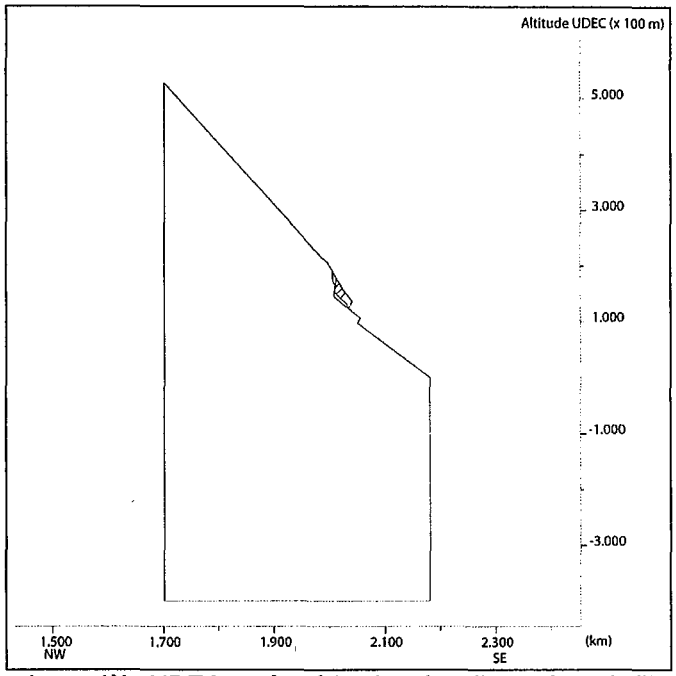


Figure 2-24 : Géométrie du modèle UDEC après réduction des dimensions (taille « intermédiaire »).

En rapprochant les bords du modèle de la zone étudiée, la détermination des conditions aux limites devient délicate, non seulement parce que leur influence sur les phénomènes se produisant dans le zone « menaçante » augmente, mais également parce que des conditions en déplacements normaux bloqués sur le bord gauche ne peuvent plus être justifiées par des considérations de symétries. (Il est alors possible de recourir à une conditions aux limites en contraintes sur ce bord, les contraintes appliquées étant par exemple extraites d'un modèle « grande » taille.) Nous verrons dans les pages qui suivent qu'il est également possible d'utiliser des modèles de dimensions encore plus petites, comme le montre la Figure 2-25.

Retenons surtout qu'il n'existe pas de géométrie idéale dans l'absolu, mais des géométries plus ou moins bien adaptées (pour des raisons techniques, numériques, mécaniques ou conceptuelles) aux sollicitations que l'on souhaite tester, aux informations disponibles sur le versant, aux questions auxquelles on souhaite répondre. Nous illustrerons dans la suite les conséquences des choix géométriques sur un point particulier important : l'état de contrainte dans le versant, et plus particulièrement au niveau des discontinuités de la « zone menaçante ».

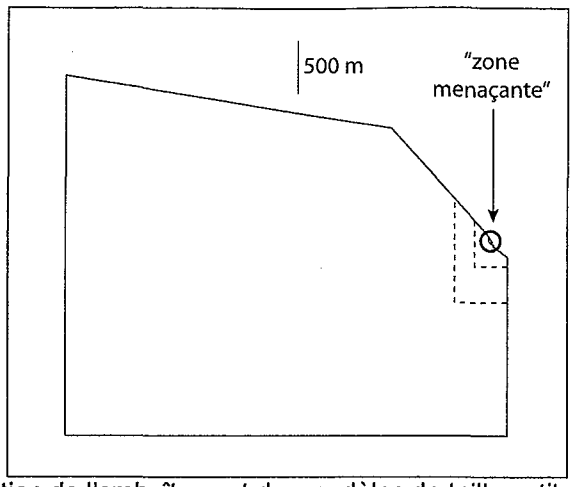


Figure 2-25 : Représentation de l'emboîtement des modèles de taille petite, intermédiaire et grande.

4.2.3- Distribution des contraintes dans la « zone menaçante »

Importance de la distribution des contraintes dans un versant

L'estimation de la **distribution des contraintes** à l'intérieur d'un versant est un élément fondamental de l'analyse de son comportement, en particulier parce que les contraintes s'appliquant au niveau des contacts entre blocs rocheux déterminent si ces derniers sont ou ne sont pas mobiles les uns par rapport aux autres (déformations élastiques, plastiques et/ou rupture des discontinuités).

Dans le cas d'excavations souterraines, il existe des solutions analytiques auxquelles il est possible de se référer. L'estimation des contraintes est plus difficile au voisinage de la surface des versants où plusieurs phénomènes peuvent être à l'origine de fortes variations locales des contraintes :

- la proximité des irrégularités de la topographie,
- « *l'existence presque systématique d'une zone superficielle moins bien comprimée que le cœur du massif* » (CFMR, 2004, p 350) associée à la présence de fractures plus ou moins ouvertes,
- l'hétérogénéité des phénomènes d'altération,
- etc.

Ces mêmes phénomènes peuvent être responsables d'écarts importants au modèle simple des contraintes lithostatiques ou aux grands traits du régime tectonique régional (CFMR, 1999, p 149). Il est par exemple inexact de considérer *a priori* la verticale comme direction principale de contraintes à proximité d'un versant, comme le montrent les quelques calculs analytiques et numériques présentés dans l'Annexe 6 et dont on peut s'inspirer pour se faire une première idée de la manière dont s'agencent les contraintes sous un versant, à l'équilibre élastique. Cette estimation initiale peut souvent être affinée au moyen de calculs numériques tels que ceux présentés ci-après, bien qu'il soit généralement difficile d'évaluer la pertinence de leurs résultats vu l'absence courante de mesures *in situ* auxquelles ils puissent être comparés.

Les modélisations ultérieures que nous avons réalisées (Chapitres 3 et 4) nécessitent l'évaluation d'un état de contraintes initiales dans le versant. Dans ce qui suit nous discuterons de la vraisemblance de cette évaluation en fonction de critères qualitatifs, puisqu'il n'existe aucune information quantitatives sur lesquelles s'appuyer.

Calcul numérique de la distribution des contraintes dans la « zone menaçante » avec UDEC

Afin d'évaluer la distribution des contraintes au niveau de la « zone menaçante », nous avons réalisé plusieurs calculs en utilisant des géométries différentes (modèles A, B, C, D et E du Tableau 2-7) et en adaptant les conditions aux limites.

Dans un premier temps (modèles A, B et C), la zone menaçante est représenté par un seul bloc (Figure 2-26) séparé du massif rocheux « en profondeur » par les discontinuités BF et BM, ce dernier ne comportant aucune fracture et étant donc modélisé par un seul bloc. Les blocs et les discontinuités sont supposés se comporter de manière élastique, suivant les caractéristiques indiquées dans le Tableau 2-8. Les observations de terrain ont montré que les discontinuités BF et BM sont différentes, la première se présentant comme globalement fermée (même si, à la suite de l'éboulement du 13 mai 2000, elle est apparue ouverte sur une petite portion, cf. Figure 2-8) alors que la seconde montre, partout où elle est directement observable, une très nette ouverture et la préexistence de déplacements tangentiels. Nous leur avons donc attribué des caractéristiques différentes. Dans le modèle C, dont la taille est réduite, nous avons choisi arbitrairement d'utiliser des conditions aux limites en déplacements normaux bloqués sur les bords gauche et inférieur. Ce choix ne peut être justifié physiquement pour l'instant, mais nous verrons plus loin qu'il donne des résultats satisfaisants.

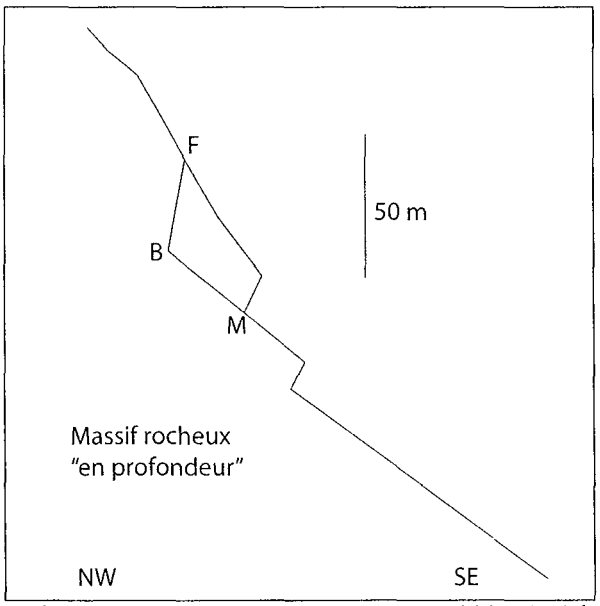


Figure 2-26 : Représentation de la « zone menaçante » par un seul bloc limité par les fractures BF et BM.

	Paramètre	Symbole	Valeur
Caractéristiques élastiques de la matrice rocheuse	Masse volumique	ρ	2,7 10^3 kg.m^{-3}
	Module de Young	E	20,7 GPa
	Coefficient de Poisson	υ	0,24
Caractéristiques élastiques des discontinuités « ouvertes » (telles que BM)	Raideur normale	K_n	5 GPa.m^{-1}
	Raideur tangentielle	K_s	0,5 GPa.m^{-1}
Caractéristiques élastiques des discontinuités « fermées » (telles que BF)	Raideur normale	K_n	50 GPa.m^{-1}
	Raideur tangentielle	K_s	5 GPa.m^{-1}

Tableau 2-8 : Caractéristiques mécaniques utilisées dans les modèles numériques A, B, C, D et E. Les caractéristiques élastiques de la matrice rocheuse sont tirées des mesures au SCARABEE (§3.3.2). Les caractéristiques élastiques des discontinuités « fermées » résultent d'une compilation bibliographique (Rosso, 1976 ; Hoek *et al.*, 1981, p 103 ; Bandis *et al.*, 1983 ; Rachez, 1997, p 210). Les caractéristiques élastiques des discontinuités « ouvertes » sont obtenues en divisant les précédentes par 10. Les raideurs sont supposées constantes (indépendantes de la contrainte normale, par exemple).

Au début du calcul, les contraintes, les déplacements et les déformations sont nuls. On détermine donc l'état d'équilibre compatible avec la gravité selon le principe de calculs pseudo-dynamiques en régime permanent (§1.2 de l'Annexe 2). Les contraintes normales et tangentielles sur les joints BF et BM ainsi obtenues sont représentées sur la Figure 2-27. En plus de la variabilité attendue des contraintes le long des discontinuités au sein d'un même modèle, nous constatons une forte différence d'un calcul à

l'autre, notamment entre le modèle C, d'une part, et les modèles A et B, d'autre part. Si ces deux derniers modèles ne donnent pas des résultats strictement identiques (probablement parce que le maillage n'est pas le même), ils fournissent en tout cas des ordres de grandeur comparables, ce qui est satisfaisant puisque la condition aux limites en contraintes utilisée dans le modèle B est justement destinée à ce qu'il reproduise l'état mécanique du modèle A. (Les contraintes appliquées aux limites sont celles calculées aux mêmes points dans le modèle A).

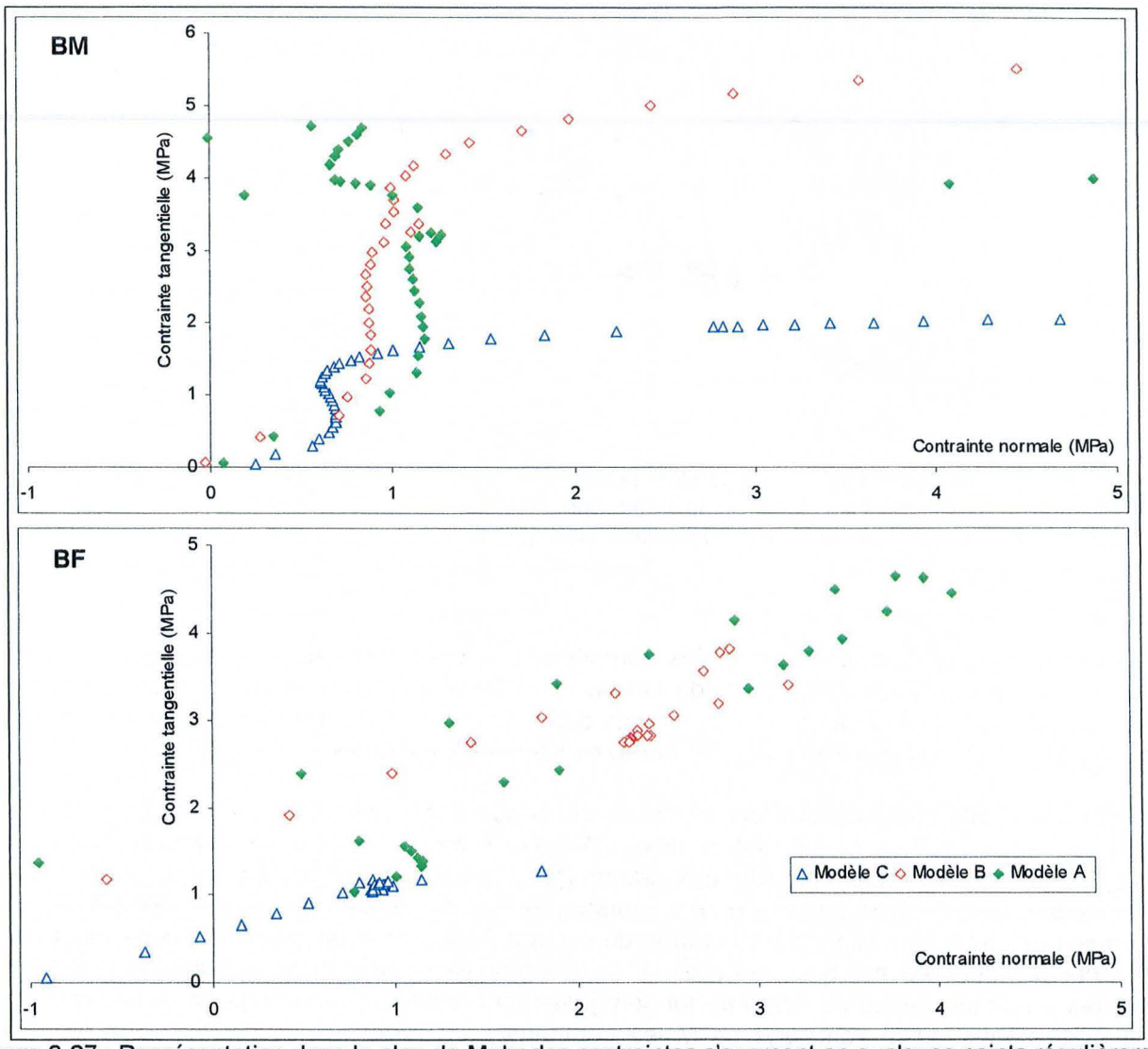


Figure 2-27 : Représentation dans le plan de Mohr des contraintes s'exerçant en quelques points régulièrement espacés le long des fractures de BF et BM.
Les contraintes sont issues des modèles A, B et C à l'équilibre élastique. Les contraintes de compression sont comptées positivement.

Afin d'affiner l'évaluation de la distribution des contraintes dans la zone menaçante, il est possible de compléter le modèle B en prenant en compte la fracturation interne de la « zone menaçante » (modèle D du Tableau 2-7), en distinguant les fractures manifestement ouvertes d'après les observations *in situ* (BM, JN, GH et HI) de celles qui apparaissent fermées. Avec les caractéristiques du Tableau 2-8, les contraintes sur les fractures à l'équilibre élastique sont telles que représentées sur la Figure 2-28.

On peut noter que les différentes discontinuités sont soumises à des contraintes normales et tangentielles de magnitudes très différentes si bien que, dans le cas où un critère de plasticité ou de rupture serait introduit, elles ne se trouveraient pas toutes à la même distance du critère. Certaines discontinuités (telles que BM, par exemple) seraient plus promptes que d'autres à subir des déformations plastiques ou à se rompre. Ceci confirme, en un certain sens, le rôle fondamental déjà

pressenti des fractures à pendage aval dans la stabilité de l'assemblage de bloc. Cependant ce raisonnement est purement théorique puisque, comme nous le verrons plus loin, l'existence de déformations plastiques modifie considérablement dans la pratique la distribution des contraintes dans la « zone menaçante ».

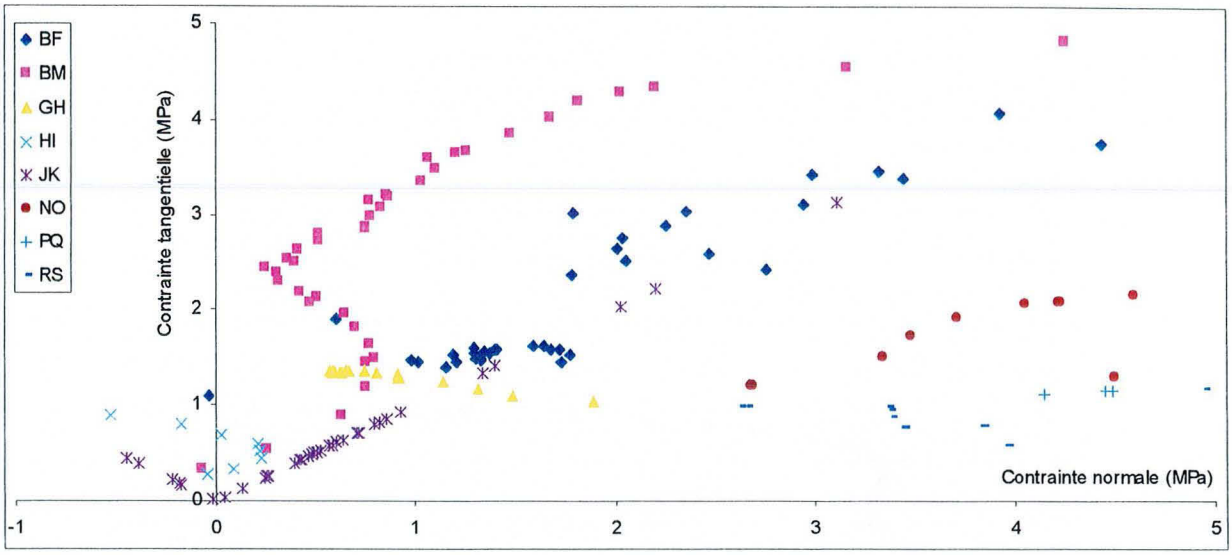


Figure 2-28 : Représentation dans le plan de Mohr des contraintes s'exerçant en quelques points des fractures de la « zone menaçante ».
Les contraintes sont issues du modèle D à l'équilibre élastique. Les contraintes de compression sont comptées positivement.

La très forte magnitude des contraintes normales et tangentielles calculées en certains points des fractures dans les modèles A, B et D (de l'ordre de 5 MPa) peut paraître surprenante, puisqu'elles correspondent, dans le modèle simple du « poids des terres », à la contrainte verticale s'exerçant sous un recouvrement de presque 200 m. Or BF et BM se trouvent à proximité de la surface.

Cette singularité est expliquée par le calcul numérique des contraintes régnant au voisinage d'un versant de pente régulière et de hauteur finie : l'Annexe 6 montre que les contraintes parallèles à la surface topographique peuvent prendre des valeurs très élevées (en valeur absolue) au pied du versant, même à faible distance de la surface, pour un versant de hauteur suffisante. Tout se passe donc comme si le « poids des terres » s'alignait sur la forme du versant. Une telle explication peut cependant sembler insuffisante puisque BM est quasi-parallèle à la topographie et devrait donc subir le seul effet des contraintes perpendiculaires au versant, qui sont justement faibles au voisinage de la surface, mais la Figure 2-29 montre qu'au voisinage de M les contraintes « suivent les courbures de la topographie locale » et viennent ainsi s'orienter quasi-perpendiculairement à BM. Ces explications permettent de comprendre les valeurs élevées des contraintes le long des discontinuités considérées comme élastiques. Elles illustrent par ailleurs la difficulté de prévoir *a priori* l'agencement des contraintes dans un versant de topographie irrégulière.

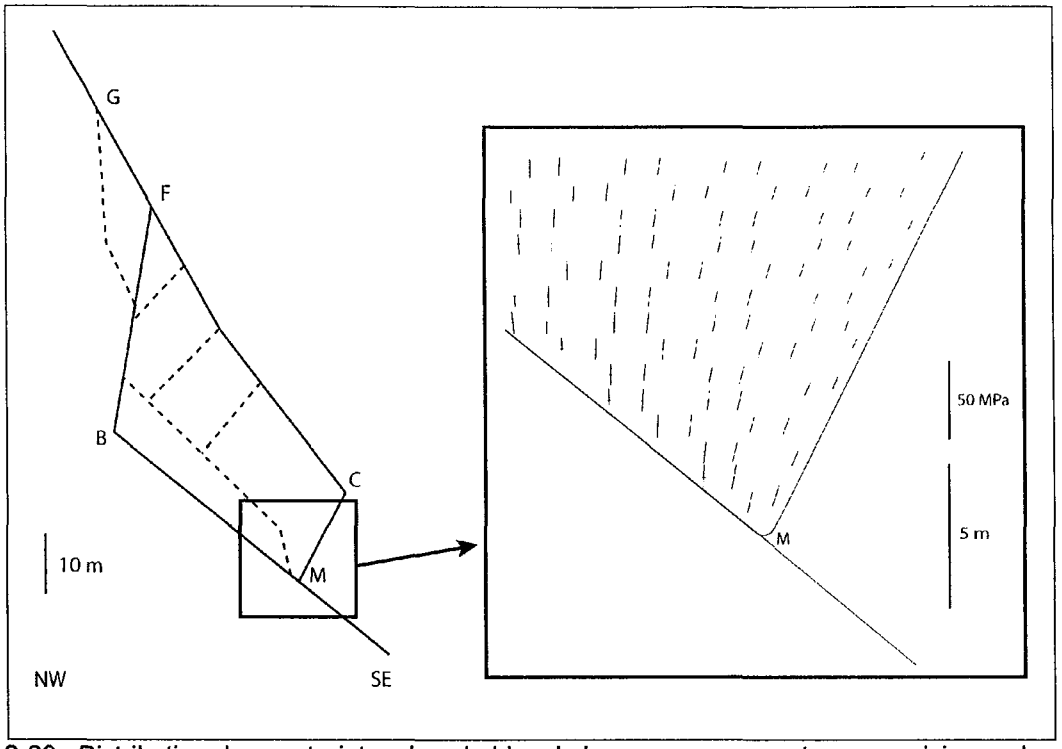


Figure 2-29 : Distribution des contraintes dans le bloc de le « zone menaçante », au voisinage du point M. Les contraintes de compression sont comptées positivement.

Bien entendu, de telles contraintes, dont la magnitude atteint 5 MPa au voisinage de la surface, sont peu vraisemblables dans la réalité, où leur valeur est limitée par l'apparition de déformations plastiques et/ou la rupture de la matrice rocheuse ou des discontinuités. L'hypothèse d'élasticité que nous avons faite, si elle simplifie les calculs, est donc trompeuse puisqu'elle favorise l'apparition de contraintes élevées et probablement non conformes à la réalité physique.

Ceci peut être vérifié, par exemple, en reprenant le modèle B et en introduisant un critère de plasticité arbitraire pour les fractures BF et BM, tel qu'indiqué dans le Tableau 2-9. (Nous admettrons que les déformations plastiques se manifestent le long des discontinuités plutôt que dans la matrice rocheuse, ce qui permet de continuer à considérer la matrice comme élastique). Ce critère n'empêche pas le modèle d'atteindre un état d'équilibre statique (les calculs convergent après ouverture plastique le long de BF et cisaillement plastique le long de BM), mais les contraintes qui en résultent sur BF et BM (Figure 2-30) sont de magnitudes plus faibles que précédemment et respectent les limites élastiques appliquées : il y a donc eu des **reports de contraintes**. Nous obtenons ainsi une distribution de contraintes plus vraisemblable qu'en élasticité, ce qui confirme la nécessité d'une prise en compte des limites élastiques des discontinuités, mais pose corrélativement le problème du choix de ces limites, le seuil critère dont nous disposions pour les déterminer étant qu'elles ne doivent pas conduire à une instabilité générale puisque le massif est globalement stable.

Limites élastiques de la discontinuité BM	Cohésion	C	0
	Angle de frottement	ϕ	50°
	Résistance en traction	R_t	0
Limites élastiques de la discontinuité BF	Cohésion	C	1 MPa
	Angle de frottement	ϕ	50°
	Résistance en traction	R_t	0,5 MPa

Tableau 2-9 : Limites élastiques affectées aux discontinuités BF et BM dans le modèle B. La valeur apparemment élevée de l'angle de frottement, notamment en regard de celui utilisé pour les calculs RESOBLOK (30°, §4.1) et celui déduit du RMR pour le milieu continu équivalent (37°, § 3.3.2), s'explique par la nécessité d'assurer la convergence du calcul après des déformations plastiques initiales éventuelles.

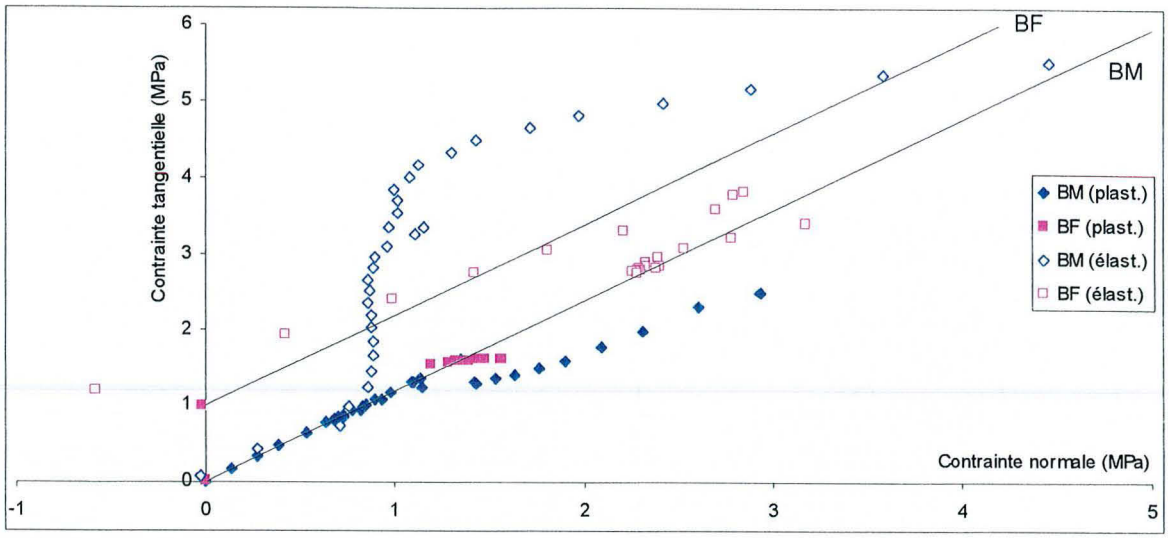


Figure 2-30 : Représentation dans le plan de Mohr des contraintes s'exerçant en quelques points de BF et BM. Les contraintes sont issues du modèle B à l'équilibre, alternativement avec (« plas. ») et sans (« élas. ») prise en compte du critère de plasticité des fractures BF et BM figurés par les deux droites. Les contraintes de compression sont comptées positivement.

Le problème de la trop forte magnitude de certaines contraintes peut être abordé différemment en revenant à une géométrie dans laquelle le massif rocheux « en profondeur » comporte des discontinuités issues de la modélisation avec RESOBLOK (modèle E du Tableau 2-7). A l'équilibre élastique, les contraintes s'exerçant sur BF et BM sont de magnitudes proches de celles calculées dans le modèle A (aux différences de maillage près), ce qui montre, comme il était prévisible, que l'introduction de fractures « en profondeur » n'a que peu d'influence en surface. En revanche, lorsque le calcul est réalisé en considérant que les fractures « en profondeur » peuvent subir des déformations plastiques (avec les limites élastiques indiquées dans le Tableau 2-10), les contraintes calculées à l'équilibre plastique sont proches en magnitude de celles obtenues à l'équilibre élastique avec le modèle C, dont la taille est pourtant bien plus petite et pour lequel des conditions en déplacements normaux nuls ont été utilisées (Figure 2-31). Lors de la prise en compte de la plasticité, tout se passe donc, dans le modèle E, comme si la « zone menaçante » était isolée mécaniquement du reste du massif par des fractures subissant des déformations plastiques et ne « transmettant » pas l'intégralité des contraintes provenant du « poids des terres ». Ceci explique la diminution importante de la magnitude des contraintes dans cette zone.

Nous retiendrons surtout qu'avec l'introduction d'un critère de plasticité, l'état de contrainte en un point du versant dépend bien plus de ce qui se passe au voisinage de ce point que de ce qui se passe à distance. Cette remarque, qui n'est pas valable en élasticité, à une conséquence pratique majeure : le modèle E, dont le maniement est numériquement très lourd en plasticité, donne des résultats proches de ceux du modèle C, de taille plus réduite et pour lequel les calculs en élasticité sont très rapides. Ceci nous a conduits à opter pour un modèle de taille réduite pour réaliser les modélisations ultérieures sur de petites zones, comme c'est le cas de la « zone menaçante », comme nous le verrons au Chapitre 3.

Limites élastiques des discontinuités profondes	Cohésion	C	0,1 MPa
	Angle de frottement	ϕ	50°
	Résistance en traction	R_t	0,05 MPa

Tableau 2-10 : Limites élastiques affectées aux discontinuités en profond dans le modèle E. Ces discontinuités sont considérées comme fermées. La valeur apparemment élevée de l'angle de frottement, notamment en regard de celui utilisé pour les calculs RESOBLOK (30°, §4.1) et celui déduit du RMR pour le milieu continu équivalent (37°, § 3.3.2), s'explique par la nécessité d'assurer la convergence du calcul après des déformations plastiques initiales éventuelles.

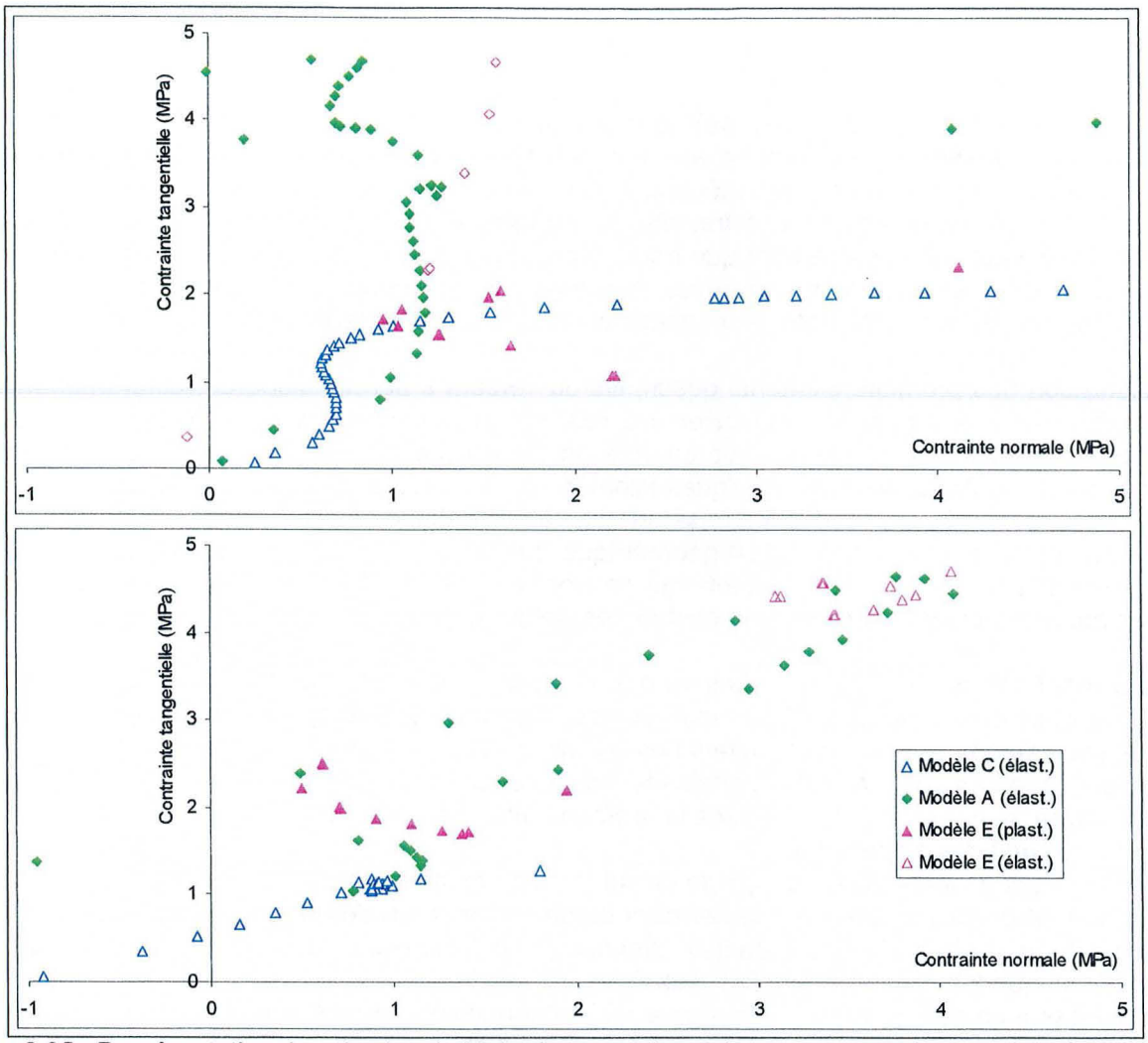


Figure 2-35 : Représentation dans le plan de Mohr des contraintes s'exerçant en quelques points de BF et BM. Les contraintes sont issues du modèle D à l'équilibre, alternativement avec et sans prise en compte du critère de plasticité des fractures « profondes » (respectivement « plast. » et « élast. »). Les valeurs issues des modèles A et C à l'équilibre élastique sont rappelées à titre de comparaison. Les contraintes de compression sont comptées positivement.

Autres facteurs influençant la distribution des contraintes

Le panorama rapide qui vient d'être dressé concernant la distribution des contraintes dans la « zone menaçante » peut sembler compliqué. Il ne tient pourtant pas compte d'un certain nombre de phénomènes qui peuvent venir perturber les états de contraintes calculés. Parmi ceux-ci, on peut notamment citer l'existence (presque évidente dans une zone montagneuse telle que l'Argentera-Mercantour) d'une tectonique active ou de contraintes tectoniques résiduelles. Outre qu'elles sont difficiles à estimer, ces contraintes sont probablement variables dans l'espace, ce qui rend pratiquement impossible leur utilisation pour la modélisation. Pour information, le lecteur pourra cependant consulter la thèse de Y. Wileveau (1997), qui présente les mesures de contraintes réalisées au moyen de la méthode HTPF à quelques dizaines de kilomètres à vol d'oiseau des Gorges de Valabres.

Par ailleurs, dès qu'il est question de plasticité, l'histoire du massif devient un élément fondamental de détermination de son état présent. Une modélisation rigoureuse devrait ainsi tenir compte du creusement progressif de la vallée par érosion fluviatile et de la fonte du dernier glacier à la fin de la glaciation würmienne, ces deux éléments ayant pour conséquence une relaxation plus ou moins différée des contraintes, par décompression, allant parfois jusqu'à la génération de fractures nouvelles. Ce phénomène, connu en anglais sous le vocable de « *rebound* », peut avoir des conséquences importantes mais reste difficile à quantifier (Peterson, 1958 ; Knill, 1968 ; Matheson & Thomson, 1973 ; Patton & Hendron, 1974 ; Nichols, 1980 ; Gunzburger & Merrien-Soukatchoff, 2002).

5- CONCLUSION

Au terme de ce chapitre, il apparaît que le versant des Rochers de Valabres est le siège d'instabilités **complexes**, tant du point de vue de leur localisation spatiale et temporelle qui sont difficiles à prévoir, que du point de vue de leur mécanismes qui sont mal connus. Certaines caractéristiques du versant sont cependant de nature à restreindre les **complications techniques** susceptibles de rendre son étude difficile. La partie du versant que nous avons qualifiée de « zone menaçante » apparaît donc comme un excellent site-laboratoire pour les investigations que nous souhaitons entreprendre sur les facteurs de prédisposition, préparatoires et déclencheurs des mouvements de versant.

L'acquisition des premiers éléments descriptifs du versant a permis d'aborder différentes manières de l'appréhender. L'accent a en particulier été mis sur la nécessité de considérer ces éléments à différentes échelles spatiales, depuis l'éprouvette de laboratoire (une dizaine de centimètres) jusqu'à l'environnement proche du versant (quelques kilomètres). A l'échelle du versant dans son ensemble, la réalisation d'un calcul à l'équilibre-limite basé sur les caractéristiques statistiques du réseau de fractures a permis de vérifier que la configuration géométrique du versant constitue un facteur de prédisposition aux glissements plans et aux éboulements qui peuvent en résulter. Ces premières considérations sont appuyées par la réalisation de calculs en contraintes-déformations.

Concernant ces derniers, nous avons vu que la modification des caractéristiques des modèles (en termes de géométrie, de conditions aux limites, de lois de comportement...) peut avoir des conséquences importantes sur les résultats des calculs. Parmi les multiples modèles possibles, certains semblent plus adaptés que d'autres à certains types de calculs en fonction :

- du degré de finesse recherché dans la représentation des phénomènes,
- des informations disponibles,
- des limitations techniques (temps de calcul, espace mémoire, etc.). Concernant ce point, il paraît important de mieux quantifier les erreurs commises lorsque des simplifications sont entreprises (réduction de la taille des modèles, diminution de la finesse du maillage, etc.), ce que nous n'avons que très partiellement fait jusqu'ici.

Il y a aussi des modèles qu'il faut éviter parce qu'ils conduisent manifestement à une mauvaise image de la réalité (les modèles de grande taille entièrement élastiques, par exemple).

En l'absence de mesures *in situ* pouvant servir de comparaison, il est difficile de déterminer, parmi les modèles « corrects », celui qui est le plus pertinent pour décrire les phénomènes physiques en jeu. Cette remarque est particulièrement appropriée à la distribution des contraintes au niveau de la « zone menaçante » qui gagnerait beaucoup à pouvoir être comparée à quelques résultats de mesures, ne serait-ce qu'en terme d'ordres de grandeur. Ces mesures sont délicates et se heurtent, à proximité de la surface plus encore qu'en milieux souterrain, à des difficultés techniques et scientifiques. Elles devront être cependant être envisagées.

Nous avons choisi de travailler sur les modèles les plus petits (de la taille du modèle C) et donc les plus simples à manipuler numériquement. Ce choix est justifié par la faible influence du massif environnant lors de la prise en compte de la plasticité, et par des considérations pratiques (temps de calcul, espace mémoire occupé, etc.). Nous montrerons dans le Chapitre 3 qu'un tel modèle est effectivement suffisant, au moins en première approche, pour analyser les phénomènes thermiques auxquels nous nous intéressons dans la suite.

*****

***

*

CHAPITRE 3

EXPLORATION PAR LE CALCUL DU ROLE POTENTIEL DES EFFETS THERMOMECANIQUES COMME FACTEUR PREPARATOIRE DES EBOULEMENTS

1- Introduction 59

2- Panorama succinct de la thermomécanique des roches et de ses applications aux phénomènes souterrains 60
2.1- Principes fondamentaux de la thermomécanique des milieux continus 60
2.1.1- Propagation de la chaleur par conduction 60
2.1.2- Contraintes et déformations d'origine thermique dans le cadre de la thermoélasticité linéaire 61
2.2- Spécificités de la thermomécanique dans le cas des roches 62
2.2.1- Applications de la thermomécanique des roches aux phénomènes souterrains (d'après la bibliographie) 62
2.2.2- Caractéristiques thermoélastiques des roches et des massifs rocheux fracturés 63

3- Les phénomènes thermomécaniques de surface et leur implication potentielle dans le déclenchement des éboulements 65
3.1- Applications de la thermomécanique des roches aux phénomènes de surface et au déclenchement des éboulements en particulier 65
3.1.1- Rôle qualitatif du « réchauffement climatique » 65
3.1.2- Rôle de la gélifraction 65
3.1.3- Rôle des déformations et des contraintes induites par des changements de température 66
3.2- Caractéristiques essentielles des phénomènes thermomécaniques de surface 70
3.2.1- Caractéristiques des phénomènes thermiques de surface 70
3.2.2- Caractéristiques des phénomènes mécaniques induits (en élasticité) 71
3.3- Insuffisance de la thermoélasticité à rendre compte des éboulements 72
3.4- Etude des déformations plastiques d'origine thermique par le modèle du « bloc triangulaire » 73
3.4.1- Description du modèle, Comportement mécanique en l'absence de sollicitation thermique 73
3.4.2- Comportement thermoélastique sous sollicitation thermique : le régime pré-périodique 75
3.4.3- Comportement thermo-élastoplastique sous sollicitation thermique 77
3.4.4- Application au cas d'un assemblage de blocs 80

4- Quantification par le calcul des phénomènes thermomécaniques de surface dans le cas des Rochers de Valabres 81
4.1- Calculs thermoélastiques 83
4.1.1- Cas d'une sollicitation sinusoïdale 83
4.1.2- Cas d'une sollicitation en créneaux périodiques 89
4.1.3- Bilan et application au cas d'une sollicitation thermique quelconque 92
4.2- Calculs thermo-élastoplastiques 92

5- Conclusion 95

CHAPITRE 3 : EXPLORATION PAR LE CALCUL DU ROLE POTENTIEL DES EFFETS THERMOMECANIQUES COMME FACTEUR PREPARATOIRE DES EBOULEMENTS

« Il n'y a pas de modèle pour qui cherche ce qu'il n'a jamais vu. »
Paul Eluard, *L'Evidence poétique* (1937)

1- INTRODUCTION

Le Chapitre 2 a permis de montrer que la configuration géométrique et les caractéristiques mécaniques du réseau de discontinuités jouent un rôle essentiel dans l'interprétation des instabilités affectant certains versants rocheux, tels que celui des Rochers de Valabres. Ces éléments semblent cependant insuffisants à rendre compte de l'initiation des mouvements et du déclenchement des éboulements. Preuve en est l'existence de blocs rocheux situés dans des positions particulièrement préoccupantes (cas de la « zone menaçante ») mais qui sont pourtant toujours en place. Pour expliquer l'occurrence des évènements catastrophiques, d'autres causes doivent donc être invoquées, parmi lesquelles les phénomènes hydrauliques, sismiques, thermiques, etc., qui peuvent *a priori* intervenir en tant que facteurs préparatoires ou déclencheurs. Savoir quantifier les effets de chacun de ces phénomènes et en identifier les modes d'action est utile non seulement pour comprendre rétrospectivement un événement qui s'est déjà produit, mais aussi et surtout pour anticiper et donc prévenir des évènements futurs.

En ce qui concerne l'éboulement survenu le 13 mai 2000 sur les Rochers de Valabres, l'implication des discontinuités à pendage vers la vallée est évidente. La mise en lumière de facteurs préparatoires et déclencheurs l'est beaucoup moins. Le 13 mai et les jours précédents n'ont été relevés ni événement sismique significatif, ni précipitations importantes, ni d'épisodes de gel/dégel. L'interprétation de l'incident ne peut donc recourir à ces explications traditionnellement évoquées dans la littérature. Une autre cause potentielle, moins couramment mise en avant peut en revanche être envisagée ici : les effets mécaniques induits par les variations naturelles, journalières et annuelles, de la température de surface. Largement étudiés dans le contexte des ouvrages souterrains, les phénomènes mécaniques liés à l'échauffement ou au refroidissement des roches sont peu pris en compte en surface, même si leurs effets destructeurs potentiels sont soupçonnés.

Les effets thermomécaniques ne sont bien entendu pas la seule explication possible de l'éboulement du 13 mai 2000 sur les Rochers de Valabres, ni des possibles éboulements futurs. Nous allons cependant montrer qu'ils contribuent à leur occurrence en jouant le rôle de facteurs préparatoires. Ce faisant nous montrerons pourquoi ces effets, quoique rarement étudiés quantitativement, méritent d'être pris en considération.

Ce chapitre est donc consacré à l'analyse des conséquences que peuvent avoir les effets thermomécaniques sur la stabilité des versants rocheux, le cas des Rochers de Valabres servant d'illustration au propos. Après un tour d'horizon rapide de l'état des connaissances en matière de thermomécanique des roches, nous verrons comment ces connaissances peuvent être appliquées au problème qui nous occupe. Par-delà la simple étude des effets des variations de température, nous chercherons aussi à proposer les éléments d'une méthodologie d'analyse des causes des éboulements combinant la modélisation numérique et l'auscultation et s'appuyant sur la distinction entre facteurs de prédisposition, préparatoires et déclencheurs.

Nous verrons au Chapitre 4 que les effets thermomécaniques présentent en outre, sur d'autres causes potentielles, l'avantage d'être quotidiens, ce qui facilite leur étude par auscultation, notamment par rapport à celle des épisodes pluvieux ou des séismes, dont les survenues, quoique assez fréquentes dans la vallée de la Tinée, sont irrégulières et imprévisibles.

2- PANORAMA SUCCINCT DE LA THERMOMECANIQUE DES ROCHES ET DE SES APPLICATIONS AUX PHENOMENES SOUTERRAINS

2.1- Principes fondamentaux de la thermomécanique des milieux continus

Nous présentons ici un bref rappel des notions fondamentales de thermomécanique. Pour un exposé plus détaillé, le lecteur est invité à consulter l'ouvrage très complet de Berest & Weber (1988). Pour les aspects purement mécaniques (en élasticité), nous suggérons la lecture de Fourar & Chèze (2002). Pour les aspects purement thermiques, nous conseillons l'ouvrage de Carslaw & Jaeger (1959).

2.1.1- Propagation de la chaleur par conduction

Tout corps est le siège d'une agitation moléculaire qui est fonction de sa température. A cette agitation est associée une énergie cinétique de translation, rotation et vibration moléculaires (notion microscopique) qui peut être transmise d'un corps à un autre sous la forme d'un **flux de chaleur** (notion macroscopique). La **thermique** est la branche des sciences physiques qui traite de la transmission de la chaleur, de ses causes et de ses effets.

On distingue classiquement trois **modes de transmission** de la chaleur (Holman, 2002 ; Goy, 1996) :

- La transmission par **rayonnement** s'opère à travers la propagation d'une onde électromagnétique. C'est le seul mode de transmission qui puisse avoir lieu dans le vide car il ne nécessite pas, contrairement aux deux autres modes, de contact matériel entre les corps impliqués.
- La transmission par **conduction** s'effectue de proche en proche, un flux de chaleur s'établissant naturellement des corps les plus chauds vers les corps les plus froids et conduisant à l'uniformisation des températures.
- Enfin, la transmission par **convection** fait intervenir le transport d'énergie par un fluide mobile. Le mouvement du fluide caloporteur peut être dû à des différences locales de masse volumique liées à l'hétérogénéité du champ de températures (on parlera de **convection libre**), être induit artificiellement (**convection forcée**) ou encore être liés à une combinaison de ces deux causes (**convection mixte**).

Dans un milieu continu solide, la transmission de la chaleur s'opère par conduction. Si le matériau est isotrope, le flux surfacique de chaleur Q_{cond} ($W.m^{-2}$) associé est donné par la **loi de Fourier** :

$$\overrightarrow{Q_{cond}} = -k \cdot \overrightarrow{\mathrm{grad}T}$$

où T désigne le champ de température et k la **conductivité thermique** ($W.m^{-1}.K^{-1}$) du matériau, c'est-à-dire sa propension à « laisser passer la chaleur ». (Pour les matériaux anisotropes, la conductivité thermique prend la forme d'un tenseur de dimension 3.) Par ailleurs, la variation de température induite par un flux de chaleur total Q_{tot} est déduite du **principe de conservation de l'énergie** :

$$\rho c_p \frac{\partial T}{\partial t} + \mathrm{div}\overrightarrow{Q_{tot}} = 0$$

où ρ représente la masse volumique du matériau ($kg.m^{-3}$) et c_p sa capacité calorifique par unité de masse ($J.kg^{-1}.K^{-1}$). Si les caractéristiques du matériau sont homogènes (indépendantes du point considéré) et si le seul flux de chaleur provient de la conduction ($Q_{cond} = Q_{tot}$), on obtient alors facilement l'**équation de la chaleur** :

$$\frac{\partial T}{\partial t} = a \cdot \nabla^2 T$$

La quantité $a = \frac{k}{\rho c_p}$ s'appelle la **diffusivité thermique** du matériau ($m^2.s^{-1}$) et constitue le paramètre fondamental de la conduction de la chaleur. Ce raisonnement exclut l'existence de sources ou de puits de chaleur dans le matériau ; nous supposons donc que la quantité totale de chaleur se conserve. En particulier, il ne tient pas compte de dégradation de l'énergie mécanique en énergie thermique, par frottement par exemple.

En écrivant l'équation de la chaleur sous forme adimensionnelle, il est possible de faire apparaître le **temps caractéristique de la conduction thermique** :

$$t^* = L^2/a$$

où L est une dimension caractéristique du problème.

2.1.2- Contraintes et déformations d'origine thermique dans le cadre de la thermoélasticité linéaire

S'il est parfois possible d'envisager séparément les phénomènes thermiques (changement de température, propagation de la chaleur, etc.) et les phénomènes mécaniques (déformation, modification de l'état de contraintes, etc.), il est généralement nécessaire de les prendre en compte simultanément parce qu'il ne se déroulent pas indépendamment les uns des autres, mais interagissent : on parle de **couplages thermomécaniques (TM)**. La **thermomécanique** est la science des interactions mutuelles des phénomènes thermiques et des phénomènes mécaniques.

Effets mécaniques de phénomènes thermiques

Ces effets sont de deux natures différentes :

- Tout d'abord, « *les variations de température modifient la loi de comportement mécanique de manière quantitative (les valeurs des paramètres de la loi de comportement sont modifiés) ou même qualitative (le refroidissement rend les roches plus fragiles, l'échauffement les rend plus ductiles)* » (CFMR, 1999). Ce phénomène, appelé « **non linéarité** », peut souvent être négligé lorsque les variations de températures sont faibles.
- D'autre part, une variation de température ΔT engendre, par **dilatation**, des **déformations thermiques** $\overline{\overline{\Delta\varepsilon_T}}$. Ces déformations s'ajoutent aux déformations d'origine strictement mécanique $\overline{\overline{\Delta\varepsilon_M}}$ liées à une variation de l'état de contrainte $\overline{\overline{\Delta\sigma}}$. Ainsi les déformations réelles $\overline{\overline{\Delta\varepsilon}}$ dérivant du champ de déplacement $\vec{u}$ s'écrivent-elles :

$$\overline{\overline{\Delta\varepsilon}} = \text{sym grad}\,\vec{u} = \overline{\overline{\Delta\varepsilon_M}} + \overline{\overline{\Delta\varepsilon_T}}$$

Dans le cadre de la **thermoélasticité linéaire** (et **isotrope**), si E et ν désignent respectivement le module de Young et le coefficient de Poisson du matériau, λ et μ ses coefficients de Lamé et α sont **coefficient de dilatation thermique**, on écrira :

$$\begin{cases} \overline{\overline{\Delta\varepsilon_M}} = \dfrac{1+\upsilon}{E}\cdot\overline{\overline{\Delta\sigma}} - \dfrac{\upsilon}{E}\,\text{tr}\left(\overline{\overline{\Delta\sigma}}\right)\cdot\overline{\overline{1}} \quad \text{ou} \quad \overline{\overline{\Delta\sigma}} = 2\mu\cdot\overline{\overline{\Delta\varepsilon_M}} + \lambda\,\text{tr}\left(\overline{\overline{\Delta\varepsilon_M}}\right)\cdot\overline{\overline{1}} \\ \overline{\overline{\Delta\varepsilon_T}} = \alpha\cdot\Delta T\cdot\overline{\overline{1}} \end{cases}$$

La variation de l'état de contraintes est alors :

$$\overline{\overline{\Delta\sigma}} = 2\mu\cdot\overline{\overline{\Delta\varepsilon}} + \lambda\,\text{tr}\left(\overline{\overline{\Delta\varepsilon}}\right)\cdot\overline{\overline{1}} - (3\lambda+2\mu)\alpha\cdot\Delta T\cdot\overline{\overline{1}}$$

Si le milieu est empêché de se déformer ($\Delta\overline{\overline{\varepsilon}} = 0$), la variation de température induira l'apparition de **contraintes thermiques** de compression lorsque $\Delta T>0$ et de traction lorsque $\Delta T<0$:

$$\Delta\overline{\overline{\sigma}} = -(3\lambda + 2\mu)\alpha \cdot \Delta T \cdot \overline{\overline{1}} = -\frac{E}{1-2\upsilon}\alpha \cdot \Delta T \cdot \overline{\overline{1}}$$

Ces contraintes peuvent être très importantes et conduire à la ruine du matériau. Les refroidissements en particulier sont de nature à induire des efforts qui peuvent être très mal supportés par le milieu.

Effets thermiques de phénomènes mécaniques

Dans les conditions habituelles, ces effets sont souvent bien moins sensibles que les effets mécaniques des phénomènes thermiques. En particulier (CFMR, 1999) :

- La dissipation de l'énergie mécanique sous forme de chaleur (frottements, etc.) est presque toujours « *insuffisante pour accroître significativement la température* ».
- La modification des caractéristiques thermiques lors de changements de l'état de contrainte est généralement négligeable. Elle peut éventuellement ne pas l'être dans les cas où une augmentation de confinement entraîne la fermeture des défauts (pores, fissures, etc.) et modifie ainsi la conductivité thermique d'ensemble.

De ce fait, le couplage thermomécanique n'est pas généralement total, mais seulement **partiel** : le seul élément d'interaction à considérer entre les phénomènes thermiques et mécaniques est la **dilatation thermique**. Ceci simplifie considérablement l'appréhension de ces phénomènes d'un point de vue analytique : on peut résoudre séparément les équations de la thermique et utiliser ensuite le champ de température calculé (et son éventuelle évolution dans le temps) pour résoudre les équations mécaniques correspondantes. Nous reviendrons sur ce point à propos des modalités des calculs thermomécaniques dans le code de calcul UDEC (Annexe 2).

2.2- Spécificités de la thermomécanique dans le cas des roches

La **thermomécanique des roches** est l'application aux roches des notions fondamentales de thermomécanique présentées ci-dessus. Les spécificités de cette discipline tiennent donc bien plus aux caractéristiques originales des roches qu'à la théorie sous-jacente. Or justement, l'application des principes de la physique aux objets naturels – et aux massifs rocheux en particulier – n'est jamais aisée, tant ces derniers s'écartent parfois de l'idéal du milieu continu homogène : ils sont discontinus, hétérogènes, anisotropes, complexes dans leurs structures, extrêmement variables dans leurs caractéristiques, etc. (CFMR, 1999).

2.2.1- Applications de la thermomécanique des roches aux phénomènes souterrains (d'après la bibliographie)

L'auscultation et la modélisation numérique des phénomènes thermomécaniques dans les milieux rocheux poreux et/ou fracturés ont connu un développement spectaculaire au cours des 20 ou 30 dernières années. Les techniques de mesures et les outils de calcul permettant d'appréhender ces phénomènes ont en effet bénéficié de l'émulation scientifique liée à la nécessité de mieux comprendre (et de mieux prévoir) les réactions des terrains encaissants dans des applications nouvelles telles que (Yow, 2002 ; Jing, 2003) :

- Le **stockage de déchets radioactifs exothermiques** dans des cavités souterraines creusées dans le sel (Pudewills & Droste, 2003), le granite (Rejeb *et al.*, 1990; Millard *et al.*, 1995) ou dans des formations argileuses (Giraud & Rousset, 1995). La majorité des pays impliqués dans les études de stockage souterrain de déchets radioactifs disposent, ou disposeront prochainement, de laboratoires

souterrains dans lesquels ils peuvent réaliser des essais de chauffage « grandeur nature » qui viennent compléter les approches plus théoriques notamment issues de la modélisation numérique.

- L'**injection de fluides** dans un massif rocheux à température différente (Kevorkov *et al.*, 1974), que ce soit dans le cadre des exploitations de la chaleur contenue dans les roches profondes (géothermie : Bruel, 1995 ; Kolditz, 1995; Bérard & Cornet, 2003) ou pour augmenter le taux de récupération dans les exploitations d'hydrocarbures liquides ou gazeux (Lauwerier, 1955 ; Corre *et al.*, 1984).
- Le **stockage de gaz liquéfié** à très basse température dans des cavités souterraines inexploitées (Monsen & Barton, 2001).

Par ailleurs, dans un autre domaine –celui de la géophysique interne–, les phénomènes de génération et de transport de la chaleur dans le manteau et la croûte terrestres font l'objet de nombreuses études (voir par exemple Lliboutry, 1998, pp. 159-182) visant à mieux connaître le régime thermique de notre planète (gradient géothermique, rôle des fluides, etc.).

Dans la plupart de ces problèmes, il ne suffit pas de prendre en compte les effets thermomécaniques (TM) pour comprendre les phénomènes en jeu. Presque toujours, la présence et la circulation de fluides induisent des couplages hydromécaniques (HM), voire thermo-hydromécaniques (THM), qui compliquent considérablement la compréhension et la modélisation des phénomènes (notamment parce que le couplage HM n'est pas partiel, mais total). Nous ne nous attarderons pas ici sur de tels cas et nous nous concentrerons sur les seuls effets thermomécaniques (massif rocheux sans fluide). Ceux-ci peuvent avoir des conséquences notables : ils sont de nature à provoquer le cisaillement des discontinuités pré-existantes (Rejeb *et al.*, 1990 ; Monsen & Barton, 2001) ou à induire l'apparition de discontinuités nouvelles (Bérard & Cornet, 2003) qui peuvent être responsables de la dégradation progressive des caractéristiques mécaniques du milieu rocheux (David *et al.*, 1999).

2.2.2- Caractéristiques thermoélastiques des roches et des massifs rocheux fracturés

Comme il a été dit plus haut, les spécificités de la thermomécanique des roches tiennent pour l'essentiel aux propriétés des roches et donc, en particulier, à la valeur de leurs caractéristiques thermoélastiques : conductivité thermique k, capacité calorifique massique c_p et coefficient de dilatation thermique α.

Faible variabilité des caractéristiques thermoélastiques des roches

Les caractéristiques thermoélastiques sont variables d'une roche à l'autre (sous l'effet des différences de minéralogie et de texture) et, pour une même roche, variables en fonction des conditions dans lesquelles elle se trouve (température, confinement, micro-fissuration). Malgré tout, leur plage de variation est « *très petite en comparaison avec d'autres propriétés usuelles des roches (résistance mécanique, perméabilité)* », ce qui permet de garantir que, « *dans presque tous les cas, les calculs thermiques* [de conduction] *donneront des résultats en très bon accord avec les observations* » (Berest & Weber, 1988, pp 27-28). Ces auteurs propose les fourchettes suivantes pour les roches les plus courantes (les roches évaporitiques sont exclues) :

$$0{,}8\ \mathrm{W.m^{-1}.K^{-1}} < k < 4.2\ \mathrm{W.m^{-1}.K^{-1}}$$

$$500\ \mathrm{J.kg^{-1}.K^{-1}} < c_p < 1000\ \mathrm{J.kg^{-1}.K^{-1}}$$

$$\alpha \approx 1{,}5.\ 10^{-6}\ \mathrm{m^2.s^{-1}}\ \text{(gamme de variation non précisée)}$$

Les faibles gammes de variations font qu'on peut souvent se passer de mesures en laboratoire des grandeurs ci-dessus.

On peut trouver dans la littérature de très nombreuses valeurs des caractéristiques thermoélastiques de roches granitiques ou gneissiques qui peuvent, par leur composition minéralogique, être comparées aux gneiss migmatitiques des Rochers de Valabres. Un bilan de ces valeurs est fourni

dans le Tableau 3-1 établi d'après Berest & Weber (1988), Rejeb *et al.* (1990), Goy (1996), CFMR (1999) et Janio Castro de Lima & Braga Paraguassu (2004). Avec une masse volumique de 2,65 kg.m^{-3} (cf. §3.3.1 du Chapitre 1), la diffusivité thermique moyenne vaut 1,3.10^{-6} m^2.s^{-1}.

	Valeur moyenne	Ecart-type	Nombre de valeurs
k (W.m^{-1}.K^{-1})	2,9	0,5	25
c_p (J.kg^{-1}.K^{-1})	830	30	10
α (K^{-1})	7.10^{-6}	0,5.10^{-6}	50

Tableau 3-1 : Paramètres thermoélastiques pour les roches granitiques et gneissiques d'après la littérature.

Toutes ces valeurs entrent dans les intervalles donnés plus haut. Il convient de signaler que, du fait de l'anisotropie des gneiss liée à l'organisation planaire des minéraux (foliation), les caractéristiques thermoélastiques dépendent en toute rigueur de la direction dans laquelle elles sont mesurées. Les coefficients de dilatation thermiques peuvent ainsi varier dans un rapport 1,5 (Berest & Weber, 1988, p 78) et les conductivités thermiques dans un rapport 2 (Goy , 1996), suivant que ces caractéristiques sont considérés parallèlement ou perpendiculairement à la foliation. Il ne nous a pas semblé nécessaire de prendre en compte cette anisotropie dans une première approche.

Cas des massifs rocheux fracturés

A certaines échelles, les roches –ou plutôt les massifs rocheux– ne peuvent pas être considérés comme continus du fait de la présence de fractures de toutes tailles et de toutes natures qui interviennent à la fois sur les aspects thermiques et mécaniques. Face à l'impossibilité de tenir compte explicitement de toutes les fractures, il est nécessaire de déterminer des **caractéristiques thermomécaniques équivalentes** (dites aussi « en grand »).

D'un point de vue thermique, l'effet de la fracturation dépend de la densité, de l'orientation, de l'ouverture de fractures (Moon & Jue, 1993), de l'existence d'un remplissage et de la présence de fluides caloporteurs. Ces deux derniers points entrent dans le cadre des couplages THM, dont il n'est pas question ici. Si on exclut le rôle de l'eau, on notera que :

- Les fractures de faible ouverture sont réputées n'avoir pratiquement aucune influence sur la répartition des température dans le massif si bien que ce dernier peut être considéré comme thermiquement continu (Rejeb *et al.*, 1990 ; Bertolus, 1998)
- Les fractures de plus fortes ouvertures et remplies d'air jouent un rôle d'isolant thermique puisque le transfert de chaleur ne s'y effectue plus par conduction (la conductivité thermique de l'air est 150 fois inférieure à celle de la roche), mais plutôt par convection (naturelle) et rayonnement, qui sont des modes moins efficaces de transfert de chaleur. Ce point est illustré par les profils thermiques mesurés par Bertolus (1998) qui mettent en évidence des anomalies thermiques à la traversée de fractures ouvertes.
- Enfin, les fractures contenant un remplissage solide seront plus ou moins isolantes selon la nature du remplissage.

D'un point de vue thermomécanique, la présence de fractures peut modifier de façon très significative le comportement d'un massif rocheux. Ainsi, alors que la dilatation thermique (en conditions confinées) d'un milieu rocheux sans fracture peut induire des « *contraintes énormes* [...] *même pour des augmentations très modérées de la température* » (Feuga & Vouille, 1982, p 211), la fracturation « *a pour effet de retarder et de réduire l'accroissement des contraintes dû à l'augmentation des températures* » (Feuga & Vouille, 1984, p 229). En effet, les fractures ayant une ouverture suffisante « *commencent par absorber la dilatation thermique des blocs qu'elles délimitent, empêchant ou limitant par ce biais l'apparition de contraintes de compression qui ne peuvent se développer librement qu'une fois atteinte une température provoquant la fermeture complète des fractures* » (Feuga & Vouille, 1982, p 212).

3- LES PHENOMENES THERMOMECANIQUES DE SURFACE ET LEUR IMPLICATION POTENTIELLE DANS LE DECLENCHEMENT DES EBOULEMENTS

3.1- Applications de la thermomécanique des roches aux phénomènes de surface et au déclenchement des éboulements en particulier (d'après la bibliographie)

Les applications de la thermomécanique des roches présentées jusqu'ici concernent des phénomènes souterrains se produisant au cœur du massif rocheux, à des profondeurs variables, allant de la dizaine de mètres à plusieurs dizaines de kilomètres ou même davantage. Les travaux relatifs aux effets thermiques et thermomécaniques se produisant au voisinage de la surface du sol sont beaucoup moins nombreux. Par la suite, nous entendrons par « **phénomènes thermomécaniques de surface** » les phénomènes thermiques et mécaniques (variations des températures, des états de déformations et de contraintes, déplacements, etc.) se produisant au voisinage de la surface d'un massif rocheux (interface air-roche) sous l'effet des modifications thermiques (températures, flux de chaleur, etc.) dues aux conditions climatiques naturelles (ensoleillement, échauffement et refroidissement de l'air, vent, pluie, neige).

Les effets des variations de température de surface sont étudiés notamment pour la détermination du **profil de température** qui règne dans le « sol ». La connaissance de ce profil est utile pour :

- déterminer le bilan thermique optimum de certains bâtiments (principe de la « climatisation naturelle par le sol » : Jacovides *et al.*, 1996; Mihalakakou, 2002),
- prédire les températures rencontrées lors du creusement de tunnels afin de prévoir les conditions de travail des hommes et des machines qui vont réaliser les ouvrages (Goy, 1996),
- détecter les anomalies géothermiques pouvant permettre une exploitation énergétique,
- reconstituer les conditions climatiques passées à partir des mesures de températures réalisées en forage (Demezhko & Shchapov, 2001).

Dans aucun de ces cas cependant les conséquences mécaniques des changements de température ne sont envisagées.

Si nous nous concentrons maintenant sur les phénomènes thermiques et thermomécaniques de surface en relation avec les mouvements de versant (et plus spécifiquement avec les éboulements), les études disponibles concernent 3 thématiques distinctes qui sont détaillées successivement ci-après.

3.1.1- Rôle qualitatif du « réchauffement climatique »

Le changement climatique et le réchauffement de la planète prédits comme conséquence des activités humaines sont souvent présentés par les géomorphologues comme des facteurs susceptibles de provoquer la déstabilisation de certains versants, entraînant ainsi glissements de terrains et chutes de blocs (Schmidt & Dikau, 2004 ; Dehn *et al.*, 2000). Cette assertion repose sur des raisonnements généralement qualitatifs et ne s'appuie presque jamais sur des mesures *in situ*. Les mécanismes en jeu étant probablement plutôt d'ordre bio-hydro-géochimiques (augmentation locale des cumuls de précipitation, modification du couvert végétal des pentes, accroissement de la vitesse d'altération des matériaux, ravinement, etc.) que d'ordre strictement thermomécanique, ces problèmes ne rentrent pas directement dans le cadre de l'étude présentée ici.

3.1.2- Rôle de la gélifraction

La deuxième thématique est celle des phénomènes de gel/dégel. L'idée que le gel puis le dégel de l'eau remplissant les vides (pores, fissures, fractures) du massif rocheux puisse être à l'origine de chutes de blocs n'est pas nouvelle en mécanique des roches (Battle, 1960 ; Zaruba & Mencl, 1969). Ce phénomène, connu sous le nom de « **gélifraction** » ou « **cryoclastie** » (« *frost shattering* » en anglais), est supposé résulter de l'augmentation du volume massique (de l'ordre de 9%) de l'eau liquide lors de sa solidification : lors de la progression du front de gel dans une fissure, si l'ouverture de cette dernière n'est pas suffisante pour que l'augmentation de volume puisse se faire librement et que l'eau en excès

Si les variations de températures extérieures sont périodiques, ce phénomène sera *a priori* entièrement **réversible** et se reproduira chaque jour, identique à lui-même. Au contraire, si la température extérieure augmente progressivement, on notera également une évolution des mesures de déformation ou de déplacement liées à un réchauffement progressif du massif dans son ensemble.

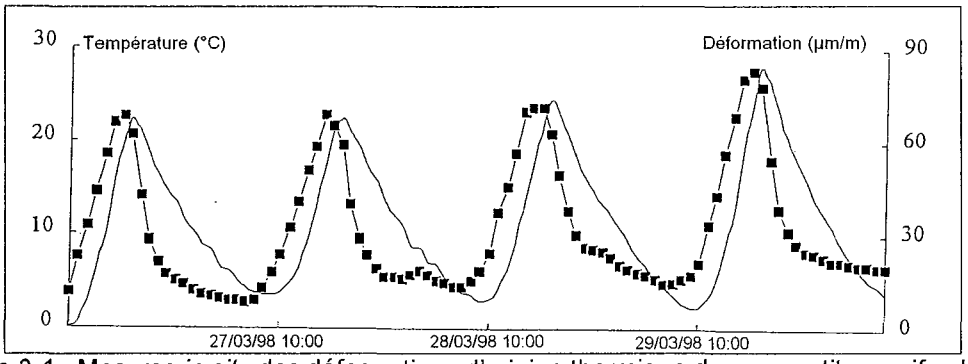


Figure 3-1 : Mesures *in situ* des déformations d'origine thermique dans un petit massif calcaire. Déformations à une profondeur de 82 cm (courbes avec carrés noirs) et température de l'air extérieur (trait continu). D'après Bertolus (1998).

Dans d'autres situations les déplacements et les déformations qui se manifestent sont **irréversibles**. Le mouvement de versant de Checkerboard Creek (Colombie britannique, Canada), affectant 2 à 3 millions de mètres cubes de granodiorite fracturée, en fournit une excellente illustration (Watson *et al.*, 2004). Sur ce site, 2 extensomètres horizontaux de 60 mètres de longs ont permis, grâce à un recul d'une dizaine d'années, de mettre en évidence, à une profondeur de l'ordre de 20 m, un cycle annuel de déplacements caractérisé par une augmentation progressive des déplacements relatifs (de l'ordre de 3 à 5 mm) de l'automne au printemps (c'est-à-dire lors du refroidissement de la surface du versant) et une quasi-absence de déplacements relatifs pendant l'été, lorsque le versant se réchauffe (Figure 3-2). Le déplacement relatif augmente ainsi très régulièrement de plusieurs millimètres chaque année. Les auteurs ont d'abord tenté, avec un succès mitigé, d'expliquer ce comportement par la répartition annuelle des précipitations, celles-ci se concentrant principalement entre octobre et janvier. Si l'accélération des mouvements lors d'une période d'infiltration brutale est indéniable (avril 2002 : fonte rapide du manteau neigeux), la corrélation entre niveau piézométrique et mouvements est beaucoup moins évidente à d'autres moments (octobre 2002 : alors que l'automne est anormalement sec, les mouvements s'accélèrent comme les autres années).

Finalement, sur la base de calcul numériques réalisés avec le logiciel UDEC, les auteurs privilégient l'hypothèse d'un comportement guidé par les variations des températures de surface : lors du refroidissement du massif, ils montrent que la contrainte normale sur les discontinuités diminue (du fait de la configuration géométrique du versant et des conditions aux limites), induisant ainsi un mouvement d'ensemble des blocs qui explique l'augmentation du déplacement relatif mesuré par les extensomètres (déformation plastique des discontinuités). Lors du réchauffement, la contrainte normale augmente, mais les mouvements ne peuvent s'effectuer en sens inverse, si bien que les déplacements cumulés restent constants (Figure 3-3). Lors du refroidissement suivant, en revanche, les déplacements augmentent à nouveau par le même mécanisme que précédemment. Bien que l'implication du régime de précipitations dans la cyclicité du comportement observé ne puisse pas être totalement exclue, Watson *et al.* (2004) proposent donc ici une hypothèse tout à fait plausible : les variations périodiques de température en surface à l'échelle de l'année pourraient avoir, y compris en profondeur dans le massif, des conséquences mécaniques **irréversibles** et **se cumulant** d'année en année.

Génération et propagation de micro- et de macro-fractures

Lorsque les déformations et les contraintes thermiques sont suffisantes, elles peuvent induire la génération ou la propagation de fractures. Ce phénomène est connu à l'échelle microscopique sous le nom de **micro-fissuration thermique** : les roches étant minéralogiquement hétérogènes, une variation de température, même si elle est lente et homogène, induit nécessairement des inégalités de dilatation d'un grain à l'autre. (A titre indicatif : $\alpha \approx 34.10^{-6}$ K^{-1} pour le quartz et $\alpha \approx 12.10^{-6}$ K^{-1} pour les oligoclases, d'après Berest & Weber, 1988, p 78). « *Des contraintes intergranulaires de traction et de compression se développent* [alors] *et si celles-ci dépassent la résistance à la rupture, des fissures intergranulaires et intragranulaires se produisent* » (Berest & Weber, 1988, p 305). Ce phénomène se traduit par une modification des propriétés physiques du matériau et peut ainsi être mis en évidence par des observations au MEB (Microscope Electronique à Balayage), par des mesures de célérité des ondes élastiques ou par des essais de compressibilité réalisés avant et après la variation de température.

La coalescence des micro-fissures peut probablement contribuer à la préparation des éboulements. Pour les granites et les gneiss, l'augmentation de la température doit cependant être conséquente (probablement plus de 50°C) et relativement rapide (de l'ordre de 2°C.min^{-1}) pour que la micro-fissuration se développe de façon sensible (Perami, 1971 ; Feuga & Vouille, 1982, p 206), ce qui rend ce phénomène tout à fait négligeable dans les conditions naturelles, à l'échelle d'une journée. Malgré tout, la répétition quotidienne de variations de température, même de faible amplitude, peut contribuer à accroître progressivement l'impact de la micro-fissuration : c'est le processus de **fatigue thermique**, qui est également considéré comme l'une des causes de la dégradation superficielle des pierres des monuments historiques (Galan *et al.*, 1992; Royer-Carfagni, 1999). Bien entendu, la fatigue thermique n'est pas un phénomène spécifique de la surface, mais elle intervient de manière privilégiée en surface car les variations de température y sont répétées quotidiennement. Son implication dans les éboulements mérite d'être étudiée, ce que nous ferons pas ici.

Le phénomène de propagation de fracture existe *a priori* aussi à l'échelle macroscopique, bien qu'il soit difficile d'en faire une observation directe. Récemment, Vargas *et al.* (2004) l'ont invoqué pour tenter d'expliquer es éboulements qui surviennent régulièrement à Rio-de-Janeiro (Brésil), dans d'anciennes carrières aujourd'hui urbanisées, au cours des mois d'hiver pendant lesquels on n'enregistre, pour ainsi dire, aucune précipitation. Les observations de terrain montrent que les blocs impliqués dans ces incidents sont généralement prédécoupés par un réseau de discontinuités bien développées et maintenus en place sur la paroi par la seule existence de quelques ponts rocheux. C'est la rupture plus ou moins progressive de ces derniers qui est à l'origine des éboulements. En l'absence manifeste de toute autre cause susceptible d'expliquer la rupture des ponts rocheux, les auteurs suggèrent qu'elle est provoquée par l'accumulation des effet des contraintes thermiques. Cette hypothèse est corroborée par le fait que les éboulements surviennent souvent lors de belles journées ensoleillées au cours desquelles la température de surface du massif rocheux varie fortement. Elle repose sur le calcul des coefficients d'intensité de contraintes aux extrémités d'une fissure préexistante (Berest & Weber, 1988, pp 313-327) : par un calcul numérique réalisé avec le logiciel ABAQUS, Vargas *et al.* (2004) montrent que, dans des conditions géométriques favorables, les variations de température en surface sont suffisantes pour induire l'accroissement du coefficient d'intensité de contraintes au-delà d'un seuil et donc pour provoquer la propagation sur une certaine distance d'une fracture pré-existante d'extension limitée. On peut comprendre que la fracture s'étend ainsi, de jour en jour, jusqu'à la chute du bloc qu'elle limite : il s'agit d'un phénomène **irréversible** et **cumulatif**.

Mouvements (réversibles et irréversibles) au niveau des fractures pré-existantes

S'appuyant sur des mesures réalisées dans un petit massif de calcaire fracturé (à proximité de Coaraze, Alpes-Maritimes) à l'aide de thermomètres et d'extensomètres à corde vibrante, Bertolus (1998) a constaté « *une corrélation étroite des mesures de température avec les mesures de déformation. Les variations cycliques de la température extérieure entraînent des variations cycliques des déformations* [de la matrice et des discontinuités] *d'une amplitude variant d'une dizaine de µm/m* [...] *à plusieurs centaines de µm/m* ». Il en conclue que « *les fissures s'ouvrent* [et se referment] *quotidiennement sous l'effet de l'augmentation* [puis de la diminution] *de la température du massif rocheux* » (Figure 3-1). Ce phénomène pourrait être qualifié de « **respiration thermique** des fractures ».

Si les variations de températures extérieures sont périodiques, ce phénomène sera *a priori* entièrement **réversible** et se reproduira chaque jour, identique à lui-même. Au contraire, si la température extérieure augmente progressivement, on notera également une évolution des mesures de déformation ou de déplacement liées à un réchauffement progressif du massif dans son ensemble.

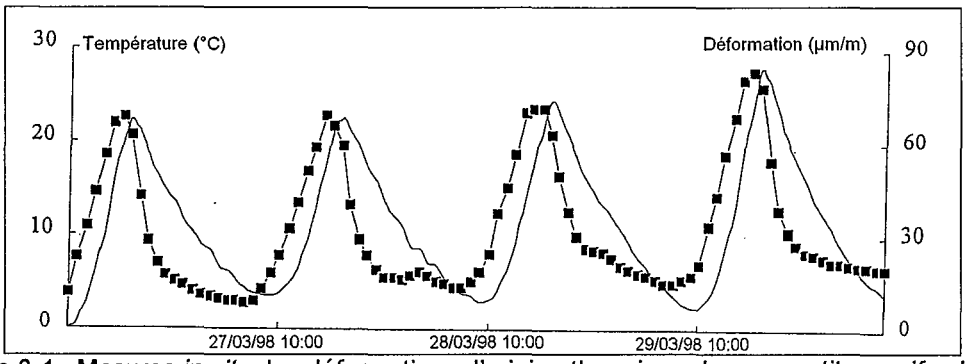


Figure 3-1 : Mesures *in situ* des déformations d'origine thermique dans un petit massif calcaire. Déformations à une profondeur de 82 cm (courbes avec carrés noirs) et température de l'air extérieur (trait continu). D'après Bertolus (1998).

Dans d'autres situations les déplacements et les déformations qui se manifestent sont **irréversibles**. Le mouvement de versant de Checkerboard Creek (Colombie britannique, Canada), affectant 2 à 3 millions de mètres cubes de granodiorite fracturée, en fournit une excellente illustration (Watson *et al.*, 2004). Sur ce site, 2 extensomètres horizontaux de 60 mètres de longs ont permis, grâce à un recul d'une dizaine d'années, de mettre en évidence, à une profondeur de l'ordre de 20 m, un cycle annuel de déplacements caractérisé par une augmentation progressive des déplacements relatifs (de l'ordre de 3 à 5 mm) de l'automne au printemps (c'est-à-dire lors du refroidissement de la surface du versant) et une quasi-absence de déplacements relatifs pendant l'été, lorsque le versant se réchauffe (Figure 3-2). Le déplacement relatif augmente ainsi très régulièrement de plusieurs millimètres chaque année. Les auteurs ont d'abord tenté, avec un succès mitigé, d'expliquer ce comportement par la répartition annuelle des précipitations, celles-ci se concentrant principalement entre octobre et janvier. Si l'accélération des mouvements lors d'une période d'infiltration brutale est indéniable (avril 2002 : fonte rapide du manteau neigeux), la corrélation entre niveau piézométrique et mouvements est beaucoup moins évidente à d'autres moments (octobre 2002 : alors que l'automne est anormalement sec, les mouvements s'accélèrent comme les autres années).

Finalement, sur la base de calcul numériques réalisés avec le logiciel UDEC, les auteurs privilégient l'hypothèse d'un comportement guidé par les variations des températures de surface : lors du refroidissement du massif, ils montrent que la contrainte normale sur les discontinuités diminue (du fait de la configuration géométrique du versant et des conditions aux limites), induisant ainsi un mouvement d'ensemble des blocs qui explique l'augmentation du déplacement relatif mesuré par les extensomètres (déformation plastique des discontinuités). Lors du réchauffement, la contrainte normale augmente, mais les mouvements ne peuvent s'effectuer en sens inverse, si bien que les déplacements cumulés restent constants (Figure 3-3). Lors du refroidissement suivant, en revanche, les déplacements augmentent à nouveau par le même mécanisme que précédemment. Bien que l'implication du régime de précipitations dans la cyclicité du comportement observé ne puisse pas être totalement exclue, Watson *et al.* (2004) proposent donc ici une hypothèse tout à fait plausible : les variations périodiques de température en surface à l'échelle de l'année pourraient avoir, y compris en profondeur dans le massif, des conséquences mécaniques **irréversibles** et **se cumulant** d'année en année.

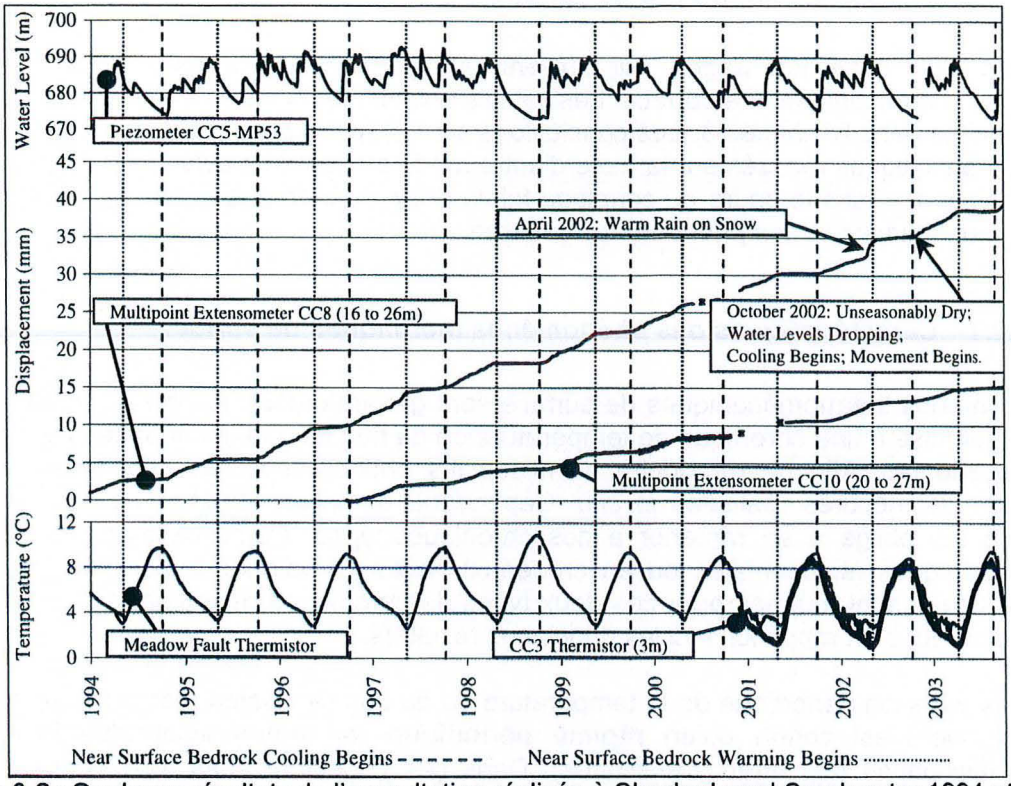


Figure 3-2 : Quelques résultats de l'auscultation réalisée à Checkerboard Creek entre 1994 et 2004. L'accroissement « par rampes et paliers » des déplacements mesurés par les 2 extensomètres à 20 m de profondeur (courbes du milieu) semblent mieux corrélé aux variations des températures de surface (en bas) qu'aux variations piézomètriques au niveau de la base de la masse mobile (en haut). D'après Watson *et al.* (2004).

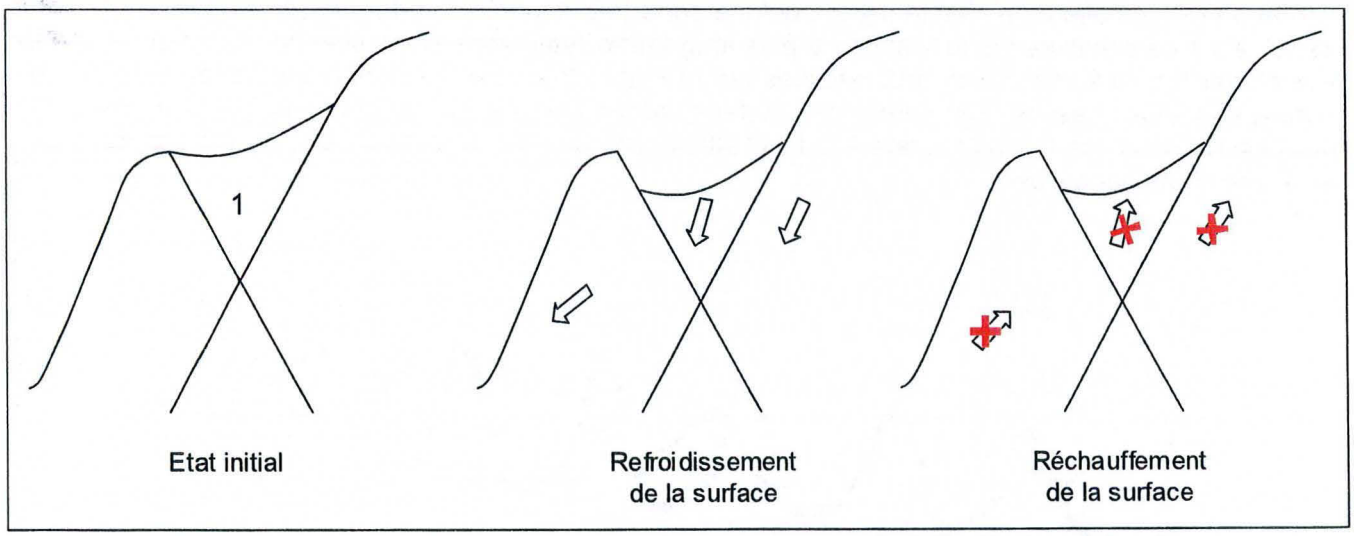


Figure 3-3 : Interprétation simplifiée des mouvements mesurés à Checkerboard Creek. Lors du refroidissement de la surface des mouvements vers le bas et vers l'extérieur se manifestent ; le bloc 1 s'affaisse dans un dièdre de fractures. Lors du réchauffement de la surface, les déplacements ne peuvent s'effectuer en sens inverse car le bloc 1 joue un rôle de « coin ». D'après Watson *et al.* (2004).

3.2- Caractéristiques essentielles des phénomènes thermomécaniques de surface

Nous rappelons dans les pages qui suivent quelques éléments théoriques concernant les phénomènes thermomécaniques de surface. Les calculs analytiques sous-jacents ne sont pas présentés ici mais rassemblés dans l'Annexes 3. Les conclusions sont étayées par l'analyse de mesures *in situ* ou par des calculs analytiques réalisés sur la base d'autre modèles, tels que celui de la plaque d'épaisseur constante (Annexe 4). Dans le cadre du couplage faible entre phénomènes thermiques et phénomènes mécaniques, nous étudierons ces phénomènes séparément.

3.2.1- Caractéristiques des phénomènes thermiques de surface

Les phénomènes thermomécaniques de surface sont généralement modélisés en considérant que la surface est soumise à une chronique de température ou de flux de chaleur imposée par les conditions climatiques extérieures. Afin de reproduire au mieux les phénomènes, les chroniques peuvent être établies à partir de mesures réalisées *in situ*. Cependant, de telles données ne sont que rarement disponibles, ce qui oblige à se ramener à des chroniques-types. Parmi celles-ci, on peut citer les chroniques périodiques (sinusoïdales ou en créneaux) et les chroniques avec sauts et paliers. Des solutions analytiques sont fournies pour ces deux types de chroniques dans l'Annexe 3 dans le cas du milieu semi-infini. Nous en rappellons ici les principaux résultats.

Lorsqu'une variation périodique de la température ou du flux de chaleur est imposée en surface, la solution analytique n'est connu qu'en **régime périodique** (ou après avoir attendu suffisamment longtemps la dissipation des effets transitoires). Dans ces conditions, tout se passe comme si une « **onde** » **thermique** se propageait dans le massif en s'atténuant avec la profondeur. (L'équation de la chaleur est une équation aux dérivées partielles de type parabolique, les notions d'« **onde thermique** » et de « **propagation de chaleur** » n'ont pas de sens dans le cas général.). Les phénomènes qui se produisent en surface se répercutent ainsi en profondeur avec un certain retard et une amplitude moindre. La **vitesse de propagation** de l'onde et son **atténuation** dépendent de son spectre fréquentiel. Globalement, le système se comporte comme un **filtre passe-bas** : les variations basse fréquence se propagent plus vite et plus loin que les variations haute fréquence. Ainsi les variations de température journalières n'affectent-elles qu'une zone très superficielle du massif. Plus en profondeur, seules sont perceptibles les tendances à plus long terme (variations saisonnières). Ce phénomène est illustré par les mesures *in situ* représentées sur la Figure 3-4 : dans le cas d'une variation journalière quasi-périodique des températures de surface accompagnée d'une tendance à l'augmentation progressive de celles-ci, on constate à la fois l'atténuation des variations journalières avec la profondeur et le retard pris par celles-ci.

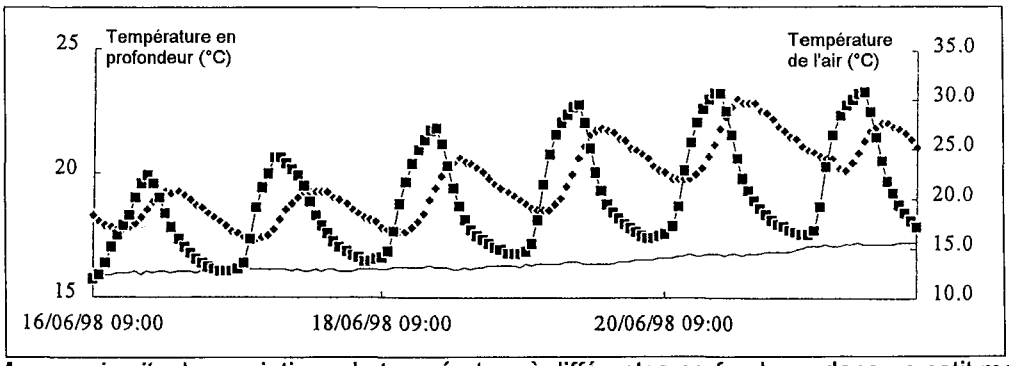


Figure 3-4 : Mesures *in situ* des variations de température à différentes profondeurs dans un petit massif calcaire. Sont représentées la température à 40 cm (petits carrés) et à 130 cm de profondeur (trait continu) ainsi que la température de l'air extérieur (grand carrés). D'après Bertolus (1998).

Lorsque le profil de température est initialement uniforme et qu'on applique un saut de température ou de flux en surface, le système n'atteint pas d'équilibre. Suivant le sens du « saut », les températures ont tendance à croître ou à décroître dans tout le massif. La variation de température n'est d'abord

perceptible qu'au voisinage de la surface, avant de devenir progressivement observable à des profondeurs de plus en plus importantes.

3.2.2- Caractéristiques des phénomènes mécaniques induits (en élasticité)

Les effets mécaniques induits sont étudiés ici dans le cadre de la thermoélasticité. Les conséquences de la prise en compte de la plasticité seront abordées plus loin (§3.3 et 3.4). Nous distinguerons ici les effets mécaniques de surface et les effets mécaniques en profondeur.

Effets mécaniques en surface (déplacements)

Dans le cas où une variation sinusoïdale de température ou de flux de chaleur est imposée en surface, les déplacements (normaux) de la surface en régime périodique sont également sinusoïdaux et de même période (Annexe 3). Ils présentent cependant un retard d'un huitième de période sur la température de surface et d'un quart de période sur le flux de chaleur à travers cette dernière. L'amplitude des déplacements dépend tout à la fois des caractéristiques thermoélastiques du milieu (coefficient de dilatation et diffusivité) et des caractéristiques de la chronique imposée (amplitude, fréquence).

Dans le cas d'un saut de température ou de flux de chaleur, les déplacements de surface commencent dès l'application de cette perturbation. Les vitesses diminuent rapidement avec le temps, mais restent suffisantes pour que les déplacements ne se stabilisent pas et continuent de croître. Ce phénomène est limité dans la pratique puisqu'à une variation brutale de la température ou du flux de chaleur en surface finit toujours par succéder, tôt ou tard, une autre variation en sens inverse qui met fin aux effets de la précédente.

Effets mécanique en profondeurs (modification de l'état de contrainte ou de déformation)

Sous l'hypothèse de la sollicitation quasi-statique (cf. Annexe 2), les déformations $\Delta\bar{\bar{\varepsilon}}$ induites en un point M du massif lors d'un changement de température ΔT_1 en surface sont dues conjointement :

- à la dilatation liée à la variation de température ΔT_2 résultant en M de la propagation des sollicitations thermiques appliquées en surface ($\Delta\bar{\bar{\varepsilon}}_T = \alpha \cdot \Delta T_2 \cdot \bar{\bar{1}}$ est la **déformation thermique** *stricto sensu* en M),
- aux **déformations mécaniques** *stricto sensu* $\Delta\bar{\bar{\varepsilon}}_M$ se produisant en M pour que puisse être maintenu un état d'équilibre mécanique du massif.

Du fait de l'existence de ces deux composantes il n'est pas nécessaire que la température varie en M pour que des déformations soient induites en ce point par les variations de température de surface. En effet, ΔT_2 peut être nulle (donc $\Delta\bar{\bar{\varepsilon}}_T$ aussi) sans pour autant que $\Delta\bar{\bar{\varepsilon}}_M$ (donc $\Delta\bar{\bar{\varepsilon}}$) ne le soit nécessairement aussi.

Cette remarque a **deux conséquences fondamentales** :

- Alors que les variations importantes de températures sont souvent limitées au voisinage immédiat de la surface, des déformations peuvent être engendrées par ces dernières en profondeur. La zone d'action des effets mécaniques induits par les variations de température est donc souvent bien plus grande que la zone affectée de manière significative par les variations de température en question. De la même manière, les effets mécaniques induits ne sont pas nécessairement d'amplitude décroissante avec la profondeur, bien que tel soit la cas pour les variations de température.
- Alors que les variations de température de surface mettent un certain temps pour se manifester significativement en profondeur (avec une dimension caractéristique L=1 m, le temps caractéristique de la conduction thermique est t^*=10^6 s.), des déformations peuvent y apparaître presque instantanément puisque les variations de l'état de contraintes peuvent, pour leur part, être transmises très rapidement sur des distances importantes. (Rappelons, pour illustrer ce propos, que les vitesses de propagation des ondes acoustiques de compression dépassent 10^3 m.s^{-1} dans les

roches dures, alors que les vitesse de propagation des ondes thermiques journalières sont de l'ordre de 10^{-5} m.s^{-1}, comme expliqué dans l'Annexe 3.) Le retard de réaction thermique en profondeur peut donc être compensé, au moins en partie, par des effets mécaniques quasi-immédiats.

L'Annexe 4 illustre ce propos par le calcul : elle présente le cas d'une plaque infinie chauffée sur une portion de sa largeur et dont l'épaisseur est maintenue constante. Les résultats montrent que, malgré la petite taille de la zone concernée par les changements de température, l'ensemble du volume est affectée instantanément par des déformations et des modifications de l'état de contraintes. Ceci suppose néanmoins que la dilatation soit empêchée en bloquant les déplacements au moins sur une partie des limites. Dans le cas contraire, il est facile d'imaginer que les conséquences de l'échauffement n'affecteraient que la zone chauffée, comme on peut le voir dans le modèle du milieu semi-infini pour lequel les déplacements en surface sont libres.

Une autre illustration est apportée par les observations réalisée *in situ* par Bertolus (1998). La Figure 3-5 montrent que les variations journalières quasi-sinusoïdale de la température de l'air entourant un massif calcaire ne sont pas perceptibles à une profondeur de l'ordre de 80 cm, la température mesurée restant constante. En revanche, on peut mettre en évidence, à cette même profondeur, des déformations quasi-sinusoïdales qui se corrèlent très bien à la température extérieure. Ces déformations sont donc attribuables aux variations de l'état de contrainte en profondeur liées aux variations de température en surface : ce sont pas des déformations thermiques *stricto sensu* ($\Delta T \approx 0$ donc $\Delta\varepsilon_T \approx 0$), mais des déformations mécaniques ($\Delta\varepsilon \approx \Delta\varepsilon_M$).

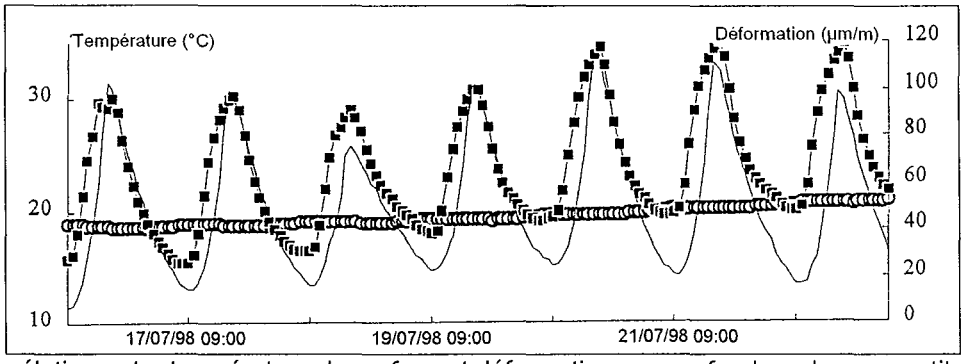


Figure 3-5 : Corrélation entre température de surface et déformations en profondeur dans un petit massif calcaire. Mesures pendant 7 jours consécutifs des déformations (en µm/m, carrés pleins) et de la température (ronds évidés) à une profondeur de 82 cm dans un massif calcaire comparées à la température de l'air extérieur (trait continu). D'après Bertolus (1998).

3.3- Insuffisance de la thermoélasticité à rendre compte des éboulements

Bien qu'ils permettent de comprendre certains aspects des phénomènes thermomécaniques qui se produisent dans les versants (atténuation, retards, etc.), les calculs analytiques présentés ci-dessus sont nécessairement insuffisants à reproduire fidèlement ces phénomènes puisque les versants ne sont ni d'extension infinie (Annexe 3) ni bloqués en déplacements de toutes parts (Annexe 4). En outre, l'hypothèse d'élasticité est contraignante. Elle suppose en effet que les phénomènes mécaniques sont parfaitement réversibles alors les exemples présentés au §3.1.3 montrent à l'inverse que l'occurrence des éboulements est associée à une **accumulation** de petits effets **irréversibles** : micro-fissuration, fatigue, rupture fragile des ponts rocheux, déformation plastique des fractures. Ces effets sont individuellement insuffisants pour provoquer un éboulement, mais leur accumulation de jour en jour finit par conduire le versants à la limite de sa stabilité. En ce sens, les effets irréversibles dont il est question ici constituent des **facteurs préparatoires** des éboulements.

Dans le cas des Rochers de Valabres, tous ces effets irréversibles sont susceptibles d'intervenir conjointement, probablement avec des amplitudes différentes. Il est délicat de déterminer le (ou les) phénomène(s) prépondérant(s) dans le déclenchement des éboulements. Dans ce mémoire, nous avons choisi de nous concentrer sur les phénomènes « macroscopiques », plus aisément accessibles par

l'instrumentation *in situ*. La configuration géométrique des fractures, le bon développement de celles-ci et la faible déformabilité de la matrice rocheuse nous conduisent à privilégier l'hypothèse selon laquelle les aspects irréversibles du comportement du massif rocheux sont à chercher « dans les fractures » plus que « dans la matrice ». Dès lors, les mécanismes de rupture fragile des ponts rocheux et de déformation plastique des fractures sont tous deux envisageables. Or, les fractures découpant le versant des Rochers de Valabres sont montrent souvent des indices de mouvements préalables, suggérant que peu de ponts rocheux subsistent actuellement. C'est pourquoi nous avons privilégié le second mécanisme.

3.4- Etude des déformations plastiques d'origine thermique par le modèle du « bloc triangulaire »

Afin de mieux comprendre le rôle que peuvent jouer, dans le déclenchement d'éboulements, les déformations plastiques des fractures induites par des variations de température, nous proposons ici un modèle très simple, à vocation essentiellement didactique, dont le comportement sous sollicitation thermique peut être exploré numériquement au moyen du code de calculs par éléments distincts UDEC (Itasca Consulting Group, 2003 ; Millard *et al.*, 1995). Les modalités de réalisation des calculs TM avec UDEC sont rappelés dans l'Annexe 2.

3.4.1- Description du modèle, Comportement mécanique en l'absence de sollicitation thermique

En nous inspirant de la configuration géométrique de la « zone menaçante » des Rochers de Valabres (Figure 2-21 du Chapitre 2), nous considérons ici un bloc triangulaire mobile AEF (Figure 3-6) qualifié de « bloc supérieur » et reposant sur la surface régulièrement inclinée à 45° d'un autre bloc, qualifié de « bloc inférieur ». Ce dernier est fixe et de dimensions nettement plus importantes. Les deux blocs sont constitués d'un matériau thermoélastique dont les caractéristiques physiques sont identiques à celles du gneiss des Gorges de Valabres (§3.3 du Chapitre 2). Ils sont en contact par le biais du segment AE, modélisé par une discontinuité dont le comportement sera pour l'instant supposé élastique. (On emploiera indifféremment les termes de « discontinuité », de « fracture » ou de « joint ».) Les valeurs des paramètres régissant le comportement de la matrice rocheuse (blocs) et de la discontinuité sont données dans le Tableau 3-2. Les calculs sont réalisés en deux dimensions selon l'hypothèse des déformations planes.

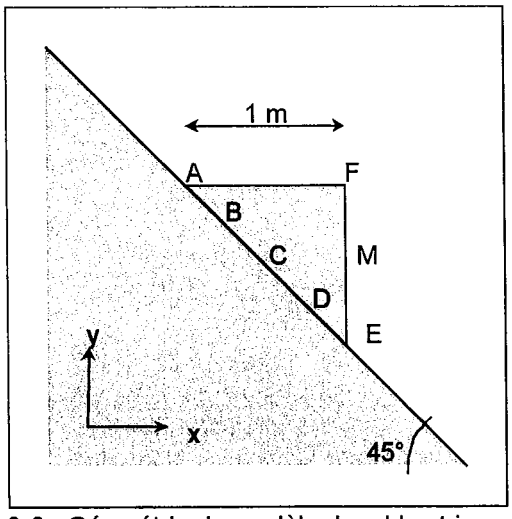


Figure 3-6 : Géométrie du modèle du « bloc triangulaire ».
x et y désignent respectivement les directions horizontales et verticales. Les points B, C et D sont répartis de manière équidistante le long du segment AE. Le point M se situe au milieu du segment EF.

Le calcul réalisé impose de déterminer l'état d'équilibre mécanique initial du système sous l'action de la gravité. Cette phase est appelée « **équilibrage élastique initial** » ou « **consolidation élastique** ». Elle est réalisée sur le principe de calculs pseudo-dynamiques en régime permanent (§1.2 de l'Annexe 2). A la fin de cette phase, il est possible d'analyser l'état de contraintes le long de la discontinuités AE. Nous constatons que le poids du bloc supérieur a tendance à s'exercer principalement au voisinage du point E, induisant ainsi l'apparition d'un zone en traction au voisinage du point A (Figure 3-7).

	Paramètre	Symbole	Valeur
Caractéristiques thermo-élastique de la matrice rocheuse	Masse volumique	ρ	2,7 10^3 kg.m^{-3}
	Module de Young	E	20,7 GPa
	Coefficient de Poisson	υ	0,24
	Conductivité thermique	k	2,95 W.m^{-1}.K^{-1}
	Capacité calorifique massique	c_p	836 J.kg^{-1}.K^{-1}
	Coefficient de dilatation	α	7 10^{-6} K^{-1}
	Diffusivité thermique	$a = k/\rho c_p$	1,3 10^{-6} m^2.s^{-1}
Caractéristiques élastiques de la discontinuité	Raideur normale	K_n	50 GPa.m^{-1}
	Raideur tangentielle	K_s	5 GPa.m^{-1}
Limites élastiques de la discontinuité	Cohésion	C	2 kPa
	Angle de frottement	ϕ	45°
	Résistance en traction	R_t	1,7 kPa

Tableau 3-2 : Caractéristiques mécaniques utilisées dans le calcul numérique.
Les caractéristiques thermoélastiques de la matrice rocheuse sont tirées du §3.3 du Chapitre 2 et de la synthèse bibliographique présentée au §2.2.2 du présent chapitre. Les caractéristiques élastiques de la discontinuité sont issues d'une compilation bibliographique (Rosso, 1976 ; Hoek & Bray, 1981, p 103 ; Bandis *et al.*, 1983 ; Rachez, 1997, p 210).

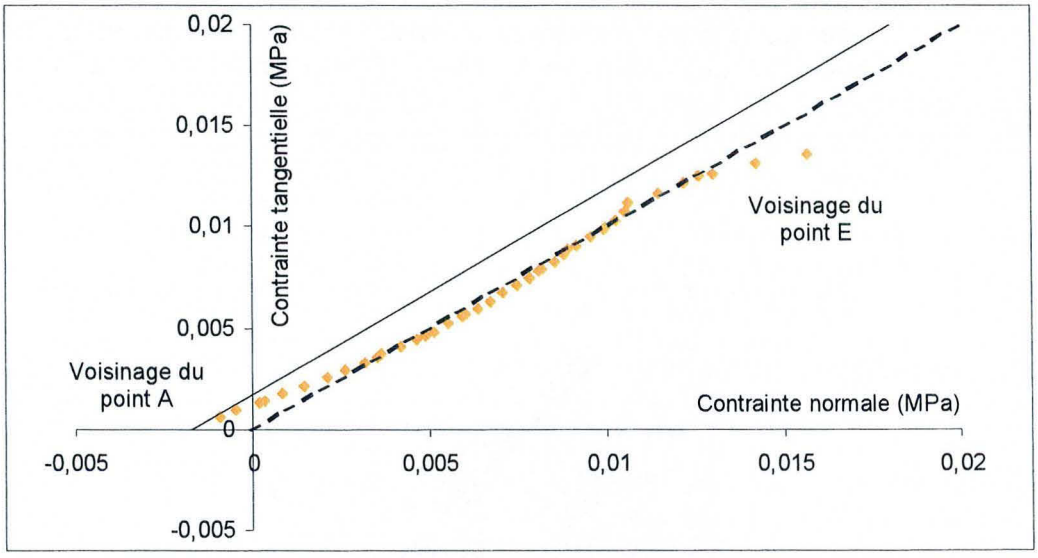


Figure 3-7 : Etats de contraintes en quelques points de AE à la fin de la consolidation élastique.
On constate l'écart qui existe avec la courbe correspondant à des blocs indéformables (trait en pointillé) : les contraintes normales sont plus faibles au voisinage du point A (zone en traction) et plus fortes au niveau du point E. Le courbe en trait continu représente le critère de plasticité retenu (C=2 kPa et ϕ=45°).

Une fois atteint l'état d'équilibre élastique initial, nous avons introduit, dans une deuxième phase, un critère de plasticité pour la discontinuité. Afin de conserver un maximum de sensibilité du système à des sollicitations thermiques ultérieures, le critère a été choisi, en diminuant progressivement la cohésion et

l'angle de frottement des fractures, de sorte que les états de contraintes le long de la discontinuité soient très proches de la limite élastique tout en restant en-dessous de celle-ci. Du fait de la répartition des contraintes décrite auparavant, l'utilisation d'un critère de plasticité de la forme τ = tan 45°σ_n (C=0 et ϕ=45°) se traduirait par l'apparition de déformations plastiques tout au long de la discontinuité. Pour éviter ces déformations plastiques préliminaires, nous avons utilisé un critère avec le même angle de frottement, mais une cohésion supérieure (Tableau 3-2 et Figure 3-7). Après une phase de « **consolidation élastoplastique** », nous parvenons ainsi à un état d'équilibre élastoplastique initial (instant t=0). En l'absence de sollicitation nouvelle, les vitesses restent nulles.

3.4.2- Comportement thermoélastique sous sollicitation thermique : le régime pré-périodique

A partir de l'état d'équilibre initial, nous avons appliqué sur la face EF du bloc supérieur une variation de température de périodicité journalière :

$$T(EF, t>0) = T_0 + A \cdot \cos\left(\omega t - \frac{\pi}{2}\right)$$

avec T_0=5°C, A=8°C et $\omega=(2\pi/24)\ h^{-1}$. Avant l'instant t=0, la température à l'intérieur des deux blocs est uniforme et de valeur T_0. (Précisons que la valeur de T_0 n'a en fait aucune importance ici puisque ce sont les variations de températures qui importent, et non la température absolue.) Le retard de phase φ=-π/2 est choisi de telle manière que la température ne subisse pas de saut à l'instant initial.

Dans un premier temps, nous avons donc réalisé un calcul de la réponse du système sur une durée totale de 5 jours en supposant que la discontinuité se comporte de manière purement élastique. Après une phase initiale qualifiée de « **régime pré-périodique** » au cours de laquelle les points s'écartent de leur position initiale (à l'instar du point F, cf. Figure 3-8), leur trajectoire tend rapidement vers une courbe fermée correspondant au **régime périodique** qui est atteint asymptotiquement. Corrélativement, les déplacements adoptent une allure quasi-sinusoïdale centrée sur 0, comme illustré par la Figure 3-9.

Tous les points considérés réagissent à la perturbation thermique dès son application, alors que les variations de température sont, au moins au départ, perceptibles uniquement au voisinage de EF. Ceci illustre le fait que la zone d'action des effets mécaniques induits par les variations de température est beaucoup plus grande que la zone concernée de manière significative par ces mêmes variations (§3.2.2). En outre, les amplitudes et les déphasages par rapport aux fluctuations de température imposées en surface sont variables (les déplacements verticaux du point F varient avec une amplitude de près de 0,04 mm alors que l'amplitude de variation des déplacements verticaux du point A n'est que de l'ordre de 0,004 mm), ce qui montre que le bloc supérieur **se déforme périodiquement** au cours du temps sous l'effet des variations de température. Puisque les déplacements sont centrés sur 0, la position moyenne des différents points, calculée sur une période, se confond avec leur position initiale. Le bloc supérieur, reste donc, en moyenne, à son emplacement de départ.

Sur la Figure 3-10, les **déplacements normaux** (*i.e.* horizontaux) du point M, milieu de EF, sont comparés aux déplacements issus du calcul analytique en régime périodique établi dans le cas d'un milieu thermoélastique semi-infini soumis à la même variation de température (Annexe 3) :

$$d(t) = \frac{1+\upsilon}{1-\upsilon}\frac{\alpha A\sqrt{a}}{\sqrt{\omega}} \cdot \cos\left(\omega t - \frac{3\pi}{4}\right)$$

Le bon accord, après quelques périodes, entre le calcul analytique et le calcul numérique, montre que, du point de vue des déplacements normaux, le voisinage du point M se comporte, à peu de choses près, comme le bord libre d'un milieu semi-infini. Tout se passe donc comme si la géométrie d'ensemble du bloc supérieur n'avait pas d'influence au niveau de M.

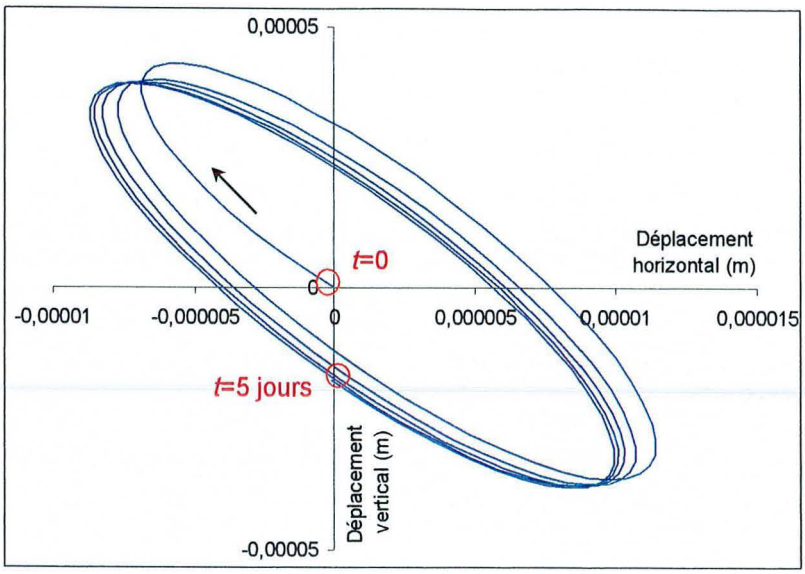


Figure 3-8 : Trajectoire du point F au cours du calcul thermoélastique
Les positions initiale et finale sont reportées. La flèche indique le sens du parcours.

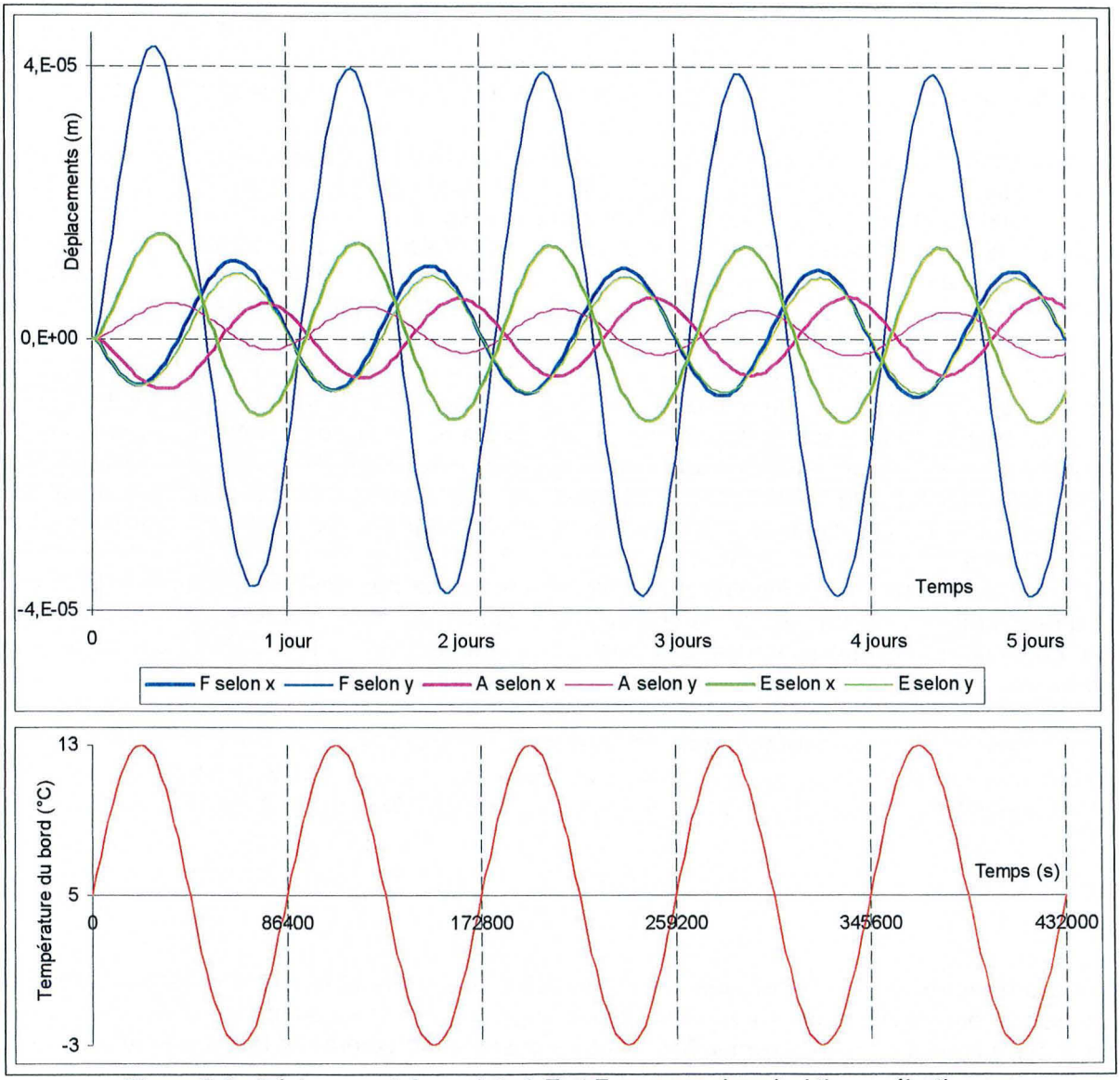


Figure 3-9 : Déplacement des points A,E et F au cours du calcul thermoélastique.
Sont représentés les déplacement horizontaux (selon x) et verticaux (selon y) (graphique du haut), ainsi que de la température imposée sur le bord EF (graphique du bas).

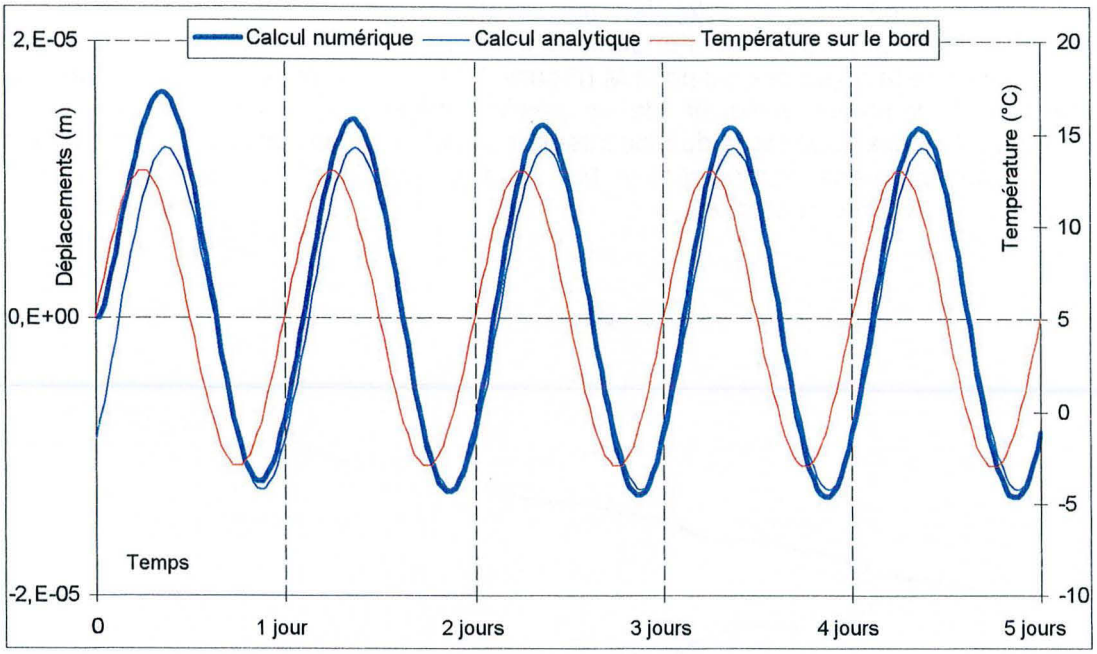


Figure 3-10 : Déplacement normal du point M d'après les calculs numériques et analytiques lors du calcul thermoélastique.

L'interprétation des **déplacements tangentiels** (*i.e.* verticaux) calculés numériquement ne peut pas s'appuyer sur le calcul analytique dans le cas du milieu semi-infini puisque, pour ce dernier, les déplacements sont purement normaux pour des raisons de symétrie. Dans le cas du point F, la Figure 3-9 montre que les déplacements tangentiels (par rapport à la face sur laquelle la variation de température est imposée, *i.e.* selon *y*) sont à la fois plus en phase avec les variations de température en surface et de plus forte amplitude que les déplacements normaux (selon *x*). Cette observation s'explique par la différence entre les modifications de température dans les directions *x* et *y* : alors que la température moyenne dans la direction *x* varie peu puisque les zones de température supérieure à T_0 et celles de température inférieure à T_0 ont tendance à se compenser, la température moyenne dans la direction y varie de manière considérable. En particulier, le long de EF, cette température passe de $+T_0$ à $-T_0$. Ce sont ces variations importantes qui causes les forts déplacements de F selon *y*.

En définitive, nous retiendrons les points suivants du calcul thermoélastique dans le cas du « bloc triangulaire » :

- le système converge rapidement vers un régime périodique caractérisé par des déformations réversibles du bloc supérieur. Ce dernier demeure alors en moyenne dans sa position initiale,
- les déplacements normaux au niveau du point M sont semblables à ceux prévus par le calcul analytique dans le cas du milieu semi-infini (amplitude, déphasage avec les variations de température),
- les déplacements tangentiels sont de plus forte amplitude que les déplacements normaux, notamment au niveau de F, et sont presque en phase avec les variations de température. Il en résulte que le déplacement total est essentiellement guidé par la composante tangentielle.

Nous verrons que les deux derniers points ont une conséquence importante sur l'auscultation des déplacements d'origine thermique.

3.4.3- Comportement thermo-élastoplastique sous sollicitation thermique

Une fois bien compris le comportement du système sous l'hypothèse de la thermoélasticité, il est possible d'interpréter celui-ci dans le cadre de la thermo-élastoplasticité. Les déplacements selon *x* et selon *y* du point M sont représentés sur la Figure 3-11. Les variations d'allure sinusoïdale sont en grande partie masquées par une « **dérive** » à laquelle elles sont surimposées. Cette dérive, globalement linéaire en fonction du temps, correspond à une vitesse de déplacement dont les composantes horizontales et verticales sont très proches et de l'ordre de 0,2 mm.jour^{-1}. Même si elles ne sont pas montrées ici, les mêmes observations peuvent être faites pour tous les points

Le bloc supérieur subit donc, outre les **déformations périodiques** (donc **réversibles**) déjà évoquées au §3.4.2, un **déplacement d'ensemble** croissant (et **irréversible**) vers le bas et vers la droite, comme le montre la trajectoire du point M (Figure 3-12) qui, plutôt que de tendre vers une courbe fermée comme précédemment, s'éloigne de se position initiale en suivant approximativement une direction parallèle à la limite supérieure du bloc inférieur. Tout en se déformant de manière réversible, le bloc « rampe » donc progressivement vers le bas à la vitesse moyenne de 3,4 10^{-9} $m.s^{-1}$.sur une période : on parlera de **thermo-reptation**.

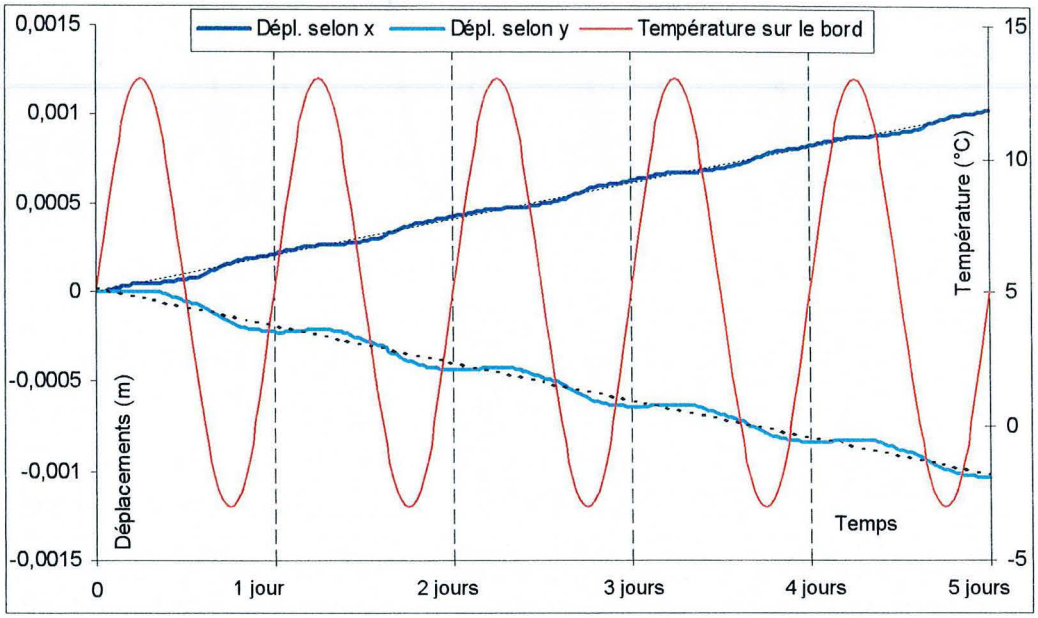


Figure 3-11 : Déplacement normal du point M d'après les calculs numériques et analytiques lors du calcul thermo-élastoplastique.

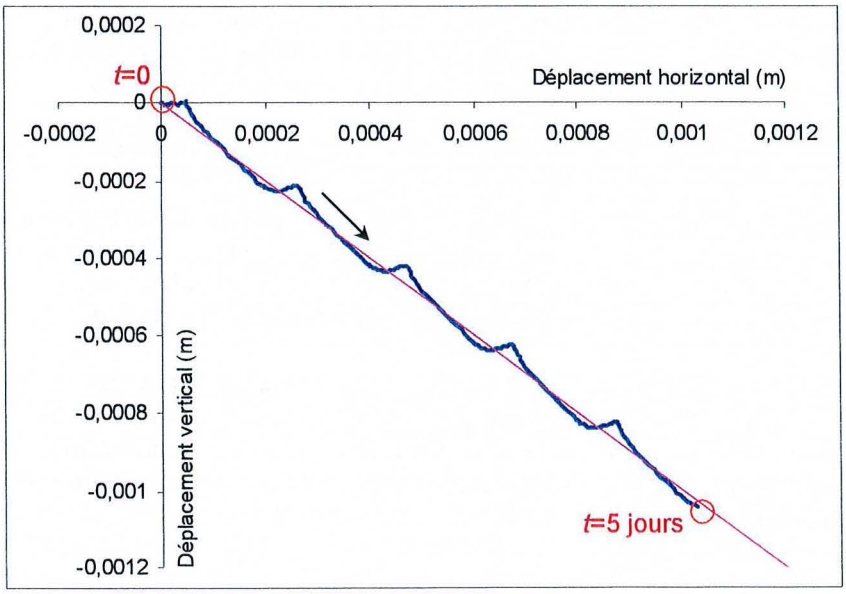


Figure 3-12 : Trajectoire du point M au cours du calcul thermo-élastoplastique
Les positions initiale et finale sont reportées. La flèche indique le sens du parcours. Le trait fin est la parallèle à la surface du bloc inférieure menée par la position initiale du point M. Le fait que la trajectoire de M se trouve tantôt d'un côté de ce trait, tantôt de l'autre, s'explique par le fait que la discontinuité possède une ouverture initiale qui n'est pas nulle. Il n'y a donc pas nécessairement d'interpénétration des deux blocs.

La Figure 3-13 montre l'ouverture et de la fermeture au cours du temps de la discontinuité :

- Dans sa partie centrale (points C et D) la fracture s'ouvre (déplacement normal croissant) lorsque la température du bord devient supérieure à T_0 puis se referme progressivement (déplacement normal décroissant) lorsque le température diminue ;
- Au niveau de ses extrémités (points A,B et E) la fracture s'ouvre lorsque la température du bord devient inférieure à T_0 puis se referme progressivement lorsque la température augmente.

Ces mouvements sont semblables à la « respiration thermique » des fractures décrite par Bertolus (1998).

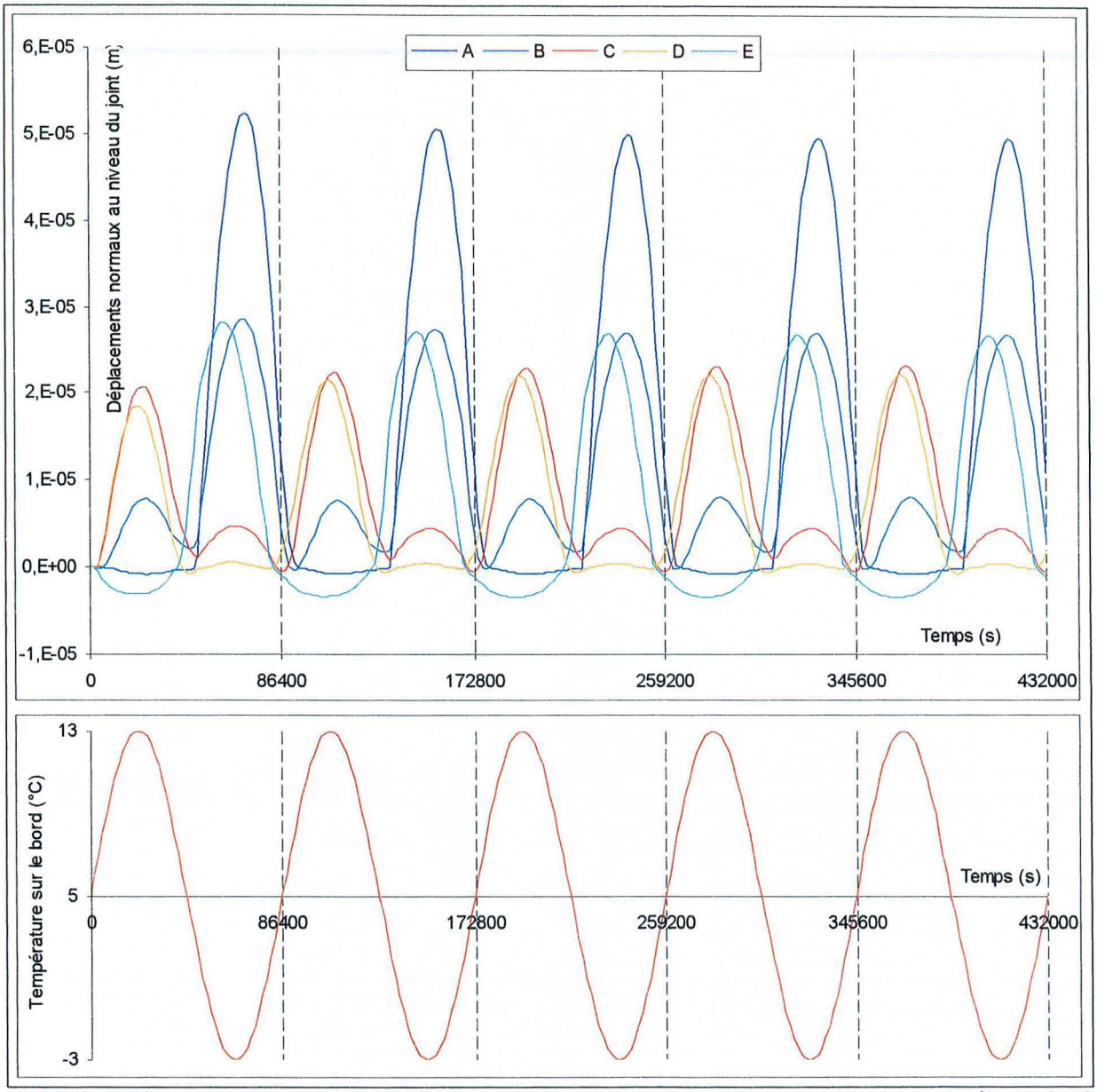


Figure 3-13 : Déplacements normaux en différents points de la discontinuité lors du calcul thermo-élastoplastique. Un déplacement normal croissant correspond à une ouverture de la fracture et un déplacement décroissant à une fermeture de celle-ci. (L'ouverture initiale n'étant pas nulle, les déplacements peuvent être négatifs sans qu'il y ait interpénétration des blocs.)

Il est en outre possible de montrer qu'un cisaillement plastique se manifeste le long de la discontinuité lors du refroidissement du bord EF, la surface de contact entre les deux blocs étant alors insuffisante pour maintenir le bloc supérieur par frottement. La thermo-reptation se produit donc, pour l'essentiel, au cours du refroidissement, même s'il existe également un faible vitesse d'ensemble au cours au début du réchauffement (Figure 3-14). La proximité de la surface du versant facilite les déplacements induits par les variations de température et les exacerbe : après un déplacement parallèle

à la surface topographique lors du refroidissment, « *la pesanteur s'oppose à tout retour* [lors du réchauffement], *la composante verticale descendante reste acquise* » (CFMR, 2004, p 350, à propos de la décompression des terrains en surface). Ces éléments sont résumés par la Figure 3-15.

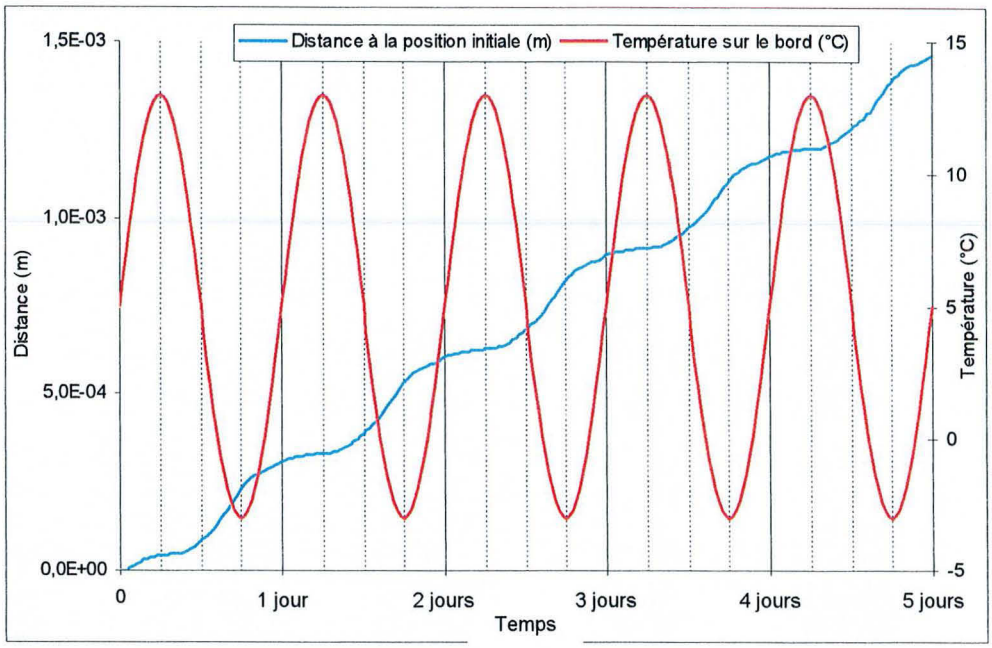


Figure 3-14 : Corrélation entre le déplacement du point M et les variations de température imposées sur le bord lors de calcul thermo-élastoplastique.

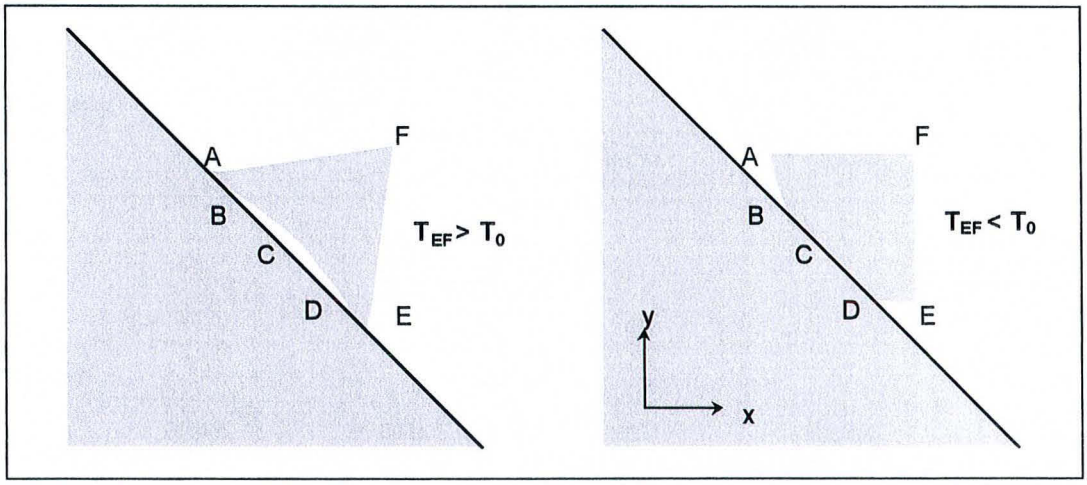


Figure 3-15 : Représentation schématique des configurations de la fracture lorsque la température le long de EF est supérieure (dessin de gauche) ou inférieure (dessin de droite) à la température moyenne T_0.

3.4.4- Application au cas d'un assemblage de blocs

Dans le cas que nous venons de décrire, le mécanisme de thermo-reptation a pour principale conséquence de conduire à un déplacement progressif vers le bas du bloc supérieur. Ce déplacement peut éventuellement induire la chute brutale du bloc s'il parvient dans une zone du plan incliné où les efforts résistants ne sont plus suffisants pour permettre l'existence d'une succession d' équilibres statiques (augmentation de la pente, diminution de l'angle de frottement, diminution de la cohésion...).

Dans le cas, plus proche de la réalité, d'un assemblage de bloc, les manifestations de la thermo-reptation sont difficiles à prévoir à partir des seuls calculs présentés ci-dessus. Cependant des changements périodiques de volume et de forme des blocs, accompagnés de modifications des états de

contraintes au niveau des discontinuités et d'éventuels déplacements progressifs pourraient être de nature à déstabiliser l'assemblage en question à travers une ouverture progressive des discontinuités, un déplacement relatif des centres de gravité des blocs, etc. En ce sens, la thermo-reptation peut constituer un facteur préparatoire thermomécanique des éboulements.

L'existence de la thermo-reptation suppose cependant que soient vérifiées deux hypothèses restrictives :

- le critère de plasticité doit être suffisamment proche de l'état de contrainte à l'équilibre élastique initial pour que des déformations plastiques puissent se manifester lors des modifications de la température en surface,
- la taille des blocs doit être suffisamment petite pour que les effets thermomécaniques affectent les discontinuités,

Dans le cas d'un assemblage de blocs tels que celui de la « zone menaçante » des Rochers de Valabres, ces deux conditions ne sont pas nécessairement réunies. En outre, les mouvements relatifs des différents blocs peuvent se contrarier mutuellement. Ceci nous a conduit à réaliser un modèle tenant compte d'une géométrie complexe plus réaliste présenté dans le §4. Ce modèle sera complété, au Chapitre 4, par l'auscultation des déplacements induits par les variations de température en surface.

4- QUANTIFICATION PAR LE CALCUL DES PHENOMENES THERMOMECANIQUES DE SURFACE DANS LE CAS DES ROCHERS DE VALABRES

Les effets des variations de température de surface dans le cas de l'assemblage complexe de blocs de la « zone menaçante » des Rochers de Valabres sont difficiles à estimer *a priori*, même si le modèle du « bloc triangulaire » laisse présager leur implication potentielle dans les éboulements. Le modèle numérique présenté ci-après a pour objectif principal de confirmer ou d'infirmer l'existence de déplacements irréversibles (thermo-reptation) dans ce cas. L'approfondissement de la connaissance des phénomènes thermomécaniques de surface permettra également la définition d'un dispositif d'auscultation destiné à mettre ces phénomènes en évidence *in situ*. Nous ne présentons ici que les calculs « préparatoires » réalisés « en aveugle », c'est-à-dire sans l'appui de l'auscultation. Celle-ci sera présentée au Chapitre 4 en même temps que la comparaison des données qu'elle fournit avec les résultats de la modélisation.

Parmi les multiples modèles numériques présentés au Chapitre 2, nous avons privilégié les aspects pratiques (temps de calcul réduit) en optant pour un modèle de petite taille avec des conditions aux limites en déplacements normaux bloqués sur les bords droit, gauche et inférieur, comme indiqué sur la Figure 3-16 (modèle F du Tableau 2-7). Les calculs sont réalisés selon l'hypothèse des déformations planes. Les caractéristiques thermomécaniques utilisées sont rassemblées dans le Tableau 3-3.

	Paramètre	Symbole	Valeur
Caractéristiques thermo-élastique de la matrice rocheuse	Masse volumique	ρ	2,7 10^3 kg.m^{-3}
	Module de Young	E	20,7 GPa
	Coefficient de Poisson	υ	0,24
	Conductivité thermique	k	2,95 W.m^{-1}.K^{-1}
	Capacité calorifique massique	c_p	836 J.kg^{-1}.K^{-1}
	Coefficient de dilatation	α	7 10^{-6} K^{-1}
	Diffusivité thermique	$a = k/\rho c_p$	1,3 10^{-6} m^2.s^{-1}
Caractéristiques élastiques des discontinuités « ouvertes »	Raideur normale	K_n	5 GPa.m^{-1}
	Raideur tangentielle	K_s	0,5 GPa.m^{-1}
Caractéristiques élastiques des discontinuités « fermées »	Raideur normale	K_n	50 GPa.m^{-1}
	Raideur tangentielle	K_s	5 GPa.m^{-1}

Tableau 3-3 : Caractéristiques mécaniques utilisées dans les modèles numériques A, B, C, D et E. Les caractéristiques élastiques des discontinuités « fermées » résultent d'une compilation bibliographique (Rosso, 1976 ; Hoek *et al.*, 1981, p 103 ; Bandis *et al.*, 1983 ; Rachez, 1997, p 210). Les caractéristiques élastiques des discontinuités « ouvertes » sont obtenues en divisant les précédentes par 10.

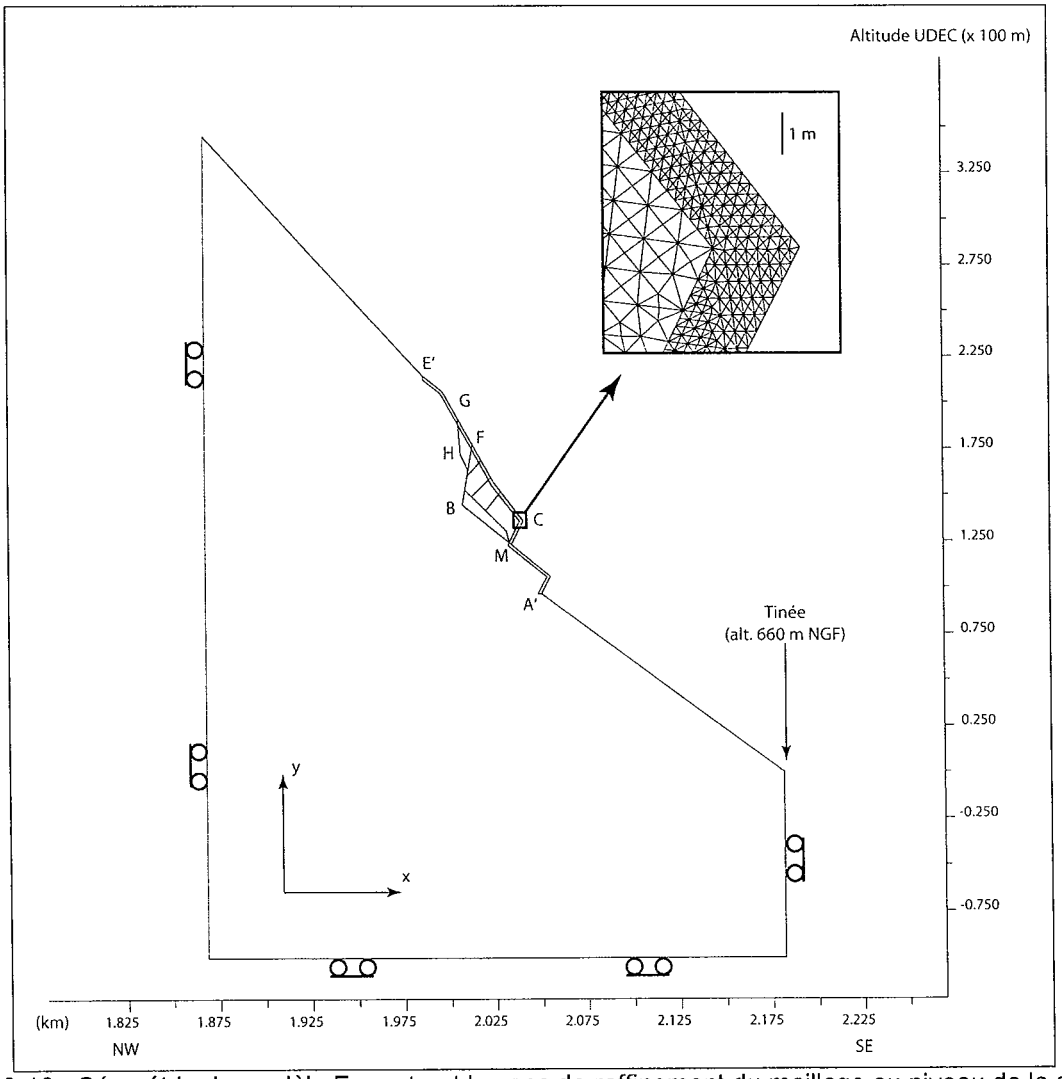


Figure 3-16 : Géométrie du modèle F montrant la zone de raffinement du maillage au niveau de la surface. Selon la convention habituelle, les « roulettes » figurant sur les bords droit, gauche et inférieur indiquent que les déplacements tangentiels sur ces bords sont libres, alors que les déplacements normaux sont bloqués.

4.1- Calculs thermoélastiques

Comme dans le cas du « bloc triangulaire », il est utile de commencer par un calcul thermoélastique avant de prendre en compte l'éventuelle apparition de déformations plastiques. Les calcul en élasticité, bien que moins fidèles à la réalité (notamment parce que des contraintes très élevées peuvent apparaître, cf. §4.3.2 du Chapitre 2) sont en effet plus facilement interprétables et analysables, notamment parce que le modèle du milieu semi-infini peut servir de point de comparaison pour les profils de température et les déplacements normaux.

La partie de la surface libre du massif comprise entre les points A' et E' est soumise à un variation de température imposée, selon une chronique *T(A'E', t)* reproduisant les variations journalières et annuelles des températures de surface. Or, la contribution des variations journalières aux déplacements de surface est très largement prépondérante sur celle des variations annuelles lorsque la durée d'observation est de l'ordre de quelques jours (§2.3 de l'Annexe 3). Nous nous contenterons, dans ce qui suit, de considérer les variations journalières de la température de surface. (Nous admettrons que la remarque précédente est valable pour tous les types de chroniques alors qu'elle n'a été démontrée que pour les seules variations sinusoïdales, cf. Annexe 3.)

Etant donné la faible profondeur de pénétration des variations journalières de température ($\delta \approx 19$ cm pour une variation sinusoïdale, d'après le Tableau A3-1 de l'Annexe 3), il est nécessaire, pour le bon déroulement des calculs de conduction thermique, que la taille des mailles ne dépasse pas une vingtaine de centimètres au voisinage de la surface. Afin de ne pas ralentir et alourdir inutilement les calculs, nous avons introduit dans le modèle une frange de raffinement de maillage au niveau de la zone affectée par les changements de température imposés (cf. Figure 3-16), ce qui permet de conserver un maillage plus grossier dans les zones où les variations de température sont de faible magnitude. La frange est délimitée par des joints qualifiés de « fictifs », dont les caractéristiques mécaniques sont suffisamment élevées pour que le comportement mécanique du massif soit le même en leur présence et en leur absence (K_n=5.10^4 GPa.m^{-1} et K_s=5.10^4 GPa.m^{-1}).

Afin d'appréhender au mieux les variations, tantôt lentes et continues, tantôt rapides et brutales, des températures de surface pouvant exister dans la réalité, nous présentons dans les pages qui suivent la réponse du système à deux types de chroniques de température périodiques, l'une sinusoïdale et l'autre en créneaux. Cette hypothèse de périodicité n'est pas strictement vérifiée dans les conditions naturelles puisque les conditions météorologiques évoluent en général d'un jour à l'autre. Nous l'utilisons cependant ici pour permettre la comparaison avec des solutions analytiques, ce qui ne serait pas possible dans le cas d'une non périodicité.

4.1.1- Cas d'une sollicitation sinusoïdale

Les résultats présentés ici concernent le cas d'une chronique sinusoïdale de périodicité journalière similaire à celle utilisée pour le modèle du « bloc triangulaire » (précisons que seule compte l'amplitude et non la valeur moyenne T_0) :

$$T\left(A'E', t>0\right) = T_0 + A\cdot\cos\left(\omega t - \frac{\pi}{2}\right) \qquad \text{avec } T_0\text{=5°C, } A\text{=8°C et } \omega=(2\pi/24)\ h^{-1}.$$

Etat thermique initial et variations de température postérieures

Afin d'analyser la propagation des variations de température de surface par conduction, nous avons suivi l'évolution des températures à différentes profondeur dans le massif, à partir du point T, situé en surface, et selon la direction *z* (Figure 3-17). Le point T se situe au milieu du segment CD, dans une zone éloignée de toute irrégularité de la topographie, ce qui permet d'espérer un bon accord des résultats avec ceux déduits du modèle du milieu semi-infini.

Dans le modèle numérique, la chronique de température est appliquée à partir de l'instant t=0. Dans la réalité, le massif n'est pas « vierge » de toute sollicitation à cet instant : dans l'hypothèse du régime périodique tout se passe en effet comme si le massif était soumis à des variations périodiques de la température de surface depuis « toujours ». La distribution des températures dans le massif à l'instant t n'est donc pas uniforme ; d'après le modèle du milieu semi-infini (Annexe 3), elle est de la forme :

$$T(z,t=0) = T_0 + Ae^{-z/\delta} \cdot \cos\left(-\frac{z}{\delta} - \frac{\pi}{2}\right)$$

Définir un tel état thermique initial à t=0 est techniquement difficile, surtout aux niveau des irrégularités de la topographie (coins, *etc.*) où le modèle du milieu semi-infini n'est pas pertinent. Nous avons donc opté pour un champ de températures initial uniforme et égal à la température moyenne T_0. Ce choix peut avoir des conséquences importantes sur les résultats des modélisation puisque ce sont les variations de température par rapport au profil initial qui sont à l'origine des déformations d'origine thermique intervenant par la suite. Ces conséquences de ce choix sont examinées ci-après.

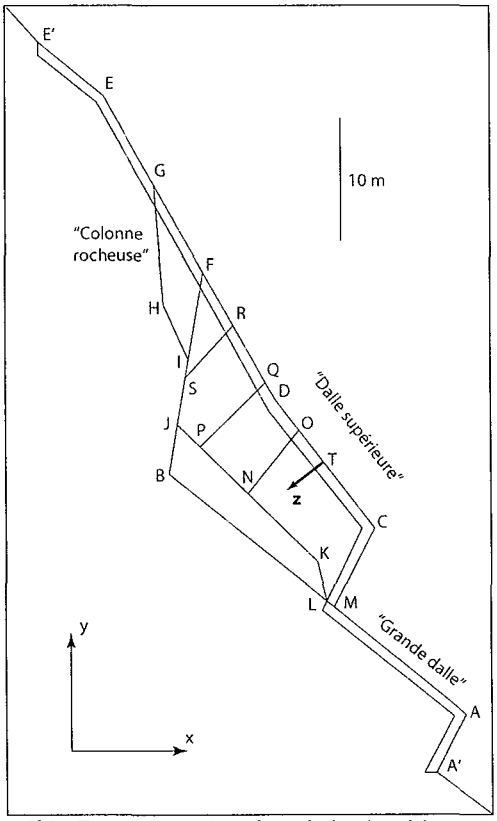


Figure 3-17 : Détail du modèle F montrant la géométrie des blocs de la « zone menaçante ».
Noter la frange de raffinement du maillage au niveau de la surface et l'axe z selon lequel les profils de température sont analysés, de la surface (point T) vers la profondeur.

La Figure 3-18 montre les variations de température calculées numériquement à différentes profondeurs lors des 10 premiers jours de sollicitation thermique (t variant de 0 à 10 jours). Sur la même figure sont reportées les variations de température déterminées analytiquement aux mêmes profondeurs dans le cas du milieu semi-infini en régime périodique.

$$T(z,t) = T_0 + Ae^{-z/\delta} \cdot \cos\left(\omega t - \frac{z}{\delta} - \frac{\pi}{2}\right)$$

Alors que les variations de températures appliquées en surface se font sentir quasiment immédiatement à faible profondeur, un laps de temps de plusieurs heures s'écoule avant qu'elles ne se manifestent de manière significative à une profondeur de l'ordre de 0,9 m. Après ce retard (régime pré-périodique), les

températures calculées tendent rapidement vers les températures correspondant au modèle du milieu semi-infini (régime périodique). Pour quantifier cette observation, rappelons qu'avec une dimension caractéristique L=1 m, le temps caractéristique de la conduction thermique est t^*= 10^6 s, soit une dizaine de jours.

Les mêmes données sont représentées sur la Figure 3-19 selon une échelle spatiale et non plus temporelle : les températures calculées numériquement à différentes profondeurs pour t=1, t=5 et t=10 jours sont comparées au profil obtenu en régime périodique pour t=k jours (k étant un entier naturel) :

$$T\left(z, t = k \text{ jours}\right) = T_0 + Ae^{-z/\delta} \cdot \cos\left(2k\pi - \frac{z}{\delta} - \frac{\pi}{2}\right) = T_0 + Ae^{-z/\delta} \cdot \cos\left(-\frac{z}{\delta} - \frac{\pi}{2}\right)$$

Ce profil est indépendant de k.

Nous constatons que le profil de température calculé numériquement pour t=1 jour ne diffère du profil « théorique » que de quelques dixièmes de degrés. Cet écart est plus faible encore pour t=5 jour et *a fortiori* pour t=10 jours, ce qui montre que la distance au régime thermique périodique devient rapidement négligeable. Ce constat à une conséquence pratique importante : pour établir une distribution initiale des températures conforme à l'hypothèse du régime périodique, il suffit de réaliser un calcul de conduction purement thermique préliminaire (sans équilibrage mécanique) en appliquant la chronique de température en surface pour une durée équivalente à 5 à 10 jours : on parlera de **calcul thermique « à blanc »**. Rappelons cependant que le profil initial ainsi obtenu n'a aucune raison de correspondre au profil réel puisque nous avons volontairement fait abstraction des variations annuelles qui s'ajoutent en principe aux variations journalières.

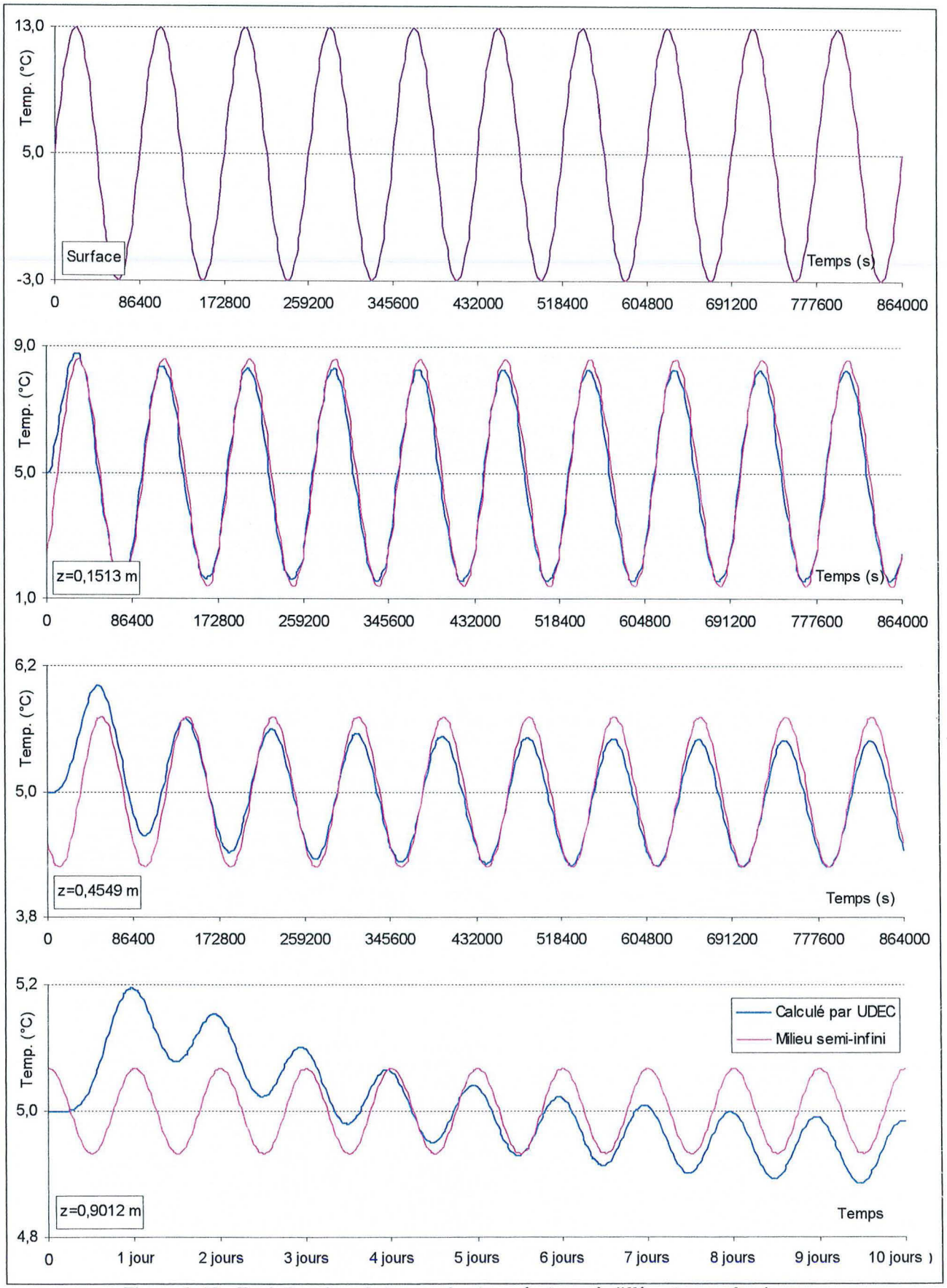


Figure 3-18 : Evolution dans le temps des températures à différentes profondeurs z.
Les résultats des calculs numériques sont comparés aux résultats des calculs analytiques avec le modèle du milieu semi-infini en régime périodique.

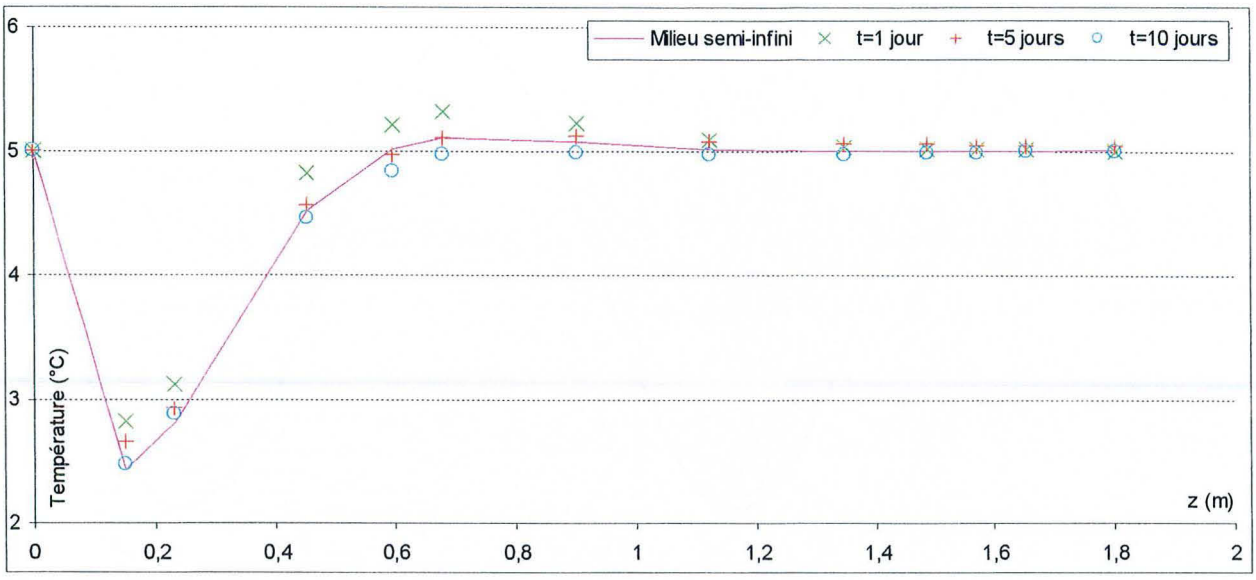


Figure 3-19 : Profils de températures au droit du point T à différents instants.
Les résultats des calculs numériques pour t=1, t=5 et t=10 jours sont comparés au profil déterminé analytiquement avec le modèle du milieu semi-infini en régime périodique pour t=k jours.

Déplacements de surface

Afin d'évaluer l'intérêt du recours à un calcul préliminaire « à blanc » sur la modélisation du comportement du massif, comparons les déplacements de surface (au niveau du point T) calculés numériquement avec et sans établissement du profil de température initial. La Figure 3-20 montre que les déplacements normaux et tangentiels obtenus dans les deux cas diffèrent relativement peu. De plus, les faible écarts constatés diminuent avec le temps. L'intérêt du calcul préliminaire « à blanc » est donc limité.

La Figure 3-21 montre également un très bon accord des déplacements normaux calculés numériquement (avec et sans calcul « à blanc ») avec ceux qui sont fournis par le modèle du milieu semi-infini :

$$d(t) = \frac{1+\upsilon}{1-\upsilon}\frac{\alpha A\delta}{\sqrt{2}}\cdot\left[\cos\left(\omega t - \frac{3\pi}{4}\right) - \cos\left(-\frac{3\pi}{4}\right)\right]$$

Nous pouvons donc considérer que le système s'approche très rapidement du régime thermomécanique périodique, que l'état thermique initial soit uniforme (et égal à la température moyenne T_0) ou calculé « à blanc ». Dans la pratique, nous nous contenterons donc d'utiliser un état thermique initial uniforme, cette solution étant plus facile à mettre en œuvre.

La Figure 3-20 permet également de vérifier que les déplacements normaux ont un retard d'un huitième de période (soit 3 heures) sur les températures de surface, conformément au modèle du milieu semi-infini, alors que les déplacements tangentiels, de plus forte amplitude que les déplacements normaux (facteur 4 à 5), sont globalement en phase avec ces dernières, comme nous avions déjà pu le constater avec le modèle du « bloc triangulaire ». Par suite, les variations de la distance du point T au coin inférieur gauche du modèle, par exemple, seront quasiment en phase avec les températures puisque commandées essentiellement par les déplacements tangentiels (Figure 3-21).

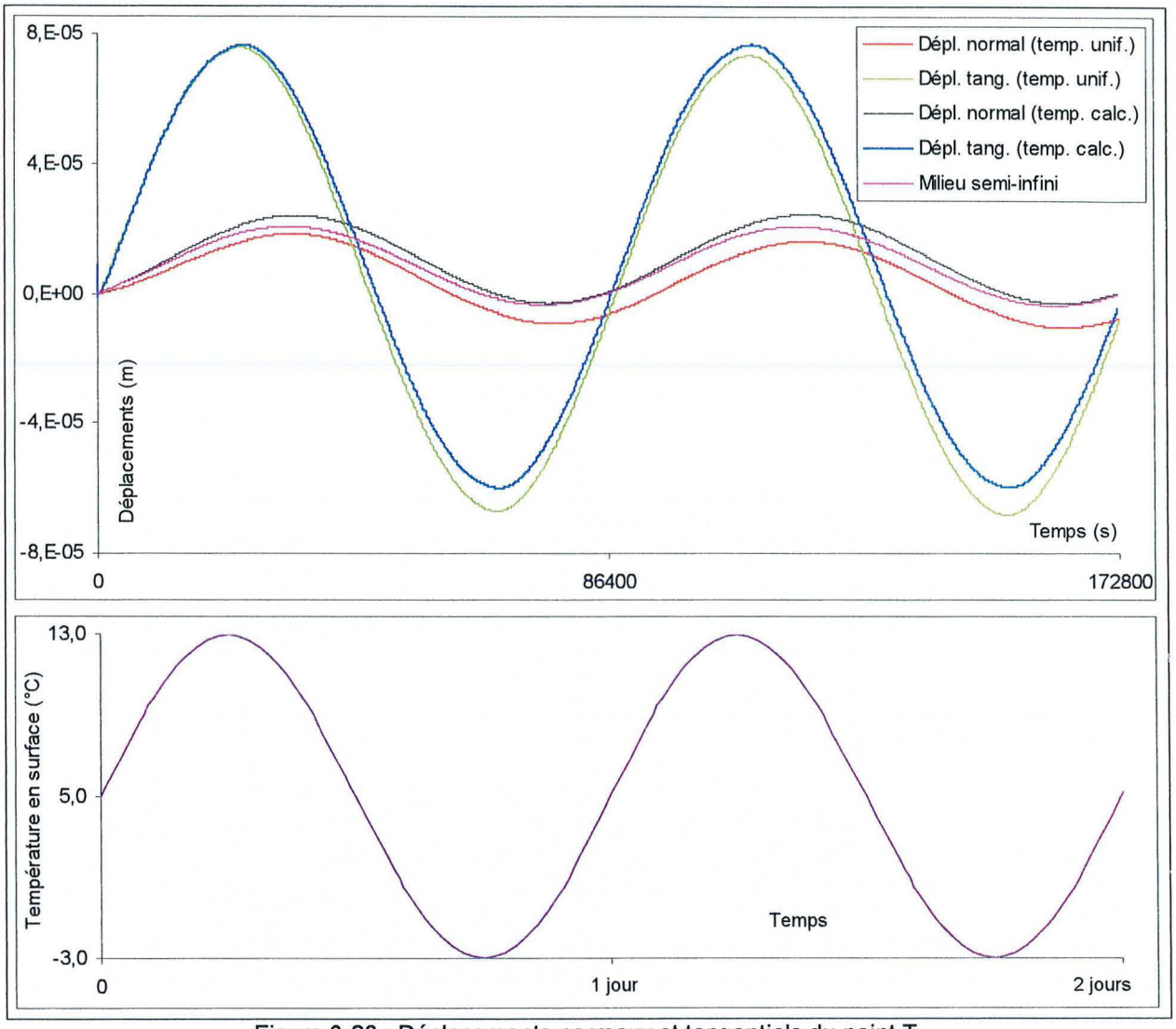


Figure 3-20 : Déplacements normaux et tangentiels du point T.
Les déplacements calculés numériquement avec une distribution de températures initiale uniforme sont comparés à ceux calculés par un calcul « à blanc » pendant 10 périodes. Les déplacements normaux peuvent être comparés aux déplacements calculés dans le cas du milieu semi-infini.

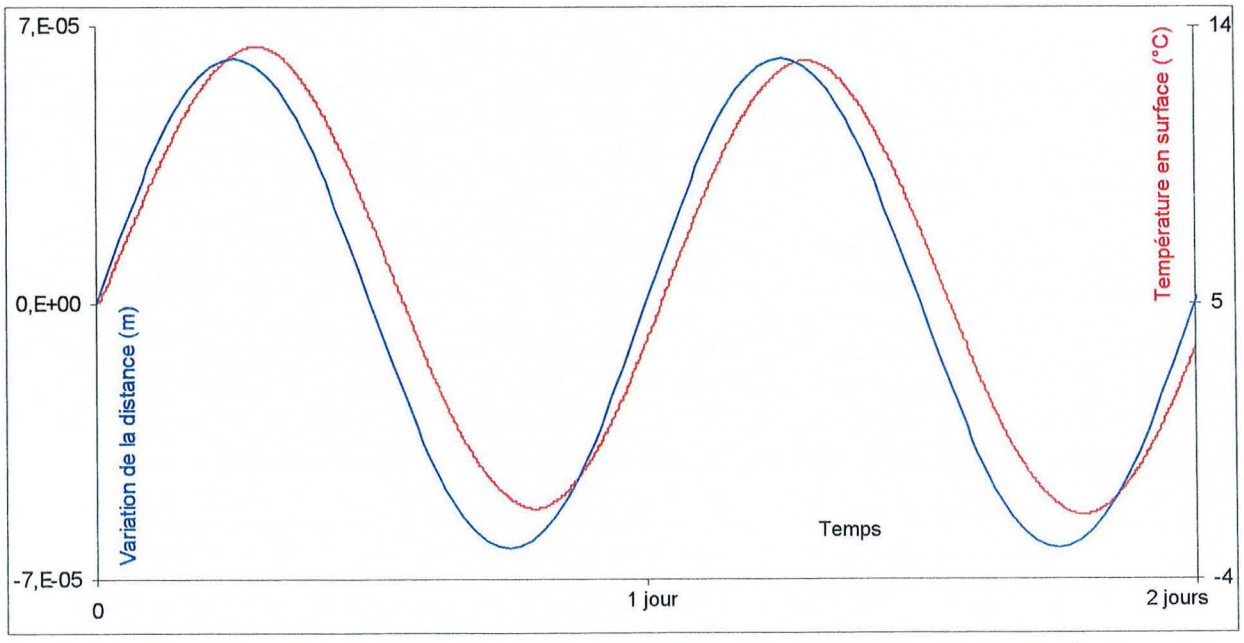


Figure 3-21 :Evolution de la distance du point T au coin inférieur gauche du modèle.

4.1.2- Cas d'une sollicitation en créneaux périodiques

Après avoir étudié le comportement thermoélastique sous sollicitation thermique sinusoïdale, voyons ce qu'il en est dans le cas d'une chronique de températures avec des variations brutales en prenant l'exemple d'une sollicitation journalière en créneaux telle que celle présentée sur la Figure 3-22 (en haut), avec des paliers de température à -3 et 13°C. La température de surface est décrite par la série de Fourier :

$$T\left(A'E',t>0\right)=T_{moy}+\frac{4A\theta}{\tau}\sum_{n=1}^{+\infty}\frac{\sin\left(n\pi\theta/\tau\right)}{n\pi\theta/\tau}\cos\frac{2n\pi\left(t-\theta/2\right)}{\tau}$$

avec :

τ=1 jour=86400 s
θ=1 jour/4=21600 s
A=8°C

$$T_{moy}=\frac{1}{\tau}\int_{t=0}^{\tau}T\left(x=0,t\right)dt=1°\mathrm{C}$$

Les Figures 3-22 et 3-23 montrent les évolutions dans le temps et l'espace des températures au droit du point T, calculées numériquement en partant d'un champ de température initial uniforme égal à T_{moy}. Ces évolutions s'approches de celles correspondant au milieu semi-infini en régime périodique :

$$T\left(z,t\right)=T_{moy}+\frac{4A\theta}{\tau}\sum_{n=1}^{+\infty}\frac{\sin\left(n\omega\theta/\tau\right)}{n\omega\theta/\tau}e^{-x\sqrt{n}/\delta}\cdot\cos\left(\frac{2n\pi\left(t-\theta/2\right)}{\tau}-\frac{x\sqrt{n}}{\delta}\right)\quad\text{avec}\quad\delta=\sqrt{\frac{a\tau}{\pi}}$$

Il en va de même pour les déplacements normaux (Figure 3-24), en prenant comme référence :

$$d(t)=\frac{1+\upsilon}{1-\upsilon}\frac{\alpha A\delta}{\sqrt{2}}\frac{4\theta}{\tau}\sum_{n=1}^{+\infty}\frac{1}{\sqrt{n}}\frac{\sin\left(n\pi\theta/\tau\right)}{n\pi\theta/\tau}\left[\cos\left(\frac{2n\pi\left(t-\theta/2\right)}{\tau}-\frac{\pi}{4}\right)-\frac{1}{\sqrt{2}}\right]$$

On constate en outre que les déplacements tangentiels sont de plus forte amplitude que les déplacements normaux et commandent donc l'essentiel des déplacements totaux.

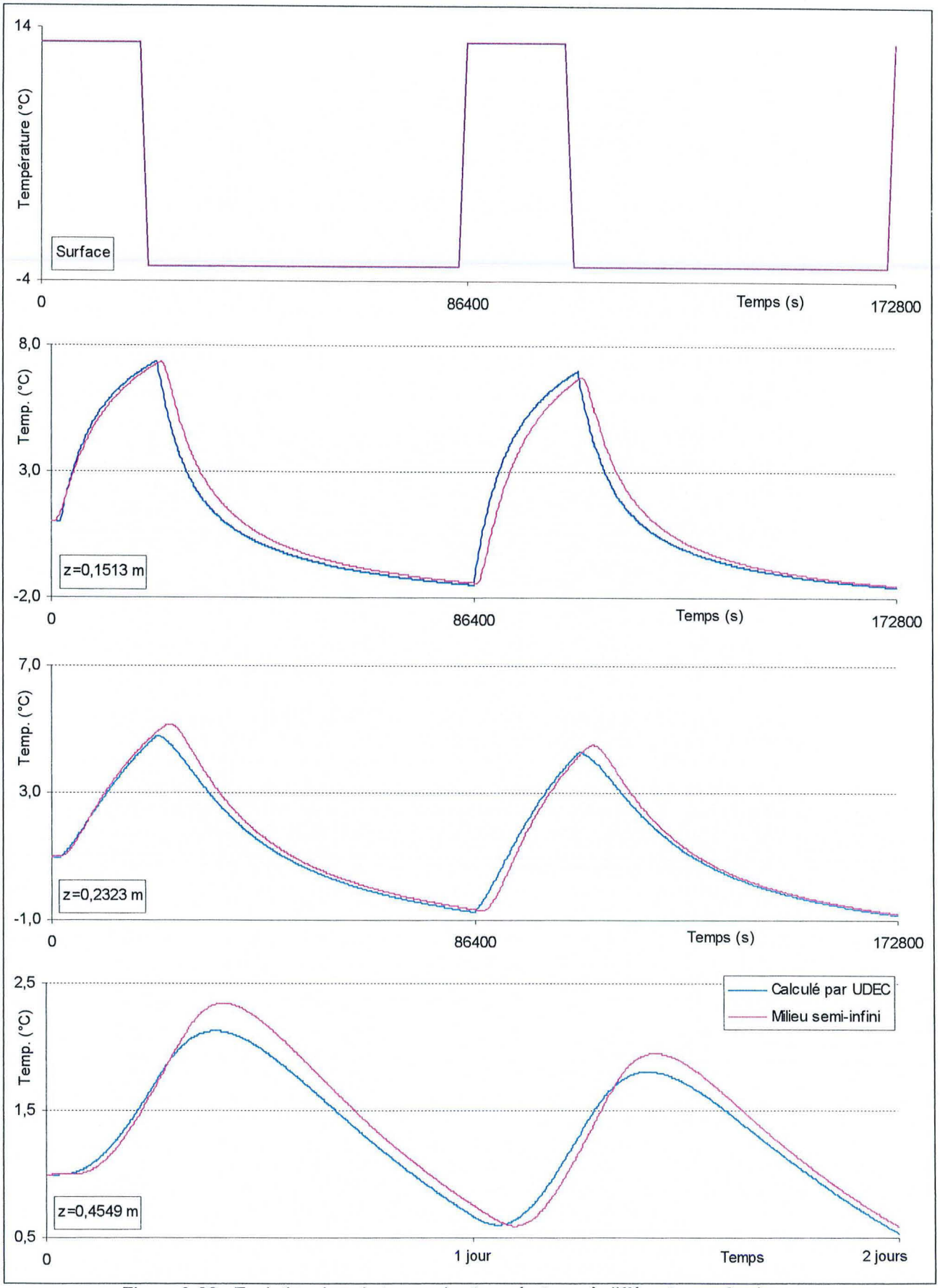


Figure 3-22 : Evolution dans le temps des températures à différentes profondeurs z.
Les résultats des calculs numériques sont comparés aux résultats des calculs analytiques avec le modèle du milieu semi-infini en régime périodique.

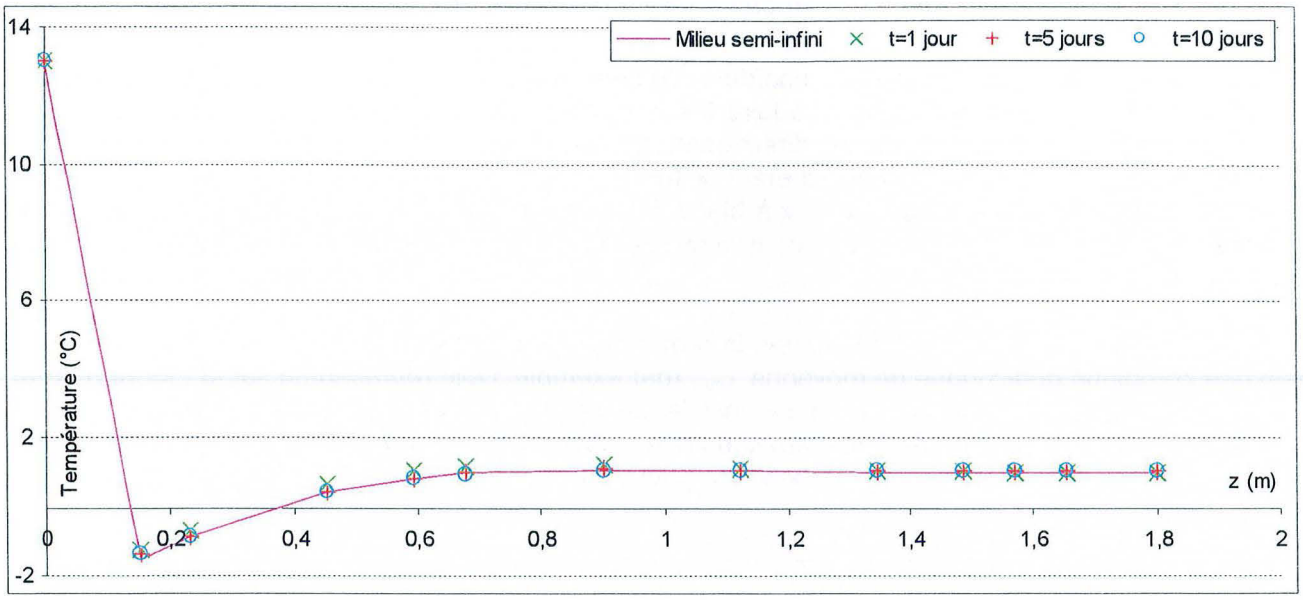


Figure 3-23 : Profils de températures au droit du point T à différents instants.
Les résultats des calculs numériques pour t=1, t=5 et t=10 jours sont comparés au profil déterminé analytiquement avec le modèle du milieu semi-infini en régime périodique pour t=k jours.

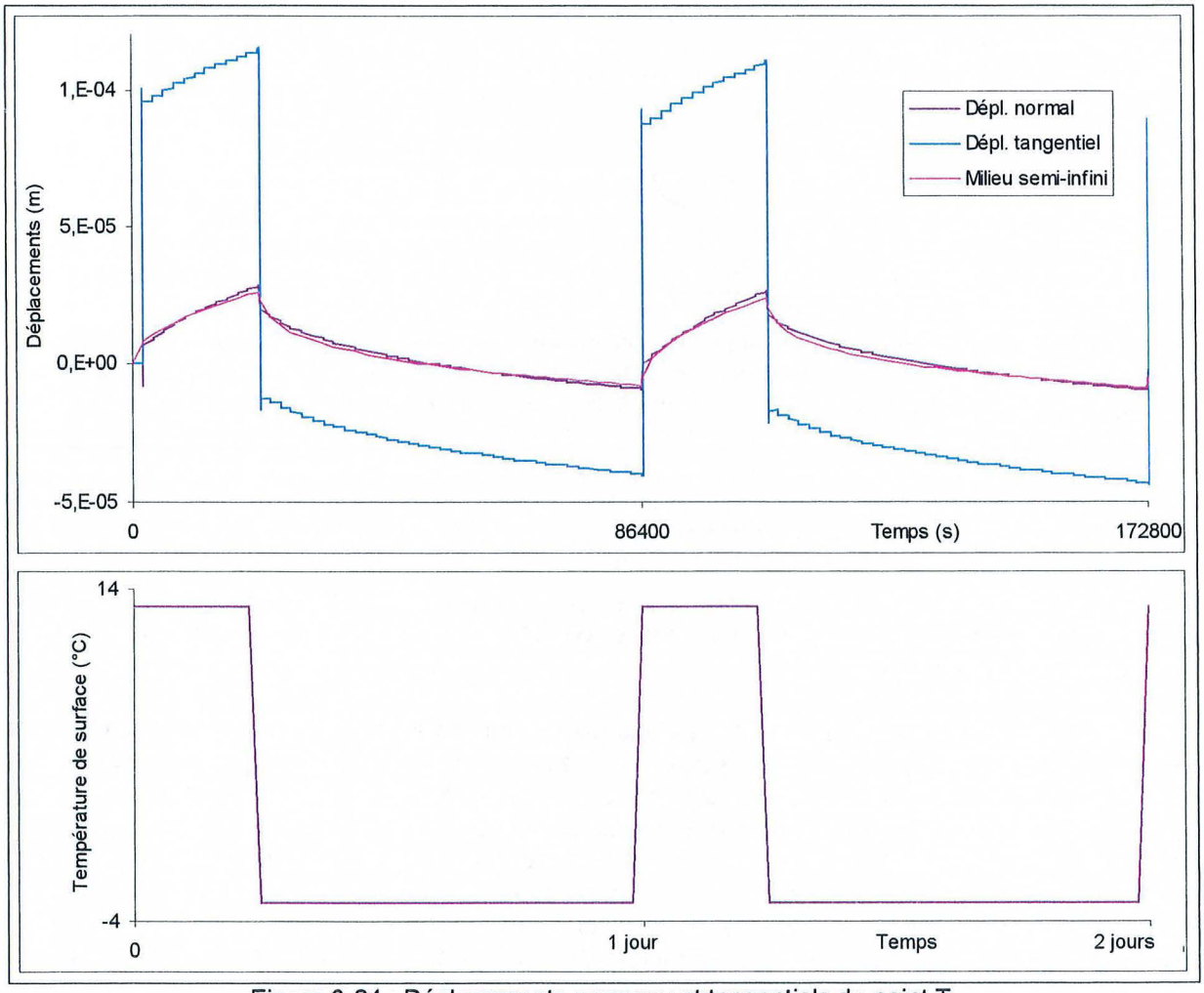


Figure 3-24 : Déplacements normaux et tangentiels du point T.
Les déplacements calculés numériquement avec une distribution de températures initiale uniforme sont comparés à ceux calculés analytiquement dans le cas du milieu semi-infini.

4.1.3- Bilan et application au cas d'une sollicitation thermique quelconque

Dans le cas d'une chronique sinusoïdale comme dans celui d'une chronique en créneaux périodiques, il est donc possible de reproduire les déplacements de surface correspondant au régime périodique. Il suffit pour cela d'appliquer directement la chronique en question à la surface du massif, la température initiale à l'intérieur de celui-ci étant uniforme et égale à la température de surface moyenne. L'utilisation de variations de température « à blanc » avant la modélisation thermomécanique ne paraît donc pas indispensable. Nous supposerons que ce résultats peut être extrapolé au cas d'une chronique périodique quelconque

Considérons le cas où nous imposons à la température de surface de varier, entre t=0 et t=1 jour, selon une chronique quelconque de moyenne T_{moy} (par exemple, celle représentée sur la Figure 3-25-a). Si nous utilisons de plus une température initiale uniforme est égale à T_{moy}, les déplacements de surfaces calculés diffèreront peu de ceux qui résulteraient, en régime périodique, de l'application périodique de la même chronique de température (Figure 3-25-b et c).

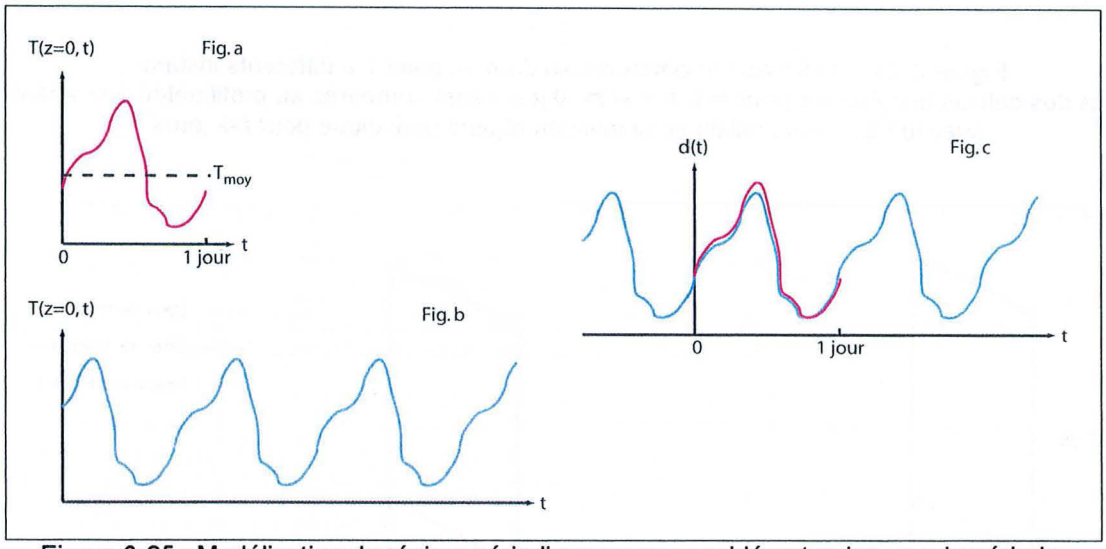


Figure 3-25 : Modélisation du régime périodique en ne considérant qu'une seule période. Représentation schématique des déplacements de surface (c) résultant d'une chronique de températures d'allure quelconque (a) et de la chronique obtenue en la complétant cette dernière par périodicité (b).

4.2- Calculs thermo-élastoplastiques

Dans ce qui précède, les déformations subies par les blocs sont réversibles et il n'y a pas de déplacements permanents du fait de l'hypothèse d'élasticité. Nous présentons les résultats d'une modélisation thermo-élastoplastique.

En prenant comme base l'état d'équilibre élastique obtenu après consolidation, nous avons introduit des critères de plasticité pour les discontinuités du massif rocheux, conformément au Tableau 3-4, en distinguant les fractures « ouvertes » (BM, JN, GH et HI) des fractures « fermées ». Les limites élastiques ont été choisies suffisamment élevées pour que le système puisse atteindre un état d'équilibre élastoplastique initial après prise en compte des critères de plasticité (t=0), mais également suffisamment faibles pour que des déformations plastiques puissent survenir lors de l'application des sollicitations thermiques. Nous supposons de plus que les déformations plastiques se manifestent le long des discontinuités plutôt que dans la matrice rocheuse. La matrice rocheuse sera donc considérée comme élastique.

Limites élastiques des discontinuités « ouvertes »	Cohésion	C	0
	Angle de frottement	ϕ	30°
	Résistance en traction	R_t	0
Limites élastiques des discontinuités « fermées »	Cohésion	C	50 kPa
	Angle de frottement	ϕ	30°
	Résistance en traction	R_t	25 kPa

Tableau 3-4 : Limites élastiques appliquées aux discontinuités pour le calcul thermo-élastoplastique. Les discontinuités « ouvertes » sont davantage susceptibles de subir des déformations plastiques que les discontinuités « fermées ».

A partir de l'instant t=0, la surface du massif, entre les points A' et E', est soumise à une variation de température sinusoïdale :

$$T(A'E', t>0) = T_0 + A \cdot \cos\left(\omega t - \frac{\pi}{2}\right)$$

avec T_0=5°C, A=8°C et ω=(2π/24) h^{-1}. La température initiale du massif est fixée à T_0.

Les déplacements de quelques points de la « zone menaçante » sont représentés sur la Figure 3-26 pour t variant de 0 à 7 jours. Après des variations irrégulières au début, les déplacements adoptent une allure quasi-sinusoïdale. Lors de la première demi-journée, les points considérés subissent ainsi des déplacements de l'ordre de 0,3 à 0,4 mm vers la droite et vers le bas. Par la suite, leur position moyenne ne change quasiment plus et nous constatons seulement des variations de périodicité journalière et d'amplitude 0,1 à 0,2 mm.

Comme le montre la Figure 3-27, le mouvement irréversible initial est lié à l'apparition de déplacements plastiques le long des discontinuités : lorsque leur volume augmente localement par dilatation, les blocs de la zone menaçante « se repoussent » mutuellement et se déplacent les uns par rapport aux autres, en provoquant ainsi l'ouverture et le cisaillement des fractures qui les délimitent. Ce phénomène est donc voisin de la thermo-reptation évoquée au sujet du « bloc triangulaire », mais il s'agit d'un phénomène transitoire (de courte durée) et non pas d'un phénomène périodique : une fois passée la première demi-journée, les blocs de la zone menaçante semblent subir librement les effets thermiques, sans nécessiter de déplacements d'ensemble supplémentaires. Ce phénomène ne peut donc être considéré comme un facteur préparatoire direct des éboulements, mais il peut agir comme un **facteur aggravant** de l'instabilité potentielle. L'ouverture des fractures est en effet susceptible de favoriser l'infiltration d'eau à l'intérieur du massif et ainsi son altération géochimique. Il conviendra donc, dans de futurs travaux, de s'interroger sur le lien éventuel entre l'ouverture quasi-systématique des principales discontinuités de la « zone menaçante » et le processus thermomécanique décrit ci-dessus.

Une observation plus fine des mouvements permet de mettre en évidence un changement progressif, lent mais continu, de la position moyenne de blocs de la « zone menaçante », tel qu'illustré par le point C sur la Figure 3-28. Rien ne permet cependant de garantir que ce phénomène soit lié à l'augmentation des déplacements plastiques le long des discontinuités puisque deux autres explications au moins peuvent être avancées : il peut s'agir de la conséquence d'une dérive numérique (consolidation imparfaite avec persistance de mouvements résiduels) ou de la manifestation de la non atteinte du régime périodique (écart entre régime périodique et pré-périodique). Les investigations devront être poursuivies pour que la lumière puisse être faite sur l'interprétation de la dérive constatée.

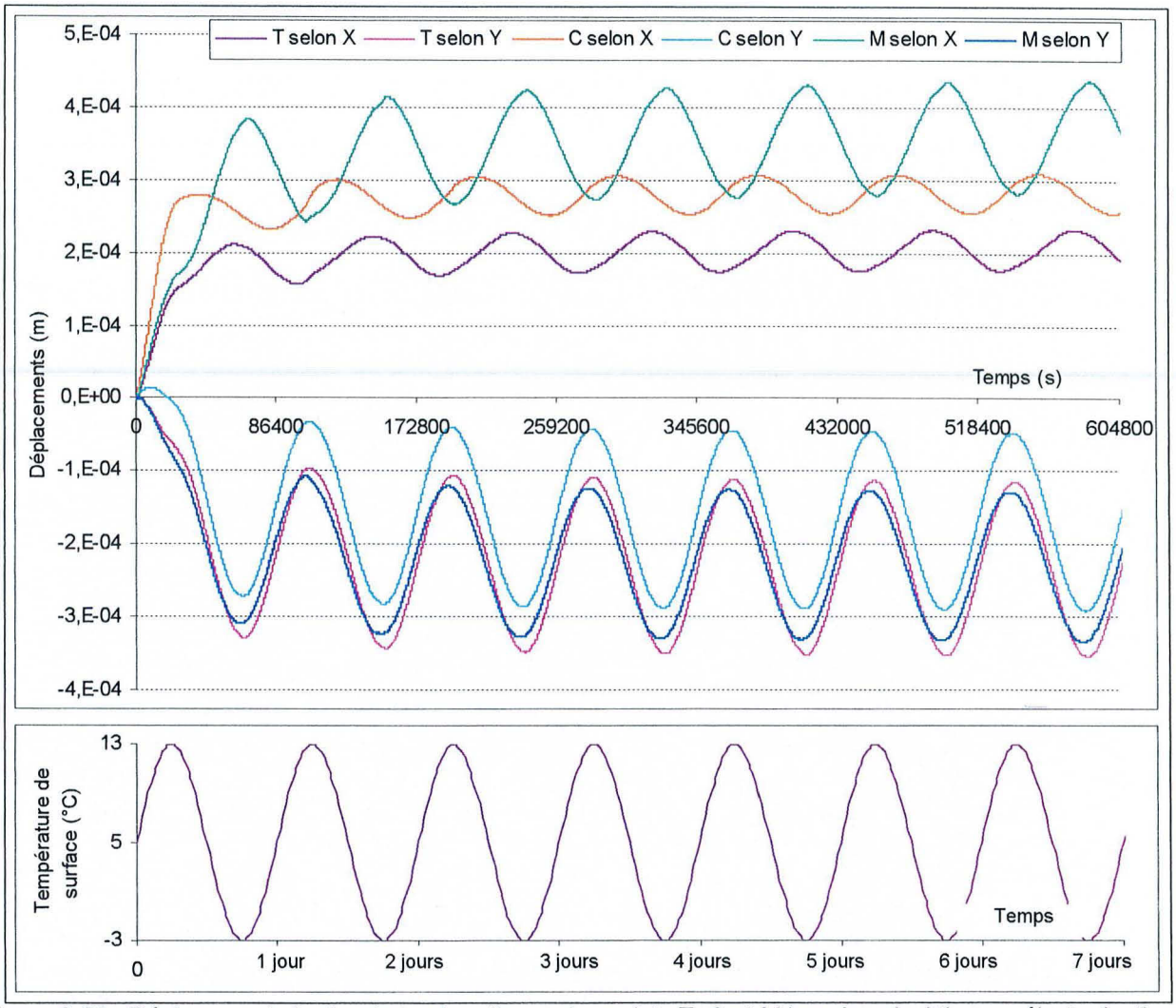


Figure 3-26 : Déplacements horizontaux et verticaux des points T, C et M lors du calcul thermo-élastoplastique.

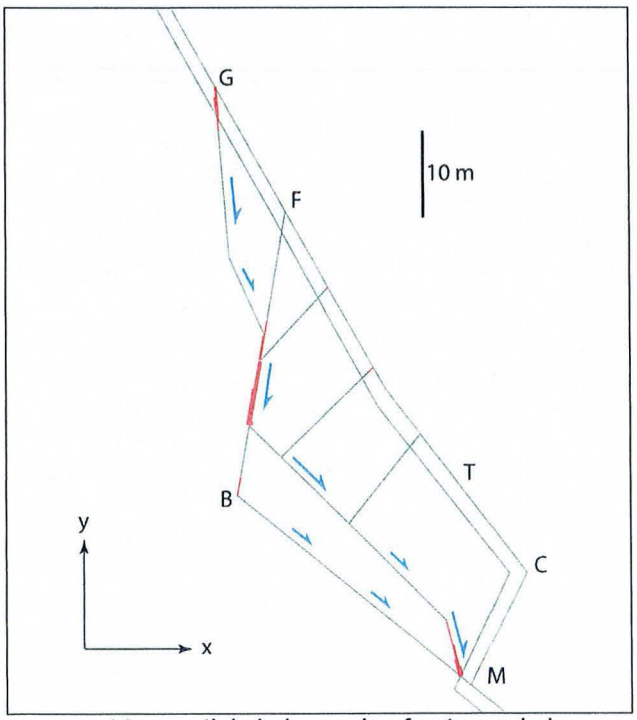


Figure 3-27 : Déplacements normaux et tangentiels le longs des fractures de la « zone menaçante » à t=12 heures. L'épaisseur des surcharges est proportionnelle à l'ouverture (ouverture maximale : 6.10^{-6} m). La longueur des demi-flèches est proportionnelle au déplacement cisaillant (cisaillement maximal : $1{,}2.10^{-5}$ m).

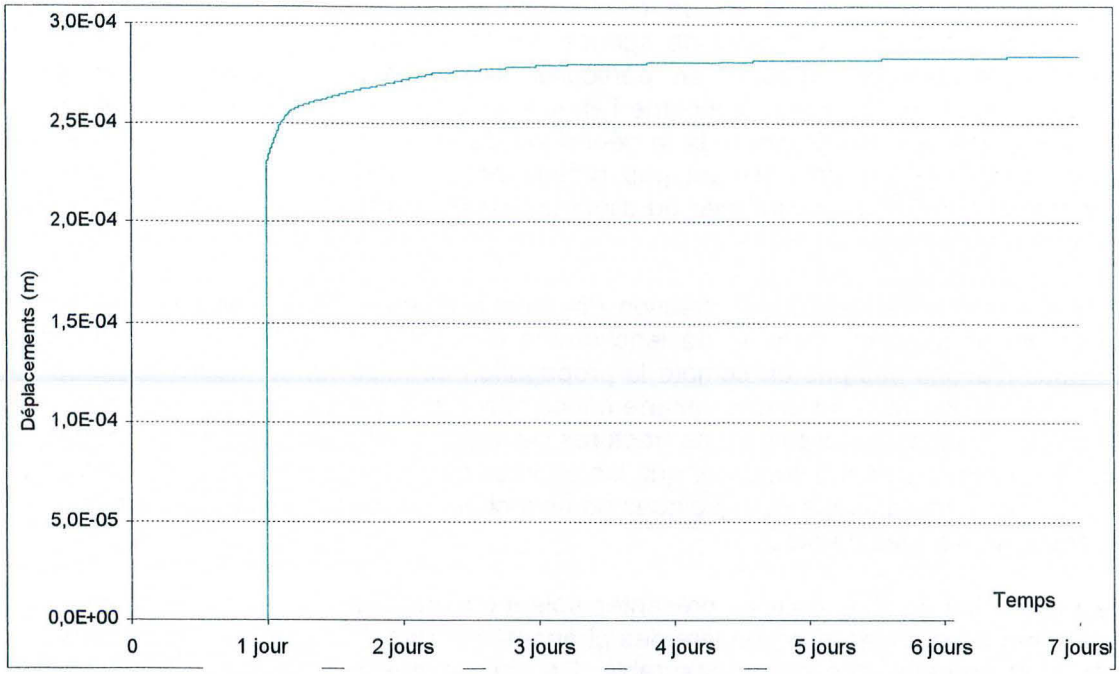


Figure 3-28 : Moyenne glissante du déplacement horizontal du point C calculée sur les 24 heures (86400 s) précédentes.

5- CONCLUSION

Au terme de ce chapitre, il apparaît que les phénomènes thermomécaniques de surface sont susceptibles d'aider à interpréter la survenue d'éboulements, tout au moins lorsque d'autres causes (sismicité, mise en charge hydraulique...) ne semblent suffisantes pour cela.

Dans le modèle du « bloc triangulaire », la modification journalière des températures de surface est suffisante pour induire un déplacement progressif et périodique du bloc par rapport à sa position initiale (thermo-reptation). Le modèle numérique présenté au §4 n'a pas permis de mettre en évidence un tel phénomène dans le cas des Rochers de Valabres. Il y a à cela plusieurs explications envisageables :

- Les fractures potentiellement impliquées dans les éboulements (BM par exemple) sont situées à une profondeur trop importante dans le massif (de l'ordre d'une vingtaine de mètres) pour que les variations de contraintes liées aux fluctuations thermiques de surface y aient un impact significatif. Ces variations sont vraisemblablement négligeables devant les contraintes « naturelles » liées au poids des matériaux sus-jacents ; elle ne sont donc pas suffisantes pour provoquer l'apparition de déformations plastiques. De cette première explication de l'absence de thermo-reptation découlent les deux suivantes.
- Les limites élastiques des discontinuités sont trop élevées. De prochains calculs devront donc s'attacher à tester l'influence d'une diminution de ces limites qui pourrait résulter dans la nature, par exemple, de l'altération géochimique progressive du matériau rocheux liée à la circulation d'eau dans les fractures. Si possible, ces calculs devront s'appuyer sur une caractérisation du comportement mécanique des discontinuités à partir d'essais de laboratoire.
- Les variations journalières de température ne pénètrent pas suffisamment loin dans le massif pour induire des déplacements irréversibles sur les discontinuités situées en profondeur. Il semble donc important de tester l'influence des variations annuelles de la température dont la profondeur de pénétration est nettement plus importante. (Par ailleurs, il se peut que les variations annuelles induisent des différences significatives de l'état de contraintes dans le versant, entre l'été et l'hiver par exemple, si bien que des variations journalières identiques n'auraient pas les mêmes conséquences à différentes périodes de l'année. Ce point est à examiner.)

Les calculs présentés dans le §4 de ce chapitre constituent donc uniquement une première approche des effets thermomécaniques de surface sur la stabilité des versants rocheux, et du site-laboratoire des Rochers de Valabres en particulier. Il devront être complétés par de nouvelles investigations numériques. En ce qui concerne l'éboulement du 13 mai 2000, aucune rétro-analyse n'a encore été entreprise, la connaissance de la géométrie de la zone source tout comme des conditions atmosphériques lors de l'incident n'étant pas précisément connues pour l'instant. Une telle étude pourrait cependant permettre de confirmer ou d'infirmer l'implication des variations de température. Elle devra donc être réalisée.

Nous avons volontairement fait abstraction dans cette étude d'autres phénomènes qui pourraient jouer un rôle non négligeable dans le déclenchement des chutes de blocs et des éboulements. En particulier, nous n'avons pas pris en compte la propagation de mico- et de macro-fractures sous l'effet des variations de température et le phénomène concomitant de rupture des ponts rocheux. Nous avons également choisi, pour la modélisation des fractures ouvertes, d'utiliser une cohésion et une résistance en traction nulle, ce qui revient à supposer que les épontes de ces fractures ne sont maintenues que par frottement. Or, il est envisageable que quelques ponts rocheux résiduels viennent également participer à la stabilité des assemblages de blocs.

En définitive, bien que les modèles présentés soient encore assez loin des mécanismes physiques, nous avons commencé à mettre en lumière des phénomènes rarement pris en compte et qui, au regard des calculs, sont pourtant d'un ordre mesurable. De plus, même si l'implication potentielle des effets thermomécaniques de surface dans les éboulements n'est pas évidente, l'étude de ces effets n'en demeure pas moins nécessaire, notamment parce qu'ils viennent perturber ou parasiter quasiment toutes les mesures de précisions (voir, par exemple, Bertolus, 1998). La meilleure manière de les éliminer est, dans ce cas, de mieux les appréhender et les quantifier.

*****

***

*

CHAPITRE 4

APPORTS DE L'AUSCULTATION A L'ETUDE DES CAUSES POTENTIELLES DES EBOULEMENTS

1- Introduction 99
1.1- Auscultation et surveillance 99
1.2- Le dispositif d'auscultation des Rochers de Valabres : présentation succincte 100

2- Auscultation par tachéométrie des mouvements de surface induits par les variations journalières de température 103
2.1- Pourquoi avoir choisi la tachéométrie ? 103
2.2- Protocole d'auscultation des mouvements d'origine thermique 106
2.2.1- Dispositif et protocole d'acquisition des mesures brutes 106
2.2.2- Erreurs aléatoires et fidélité des mesures 109
2.3- Résultats des mesures réalisées lors des campagnes d'été et d'hiver 113
2.3.1- Angles horizontaux et dérive de la direction Y 113
2.3.2- Angles verticaux, distances et corrections atmosphériques 114
2.4- Interprétation des mesures et discussion 120
2.4.1- Bilan : notre dispositif de mesure permet-il de capter des déplacements d'origine thermique ? 120
2.4.2- Comparaison avec les calculs numériques 121
2.5- Bilan et perspectives de l'auscultation tachéométrique 125

3- Auscultation par écoute microsismique : ses apports a la compréhension des mécanismes de déformation et à la prévision des éboulements 127
3.1- L'auscultation microsismique : fondements, applications et mise en œuvre 127
3.1.1- Sismicité et microsismicité 127
3.1.2- Applications de l'écoute microsismique 128
3.1.3- Les trois étapes de l'auscultation microsismique 129
3.2- L'auscultation microsismique des Rochers de Valabres 130
3.2.1- Dimensionnement 130
3.2.2- Le dispositif d'auscultation microsismique 131
3.3- Principaux résultats après une année d'auscultation 132
3.3.1- Principaux signaux enregistrés 132
3.3.2- Localisation des foyers de l'activité microsismique 134
3.3.3- Causes possibles de l'activité microsismique 135
3.3.4- Utilisation de l'activité microsismique « artificielle » pour caractériser le massif rocheux 136
3.4- Bilan et perspectives de l'auscultation microsismique 136

4- Conclusion 138

CHAPITRE 4 : APPORTS DE L'AUSCULTATION A L'ETUDE DES CAUSES POTENTIELLES DES EBOULEMENTS

« Pour avoir une idée sur un phénomène de la nature, il faut d'abord l'observer. [...]
A la suite d'une observation, une idée relative à la cause du phénomène observé se présente à l'esprit. »
Claude Bernard, *Introduction à l'Etude de la Médecine expérimentale* (1865)

1- INTRODUCTION

1.1- Auscultation et surveillance

L'amélioration de l'état des connaissances concernant les mouvements de versant passe presque nécessairement par la réalisation d'observations et de mesures *in situ*. Si elles sont répétées à des intervalles plus ou moins réguliers (jusqu'à être éventuellement réalisées en continu), elles permettent d'accéder à une **caractérisation cinématique** (au sens du Chapitre 1) et peuvent alors être exploitées à des fins d'**auscultation** ou de **surveillance**. Auscultation et surveillance utilisent souvent les mêmes outils pour **suivre l'évolution des phénomènes** affectant le versant et effectuer ainsi **diagnostics** et **pronostics** sur sa « stabilité ». Elles diffèrent cependant par le but qu'elles cherchent à atteindre : selon les mots de L. Rochet (1992), l'auscultation a un objectif d'**investigation** et vise essentiellement « *l'étude et la caractérisation du phénomène et des mécanismes mis en jeu* » alors que la surveillance a principalement un objectif **décisionnel** et permet, lorsque le risque est avéré, d'informer un groupe d'experts ou des autorités compétentes de « *l'état et de l'évolution du site, dans un objectif directement appliqué à la gestion de la sécurité* ». L'auscultation est donc davantage tournée vers les causes du mouvement de versant (*i.e.* vers le diagnostic), alors que la surveillance se préoccupe préférentiellement de ses conséquences (*i.e.* du pronostic), notamment en terme de menace pour les biens ou les personnes.

Selon cette terminologie, toute idée de surveillance est exclue de l'étude présentée dans ce mémoire, bien qu'elle puisse, de tout évidence, en constituer une application (cf. Conclusion générale). En revanche, l'auscultation est un pilier de notre travail. Nous n'aborderons pratiquement pas l'**auscultation immédiate**, réalisée par l'utilisation directe des sens humains (observation visuelle périodique de l'ouverture d'une fracture, par exemple) car ceux-ci sont trop peu fiables pour l'étude des phénomènes auxquels nous nous intéressons. Ce chapitre est donc essentiellement consacré à l'**auscultation médiate**, réalisée par **interposition d'appareils de mesure**, c'est-à-dire par l'**instrumentation** du versant.

Pour être efficace, un dispositif d'auscultation doit permettre de suivre à la fois les mouvements du versant eux-mêmes, c'est-à-dire la **cinématique** de l'instabilité (mesures de déplacements, de vitesses, de variation d'inclinaison, d'ouverture de fractures, etc.), et les phénomènes qui peuvent en être la cause (précipitations, variations de niveau piézométrique, variations de température, sismicité, etc.) dans l'objectif de préciser les liens qui existent entre ces éléments. En effet, bien que la seule analyse de l'évolution des mouvements dans le temps (déplacements, vitesses, accélération, etc.) serve de base à certaines méthodes de prévision des évènements catastrophiques (voir par exemple les méthodes de Saito, Asaoka, Fukuzono et Voight présentées par Gervreau, 1991), elle ne peut en revanche suffire à faire progresser la connaissance des phénomènes physiques sous-jacents aux mouvements de versant : elle est **descriptive** et non **explicative**.

Pincent & Blondeau (1978) dressent un portrait des principales grandeurs susceptibles de faire l'objet d'une auscultation en se basant sur les « instabilités » affectant les terrains meubles (glissements de terrain *stricto sensu*), mais leurs conclusions s'appliquent tout aussi bien aux éboulements. Ils proposent une chaîne des principales causes des mouvements depuis les plus lointaines jusqu'aux plus immédiates (Tableau 4-1) et indiquent, pour chaque cause élémentaire, les paramètres qui peuvent être suivis et/ou les appareils permettant de réaliser le suivi : piézomètres, extensomètres, inclinomètres et autres capteurs. Comme les auteurs l'indiquent, l'idéal serait bien sûr de pouvoir suivre simultanément

tous les maillons de la chaîne, ce qui est techniquement impossible. En outre, « *plus on remonte la chaîne vers les causes premières, plus on dispose de temps pour prévoir l'événement final* [...], *mais plus il est difficile d'extrapoler les observations dans la mesure où les paramètres sont nombreux, souvent mal cernés, et évoluent de façon parfois non contrôlable* ». Il est donc à la fois vain et inutile de vouloir procéder à une auscultation exhaustive. Tout l'art de l'auscultation consiste au contraire dans le choix judicieux des paramètres à suivre et des dispositifs de mesure les plus appropriés. Ce sont les préoccupations essentielles de ce chapitre.

<table>
<tr><th>L'EVOLUTION DE ..</th><th colspan="3">M O D I F I E ....</th><th colspan="2">CE QUI ENGENDRE ....</th><th colspan="2">ET PROVOQUE</th></tr>
<tr><td>GEOMETRIE DU SITE
- ouvrages
- érosion
- apports de pente</td><td>Conditions aux limites des contraintes totales</td><td>Contraintes totales dans le sol
CAPTEURS</td><td rowspan="3">Contraintes effectives dans le sol</td><td rowspan="3">Déformations dans la masse
EXTENSOMETRES</td><td>Déplacements en surface
MESURE DES DEPLACEMENTS</td><td rowspan="3">RUPTURES LOCALISEES</td><td rowspan="3">RUPTURE GENERALISEE --> GLISSEMENT</td></tr>
<tr><td>METEOROLOGIE
- pluie, neige
- hygrométrie
- température
- gel, dégel ....
ALIMENTATION HYDRAULIQUE
- rupture de conduite
- arrosage agricole
- drainage
- création de retenues
- végétation .....</td><td>Conditions aux limites du réseau d'écoulement
BILAN HYDROLOGIQUE</td><td>Régime des pressions interstitielles dans le sol
PIEZOMETRES</td><td>-en profondeur
INCLINOMETRIE</td></tr>
<tr><td>NATURE DU SOL
- altération ....</td><td colspan="3">LOI DE COMPORTEMENT DU SOL</td></tr>
</table>

Tableau 4-1 : Paramètres incidents des glissements de terrain indiqués dans l'ordre de causalité. D'après Pincent et Blondeau (1978).

1.2- Le dispositif d'auscultation des Rochers de Valabres : présentation succincte

Sur les Rochers de Valabres, la détermination d'un dispositif d'auscultation adapté ne s'est pas limitée au simple choix du matériel d'acquisition des données (appareils de mesures), mais a également supposé la définition d'un protocole de mesure et d'interprétation des résultats. Cette détermination a donc été guidée conjointement par :

- les informations que nous souhaitions obtenir : nature physique des données, précision attendue, fréquence d'échantillonnage, durée de l'auscultation, etc.
- les contraintes techniques du site : problème d'accessibilité, proximité des réseaux électriques et téléphoniques, risques de destruction du matériel de mesure, télétransmission des données ou traitement sur place, etc.
- le contexte général de l'étude : moyens financiers disponibles, travail de recherche et sans vocation opérationnelle immédiate, etc.

A partir de l'été 2003, un dispositif d'auscultation a commencé d'être mis en place sur une partie du versant des Rochers de Valabres, dans la « zone menaçante » et dans son voisinage immédiat (Figure 4-1). Il vise à en mieux comprendre le comportement et, plus précisément, à analyser les phénomènes responsables de l'occurrence des éboulements tels que celui qui eu lieu le 13 mai 2000. Ne disposant au départ que d'informations très partielles sur les mouvements affectant le versant et sur leurs causes, nous avons choisi de ne pas mettre en place immédiatement un dispositif d'auscultation lourd et coûteux, mais au contraire de recourir, dans un premier temps, à un appareillage léger, d'installation et d'utilisation aisées et surtout de grande flexibilité, de manière à être facilement modulable. Ce dispositif devait en effet pouvoir être modifié et adapté en fonction des premiers résultats de l'auscultation afin fournir, par la suite, les informations les plus pertinentes. C'est pourquoi nous avons opté pour un système d'auscultation des mouvements de surface par tachéométrie. Ce choix sera justifié plus loin (§ 2), juste avant que ne soit présenté un bilan des premières mesures réalisées.

Un suivi météorologique a également été réalisé. D'abord épisodique et limité à la durée des campagnes d'auscultation tachéométrique, ce suivi a ensuite été rendu plus régulier au moyen, d'abord, d'un pluviomètre automatique à enregistrement mécanique sur papier, puis d'un couple thermomètre-pluviomètre à enregistrement électronique. Les données pluviométriques sont également relevées quotidiennement par Météo-France à Saint-Sauveur-sur-Tinée, à quelques kilomètres au Sud des Gorges de Valabres.

Le système d'auscultation comporte également un dispositif d'écoute micro-sismique destiné à capter les micro-ruptures se produisant dans le versant. Opérationnel depuis août 2003 (en dépit de quelques arrêts ponctuels liés à des problèmes techniques) ce dispositif réalise un enregistrement continu. Après un stockage sur un micro-ordinateur installé à l'entrée de la galerie de secours de l'usine EDF, les données sont télétransmises quotidiennement au LAEGO, à l'Ecole des Mines de Nancy, pour analyse. Nous verrons au §3 en quoi consiste l'écoute micro-sismique et les informations que cette technique peut apporter sur le comportement du versant.

En outre, un ensemble de clinomètres de surface assure, depuis avril 2004, un suivi en continu des variations d'inclinaison de la paroi rocheuse en différents points. Ces mesures sont stockées, conjointement avec les enregistrements de température et de précipitations, au niveau d'une centrale d'acquisition installée, elle aussi, à l'entrée de la galerie de l'usine hydroélectrique. Pour l'heure, ces données ne font pas l'objet d'une télétransmission et il est donc nécessaire de venir les télécharger régulièrement sur un ordinateur portable. Faute d'un temps suffisant pour leur analyse, les mesures réalisées par les clinomètres ne seront pas présentées dans ce mémoire.

Pour être complet, il faut également ajouter qu'un suivi hydrogéochimique de plusieurs sources en pied de versant et à l'intérieur de la galerie EDF est en cours depuis plus d'un an, à l'initiative et sous la responsabilité de la Faculté des Sciences et Techniques de Besançon (Thèse de Stéphane Binet). Ce suivi consiste en des mesures quasi-continues de débit, température et conductivité des eaux. En outre, des prélèvements réguliers visent à en quantifier la fluorescence naturelle et le taux de carbone organique dissout. Toutes ces caractéristiques peuvent être mises en relation avec les épisodes d'infiltration d'eau dans le versant ainsi qu'avec son transit à travers le massif rocheux. Elles ne sont pas en lien direct avec la « zone menaçante » et ne seront donc pas détaillées ici, bien qu'elles permettent à l'évidence de faire progresser la connaissance de son environnement hydrogéologique.

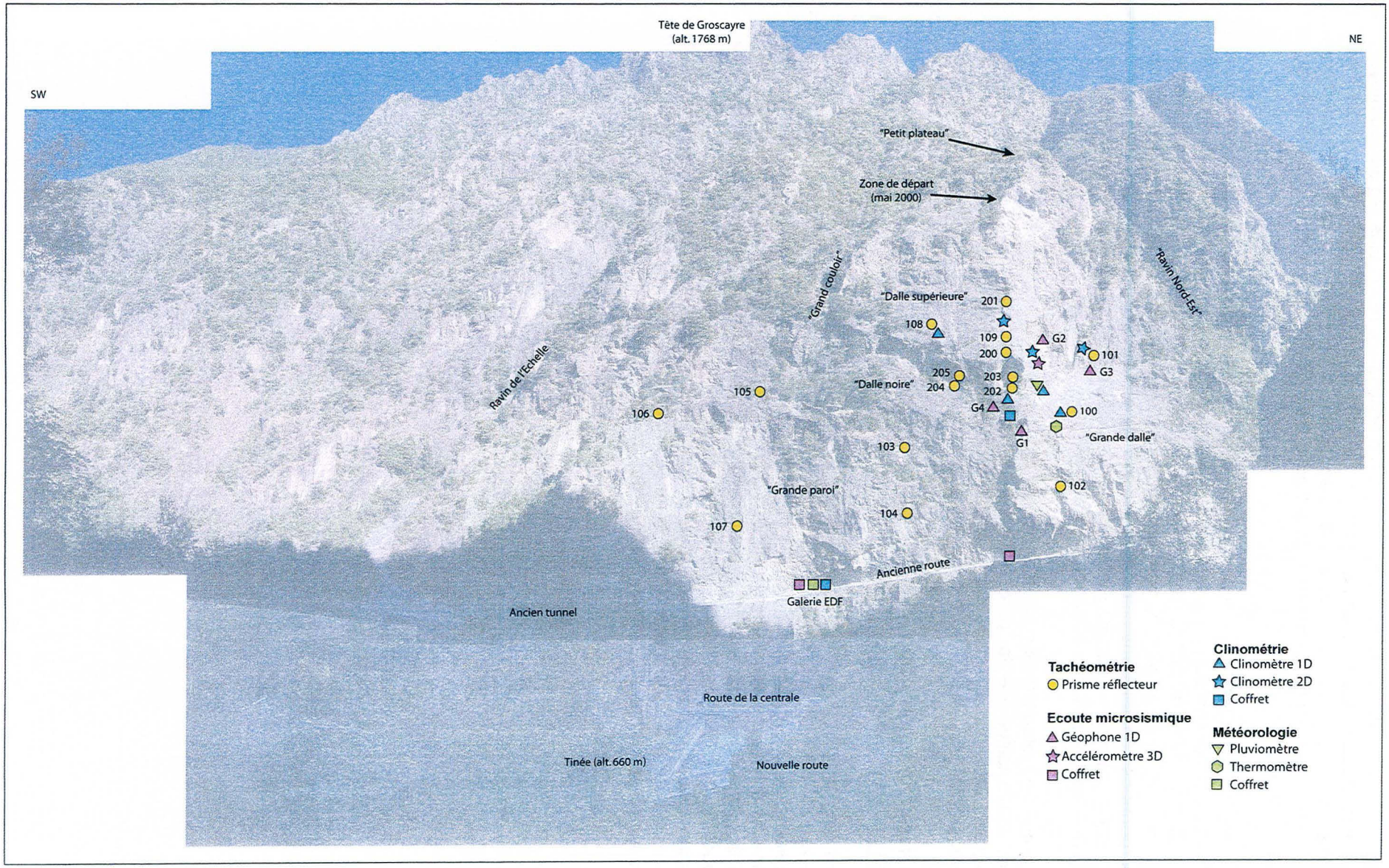


Figure 4-1 : Le dispositif d'auscultation des Rochers de Valabres, vu vers le NW. (Montage photographique réalisé par F. Cappa).

2- AUSCULTATION PAR TACHEOMETRIE DES MOUVEMENTS DE SURFACE INDUITS PAR LES VARIATIONS JOURNALIERES DE TEMPERATURE

Après avoir justifié le recours à la tachéométrie, nous présenterons dans les pages qui suivent un protocole expérimental destiné à réaliser des mesures de haute précision et à capter ainsi les mouvements induits par les variations de température. Nous présenterons ensuite les résultats obtenus lors de deux campagnes de mesure d'une journée.

2.1- Pourquoi avoir choisi la tachéométrie ?

Les mesures des déplacements et déformations de surface sont les plus faciles et les moins coûteuses à acquérir lorsqu'on cherche à réaliser une auscultation cinématique d'un mouvement de versant. Les méthodes permettant de réaliser ce type de mesures sont par conséquent très répandues et très diversifiées (Tableaux 4-2 et 4-3). Une distinction peut être faite, en terme de nombre de mesures par unité de surface, entre les techniques de mesure à **haute** et **basse fréquence d'échantillonnage spatial**.

Les premières permettent de caractériser cinématiquement un très grand nombre de points répartis sur le versant mobile et à ses alentours. Elles reposent sur le principe de la **télédétection** (Couzy, 1981), c'est-à-dire sur l'enregistrement des ondes électromagnétiques émises, réfléchies ou diffractées par les corps observés. Les ondes enregistrées peuvent être d'origine naturelle (**télédétection passive**), comme c'est le cas pour la photogrammétrie « classique », ou avoir été émises par l'observateur (**télédétection active**), cette dernière méthode étant surtout utilisée dans l'ultraviolet avec les lasers et dans le domaines des ondes millimétriques et centimétriques avec les radars. Toutes les techniques de mesure à haute fréquence d'échantillonnage spatial sont donc des techniques de mesures **à distance** dans lesquelles les données obtenues sont relatives à un point de prise de vue, celui-ci étant, autant que faire se peut, positionné en dehors du versant mobile, de manière à pouvoir être considéré comme une référence fixe. Aucun appareillage n'est positionné sur le versant mobile.

A l'inverse, les secondes ne fournissent des informations que sur un nombre limité de points sélectionnés par l'opérateur(**mesures locales**). Ces informations peuvent être obtenues :
- par des **mesures au contact** (cas des mesures géotechniques « classique », cf. Tableau 4-3) lorsque les appareils de mesure sont installés directement aux points considérés du versant mobile. (Le stockage des données peut éventuellement se faire à distance.)
- par des **mesures à distance** lorsque les mesures sont réalisées depuis une base située en dehors de la zone en mouvement et qui constitue l'essentiel du dispositif. Il est généralement nécessaire de lui adjoindre des repères placés sur le versant, au niveau des points de mesure : antennes GPS (*Global Positioning System*), réflecteurs, mires, cibles, etc.

Les mesures à basse fréquence d'échantillonnage spatial ne permettent en général pas de rendre compte de l'hétérogénéité spatiale des mouvements puisqu'elles ne fournissent des données que pour quelques points entre lesquels il est nécessaire d'extrapoler le comportement du versant (Tarchi *et al.*, 2003). Elles conduisent cependant à une bonne description de l'évolution du comportement de ces points dans le temps, leur fréquence d'échantillonnage temporelle étant globalement supérieure à celle des mesures continues comme le montre le Tableau 4-3.

	Haute fréquence d'échantillonnage spatial	Basse fréquence d'échantillonnage spatial
Mesures à distance	Télédétection active ou passive	Géodésie « classique », Positionnement par GPS
Mesures au contact		Mesures géotechniques « classiques »

Tableau 4-2 : Classification des principales méthodes d'auscultation (et de surveillance) cinématique de surface.

Technique de mesure			Donnée mesurée	Intervalle de mesure	Estimation de la précision de la mesure	Fréquence de mesure	Contact physique avec la zone en mouvement	Réf.
Mesures discontinues dans l'espace (Mesures locales)	Géotechnique « classique »	Clinomètre, Nivelle de précision	Changement d'inclinaison d'une surface	Variation d'angle < 10°	10^{-4} rad	Mesure continue si la chaîne d'acquisition le permet	Nécessaire pour l'installation, la maintenance et le téléchargement des données	1, 2, 13
		Fissuromètre, Extensomètre à courte base, Vernier	Changement de distance entre 2 points	1 cm < distance < 10 cm	0,1 mm			
		Extensomètre à fil tendu ou à ruban	Changement de distance entre 2 points	10 m < distance < 100 m	0,5 mm			
	Géodésie « classique »	Distance-mètre electro-optique (EDM*)	Distance entre des repères et la base	10 m < distance < 10 km	0,1 mm + 1 à 5 ppm	Limitée par la durée d'une mesure (quelques secondes)	Uniquement pour l'installation de repères matériels (réflecteurs, mires, cibles)	1, 2, 8, 12, 13, 16
		Nivellement de précision	Différence d'altitude entre des repères et la base		0,2 mm pour 1 km			1, 2, 13, 16
		Théodolite	Angles de visée horizontaux et verticaux de repères par rapport à la base		10^{-4} degrés (10^{-6} rad)			12, 13, 16
		Tachéomètre, Station totale	Position de repères par rapport à la base		Distance : 3 mm + 1 à 5 ppm Angles : 10^{-4} degrés (10^{-6} rad)			1, 12, 14, 15, 16
	Positionnement relatif par satellite	Système américain GPS**	Positions relatives des antennes de réception	10 m < distance entre les points < 10 km	Dépl. horiz. : 2 à 3 mm Dépl. vert. : 1 cm	Limitée par la fréquence de retour des satellites	Nécessaire pour la mise en place des antennes de réception	1, 2, 4, 7, 8, 14, 16
		Système français DORIS***			2 mm			1
Mesures continues dans l'espace	Télédétection passive : stéréo-photogrammétrie différentielle	Stéréo-photogrammétrie terrestre	Déplacements par rapports au point de prise de vue	10 m < taille du versant < 100 m	1 à 2 cm	Limitée par le temps séparant des prises de vue successives (quelques minutes)	Aucun (sauf éventuellement quelques repères servant au calage)	1, 2, 13
		Stéréo-photogrammétrie aéroportée		Hauteur de vol < 500 m	10 cm			1, 2, 3, 9, 13
		Stéréo-photogrammétrie spatiale		100 m < taille du versant < 10 km	10 cm (?)			9
	Télédétection active	Combinaison interférométrique d'images SAR**** terrestres, aériennes ou spatiales	Déplacements par rapports au point de prise de vue	Variable	3 à 5 mm			1, 5, 6, 10, 11
		Scanner laser (en cours de développement)	Modèle Numérique de Terrain (MNT)	100 m < distance < 700 m	0,5 à 2,5 mm			17

* Electronic Distance Measurements
**Global Positioning System
*** Détermination d'Orbites et Radio-positionnement par Satellite
**** Synthetic Aperture Radar

Tableau 4-3 : Principales méthodes d'auscultation (et de surveillance) cinématique de surface. D'après : 1 : Malet *et al.* (2002), 2 : Gili *et al.* (2000), 3 : Casson *et al.* (2003), 4 : Malet *et al.* (2000), 5 : Tarchi *et al.* (2003), 6 : Fruneau *et al.* (1996), 7 : Rizzo & Leggeri (2003), 8 : Pingue *et al.* (1998), 9 : Girault (1992), 10 : Carnec *et al.* (1996), 11 : Squarzoni *et al.* (2003), 12 : Ashkenazi *et al.* (1980) ; 13 : Pincent 1 Blondeau (1978) , 14 : Bogaard *et al.* (2000), 15 : Feng *et al.* (2001), 16 : Milles & Lagofun (2000), 17 : Documentation publicitaire RIEGL© (www.rieglusa.com). Les précisions des mesures de longueur sont parfois données comme somme d'un terme constant et d'un terme proportionnel à la distance exprimée en ppm (parties par million, *i.e.* 10^{-6}). Rappelons qu'un théodolite permet uniquement la mesure d'angles horizontaux et verticaux alors qu'un tachéomètre combine la fonction théodolite avec un procédé de mesure de distance.

En terme de **précision**, les méthodes « au contact » sont nettement plus performantes que les méthodes « à distance ». Le suivi d'un mouvement lent nécessite donc presque toujours le recours à une méthode « au contact », c'est-à-dire à basse fréquence d'échantillonnage spatial. Ces méthodes imposent cependant d'accéder physiquement au versant mobile (installation des appareils de mesure, maintenance, téléchargement des données), ce qui peut être techniquement difficile, dangereux, voire impossible. (S'ajoute à cela le risque que les mouvements ne détruisent des appareils coûteux.) Les dispositifs de mesure à distance, moins précis, permettent de s'affranchir presque totalement des difficultés d'accès (sauf très ponctuellement pour l'installation des cibles, repères...), mais ils nécessitent en revanche de maintenir une bonne **ligne de visée** entre le versant mobile et les appareils de mesure. Ce n'est pas toujours évident, surtout si le versant est courbe ou si la végétation est dense. Hormis pour le GPS, où est elle est embarquée sur un satellite, la station de mesure est généralement positionnée en fond de vallée ou sur le versant opposé. La traversée de la tranche d'air située entre la station et le versant mobile peut alors être à l'origine d'une mauvaise réception du signal (pluie, brouillard...) ou d'erreurs dans son interprétation. L'application de délicates corrections est alors bien souvent nécessaire, comme c'est le cas en ce qui concerne le dispositif de surveillance automatisé du mouvement de versant de La Clapière, en amont des Gorges de Valabres (Follacci, 1999). Les avantages et les inconvénients des différentes méthodes d'auscultation de surface imposent donc de rechercher une bonne adéquation avec les conditions particulières du versant ausculté, comme résumé dans le Tableau 4-4.

En ce qui concerne les Rochers de Valabres, nous avons souhaité recourir à un dispositif aisément modulable, afin de permettre une adaptation progressive aux résultats des premières investigations. C'est pourquoi nous nous sommes tournés vers les méthodes de mesure à distance, ce choix étant également justifié par les difficultés d'accès à la falaise. L'interférométrie SAR (*Synthetic Aperture Radar*) n'étant pas suffisamment précise (car possédant une haute fréquence d'échantillonnage spatial), seuls étaient envisageables les méthodes géodésiques traditionnelles et le GPS. Ces deux techniques sont couramment combinées (Pingue *et al.*, 1998 ; Bogaard *et al.*, 2000 ; Rizzo & Leggeri, 2003). Cependant, l'encaissement des Gorges de Valabres étant susceptible de provoquer des occultations de satellites et donc d'entraîner des erreurs dans les mesures GPS (Gili *et al.*, 2000), nous nous sommes orientés vers des mesures géodésiques, et plus particulièrement vers l'**auscultation tachéométrique**, combinant mesures angulaires et mesures de distances. Dans ce domaine, les développements très récents d'appareils de haute technologie, presque entièrement automatisés et connus sous le nom de **stations totales**, rendent relativement aisée la réalisation, y compris par des topographes non professionnels, de mesures de précision centi- à millimétrique.

	Causes	Nivelles	Mesures directes Fissurométrie	Mesures directes Ruban	Nivellement	Topométrie Théodolite	Topométrie Distancemètre	Photogrammétrie
Difficultés d'accès du site	- pentes fortes - danger	+	+	+	+	+ + + (cibles à demeure)	+ + + (réflecteurs à demeure)	+ + + (cibles à demeure)
Mauvaise visibilité de l'ensemble du site	- géométrie du site - végétation, brouillard, pluie, neige - nuit	+ + +	+ + +	+ + +	+ +	+	+	+ (sauf aérienne)
Eloignement des points fixes	- manque de pts fixes à proximité immédiate	+ + +	+ + +	+	+ +	+ +	+ + +	+
Difficulté de mesure	- vent de face - soleil - température - turbulences	+ + +	+ + +	+ + (vent)	+ + (turbulences)	+ + (turbulences)	+ + (turbulences soleil)	+ + (soleil)
Temps de mesure	- nb. de repères importants - facilité de lecture	+ + +	+ + +	+ +	+ + +	+ +	+ + +	+ + +
Délai de restitution	- calcul	+ + +	+ + +	+ + +	+ + +	+ +	+ + +	+

Tableau 4-4 : Evaluation de l'adéquation (de + à +++ par qualités croissantes) entre quelques méthodes d'auscultation cinématique de surface et les conditions particulières du versant à ausculter. D'après Pincent et Blondeau (1978).

2.2- Protocole d'auscultation des mouvements d'origine thermique

Le dispositif d'auscultation tachéométrique mis en place sur les Rochers de Valabres n'est pas spécifiquement destiné à capter les mouvements induits par les variations des températures de surface. Nous nous concentrerons cependant sur ceux-là dans ce chapitre pour deux raisons principales :

- Il est intéressant de mieux connaître et de mieux quantifier ces mouvements, par exemple dans l'objectif de confirmer ou d'infirmer la pertinence des modèles présentés au Chapitre 3 ;
- Ces mouvements peuvent gêner les mesures de mouvements induits par d'autres causes (effets hydromécaniques par exemple). Il faut donc les identifier pour pouvoir éventuellement les éliminer par la suite.

2.2.1- Dispositif et protocole d'acquisition des mesures brutes

L'auscultation a été réalisée au moyen d'un tachéomètre TDA 5005 conçu par l'entreprise Leica (Figure 4-2). Cet appareil entièrement automatisé (station totale) conjugue un **dispositif électro-optique de mesure des distances** (*EDM* : *electronic distance measurement*) par faisceau laser et un **théodolite électronique** pour les mesure angulaires. En période d'auscultation, il est positionné sur un pilier de béton massif, installé en rive gauche de la Tinée, au pied du versant faisant face aux Rochers de Valabres et à l'abri tout rayonnement solaire direct et de donc de trop fortes variations de température.

Le tachéomètre est utilisé pour réaliser le suivi des mouvements affectant quelques points de la falaise sélectionnés dans la « zone menaçante » ou dans son proche voisinage et matérialisés par des **prismes réflecteurs** (Figure 4-3). Après un enregistrement initial de la position de ces prismes, le tachéomètre détermine automatiquement et à intervalles réguliers, la position de tous les prismes en mesurant, pour chacun d'eux, les 3 paramètres géométriques que sont l'**angle horizontal** *Hz*, l'**angle vertical** *V* et la **distance « selon la pente »** *Dp* (Figure 4-4). Si, d'une mesure à la suivante, la position d'un prisme a changé, l'appareil effectue une recherche automatique de ce prisme au voisinage de sa position antérieure (*ATR* : *automatic target recognition*). Cette opération ne demande que quelques secondes ; la réalisation d'une **passe de mesures** complète (c'est-à-dire la détermination de la position de tous les prismes) prend ainsi une quarantaine de minutes.

Figure 4-2 : La station totale TDA 5005 positionnée sur son support.

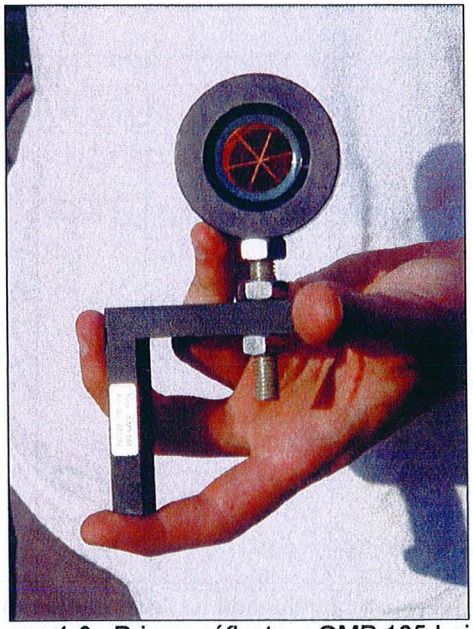


Figure 4-3 : Prisme réflecteur GMP 105 Leica. Les prismes sont constitués d'un coin de cube en verre monté sur un support en aluminium (module de Young de l'aluminium : $E \approx 70$ GPa, coefficient de dilatation thermique : $\alpha \approx 2{,}4.10^{-5}.K^{-1}$).

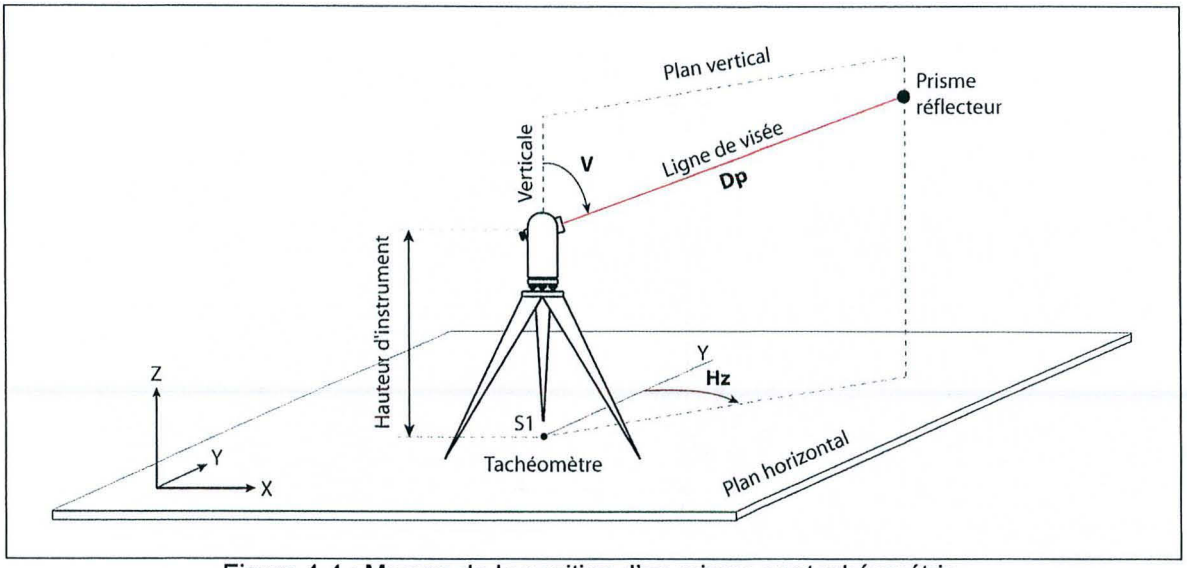


Figure 4-4 : Mesure de la position d'un prisme par tachéométrie.
Les 3 paramètres mesurés sont la distance selon la pente (*Dp*), l'angle horizontal (*Hz*) par rapport à l'axe Y et l'angle vertical (*V*) par rapport à la verticale au niveau du tachéomètre (représentée par l'axe Z). S1 est le point stationné (alt. 660 m NGF environ). Le repère (S1, X, Y, Z) est fixe. D'après Milles & Lagofun, 2000 (modifié).

Le tachéomètre étant installé à l'air libre, il était impossible d'effectuer des mesures sans une présence continue sur le site (crainte d'un vol, aucun local clos n'étant, pour l'heure, prévu pour la protection de l'appareil). Dès lors, deux options étaient envisageables :

- La première consistait à effectuer des mesures avec une faible fréquence d'échantillonnage temporel (une ou deux passes par jour pendant une à deux semaines, par exemple) en positionnant puis en ôtant à chaque fois le tachéomètre de son socle ;
- La seconde option consistait à effectuer des passes rapprochées dans le temps, mais uniquement sur de courtes périodes (ne dépassant pas quelques jours), en laissant le tachéomètre en station.

Du fait des pertes de précision lors des mises en station successives de l'appareil, la première option ne pouvait conduire à des enregistrements significatifs que dans le cas de déplacements suffisamment importants (de l'ordre du centimètre vraisemblablement). Comme nous nous attendions au contraire à des mouvements de (très) faible amplitude, nous avons préféré la seconde.

Trois campagnes de mesures ont été réalisées :

- La première campagne de mesures, les 17 et 18 juillet 2003, a servi de **test** mais n'a pas pu être exploitée car les mesures étaient faussées par des corrections automatiques réalisées par le tachéomètre.
- La deuxième campagne de mesures (« **campagne d'été** ») a été réalisée les 27 et 28 juillet 2003 à la faveur de deux journées d'été avec un air très transparent et un ensoleillement maximal, donc des conditions de mesures optimales et des variations de température importantes du rocher. Pour cette auscultation, 10 prismes réflecteurs (numérotés 100 à 109) ont été installés sur le versant, leur position étant mesurée toutes les heures, pendant 24 heures. Nous avons ajouté à ce semis de prismes deux prismes supplémentaires (R1 et R2) supposés servir de **références** : placés en pied de versant, dans des zones ombragées, nous présumions que ces prismes exhiberaient des déplacements d'amplitude plus faible que les autres et pourraient ainsi servir à vérifier l'absence de dérive du tachéomètre ou à corriger une dérive éventuelle.
- La troisième campagne de mesures (« **campagne d'hiver** »), du 15 au 17 mars 2004, a bénéficié de trois journées d'hiver avec un ciel dégagé, donc des nuits froides et des journées chaudes au soleil. A l'occasion de cette auscultation, 6 nouveaux prismes (numérotés 200 à 205) ont été positionnés sur le versant. Conjointement, les deux prismes R1 et R2 ont été éloignés du tachéomètre (prismes renommés R3 et R4). L'origine des angles horizontaux a été prise sur la position initiale de R3 (Figure 4-5 et Tableau 4-5). Comme précédemment, les positions ont été mesurées toutes les heures (une passe par heure).

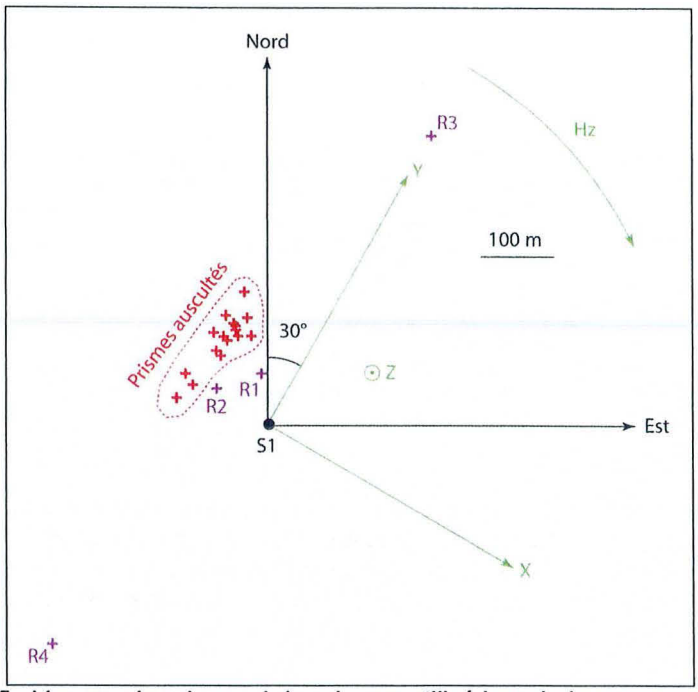


Figure 4-5 : Vue en plan du semi de prismes utilisé lors de la campagne d'hiver.
L'origine des angles horizontaux (axe Y)correspond à la position initiale de R3. L'origine des altitudes Z correspond à l'altitude de S1, soit 660 m NGF environ. Noter que les 2 prismes de référence (R3 et R4) sont nettement plus éloignées du tachéomètre que lors de la campagne d'été (R1 et R2 sont figurés à titre indicatif).

	Prisme	*Hz* (gr)	*V* (gr)	*Dp* (m)
Campagnes d'été et d'hiver	100	354,048	65,729	168,00
	101	354,848	64,065	210,19
	102	354,026	71,316	132,00
	103	326,254	61,432	144,44
	104	327,123	69,843	125,88
	105	300,878	58,194	163,41
	106	283,833	60,987	157,27
	107	296,338	71,762	127,36
	108	331,548	53,460	189,85
	109	343,954	56,025	187,09
Campagne d'hiver uniquement	200	342,838	56,687	171,31
	201	342,368	54,368	205,02
	202	343,107	61,289	167,32
	203	343,565	61,210	169,86
	204	335,590	59,528	161,89
	205	336,476	58,757	163,32
	R3	**0,000**	93,027	449,15
	R4	217,223	89,752	424,46
Campagne d'été uniquement	R1	358,589	100,991	66,01
	R2	302,111	100,996	82,51

Tableau 4-5 : Coordonnées des prismes dans le repère (S1, X, Y, Z) lié à R3.
La précision donnée ici est inférieure à la précision de mesure. Rappelons qu'un angle droit vaut 100 gr, 100 gon, 90° et $\pi/2$ rad.

Nous avons utilisé, au cours des campagnes de mesure, une station météorologique électronique qui enregistrait en continu la pression atmosphérique et la température de l'air à proximité du tachéomètre (Figure 4-6). Ces paramètres sont en effet nécessaires pour corriger les mesures réalisées par le tachéomètre en fonction des caractéristiques de la tranche d'air traversée par le faisceau laser. En outre, bien que n'étant vraisemblablement pas égale à la température de la surface du rocher, la température de l'air est un indicateur des sollicitations thermiques imposées au versant. Elle montre en particulier que l'échauffement est rapide dès l'arrivée du soleil dans les gorges (vers 9h00 en juillet et vers 10h00 en mars, *i.e.* 7h00 et 9h00 respectivement en heure solaire) alors que le refroidissement est progressif, la baisse des températures semblant suivre une décroissance exponentielle jusqu'au matin suivant (Pattantyus-Abraham & Janosi, 2004) et ne paraissant pas vraiment affectée par le coucher du soleil. L'amplitude thermique journalière est plus importante en hiver (20° environ) qu'en été (15°). Pour compléter l'étude des sollicitations thermiques appliquées au massif, des photographies de la falaise ont été prises régulièrement pendant les périodes d'auscultation afin de restituer les conditions d'ensoleillement (position des zones ombragées et ensoleillées).

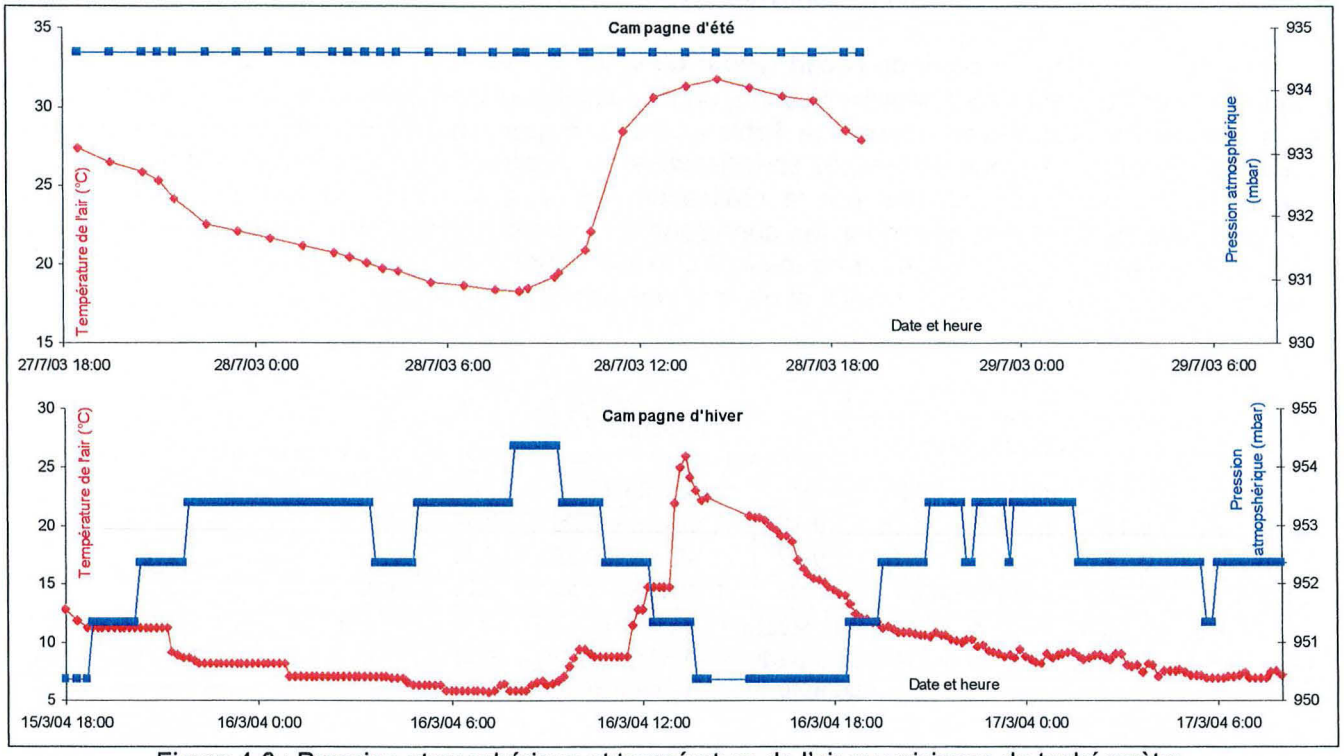


Figure 4-6 : Pression atmosphérique et température de l'air au voisinage du tachéomètre.
Les abscisses sont respectivement en heure d'été (heure solaire + 2h) et en heure d'hiver (heure solaire + 1h). La fréquence d'échantillonnage temporel a été considérablement augmentée à l'occasion de la campagne d'hiver. Lors de la campagne d'été, aucune variation de pression atmosphérique n'a été mesurée.

2.2.2- *Erreurs aléatoires et fidélité des mesures*

La détermination quantitative d'une grandeur (le **mesurande** : angle horizontal, angle vertical ou distance selon la pente) fournit un résultat (la **valeur mesurée**) qui diffère généralement de la **valeur vraie** de la grandeur en question : la mesure n'est pas **exacte**, mais entachée d'une **erreur** (ou **inexactitude**) plus ou moins importante. Cette erreur se décompose en une erreur systématique et une erreur aléatoire :

- Les **erreurs systématiques** (ou **déterministes**) sont dues à une cause assignable, généralement connue. Elles restent sensiblement les mêmes dans des conditions de mesure identiques (caractère déterministe) et peuvent, de ce fait, être au moins partiellement évitées en optimisant le dispositif de mesure, ou éliminées par des **corrections** appropriées.
- Les **erreurs aléatoires** (ou **fortuites** ou **accidentelles**) sont, à l'inverse, dues à des causes nombreuses et souvent inconnues. Leur caractère stochastique fait que, dans des conditions

identiques, elles sont variables en signe et en amplitude et se répartissent de manière aléatoire autour de 0. L'occurrence des erreurs aléatoires se traduit donc par une **dispersion** des mesures. Cette dispersion ne peut être évitée : on ne peut que constater son existence et la subir. Son impact peut cependant être limité au moyen d'une répétition des mesures et du calcul de leur moyenne. C'est pourquoi la position de chaque prisme est toujours mesurée plusieurs fois successivement lors de chaque passe : nous avons ainsi réalisé 6 **itérations** sur chaque prisme au cours de la campagne d'été et 8 à l'occasion de la campagne d'hiver.

Des considérations statistiques développées aux §3 et 4 de l'Annexe 7 permettent de montrer que l'**incertitude totale** planant sur l'estimation des valeurs vraies, soit $\varepsilon_{tot} = \varepsilon + \varepsilon_s$ (où ε et ε_s désignent respectivement les **incertitudes liées aux erreurs aléatoires** et **à la correction des erreurs systématiques**), décroît lorsque le nombre d'itérations augmente car le terme ε diminue. L'incertitude totale ne peut cependant être rendue inférieure au terme ε_s qui traduit l'impossibilité de déceler toutes les erreurs systématiques, de les éviter et de les corriger parfaitement. La présence de ce dernier terme fait qu'il est généralement difficile d'obtenir *in situ* les niveaux de précision qui peuvent être atteints dans des conditions de mesures contrôlées (Ashkenazi *et al.*, 1980).

Le terme ε se calcule à partir de l'écart type σ de la loi normale décrivant la répartition des erreurs aléatoires. Comme σ est généralement inconnu, on lui substitue une estimation σ^* déduite des mesures issues d'itérations successives. D'après le Tableau 4-6, la dispersion des mesures est du même ordre de grandeur sur le terrain que d'après les spécifications du constructeur : la **fidélité** du tachéomètre (cf. Annexe 7) n'est donc pas affectée par la réalisation des mesures en conditions naturelles. Il faut cependant insister sur le fait que, dans les conditions de réalisation des mesures, le constructeur peut s'assurer de la **précision** du dispositif de mesure puisqu'il connaît les valeurs vraies. Nous pouvons en revanche uniquement constater la fidélité et n'avons pas accès à la **justesse**.

	D'après les spécifications du constructeur		Auscultation des Rochers de Valabres					
			Campagne d'été (6 itérations sur chaque prisme)			Campagne d'hiver (8 itérations sur chaque prisme)		
	σ^*	Intervalle à 95%	σ^*	Intervalle à 95%	ε	σ^*	Intervalle à 95%	ε
Hz (10^{-3} gr)	0,11	$0,08 \le \sigma \le 0,14$	0,12	$0,08 \le \sigma \le 0,29$	0,13	0,18	$0,12 \le \sigma \le 0,37$	0,16
V (10^{-3} gr)	0,11	$0,08 \le \sigma \le 0,14$	0,12	$0,08 \le \sigma \le 0,29$	0,13	0,16	$0,11 \le \sigma \le 0,33$	0,14
Dp (mm)	0,2	Indéterminé	0,08	$0,05 \le \sigma \le 0,20$	0,08	0,08	$0,05 \le \sigma \le 0,16$	0,07

Tableau 4-6 : Incertitudes ε liées aux erreurs aléatoires (à la probabilité de 95%) déduites des estimations σ^* de σ. Les intervalles de confiance sont calculés à partir de la loi du χ^2. Pour la campagne d'hiver, les valeurs tiennent compte des itérations échouées.

Au moyen de la règle de propagation des erreurs, nous pouvons déduire des incertitudes sur les grandeurs mesurées mentionnées dans le Tableaux 4-6 les incertitudes liées aux erreurs aléatoires sur les grandeurs calculées X,Y et Z. Pour un point situé approximativement au milieu du semis de prismes (*Hz* = 330 gr, *V* = 60 gr et *Dp* = 165 m) et dans le cas de la campagne d'été, il vient :

$$\begin{cases} X = Dp \cdot \sin V \cdot \sin Hz \\ Y = Dp \cdot \sin V \cdot \cos Hz \\ Z = Dp \cdot \cos V \end{cases} \quad \text{donc :} \quad \begin{cases} \varepsilon_X \simeq |X| \cdot \sqrt{\left(\frac{\varepsilon_{Dp}}{Dp}\right)^2 + \left(\frac{\varepsilon_V}{\tan V}\right)^2 + \left(\frac{\varepsilon_{Hz}}{\tan Hz}\right)^2} \approx 0,8 \text{ mm} \\ \varepsilon_Y \simeq |Y| \cdot \sqrt{\left(\frac{\varepsilon_{Dp}}{Dp}\right)^2 + \left(\frac{\varepsilon_V}{\tan V}\right)^2 + \left(\varepsilon_{Hz} \cdot \tan Hz\right)^2} \approx 0,4 \text{ mm} \\ \varepsilon_Z \simeq |Z| \cdot \sqrt{\left(\frac{\varepsilon_{Dp}}{Dp}\right)^2 + \left(\varepsilon_V \cdot \tan V\right)^2} \approx 0,3 \text{ mm} \end{cases}$$

Les valeurs reportées dans le Tableaux 4-6 sont des moyennes calculées sur l'ensemble des prismes et sur l'ensemble des passes. Les incertitudes liées aux erreurs aléatoires dépendent en fait à la fois du prisme sur lequel la mesure est réalisée et de l'heure de la passe, comme le montrent les

Figures 4-7 et 4-8. Ainsi, en considérant l'évolution dans le temps des incertitudes moyennes calculées sur l'ensemble des prismes, nous pouvons noter que celles-ci sont globalement plus faibles durant les heures « froides » de la journée (fin de nuit) que durant les heures « chaudes » (après-midi), probablement du fait des hétérogénéités thermiques de l'air lorsque les variations des températures sont rapides. En ce qui concerne la variation en fonction des prismes des incertitudes moyennes calculées sur l'ensemble de la période d'auscultation, nous pouvons noter que l'incertitude sur *Hz* ne dépend pratiquement pas du prisme considéré. Il en est de même pour *V*, pour peu que l'on prenne soin de traiter à part le cas de 2 prismes de référence R1 et R2 pour lesquels l'incertitude est nettement plus élevée. Pour ce qui est de *Dp*, il faut remarquer que l'incertitude augmente avec la distance si bien que les prismes les plus éloignés sont ceux pour lesquels la fidélité est la plus mauvaise (Figure 4-9).

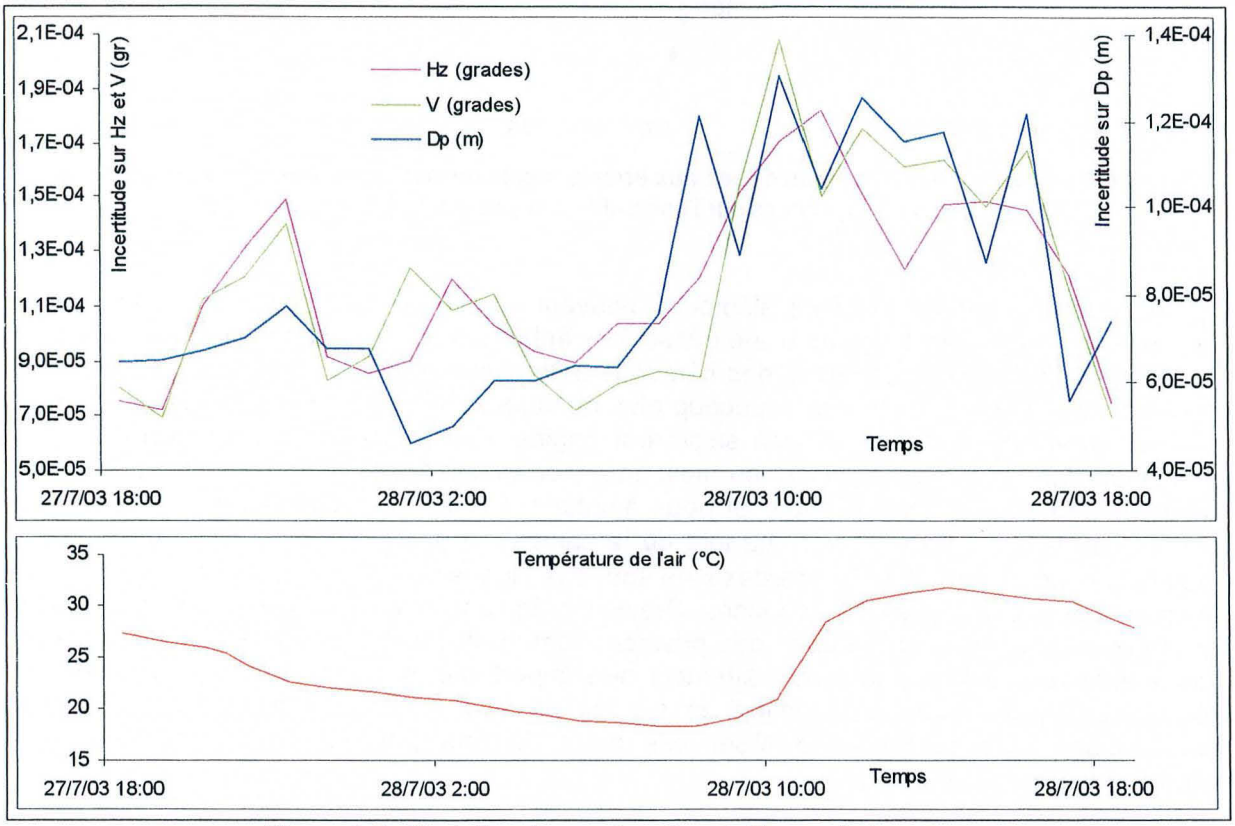


Figure 4-7 : Evolution de ε en fonction de l'heure de la passe.
La valeur de ε (à la probabilité de 95%) est la moyenne calculée sur tous les prismes lors de la campagne d'été.

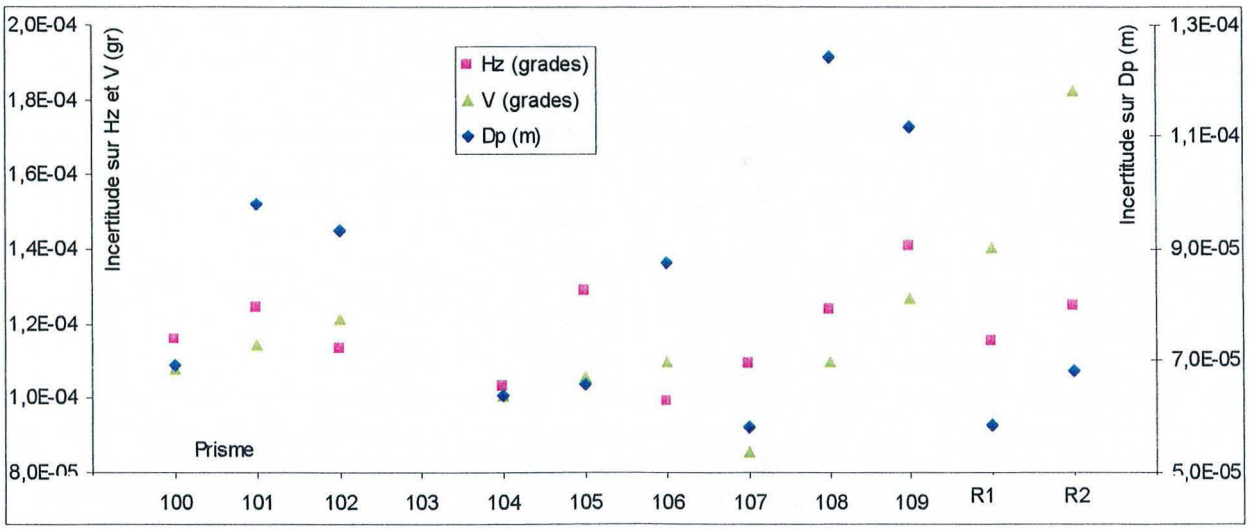


Figure 4-8 : Evolution de ε en fonction des prismes.
La valeur de ε (à la probabilité de 95%) est la moyenne calculée sur toutes les passes lors de la campagne d'été.

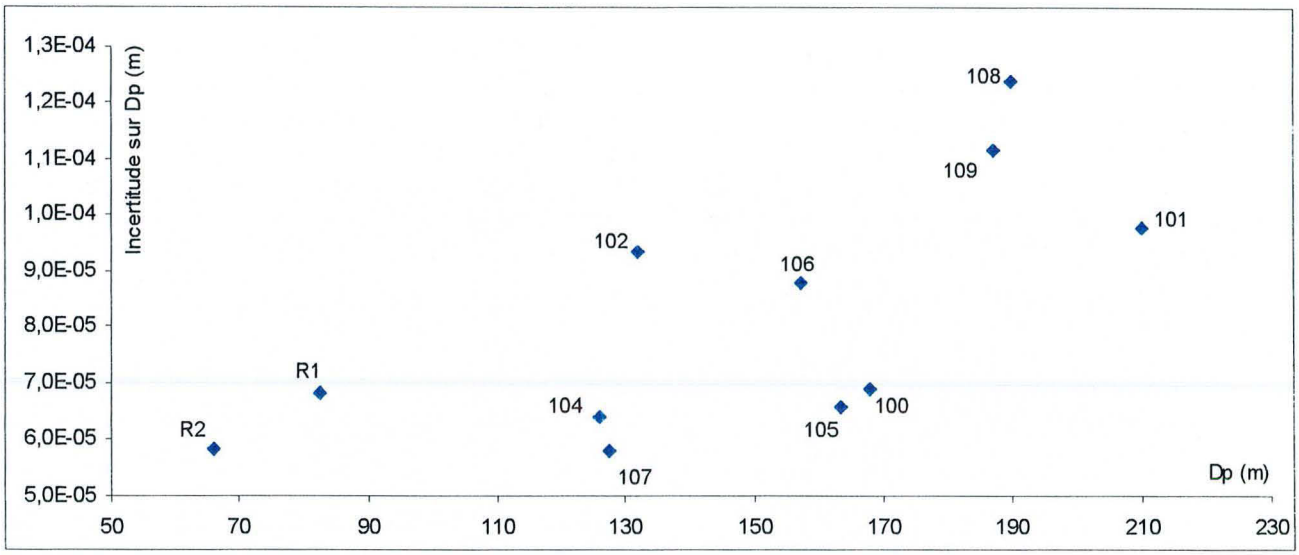


Figure 4-9 : Evolution des incertitudes liées aux erreurs aléatoires sur *Dp* en fonction de la distance. Les valeurs sont moyennées sur l'ensemble des passes de la campagne d'été.

Les incertitudes liées aux erreurs aléatoires peuvent augmenter ponctuellement lorsque une ou plusieurs itérations échouent au cours d'une passe. Les **échecs** n'ont été que très sporadiques au cours de la campagne d'été (0,6% seulement des itérations ont échoué) et n'ont donc pas perturbé la fidélité des mesures. Ils ont en revanche été beaucoup plus nombreux au cours de la campagne d'hiver, sans qu'il ait pour autant été possible de bien saisir leur origine. Ces échecs se sont répartis de manière assez continue dans le temps, à raison, en moyenne, d'un échec toutes les 11 itérations. Au total, 9% environ des itérations ont donc échoué. Si nous ajoutons à cela une dispersion plus importante des mesures lors de la campagne d'hiver que lors de la campagne d'été (terme σ^* dans le Tableau 4-6), nous pouvons constater que les incertitudes ε ne sont pas plus faibles au cours de la campagne d'hiver malgré l'augmentation du nombre d'itérations. Précisons également que les échecs ne se répartissent pas de manière homogène en fonction des prismes, comme le montre le Tableau 4-7. La proportion d'itérations échouées est en particulier nettement plus importante, sur le prisme 103 (que nous avons préféré ne pas utiliser pour l'auscultation) et sur les prismes R3 et R4, ce qui pose d'importants problèmes quand à la possibilité d'utiliser ces deux derniers prismes comme références. Nous reviendrons plus loin sur ce point.

Prisme	Itérations échouées (%)
100	4,33
101	5,29
102	2,88
103	*20,54*
104	3,37
105	1,44
106	4,81
107	5,77
108	5,80
109	5,09
200	7,04
201	*9,82*
202	2,40
203	3,85
204	2,23
205	3,13
R3	*43,75*
R4	*29,02*

Tableau 4-7 : Répartition des itérations échouées en fonction des prismes lors de la campagne d'hiver. Les valeurs supérieures à la moyenne (9%) sont indiquées en italique. La très forte proportion d'échecs sur les prismes R3 et R4 peut être liée à la distance importante à laquelle ils se trouvent.

2.3- Résultats des mesures réalisées lors des campagnes d'été et d'hiver

Les pages qui suivent sont consacrées aux principaux résultats des campagnes d'été et d'hiver. Nous examinerons tour à tour les mesures d'angle horizontal, d'angle vertical et de distance selon la pente.

2.3.1- Angles horizontaux et dérive de la direction Y

Les variations des angles horizontaux des différents prismes lors de la campagne d'été sont représentées sur la Figure 4-10, après correction par double retournement des erreurs systématiques liées aux défauts géométriques internes du tachéomètre. Ces variations ont la même allure pour tous les prismes, y compris pour les deux références, comme si le versant subissait un mouvement de rotation d'ensemble autour d'un axe vertical situé au droit du tachéomètre. Il est difficile d'imaginer un processus physique simple expliquant un tel mouvement de rotation. Nous avons donc privilégié l'hypothèse d'**une dérive de la direction Y du tachéomètre** (direction de référence des angles horizontaux) due aux déformations thermiques du pilier sur lequel est fixé l'appareil. Cette dérive agit comme une erreur systématique supplémentaire (cf. §2.1.3 de l'Annexe 7).

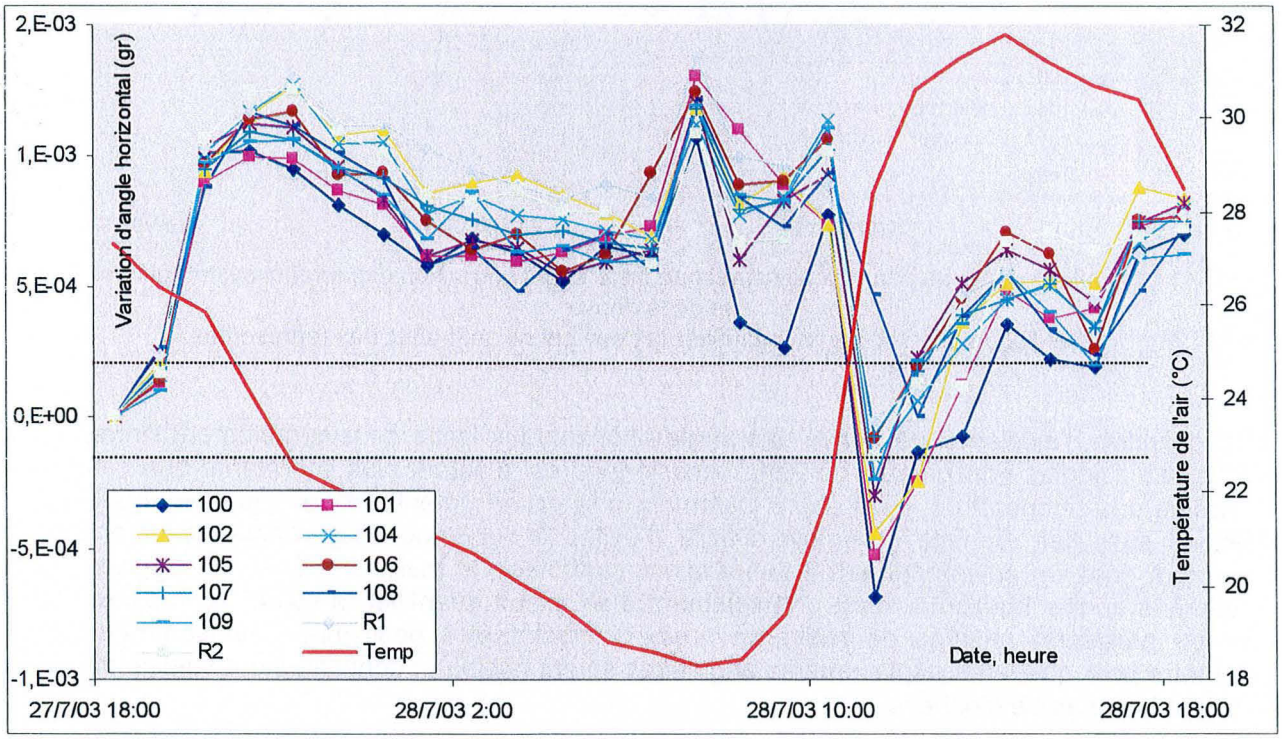


Figure 4-10 : Variations de *Hz* au cours de la campagne d'été après correction des erreurs systématiques internes. La température mesurée par la station météo est reportée à titre indicatif. Les traits horizontaux pointillés indiquent l'incertitude liée aux erreurs aléatoires ($1{,}3.10^{-4}$ gr en moyenne, cf. Tableau 4-6).

Si R1 et R2 étaient effectivement fixes, la dérive pourrait être calculée et donc corrigée en mesurant les variations d'angle horizontal de ces deux prismes de référence, qui devraient être identiques. Or, la différence des angles horizontaux de ces deux prismes a subi, au cours de la campagne d'été, des variations de l'ordre de 4.10^{-4} gr. L'un au moins des deux prismes n'est donc pas fixe. Faute de référence efficace pour *Hz*, nous avons donc choisi de corriger la dérive en soustrayant aux variations d'angle horizontal mesurées la moyenne des variations d'angle vertical des deux prismes R1 et R2. Nous obtenons ainsi les variations corrigées présentées sur la Figure 4-11. Ces variations sont significatives en comparaison avec l'incertitude liée aux erreurs aléatoires ($0{,}13.10^{-3}$ gr en moyenne) et présentent, pour certains prismes, une corrélation avec les variations de température laissant supposer qu'elles ont pour source des mouvements d'origine thermique. Rien ne permet cependant de garantir que la dérive a été correctement supprimée ; il convient donc d'être prudent concernant cette

interprétation. Il n'a pas été possible de faire mieux lors de la campagne d'hiver bien que les références aient été éloignées du tachéomètre pour réduire leurs mouvements angulaires vus depuis le tachéomètre. Les mesures effectuées sur les deux nouvelles références (R3 et R4) ont en effet été entachées d'un trop grand nombre d'échecs pour pouvoir être correctement utilisées.

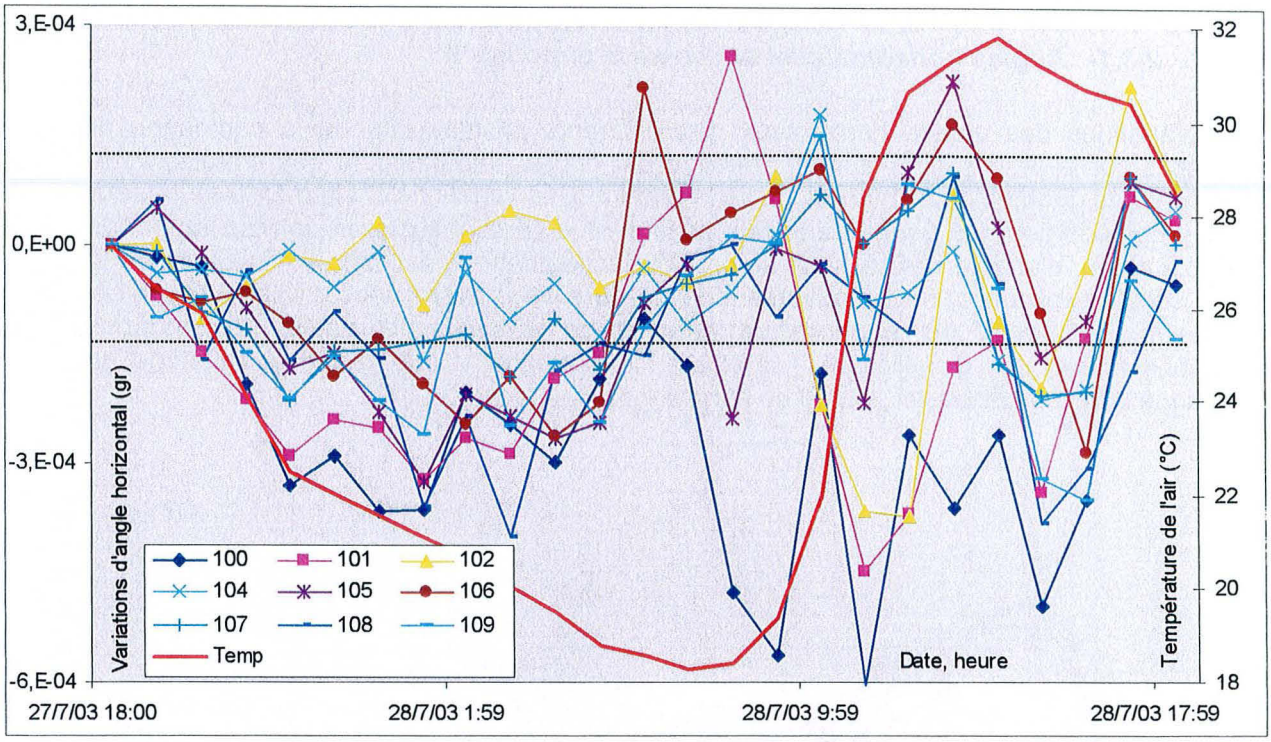


Figure 4-11 : Variations de *Hz* au cours de la campagne d'été après correction des erreurs systématiques internes et de la dérive.
R1 et R2 ont été utilisés pour éliminer la dérive et ne sont donc pas représentés.

En définitive, l'existence de dérive des angles horizontaux limite considérablement l'interprétation des mesures d'angles horizontaux. La gêne occasionnée est d'autant plus importante que cette dérive est corrélée à la température, c'est-à-dire justement à la cause potentielle des mouvements que nous souhaitons ausculter. Comme il semble difficile d'éviter la survenue de la dérive (sauf à placer le tachéomètre dans un environnement à température contrôlée), le meilleur moyen de progresser dans l'analyse des angles horizontaux est probablement d'en mieux quantifier la valeur au moyen d'un (ou mieux, de plusieurs) prismes de référence, ceux-ci devant être positionnés suffisamment loin du tachéomètre pour que leurs déplacements angulaires soient faibles et conjointement suffisamment près pour limiter la survenue d'échecs.

2.3.2- Angles verticaux, distances et corrections atmosphériques

La tranche d'air séparant le tachéomètre des prismes est responsable de l'incurvation de la ligne de visée vers le bas (**réfraction verticale**) et de la **modification de la longueur d'onde** de la lumière laser. Ces phénomènes sont à l'origine d'erreurs systématiques, qualifiées d'« **erreurs atmosphériques** », qui faussent les mesures d'angle vertical et de distances. Il est donc nécessaire d'appliquer des corrections aux valeurs brutes correspondantes. Pour cela, nous avons eu recours à deux paramètres de correction qui dépendent des caractéristiques physiques de la tranche d'air traversée : le **module de réfraction atmosphérique** (MRA) dont la valeur approximative peut être trouvée dans un abaque (§2.1.2 de l'Annexe 7) et le **coefficient de correction des distances** (α) qui est calculé à partir des valeurs moyennes de la pression et de la température le long du faisceau laser (§2.1.1 de l'Annexe 7). Comme la répartition des pressions et des températures dans la tranche d'air balayée par le faisceau laser n'est pas connue, elle a été estimée à partir des seules mesures réalisées par la station météorologique. Pour ce faire, nous avons en particulier été amenés à considérer que la

température de l'air était homogène. Cette hypothèse est évidemment approximative, si bien que les valeurs de α le sont également.

Angles verticaux et MRA

Comme le montre le §2.1.2 de l'Annexe 7, l'erreur maximale sur la détermination de l'angle vertical résultant d'une mauvaise correction de réfraction atmosphérique est de 10^{-4} gr pour un prisme situé à 200 m. L'incertitude liée à la correction des erreurs systématiques est donc du même ordre de grandeur que l'incertitude liée aux erreurs aléatoires, que nous avons estimée à $1{,}3.10^{-4}$ gr. La méconnaissance du MRA réel n'a qu'un impact limité sur l'exploitation des mesures d'angle vertical. Nous n'avons de ce fait pas jugé utile d'analyser en détail les variations possible du MRA dans le temps ou l'espace et nous avons appliqué la correction en considérant pour tous les prismes que :

$$MRA = 0,2 + 0,09 \cdot \cos\left(\frac{2\pi}{24} \cdot \text{heure solaire}\right)$$

Après correction, les variations d'angle vertical ont l'allure présentée sur la Figure 4-12. Il n'apparaît pas de dérive comme celle que nous avons constatée pour les angles horizontaux. En tenant compte de l'incertitude liée aux erreurs aléatoires, il semble que seuls les prismes 102 et 106 exhibent des changements significatifs. Les rapports de l'amplitude des variations à l'incertitude restent cependant faibles.

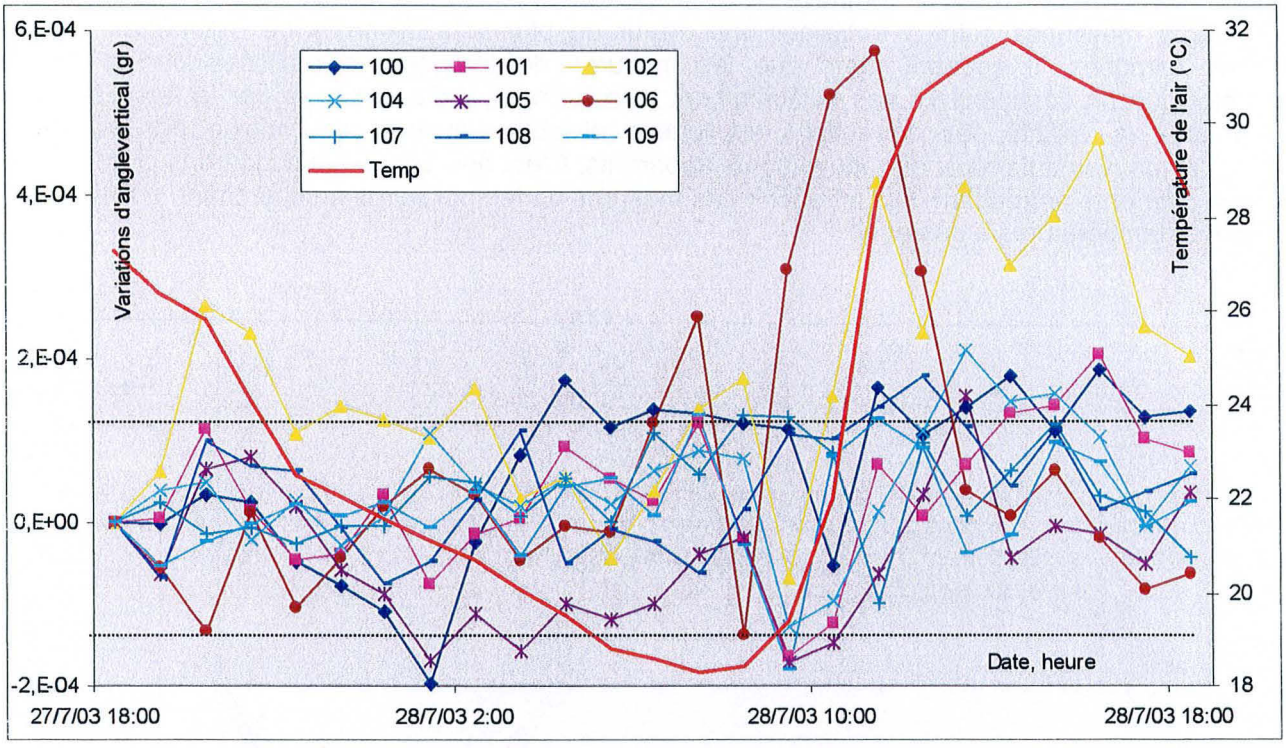


Figure 4-12 : Variations de *V* au cours de la campagne d'été après correction des erreurs systématiques internes et de la réfraction atmosphérique.
Les prismes R1 et R2 ne sont pas représentés car ils sont affectés par l'effet de sol.

Les deux prismes de référence R1 et R2 doivent être traités à part. Nous avons en effet pu mettre en évidence qu'ils sont affectés par un fort « **effet de sol** » : du fait de son parcours rasant le fond de la vallée (pour ces deux prismes $V \approx 100$ gr), le faisceau laser subit des déviations erratiques liées aux irrégularités du gradient thermique au niveau de la surface du sol, notamment lorsque celle-ci est chauffé par le soleil. Ces déviations sont la source d'erreurs systématiques impossibles à quantifier et non prises en compte par la correction de MRA. Elles entraînent également une augmentation de la

dispersion des mesures d'angle vertical (erreurs aléatoires), comme on peut le voir sur la Figure 4-8, notamment pour R2. Il est, de ce fait, difficile d'interpréter les mesures réalisées sur les prismes R1 et R2. Afin d'éviter l'effet de sol, les références utilisées lors de la campagne d'été ont été positionnées plus haut ($V \approx 90$ gr), tout en veillant à maintenir un angle vertical suffisamment fort pour que les effets de la réfraction atmosphérique corrigeable par le MRA ne soient pas trop importants. Nous avons déjà vu plus haut que ces prismes n'ont malheureusement pas pu être utilisés correctement à cause du nombre importants d'échecs d'itérations.

Distance et coefficient α

Les variations des distances brutes mesurées lors de la campagne d'hiver sont représentées sur la Figure 4-13. Elles montrent un très forte corrélation négative avec les variations de température dont l'origine tient aux effets de la température sur la longueur d'onde du faisceau laser et donc aux erreurs systématiques concomitantes. Une fois éliminées ces erreurs en utilisant le coefficient de correction α tiré de mesures réalisées par la station météorologique, l'allure des variations est profondément modifiée et leur amplitude fortement diminuée, tel que le montre la Figure 4-14.

Après correction, l'essentiel des variations se concentre aux heures les plus chaudes de la journée. Ces variations peuvent être réelles et traduire des mouvements d'origine thermique. Elles peuvent cependant également être au moins en partie des artefacts attribuables à des imperfections dans la correction des erreurs atmosphériques. En effet, c'est justement aux heures les plus chaudes que la répartition des température dans l'air est la plus hétérogène et donc que la température mesurée par la station météorologique s'écarte le plus des températures moyennes le long des lignes de visée. Or, comme nous l'avons vu dans l'Annexe 7, une erreur de quelques degrés sur l'estimation des températures moyennes suffit à entraîner une erreur de plusieurs dixièmes de millimètres sur les distances corrigées. Il apparaît donc que les mesures de température réalisées par la station météorologique ne caractérisent pas suffisamment bien la tranche d'air balayée par le faisceau laser pour garantir la validité des corrections appliquées et pour trancher sur l'origine des variations observées : mouvements réels ou mouvements apparents. C'est pourquoi nous suggérons ci-après une approche différente permettant de s'affranchir des mesures de températures en cherchant, à l'inverse, à calculer des températures *a posteriori*.

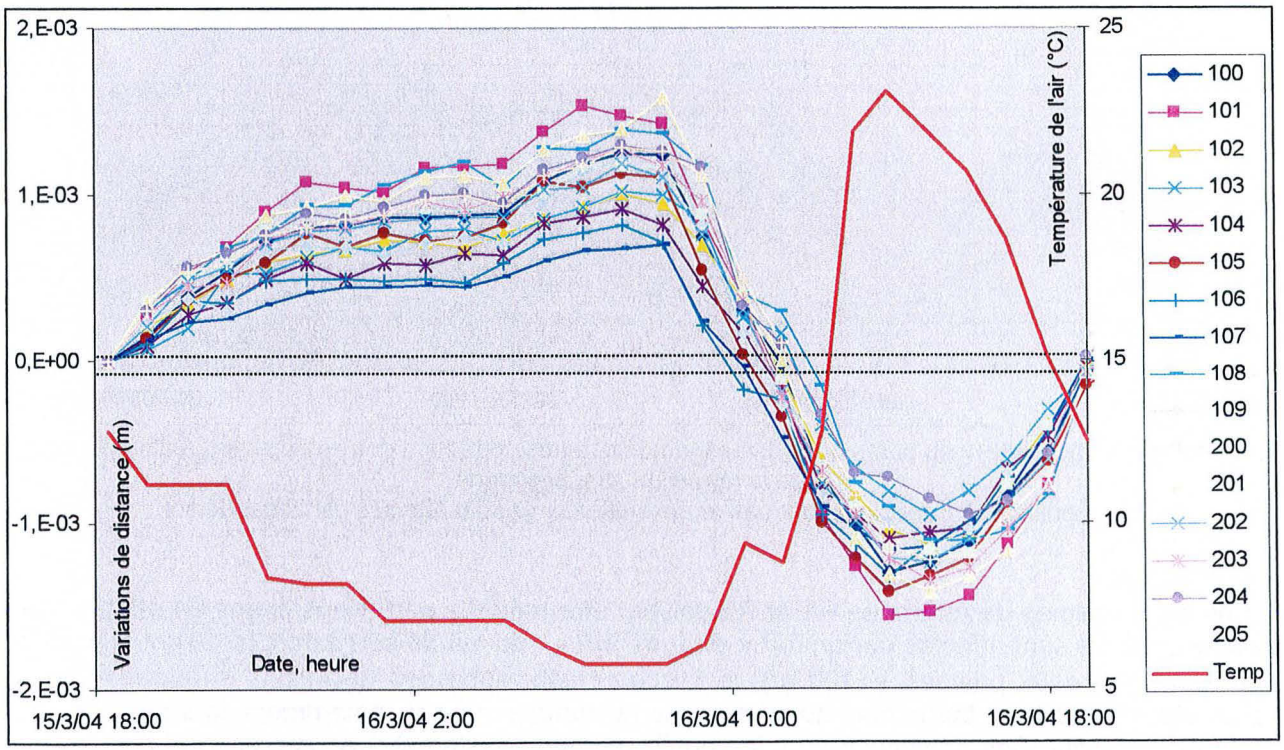


Figure 4-13 : Variations brutes de *Dp* au cours de la campagne d'hiver.
Les prismes R3 et R4 ne sont pas représentés car ils subissent des échecs trop nombreux.

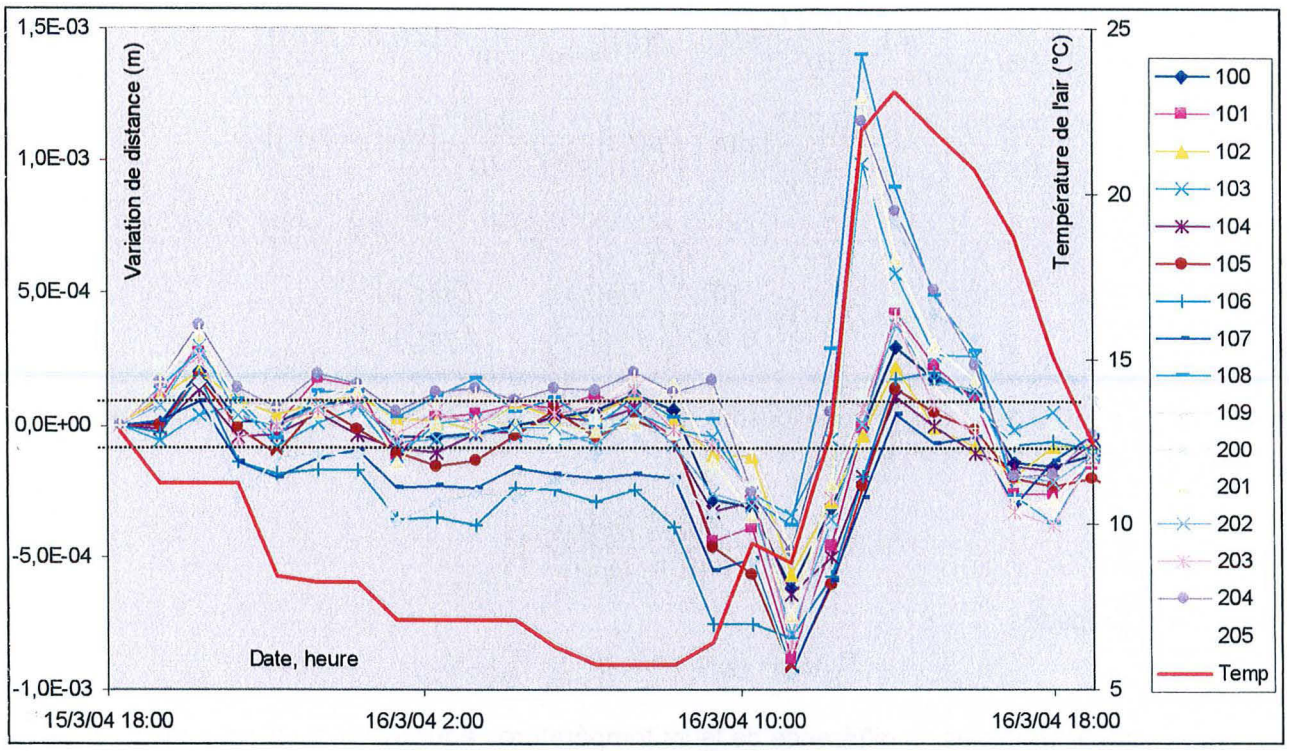


Figure 4-14 : Variations de *Dp* au cours de la campagne d'hiver après correction par les coefficients α. Les prismes R3 et R4 ne sont pas représentés car ils subissent des échecs trop nombreux.

Nous proposons de raisonner par l'absurde en supposant que les prismes sont fixes. Dans ce cas, les distances corrigées seront inchangées entre deux instants t_1 et t_2. Aux erreurs aléatoires près, nous aurons donc :

$$\tilde{D}p(t_1) = \tilde{D}p(t_2)$$

Avec l'Annexe 7 il vient :

$$Dp(t_1)\cdot\left[1+\frac{\alpha(t_1)}{10^6}\right] = Dp(t_2)\cdot\left[1+\frac{\alpha(t_2)}{10^6}\right]$$

Par suite :

$$\frac{Dp(t_1)}{Dp(t_2)} = \frac{1+\dfrac{\alpha(t_2)}{10^6}}{1+\dfrac{\alpha(t_1)}{10^6}} \approx \left[1+\frac{\alpha(t_2)}{10^6}\right]\cdot\left[1+\frac{\alpha(t_1)}{10^6}\right] \approx 1+\frac{\alpha(t_2)-\alpha(t_1)}{10^6}$$

Or :

$$\alpha(t_2)-\alpha(t_1) \approx -0,277\cdot\left[p(t_2)-p(t_1)\right]_{prisme} + 0,917\cdot\left[T(t_2)-T(t_1)\right]_{prisme}$$

où les pressions *p* et les températures *T* désignent les valeurs moyennes de ces deux paramètres le long de la ligne de visée reliant le tachéomètre au prisme considéré. Comme la variation de pression au niveau du prisme correspond à celle mesurée par la station météorologique, nous avons finalement :

$$\frac{Dp(t_1)}{Dp(t_2)} \approx 1-\frac{0,277}{10^6}\left[p(t_2)-p(t_1)\right]_{station} + \frac{0,917}{10^6}\left[T(t_2)-T(t_1)\right]_{prisme}$$

Si P1 et P2 désignent deux prismes (fixes), faisons l'hypothèse supplémentaire qu'à l'instant t_1 les températures T_{P1} et T_{P2} sont égales. Cette hypothèse est en particulier raisonnable si l'instant considéré correspond à la fin de la nuit, moment où l'air est le plus homogène thermiquement car toutes les actions diurnes sont résorbées. Dans ce cas :

$$\begin{cases} \left[\frac{Dp(t_1)}{Dp(t_2)}\right]_{P1} \approx 1 - \frac{0,277}{10^6}\left[p(t_2) - p(t_1)\right]_{station} + \frac{0,917}{10^6}\left[T(t_2) - T(t_1)\right]_{P1} \\ \left[\frac{Dp(t_1)}{Dp(t_2)}\right]_{P2} \approx 1 - \frac{0,277}{10^6}\left[p(t_2) - p(t_1)\right]_{station} + \frac{0,917}{10^6}\left[T(t_2) - T(t_1)\right]_{P2} \end{cases}$$

Par différence :

$$T_{P2}(t_2) - T_{P1}(t_2) = \frac{10^6}{0,917}\left(\left[\frac{Dp(t_1)}{Dp(t_2)}\right]_{P2} - \left[\frac{Dp(t_1)}{Dp(t_2)}\right]_{P1}\right)$$

Nous définirons ainsi, pour chaque prisme et pour chaque instant t, ce que nous appellerons la « **température équivalente** » à l'instant t :

$$\hat{T}_{prisme}(t) = \frac{10^6}{0,917}\left[\frac{Dp(t_1)}{Dp(t)} - 1\right]_{prisme}$$

D'après ce qui précède :

$$T_{P2}(t_2) - T_{P1}(t_2) = \hat{T}_{P2}(t_2) - \hat{T}_{P1}(t_2)$$

Si les deux prismes sont fixes, la différence de leurs températures équivalentes est dont égale, à chaque instant, à la différence des températures moyennes le long des lignes de visées correspondantes. (Notons que, par ce raisonnement, nous utilisons le tachéomètre comme un thermomètre laser.)

Les températures équivalentes calculées, selon cette expression, à partir des mesures brutes de distances issues de la campagne d'hiver sont présentées sur la Figure 4-15, l'instant de référence t_1 correspond à 5h20, le matin du 16 mars 2003. Ces températures varient toutes en suivant approximativement l'allure de la température de l'air mesurée par la station météorologique. Elles sont cependant significativement différentes les unes des autres aux heures les plus chaudes de la journée. Ainsi, si nous représentons, pour tous les couples possibles de 2 prismes, la distance qui sépare ces deux prismes en fonction de la différence de leurs températures équivalentes à 14h00 (Figure 4-16), nous pouvons vérifier que cette différence atteint plusieurs degrés pour certains couples. Plus intéressant est le fait qu'une telle différence entre les températures équivalentes se manifeste aussi bien entre les prismes éloignés qu'entre les prismes proches.

En vertu de l'hypothèse faite plus haut, selon laquelle les prismes sont fixes, il apparaît qu'aux heures les plus chaudes de la journée, les températures moyennes le long des lignes de visée peuvent différer de plusieurs degrés. C'est parfaitement réaliste lorsque les prismes considérés sont éloignés l'un de l'autre puisque le faisceau laser peut traverser des zones très différentes pour parvenir à eux. Cette assertion est en revanche plus problématique lorsque les prismes ne sont distants que de quelques dizaines de mètres (points entourés sur la Figure 4-16) puisqu'une distance de 30 m entre des prismes situés à 150 m environ du tachéomètre ne représente guère qu'un angle de 10° entre leurs lignes de visées respectives. (Les couples concernés sont, par exemple : 202-203, 203-204, 109-201, 109-200, 109-202, 109-204, 108-205, 105-206, 100-109). Il semble en fait peu vraisemblable que de tels écarts de températures puissent être atteints sur d'aussi courtes distances, surtout si nous rappelons que les Gorges de Valabres sont constamment parcourues par de faibles brises qui ont tendance à homogénéiser la répartition des températures. Il paraît donc préférable d'abandonner, au moins aux heures les plus chaudes de la journée, l'hypothèse selon laquelle les prismes sont tous fixes.

En définitive, certains au moins des prismes auscultés doivent subir des variations de distance. La méthode utilisée ici ne permet en revanche ni de savoir précisément quels prismes « bougent », ni de connaître l'amplitude de leurs déplacements. Si l'utilisation d'un raisonnement basé sur les températures équivalentes permet donc de palier partiellement les insuffisances en matière de caractérisation du champ de températures de l'air, il ne peut en revanche remplacer de véritables mesures de distances.

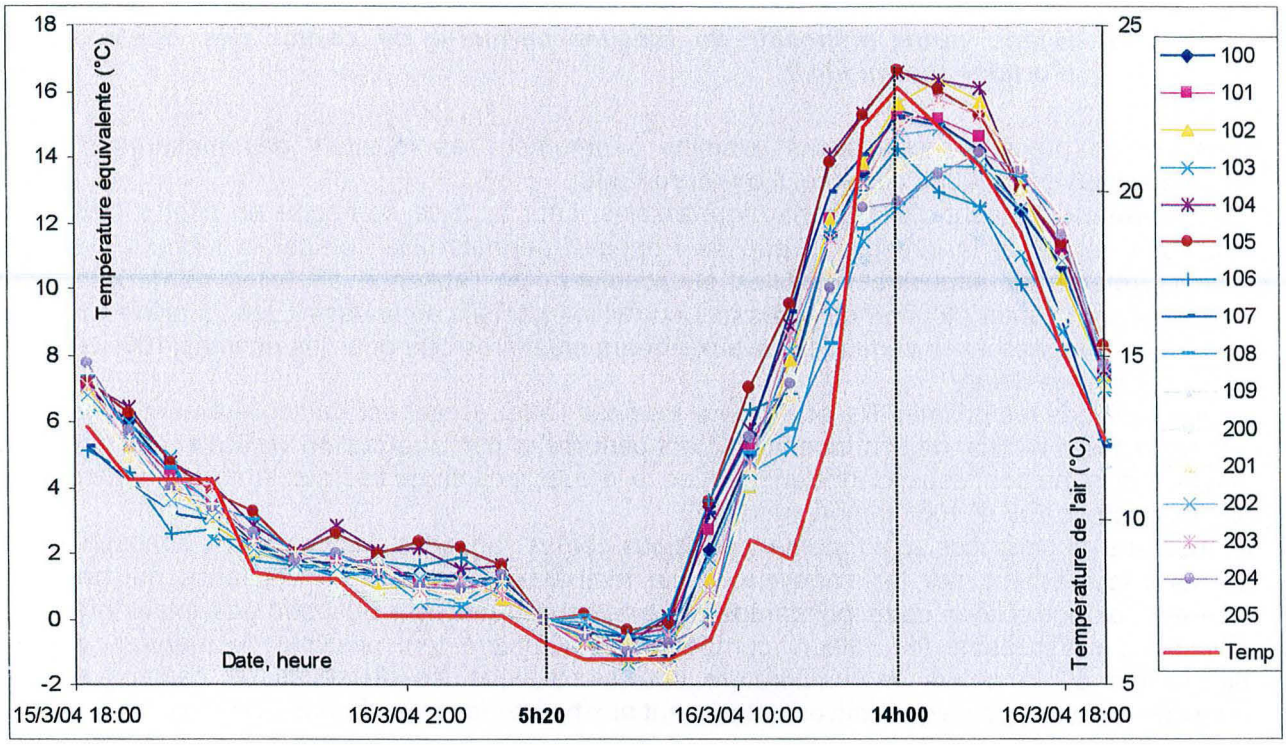


Figure 4-15 : Températures équivalentes des prismes au cours de la campagne d'hiver/ L'instant de référence (t_1) est pris à 5h20 le matin du 16 mars.

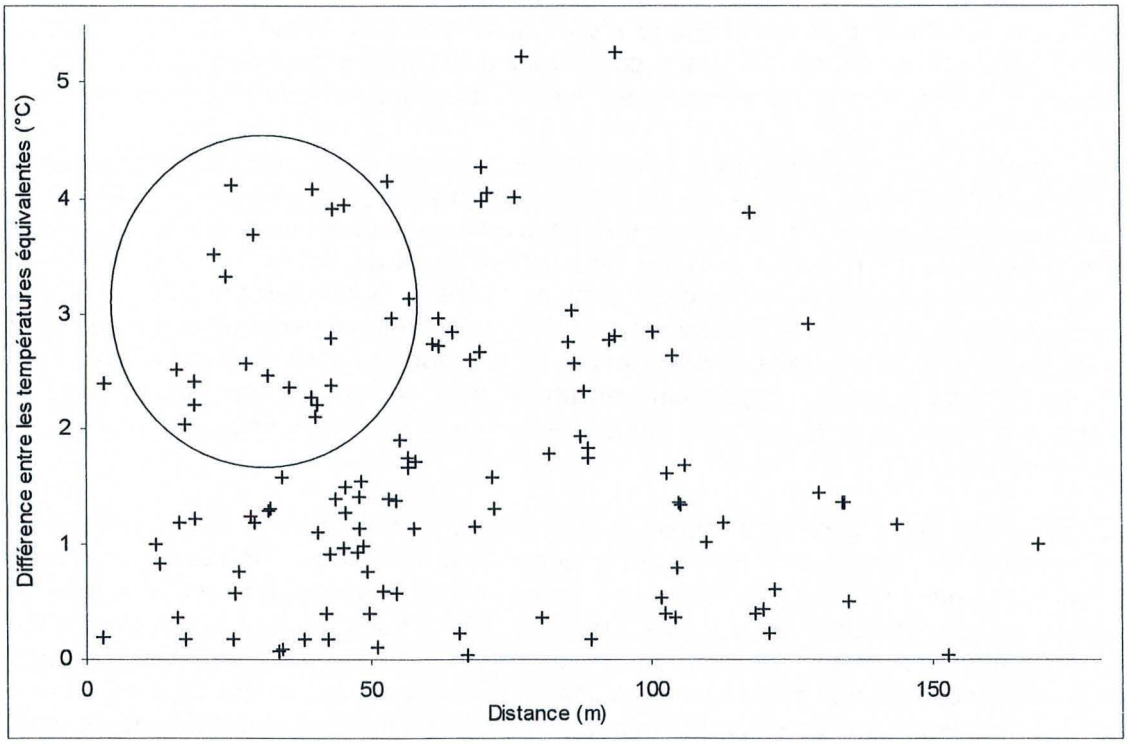


Figure 4-16 : Représentation, pour toutes les distances possibles entre 2 prismes, de la différence des températures équivalentes de ces deux prismes à 14h00.

2.4- Interprétation des mesures et discussion

2.4.1- Bilan : notre dispositif de mesure permet-il de capter des déplacements d'origine thermique ?

Dans ce qui précède, nous avons examiné séparément les résultats des mesures d'angles horizontal, d'angle vertical et de distance. Il en ressort que :

- Les mesures de *Hz* sont difficilement interprétables. Leur analyse se heurte en effet à l'existence d'une forte dérive de la direction Y que seul pourrait permettre de corriger le recours à une ou plusieurs références angulaires relatives ou absolues. En l'absence de telles références, nous devons nous contenter de noter qu'après une correction partielle de la dérive, les variations d'angles horizontal ne dépassent l'incertitude liée aux erreurs aléatoires que pour les prismes 100, 101, 102 et 108 (campagne d'été).
- Si nous excluons les prismes R1 et R2 pour lesquels l'effet de sol est particulièrement gênant, les mesures d'angle vertical ne sont que faiblement perturbées par la réfraction verticale. Les variations d'angle vertical ne sont cependant significatives, à la vue l'incertitude liée aux erreurs aléatoires, que pour les prismes 102 et 106 (campagne d'été).
- Les mesures de distances sont fortement affectées par les variations des conditions atmosphériques et, plus spécialement, par les variations de la température de l'air. La confiance qui peut être accordée aux corrections correspondantes n'est pas suffisante pour qu'il soit possible d'interpréter de manière satisfaisante les valeurs corrigées. Il est malgré tout possible de montrer, grâce à l'introduction de la notion de température équivalente, que les distances de certains prismes subissent des variations significatives notamment aux heures les plus chaudes de la journée.

Les méthodes de traitement utilisées et l'incertitude importante liée aux erreurs systématiques font que l'analyse des déplacements des différents prismes dans les directions X, Y et Z est hasardeuse. En effet, le calcul de ces déplacements conduit à propager les erreurs et les incertitudes existant séparément sur les différents termes *Hz*, *V* et *Dp*. Mieux vaut donc interpréter ces éléments séparément. De la même manière, nous ne pouvons prétendre proposer ici une comparaison des résultats des campagnes d'été et d'hiver puisque chacune d'elles comporte des défauts différents, notamment au niveau des prismes de référence. Une telle comparaison ne sera possible qu'après l'optimisation du dispositif de mesure et donc la répétition des campagnes d'auscultation avec un dispositif identique.

Nous retiendrons donc que, malgré une fidélité voisine des mesures en laboratoire, notre dispositif de mesure ne parvient pas, pour l'instant, à un niveau de précision pleinement satisfaisant parce que sa justesse est mal maîtrisée. Des incertitudes importantes planent notamment sur la correction des erreurs systématiques affectant les mesures d'angles horizontaux et de distances. Ce point est d'autant plus problématique que les erreurs systématiques sont corrélées à la température, qui est également la cause potentielle des mouvements. Rappelons en effet que les mouvements attendus sont globalement en phase avec les variations de température (du fait de la prépondérance des mouvements tangentiels, voir §4.3.1 du Chapitre 3) et donc également en phase avec les erreurs atmosphériques. Il est donc particulièrement difficile de distinguer les mouvements réels des mouvements apparents liés à des défauts de correction.

En ce qui concerne l'origine des mouvements repérés, l'implication de la température n'est pas pleinement évidente. Afin de la confirmer, il serait nécessaire de réaliser une auscultation sur plusieurs jours successifs en cherchant, par exemple, à voir si des variations périodiques de l'ensoleillement ou de la température de l'air se traduisent par des variations périodiques des mesures. Pour l'heure, nous pouvons simplement constater que les variations de *Hz*, *V* et *Dp* semblent, lorsqu'elles sont significatives, se concentrer aux heures les plus chaudes de la journée, ce qui est bien en accord avec le modèle des mouvements d'origine thermique (voir, au §2.4.2, les résultats de la modélisation numérique). Notons par ailleurs qu'il n'y a aucun indice des mouvements permanents (ni, par suite, de thermo-reptation) puisque la position des prismes au début et à la fin d'une période d'auscultation de 24 heures ne montrent pas de différences significatives. Nous pouvions nous y attendre étant donné la faible durée des campagnes d'auscultation.

2.4.2- Comparaison avec les calculs numériques

Pour comparer les mesures réalisées au cours de la campagne d'hiver avec les résultats d'un calcul numérique, nous avons utilisé le modèle F (Tableau 2-7 du Chapitre 2) déjà présenté au §4 du Chapitre 3. Puisque aucun déplacement permanent n'a pu être mis en évidence *in situ* nous nous sommes limités à un calcul thermoélastique en appliquant directement à la surface du massif rocheux les températures de l'air mesurées par la station météorologique (Figure 4-6). La température initiale de la roche est prise uniforme et égale à la moyenne de la chronique de température appliquée (soit 10,9°C). Nous reproduisons ainsi approximativement les déplacements de surface existant en régime périodique (de périodicité journalière), les variations de la température de surface se répétant identiques à elles-mêmes jour après jour. Comme la durée de l'observation est courte, seules importent les variations journalières de température ; les variations saisonnières ont une influence négligeable. La géométrie du modèle numérique permet de situer approximativement les prismes 109, 200, 201, 202 et 203 (Figure 4-17) qui se trouvent tous au voisinage immédiat du plan de coupe (plan vertical *Hz* = 343 gr).

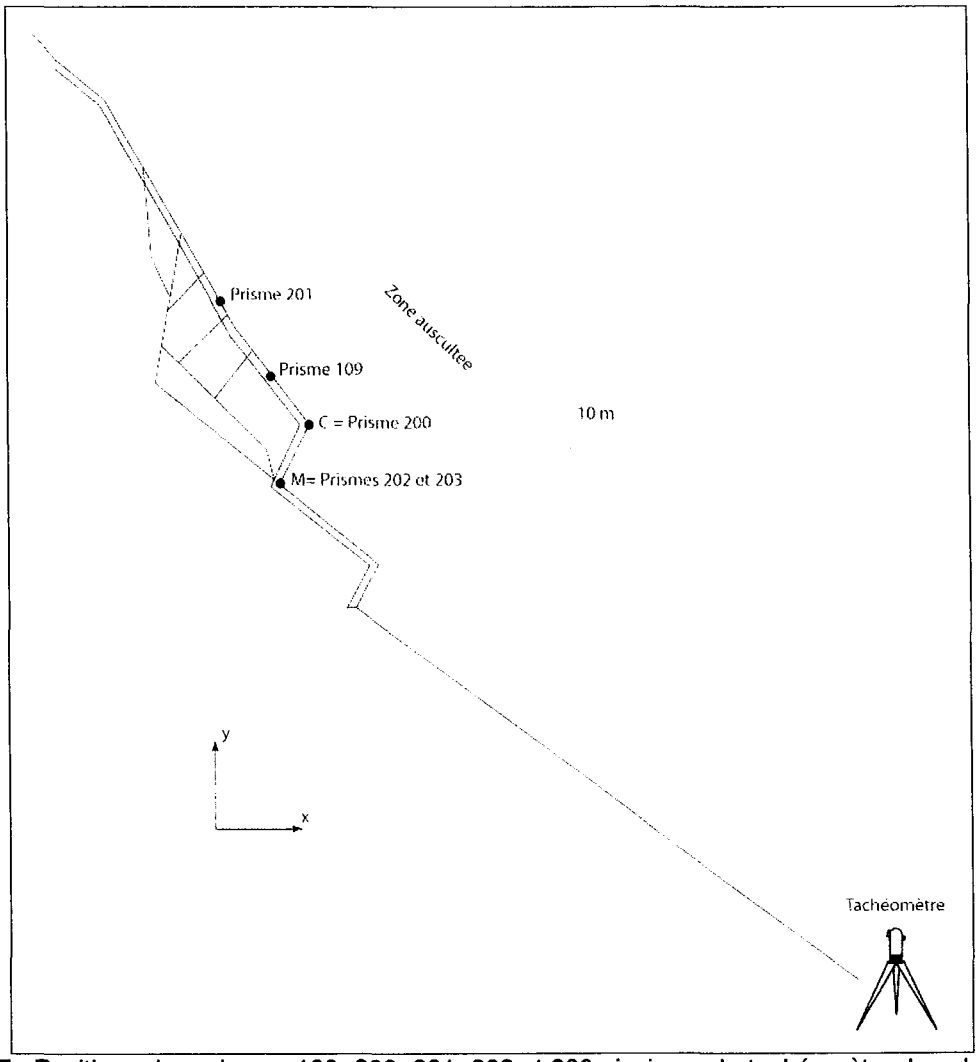


Figure 4-17 : Positions des prismes 109, 200, 201, 202 et 203 ainsi que du tachéomètre dans le modèle F. Les prismes 202 et 203, situés très proches l'un de l'autre, n'ont volontairement pas été distingués. Les coordonnées UDEC du tachéomètre sont : x = 2174,17 m et y = 28,23 m (pour l'origine du repère, voir la Figure 3-16 du Chapitre 3). Nous commettons donc une légère erreur sur sa position, puisqu'il est situé en fond de vallée (y=0).

Les résultats de la modélisation sont présentés sur la Figure 4-18 qui montre, pour les différents points du modèle représentant les prismes, les variations de leur distance au point représentant le tachéomètre ainsi que les variations de leurs angles verticaux. Ces derniers ne changent que très peu au cours du calcul, l'amplitude des variations de ne dépassant pas 5.10^{-5} gr. Ceci permet de comprendre

a posteriori que le dispositif de mesure utilisé n'ait pas permis de mettre en évidence de variation significative d'angle vertical pour ces prismes, puisque l'incertitude liée aux erreurs aléatoires est de l'ordre de 10^{-4} gr. En ce qui concerne les distances, les variations calculées atteignent une amplitude de 0,2 à 0,3 mm. De telles variations pourraient en théorie être captées par le tachéomètre si les corrections atmosphériques ne posaient pas les problèmes indiqués précédemment. Mais, étant donné les incertitudes planant justement sur la détermination du coefficient α utilisé pour ces corrections, il paraît délicat de tenter une comparaison de des variations calculées numériquement avec celles présentées sur la Figure 4-14, qui sont globalement d'amplitude supérieure.

Il est cependant possible de croiser mesures et modélisation en calculant, par exemple, un coefficient α *a posteriori* permettant d'assurer la concordance, pour un prisme au moins, des variations de distance mesurées et calculées numériquement. Cette approche, basée sur le prisme 200, est illustrée sur la Figure 4-19. Elle permet de réduire nettement l'amplitude des variations de distance et ainsi de rapprocher celles-ci des variations déduites de la modélisation numérique. Ceci confirme que les coefficients α *a priori* (ceux que nous avons utilisés au §2.3.2) sont peu fiables du fait de la méconnaissance de la distribution des températures dans l'air. (Les coefficients *a priori* et *a posteriori* diffèrent ici de plusieurs unités, ce qui correspond à une différence de température de plusieurs degrés.)

Bien entendu, le modèle présenté ici est trop rudimentaire pour pouvoir être utilisé de manière systématique afin de calculer des coefficients α *a posteriori*, ceci en particulier parce que **la condition aux limites avec une température de surface égale à la température de l'air ne rend que partiellement compte de la réalité**. L'observation courante montre en effet que, lors des journées ensoleillées, la surface du versant est plus chaude que l'air, l'écart de température étant surtout sensible dans les zones qui sont soumises au rayonnement solaire le plus longtemps. Pour apprécier au mieux ce point, il aurait été nécessaire de disposer de mesures de la température de surface en différents points du massif rocheux. De telles mesures sont actuellement réalisées au niveau de chaque clinomètre ; elle n'ont pas pu être analysées pour l'instant.

A défaut, nous pouvons, pour une première approche, estimer les sollicitations thermiques en calculant l'énergie thermique (*i.e.* la quantité de chaleur) reçue de la part du soleil en différents points du versant et en nous plaçant dans le cas d'une condition aux limites en flux de chaleur (Annexe 5). Afin d'avoir une première quantification de l'énergie solaire reçue (sans tenir compte des déperditions par rayonnement et convection au niveau de la surface), nous avons calculé l'évolution au cours de la journée de la puissance surfacique reçue du soleil au niveau de chaque prisme (Figure 4-20) en tenant compte à la fois de l'orientation de la « facette » sur laquelle il est fixé et des éventuels passage à l'ombre de celle-ci. Nous avons eu recours pour cela à la chronique de photographies prises de la falaise au cours de la période d'auscultation ainsi qu'à un programme qui calcule la position du soleil dans le ciel et la puissance surfacique qu'il rayonne au niveau du sol en tenant compte de l'absorption d'énergie par l'atmosphère (Tableau 4-8).

Les calculs montrent que les puissances surfaciques d'énergie solaire reçue varient d'un prisme à l'autre : les valeurs instantanées sont différentes et les maxima ne sont pas atteints à la même heure de la journée. Nous pouvons en outre remarquer que les sollicitations appliquées à certains prismes peuvent être relativement brutales du fait de passages rapides de l'ombre au soleil, ou inversement. Par intégration des puissances surfaciques, nous obtenons l'énergie surfacique incidente totale reçue au cours de la période d'auscultation (Figure 4-21). Nous vérifions ainsi que cette énergie peut varier d'un facteur 2,5 selon le prisme considéré. Comme les déplacements de surface peuvent être reliés au bilan thermique du massif rocheux (§2.1 de l'Annexe 3), nous pouvons par suite nous attendre à ce que de telles proportions apparaissent également entre les mouvements des différents prismes. Ceci peut contribuer à expliquer l'hétérogénéité spatiale des mouvements mesurés par auscultation, bien que celle-ci soit probablement en grande partie attribuable à la variabilité spatiale du comportement du massif rocheux (hétérogénéité du réseau de discontinuités, existence d'un ou de plusieurs bords libres...). Quoi qu'il en soit, il serait probablement intéressant de réaliser des calculs analytiques et numériques sur la base d'une condition aux limites en flux de chaleur, ceci afin de voir quelle amplitude de déplacements en résulte. De telles conditions peuvent en particulier être intégrées dans UDEC, mais leur utilisation suppose de préalablement mieux caractériser les transferts thermiques au niveau de l'interface roche-air (rôle des échanges par convection et par rayonnement).

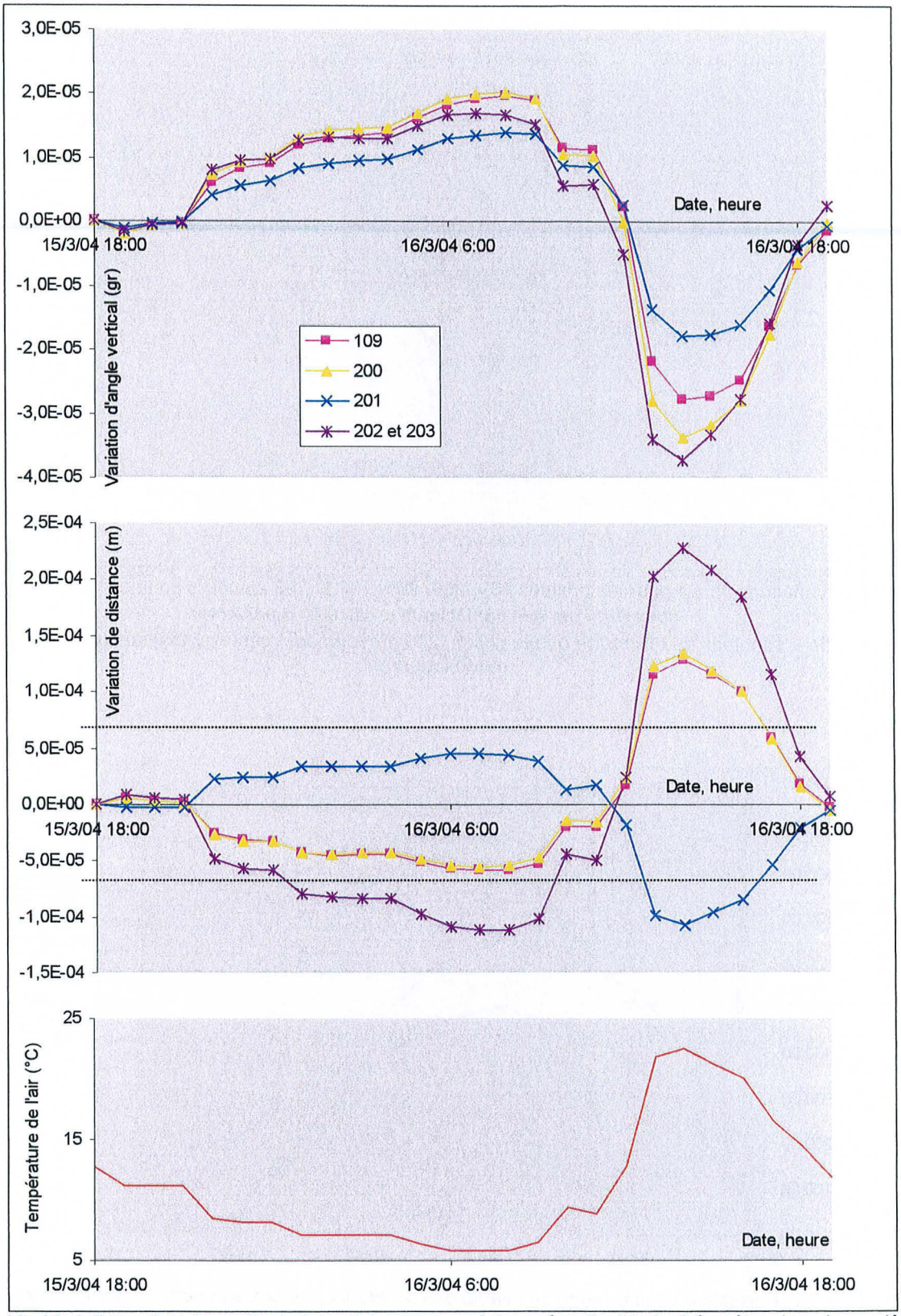


Figure 4-18 : Variations d'angle vertical et de distance au point représentant le tachéomètre dans le modèle F. Les variations de températures appliquées en surface correspondent à celles mesurées par la station météorologique au cours de la campagne d'hiver.

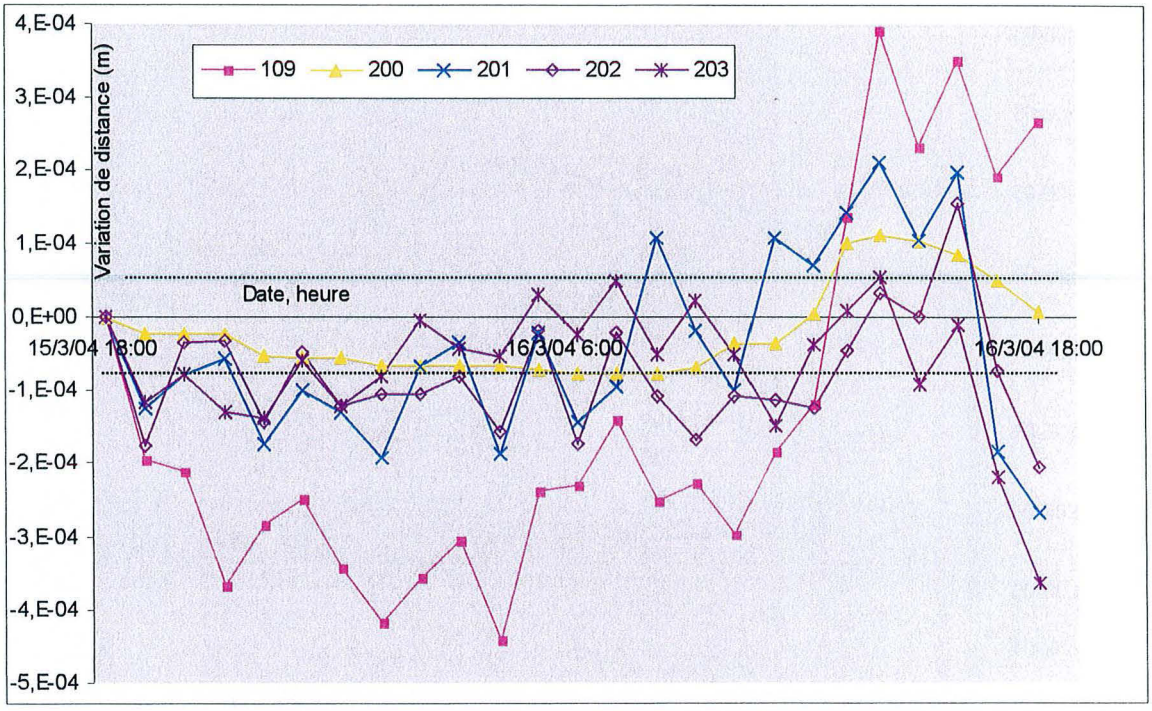


Figure 4-19 : Variations de *Dp* pour les prismes 109, 200, 201, 202 et 203 au cours de la campagne d'hiver après correction par des coefficients α calculés *a posteriori*.
Les calculs de α sont faits de telle sorte que le prisme 200 présente les mêmes variations que celles calculées numériquement.

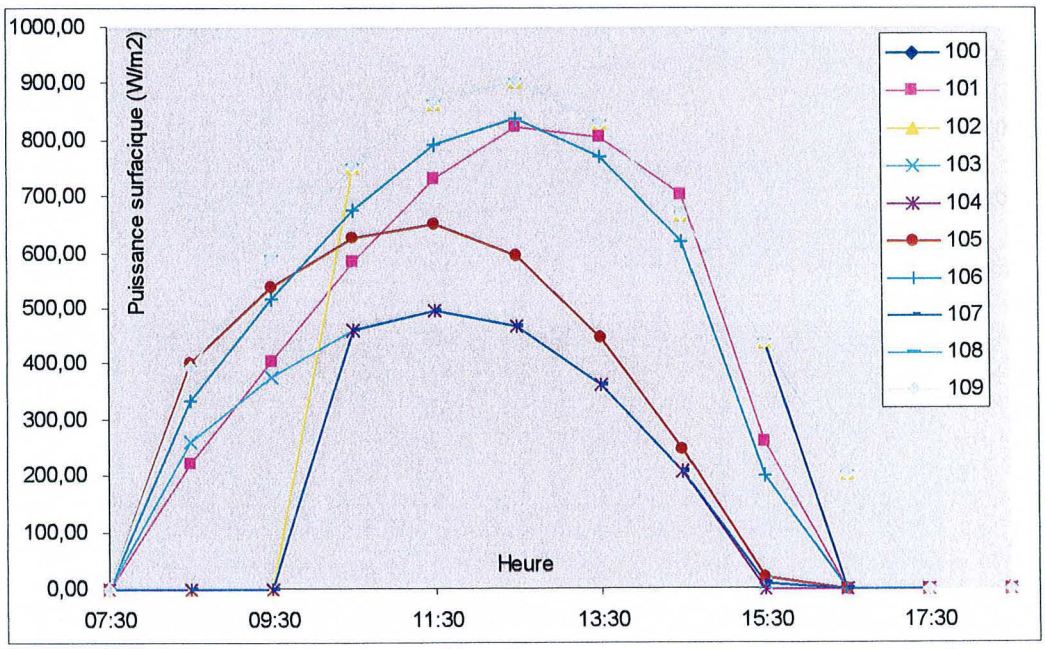


Figure 4-20 : Puissance solaire reçue au niveau des différents prismes au cours de la campagne d'été.
Noter le passage brutal de l'ombre au soleil pour les prismes 102 et 107 vers 10h00.

Heure	Puissance surfacique ($W.m^{-2}$)	Position du soleil dans le ciel	
		Hauteur au-dessus de l'horizon (°)	Angle par rapport au Nord (°)
07:30	410	11,43	74,85
08:30	568	22,22	84,74
09:30	701	33,12	94,96
10:30	807	43,49	106,99
11:30	900	53,4	122,75
12:30	979	61,32	144,9
13:30	1005	65,15	175,86
14:30	992	62,57	208,1
15:30	926	55,51	232,35
16:30	834	46,21	249,3
17:30	728	35,5	262,12
18:30	609	25,01	272,51
19:30	450	14,17	282,43

Tableau 4-8 : Puissance surfacique reçue, à 700 m d'altitude, par une surface exposée perpendiculairement au rayonnement solaire au cours de la campagne d'été.
La puissance reçue par une surface de 1 m^2 disposée au sommet de l'atmosphère perpendiculairement au rayonnement solaire est estimée à 1322 $W.m^{-2}$: c'est la constante solaire. La position du soleil dans le ciel est également indiquée. D'après : http://www.ac-nantes.fr/peda/disc/svt/raysol/accueil.htm.

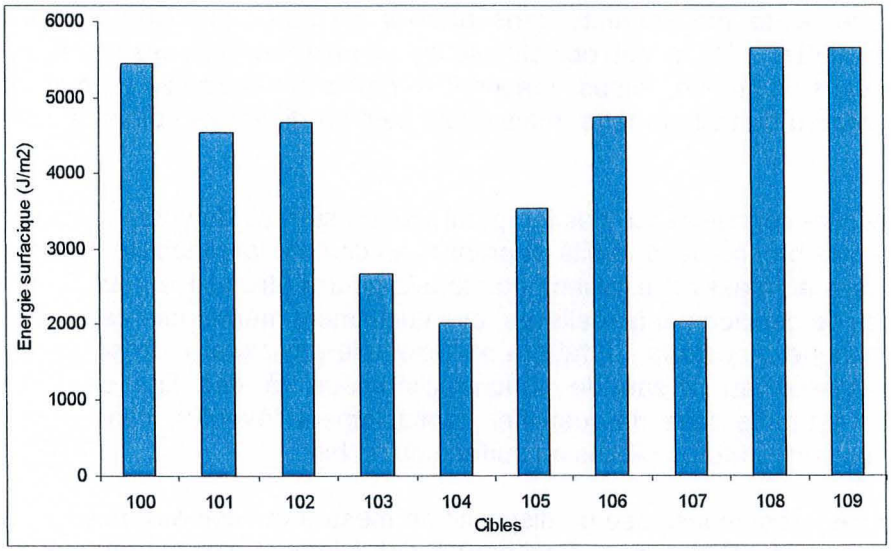


Figure 4-21 : Energie surfacique reçue en 24h, de la part du soleil, au niveau des différents prismes au cours de la campagne d'été.

2.5- Bilan et perspectives de l'auscultation tachéométrique

Nous reprenons ici l'un après l'autre les deux objectifs annoncés en introduction du §2.2.

Caractérisation des mouvements d'origine thermique

L'originalité du dispositif d'auscultation présenté ici tient essentiellement au fait que nous avons choisi d'opérer en haute précision sur une courte période, alors qu'il est plus courant d'effectuer des suivis à long terme, avec une précision moindre. Après la présentation des résultats des campagnes d'auscultation d'été et d'hiver, il apparaît que le dispositif de mesure utilisé est peu adapté à l'enregistrement des mouvements d'origine thermique. Ceci pour 3 raisons majeures :

- Les prismes de référence se sont avérés quasiment inutilisables,

- La caractérisation de la distribution des températures dans l'air au moyen d'une mesure est insuffisante,
- La caractérisation de la température de surface du rocher au moyen de la seule température de l'air n'est pas satisfaisante.

Pour la poursuite de l'auscultation des effets thermomécaniques, il conviendra donc de tenir compte des quelques recommandations qui suivent.

Concernant les prismes de référence, il paraît très difficile –voire impossible– de positionner des prismes réellement fixes (références absolues). Il semble en revanche possible, en positionnant certains prismes suffisamment loin du tachéomètre, de rendre leurs probables déplacements tout à fait négligeables du point de vue des variations d'angles horizontaux et verticaux (références angulaires relatives). L'importance de l'effet de sol conduit à penser que de tels prismes doivent être placés à une certaine hauteur au-dessus du fond de la vallée, cette hauteur ne devant pas être excessive pour éviter les effets de la réfraction verticale. En outre, une distance trop importante entre les prismes et le tachéomètre est susceptible d'induire l'échec de certaines itérations, rendant ainsi les références inutilisables. Avec de bons prismes de référence angulaire il sera alors possible de corriger la dérive de l'axe Y et de vérifier la validité de la correction de réfraction par le MRA. Ce dernier pourra même être calculé *a posteriori* pour peu que la tranche d'air traversée par le faisceau laser soit la même pour tous les prismes. La méthode de calcul du MRA par visées réciproques (cf. Annexe 7) paraît en revanche techniquement inaccessible pour l'instant.

Pour ce qui est des mesures de distances, une meilleure connaissance de la répartition des températures dans la tranche d'air considérée est impérative, faute de quoi nous devrons nous contenter de constater l'existence de mouvements sans pouvoir en saisir précisément l'allure (principe des températures équivalentes). Dans cet objectif, seule la multiplication des mesures de température semble accessible dans un premier temps. Il faudrait en particulier envisager de mesurer la température, non seulement au niveau du tachéomètre, mais également en différents points au voisinage de la zone auscultée.

Enfin, une meilleure connaissance des températures en surface du versant peuvent aider à bâtir un modèle numérique plus proche de la réalité et prenant en compte la variabilité spatiale des sollicitations thermiques appliquées au massif. Ce faisant, ce modèle pourra être utilisé pour confirmer ou infirmer la validité des mesures de déplacements réalisées, éventuellement même pour calculer des coefficients de correction atmosphérique *a posteriori*. Il faudra par exemple envisager d'utiliser pour cela les mesures de température réalisées au niveau de chaque clinomètre (à des fins de correction des effets thermiques), mais il est nécessaire de quantifier préalablement l'éventuel écart entre les températures ainsi mesurées et les températures réelles en surface du rocher.

Dans tous les cas, c'est la justesse du dispositif de mesure qui doit être mise à l'épreuve, bien plus que sa fidélité, qui est très satisfaisante. Ceci peut éventuellement être fait en cherchant à mesurer un déplacement connu (résultant, par exemple du déplacement d'un prisme à l'aide d'une vis micrométrique) ou bien en ayant recours à des mesures surabondantes (utilisation simultanée de deux tachéomètres, par exemple, en micotriangulation ou microtilatération).

On pourra donc retenir que, si le dispositif d'auscultation tachéométrique décrit doit encore faire ses preuves sur de nombreux points, il semble d'ores et déjà à même de mettre en lumière une partie des effets thermomécaniques affectant le versant. La tachéométrie n'en est pas pour autant la technique la plus adaptée pour la mesure des effets thermique, notamment parce que les erreurs systématiques sont corrélées à la température. Il est donc probable que des mesures locales par clinométrie, fissurométrie ou extensométrie apportent un complément intéressant. Il semble en particulier que l'on puisse attendre beaucoup des mesures extensométriques par fibre optique. Mais ces techniques ne sont probablement pas, non plus, des solutions parfaites puisque, outre qu'elles ne fournissent que des mesures locales, elles souffrent également, comme tout autre instrument mécanique ou électrique, des effets perturbateur de la température. Des corrections seront donc, là aussi, nécessaires, avec les incertitudes qui en résultent.

Effets perturbateurs des mouvements d'origine thermique sur d'autres mesures

Puisque les mouvements journaliers d'origine thermiques sont difficiles à capter par tachéométrie, ils ne devraient donc pas gêner l'auscultation par la même méthode de mouvements ayant des origines différentes. Il n'en va pas de même des deux principales sources d'erreur systématiques que nous avons identifiées : la dérive des angles horizontaux et les modifications de la longueur d'onde du faisceau laser induisent des mouvements apparents de plusieurs millimètres (et même davantage pour les prismes plus éloignés). Toute auscultation de mouvements millimétriques sera donc confrontée à ces deux sources d'erreurs comme nous l'avons été. Il est donc nécessaire :

- de disposer de prismes de référence efficaces pour corriger la dérive ou de placer la tachéomètre dans une atmosphère à température constante,
- de mesurer la pression et la température le long du faisceau laser. De la précision de ces mesures dépend la justesse des résultats de l'auscultation. (Puisque les mesures de pression et de température sont presque nécessairement discrètes, des modèles d'évolution spatiale de ces paramètres dans l'atmosphère peuvent être utiles.)

3- AUSCULTATION PAR ECOUTE MICROSISMIQUE : SES APPORTS A LA COMPREHENSION DES MECANISMES DE DEFORMATION ET A LA PREVISION DES EBOULEMENTS

Une auscultation par écoute microsismique est réalisée sur le site-laboratoire des Rochers de Valabres depuis l'été 2003. Bien qu'ayant activement participé aux tests préliminaires et à la mise en place du dispositif, je n'ai pas pu, faute de temps, prendre en charge l'interprétation des mesures. Celle-ci a fait l'objet de deux stages de fin d'études consécutifs (Rivet, 2004 ; Clément, 2004) d'élèves de l'EOST (Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre). Nous présentons ici les fondements de la méthode et ses principaux résultats en nous basant sur ces travaux.

3.1- L'auscultation microsismique : fondements, applications et mise en oeuvre

3.1.1- Sismicité et microsismicité

Lors de la nucléation d'une fracture ou de la réactivation d'une fracture pré-existante, la relaxation locale et brutale de l'énergie élastique génère des ondes de déformation (compression, cisaillement) qui se propagent dans le milieu depuis leur source (**foyer** ou **hypocentre**) jusqu'à des distances variables fonction de l'atténuation. Ce phénomène –connu sous le terme général de **sismicité** ou d'**activité sismique** (*lato sensu*)– peut être d'origine naturelle (tectonique, volcanisme...) ou anthropique (explosion nucléaire, exploitation des ressources naturelles...). Il est mis en évidence par l'enregistrement, en surface comme en profondeur, des **vibrations** (ou **séismes**) qui matérialisent le passage des ondes au point de mesure. La propagation des ondes sismiques étant décrites par les mêmes lois physiques que la propagation du son audible (seule la gamme de fréquences est différente), la mesure de l'activité sismique est souvent qualifiée, par analogie, d'**écoute** sismique.

Lorsque les déplacements au niveau de la source sont faibles (typiquement moins de 0,1 mm), la surface de la source petite, les mouvements de courte durée (quelques centièmes de seconde), la fréquence des vibrations élevée (supérieure à 100 Hz) et la magnitude faible, on parle préférentiellement de **microsismicité** (ou d'**émission acoustique**) et d'**écoute microsismique**.

Comme l'activité microsismicité trouve sa source dans des mouvements différentiels des épontes d'une fracture (ouverture, cisaillement), son enregistrement constitue un moyen **indirect** de mettre en évidence ces mouvements **à distance**. L'écoute microsismique est donc un outil d'**auscultation** au même titre que les mesures géotechniques directes, à la différence près que ces dernières ne sont

généralement pas à même de capter les mouvements en question tant leur amplitude est faible et tant ils sont localisés. Par ailleurs, puisque la nucléation et la réactivation de fractures jouent un rôle déterminant dans certains phénomènes catastrophiques (effondrements miniers, éboulements de falaises, rupture d'ouvrages d'art, etc.), l'écoute microsismique est également un outil de **surveillance**. En outre, si le phénomène catastrophique redouté est précédé par des mouvements préparatoires, l'enregistrement des vibrations associées peut en être un **annonciateur** (**précurseur**). L'écoute microsismique est alors un outil de **prévision**. Ceci suppose cependant de pouvoir suffisamment bien distinguer l'activité microsismique « anormale » liée aux mouvements préparatoires de l'activité « normale » à laquelle elle se superpose et qui est générée de manière plus ou moins continue sans pour autant traduire l'imminence d'un phénomène majeur. Cette distinction est d'autant plus délicate que des **vibrations « parasites »** qui ne sont pas associées, à proprement parler, à des évènements microsismiques peuvent également venir perturber les mesures. Pour ces raisons, le passage de l'auscultation à la surveillance et à la prévision nécessite une connaissance de plus en plus fine des mécanismes impliqués dans la génération des vibrations enregistrées.

3.1.2- Applications de l'écoute microsismique

L'élaboration de procédés d'auscultation, de surveillance et de prévision par écoute microsismique est menée conjointement dans plusieurs domaines :

- dans les mines en exploitation ou abandonnées où une partie de l'activité microsismique est associée à de possibles coups de terrains ou effondrements. Les exploitations concernées sont variées : mines de fer (Senfaute *et al.*, 2000), mines de charbon (Trombik & Zuberek, 1973 ; Mendecki, 1993 ; Minney *et al.*, 1997), mines d'or (Calder *et al.*, 1990 ; Poplawski, 1997 ; Ogasawara *et al.*, 2001 ; Srinivasan *et al.*, 2001) ;
- dans le domaine de la géothermie où l'activité microsismique est liée à l'injection de fluides en profondeur (Niitsuma *et al.*, 1987 ; Audigane, 2000);
- dans l'exploitation des hydrocarbures où elle est expliquée par la chute de pression au sein de la roche mère due au prélèvement des matières fossiles (Volant, 1993);
- dans le domaine des écoulements naturels en milieux rocheux fracturés où la microsismicité est interprétée comme un indicateur de l'ouverture des fissures sous l'effet de l'eau sous pression (Saetta, 2004) ;
- dans le suivi d'essais mécaniques de laboratoire, depuis l'initiation de l'endommagement des éprouvettes jusqu'à leur rupture (Amitrano *et al.*, 1996) ;
- dans l'étude des versants rocheux instables où les applications de l'écoute microsismique, d'abord très empiriques et relativement infructueuses (Follacci, 1999), se sont développées et montrent désormais leur aptitude à fournir des informations significatives sur l'imminence des évènements catastrophiques (Ishida *et al.*, 2001 ; Senfaute *et al.*, 2003).

Dans tous ces domaines, la prévision passe par le suivi de l'évolution dans le temps d'un certain nombre de paramètres caractéristiques de l'activité microsismique tels que le contenu fréquentiel des vibrations, le taux d'émission acoustique (nombre d'évènements microsismiques par unité de temps) l'énergie sismique cumulée, la *b-value*, l'*energy-index* (EI), la viscosité sismique, les nombres sismiques de Deborah et de Schmidt, etc. (Scholz, 1990 ; Mendecki, 1997 ; De Muynck, 2002). Ces paramètres pourront être considérés comme pertinents pour la prévision s'ils subissent un changement notable (dans le temps, mais éventuellement aussi dans l'espace) à l'approche de l'événement catastrophique que l'on souhaite prévoir.

Des études menées conjointement au laboratoire et *in situ* sur les risques d'effondrement des falaises crayeuses de Normandie semblent ainsi montrer que l'imminence d'une rupture se traduit par une nette augmentation du taux d'émission acoustique et de l'énergie cumulée et par un décalage progressif vers les hautes fréquences du contenu fréquentiel des événements microsismiques successifs (Lenhardt, 2003 ; Senfaute *et al.*, 2004). Ces résultats sont en accord avec ceux obtenus par ailleurs (Trombik & Zuberek, 1973 ; Amitrano *et al.*, 1996 ; Poplawski, 1997). D'autres auteurs proposent, quant à eux, de se baser également sur la *b-value* (Feustel, 1997), sur l'*energy-index* (Minney *et al.*, 1997 ; Ogasawara *et al.*, 2001) ou sur le nombre de Deborah (Mendecki, 1997). Quel que soit l'indicateur retenu, la difficulté tient toujours à la détermination d'un critère quantitatif ou qualitatif qui différencie le régime d'activité microsismique « normal » du régime « anormal » marquant l'approche d'un événement catastrophique. Un tel critère ne peut être connu *a priori* et doit donc être

déterminé et adapté une fois commencé l'enregistrement des évènements microsismiques : la surveillance et la prédiction passent donc nécessairement par une phase d'auscultation préalable.

3.1.3- Les trois étapes de l'auscultation microsismique

Phase de dimensionnement

Comme les appareils d'enregistrement microsismique sont généralement assez lourds à mettre en place (forages, câblages, etc.), la flexibilité du dispositif de mesure qu'ils constituent est faible. Il est donc nécessaire de mener, préalablement à leur installation, une réflexion sur la configuration du dispositif optimal, par exemple en réalisant des tests préliminaires permettant le **dimensionnement** de l'installation. La configuration du dispositif est définie par le choix :

- du type de capteurs (**géophones** pour mesurer les vitesses de déplacement lors du passage de l'onde ou **accéléromètres** pour en mesurer l'accélération) ainsi que de leur **bande passante** en fonction de la gamme de fréquences dans laquelle se situent les vibrations à enregistrer,
- du nombre de capteurs et de leur répartition dans l'espace, sachant qu'il faut tout à la fois couvrir la plus grande zone possible et faire en sorte, pour permettre la localisation des sources (voir plus loin) que les évènements microsismiques puissent être enregistrés par plusieurs capteurs, ceci en limitant au maximum leur nombre pour des raisons techniques et économiques,
- de l'orientation des capteurs car leur sensibilité n'est pas la même dans toutes les directions, l'idéal étant qu'un capteur pointe vers la source potentielle des événements qu'il doit enregistrer.

Phase de mise en place du dispositif d'écoute et de réglage des paramètres d'acquisition

Une fois déterminée la configuration, le dispositif d'écoute peut-être installé *in situ*. On procède alors au réglage des **paramètres d'acquisition** dont la vocation est double :

- Déterminer la manière dont les vibrations captées par le dispositif d'écoute sont converties en **signaux** numériques. On règle pour ce faire la fréquence d'échantillonnage, la durée des signaux et l'amplification (gain).
- Sélectionner les signaux qui vont être enregistrés. On choisit pour cela un **seuil de déclenchement** (valeur d'amplitude d'un signal au-delà de laquelle il est enregistré ; on dit alors qu'il y a **déclenchement**) et une durée minimale de dépassement de ce seuil pour que le signal considérée soit conservée. Cette sélection permet d'éliminer le **bruit de fond**. Il est également possible d'imposer qu'un certain nombre de capteurs au moins déclenchent simultanément pour que l'enregistrement ait lieu.

Le réglage optimum des paramètres d'acquisition doit permettre de limiter l'espace mémoire occupé par les signaux stockés tout en évitant au maximum les pertes et distorsions des informations concernant l'activité microsismique réelle.

Phase d'analyse des signaux

Les signaux sont analysés en 3 étapes :

- La **validation** consiste à éliminer manuellement les signaux qui ne correspondent pas à des évènements microsismiques locaux. Ces signaux peuvent être liés, par exemple, à l'activité humaine (Trombik & Zuberek, 1973 ; Rivet, 2004), à des évènements climatiques tels que des épisodes pluvieux (Ishida *et al.*, 2001), venteux ou orageux (Rivet, 2004), à l'effet des vagues lorsque le site ausculté est proche de la mer (De Muynck, 2002) ou encore à des séismes *stricto sensu* (Rivet, 2004).
- L'**association** consiste à regrouper les signaux enregistrés par les différents capteurs qui peuvent correspondre à un même événement microsismique. (Ces signaux ne sont pas nécessairement simultanés, puisque leur occurrence sur les différents capteurs dépend de leur distance à la source).
- Le **traitement** consiste, une fois identifié un événement microsismique, à déterminer les caractéristiques de sa source : localisation spatiale, moment et énergie sismiques, polarisation, mécanisme au foyer, etc.

La localisation de la source peut être réalisée :

- par la méthode de **rotation d'onde** (polarité) et de **différence des temps d'arrivée** des ondes P (compression) et S (cisaillement) lorsque l'événement microsismique a été perçu par un capteur tridirectionnel, c'est-à-dire au niveau duquel 3 capteurs monodirectionnels sont montés selon un trièdre rectangle ;
- en comparant les **temps d'arrivée des signaux** sur les différents capteurs au moyen d'un **modèle de vitesses** lorsque plusieurs capteurs ont perçu l'événement, ce qui est généralement assez rare (De Muynck, 2002). (Le modèle de vitesse est généralement établi en localisant *a posteriori* des sources microsismiques artificielles –coups de marteau, par exemple– dont la localisation est connue *a priori* par ailleurs).

Il est utile de préciser ici que l'élimination du bruit de fond et des signaux « parasites » constitue un enjeu majeur de l'analyse des signaux. En effet, l'abondance de tels signaux à certains moments (lorsque l'activité humaine est intense ou à l'occasion de fortes précipitations, par exemple) peut rendre le dispositif d'auscultation aveugle aux évènements microsismiques qui surviennent concomitamment. Or, on peut raisonnablement penser que c'est justement lors de ces actions perturbatrices que des ruptures importantes risquent de se produire, ce qui n'est pas sans poser d'importants problèmes. C'est ainsi que, lors de l'auscultation de falaises côtières en Normandie, il n'a pu être tenu compte des enregistrements réalisés pendant les périodes de marée haute au cours desquelles des déclenchements quasi-continus se produisaient sous l'action des vagues (De Muynck, 2002). De même, des travaux de consolidation en cours sur un versant ausculté au Japon ont contraint à n'analyser que les signaux enregistrés pendant la nuit (Ishida *et al.*, 2001).

3.2- L'auscultation microsismique des Rochers de Valabres

3.2.1- Dimensionnement

Pour des raisons à la fois techniques et économiques, il a été décidé que le dispositif d'auscultation microsismique installé sur le site-laboratoire des Rochers de Valabres serait, dans un premier temps, composé de 7 capteurs dont 4 capteurs de vitesses (ou **géophones**) et 3 capteurs accéléromètriques. (ou **accéléromètres**). L'expérience acquise lors de l'auscultation d'autres sites (mines ou versants) a en effet permis de montrer qu'un tel ensemble de capteurs permet d'obtenir des informations suffisantes pour commencer à quantifier l'activité microsismique (Senfaute *et al.*, 2000 ; De Muynck, 2002).

La bande passante des accéléromètres (0,1 Hz – 10 kHz) est plus étendue que celle des géophones (40 Hz - 1 kHz) à la fois vers les basses et vers les hautes fréquences. L'intérêt des accéléromètres est cependant surtout de pouvoir enregistrer des vibrations haute-fréquence dont la distance de propagation est faible (forte atténuation) et qui sont couramment attribuées à des mouvements rapides et brutaux de faible amplitude. Les 4 géophones sont montés sur 4 **sondes** distinctes dénommées G1, G2, G3 et G4. Les 3 accéléromètres sont en revanche montées sur une seule sonde de telle manière à constituer une **sonde accéléromètrique tridirectionnelle** (les axes de sensibilité maximale forment un trièdre). Afin de s'affranchir des perturbations extérieures, de protéger les capteurs et d'assurer un bon couplage avec le rocher, les 5 sondes sont positionnées dans 5 forages, constituant ainsi 5 **stations d'écoute microsismique**.

Le choix du lieu d'implantation et de l'orientation des différentes sondes a été guidé en grande partie par des considérations logistiques d'accessibilité et de minimisation des problèmes liés à la réalisation des forages. En outre, la modélisation numérique a permis de montrer l'importance des fractures à pendage vers la vallée, c'est donc sur l'auscultation de l'activité microsismique émanant potentiellement de mouvements sur ces discontinuités que nous avons centré notre étude.

Des tests préliminaires réalisés le long de l'ancienne route ont permis d'apporter les informations complémentaires suivantes :

- Les mouvements des câbles d'alimentation des sondes induits par le vent ou la pluie donnent naissance à des signaux parasites. Cet artefact peut être largement évité en plaçant les sondes dans des forages suffisamment profonds (au moins 1 m) et en fermant les forages par des bouchons de ciment.
- Les turbines de la centrale hydroélectrique souterraine sont la source de vibrations parasites continues de fréquence 170 Hz. (Les turbines, qui effectuent 10 tours par seconde comportent chacune 17 pales.) Le signal qui en résulte se superpose à tous les autres enregistrements. Son amplitude diminue logiquement lorsqu'on s'éloigne de la centrale.
- Les vibrations générées artificiellement par des coups de masse donnés sur le rocher ont une amplitude qui dépasse le bruit de fond jusqu'à 30 mètres environ de leur source. Au-delà le signal résultant est fortement atténué et n'est plus discernable du bruit. Le rayon d'action des différents capteurs est donc au maximum de quelques dizaines de mètres.

3.2.2- Le dispositif d'auscultation microsismique

La sonde accéléromètrique, dont la bande passante est plus large que celle des géophones, a été positionné au centre de la « zone menaçante », là où ont été observées des fractures ouvertes. C'est en effet dans cette zone, également fragilisée par le dynamitage qui a suivi l'éboulement du 13 mai 2000, que nous attendions *a priori* le plus d'activité microsismique. Comme nous souhaitions que les évènements microsismiques puissent être enregistrés par plusieurs capteurs simultanément, nous avons retenu le dispositif présenté sur la Figure 4-1, dans lequel les 4 géophones sont placés autour de la sonde accéléromètrique, à quelques dizaines de mètres tout au plus les uns des autres. La mise en place a eu lieu, pour l'essentiel, en juin et juillet 2003 (Figure 4-22).

Figure 4-22 : Réalisation d'un forage destiné à recevoir une sonde microsismique.

Les cinq sondes, qui transforment les vibrations mécaniques en signaux électriques, sont reliées à un **coffret de jonction** situé le long de l'ancienne route. De là, les signaux électriques sont transmis à la **centrale d'acquisition** (micro-ordinateur installé à l'entrée de la galerie EDF) qui les échantillonne à 30 ou 40 kHz et assure ainsi la conversion des signaux analogiques en signaux numériques. La centrale d'acquisition détermine également si ces signaux numériques doivent être stockés ou non. Le nombre minimum de capteurs au déclenchement a, pour ce faire, été fixé à 2 : si deux au moins des capteurs déclenchent dans un intervalle de 0,1 seconde, les signaux correspondant à tous les capteurs sont conservés en mémoire par la centrale d'acquisition. Le stockage sur place n'est cependant que temporaire puisque les signaux numériques sont régulièrement télétransmis par ligne téléphonique à une **station de réception** (micro-ordinateur) située à Nancy, où ils sont archivés et analysés. L'ensemble de ces appareils constitue la **chaîne d'auscultation microsismique**.

3.3- Principaux résultats après une année d'auscultation

3.3.1- Principaux signaux enregistrés

En dépit de quelques pannes de durée limitée (liée notamment à l'activité électrique lors des orages de fin d'été), le dispositif d'auscultation est opérationnel et l'écoute microsismique est quasiment continue depuis août 2003. Parmi les signaux enregistrés entre cette date et juillet 2004, il a été possible de distinguer, outre le bruit de fond d'origine indéterminée et les parasites d'origine électrique (lors des orages), deux grandes catégories de signaux : les signaux dont la source est extérieure au site-laboratoire et les autres.

Les signaux dont la source est extérieure au site-laboratoire peuvent avoir comme origine des interventions d'EDF, des tirs de carrières à proximité de Cunéo (Italie) ou encore des séismes *stricto sensu*. Ces derniers sont aisément identifiables par leur faible fréquence (10 à 60 Hz, cf. Figure 4-23) et par leur arrivée en « paquets » de plusieurs signaux successifs (typiquement 20 signaux en 10 secondes). Comme les séismes de magnitude suffisante sont également enregistrés et répertoriés par le RéNass (Réseau National de Surveillance Sismique) des vérifications sont possibles. Le système d'auscultation microsismique des Rochers de Valabres a ainsi capté au moins 40 séismes de magnitude locale comprise entre 1,4 et 3,3 et dont les épicentres étaient généralement localisés au niveau de Saint-Sauveur-sur-Tinée, Saint-Etienne-de-Tinée ou Barcelonnette. Ces séismes sont généralement perçus par les géophones et plus rarement par l'accéléromètre.

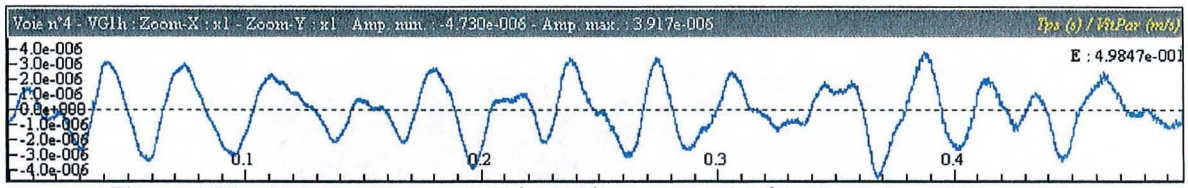


Figure 4-23 : Signal correspondant à un séisme enregistré le 6 octobre 2003 par G1.
L'axe des abscisses représente le temps (s), l'axe des ordonnées la vitesse ($m.s^{-1}$).

Les autres signaux sont attribués, après la phase d'association, à des évènements microsismiques dont la source (foyer) se situe l'intérieur du site-laboratoire. Plus de 1400 évènements microsismiques ont ainsi été enregistrés et analysés entre août 2003 et juillet 2004. Si les signaux correspondants sont très variés dans le détail, ils peuvent cependant être identifiés par leur **signature** temporelle (durée inférieure à 0,1 s) et spectrale (fréquence généralement supérieure à 100 Hz). L'analyse des signaux permet de regrouper les évènements microsismiques en deux classes « *Méca 1* » (85 % des évènements) et « *Méca 2* » (15 %) qui se distinguent par leur signature et par les capteurs au niveau desquels les déclenchements ont lieu (Clément, 2004).

Les évènements de la **classe « *Méca 1* »** sont toujours enregistrés par les géophones G1 et G4 (90% d'entre eux), mais occasionnellement aussi par tous les autres capteurs (10%). Ils sont de longue durée et leur fréquence moyenne est de l'ordre de 250 à 300 Hz (Figure 4-24). Les évènements de la **classe « *Méca 2* »** sont de plus faible intensité et présentent un caractère « impulsionnel » : courte durée (moins de 15.10^{-3} s), haute fréquence (jusqu'à plusieurs kHz) et arrivée par « salves » (Figure 4-25). Ils sont généralement enregistrés uniquement par la sonde accélérométrique (80% de ces évènements), mais occasionnellement aussi par les géophones G2 et G3 (20%). En diminuant le nombre minimum de capteurs en déclenchement de 2 à 1 pendant 3 semaines (ce qui a permis de réaliser une auscultation intensive), il a en outre été possible de montrer que les évènements de la classe « *Méca 1* » apparaissent de manière beaucoup plus sporadique que ceux de la classe « *Méca 2* » dont la survenue est à la fois fréquente et régulière (environ 3000 évènements en 21 jours).

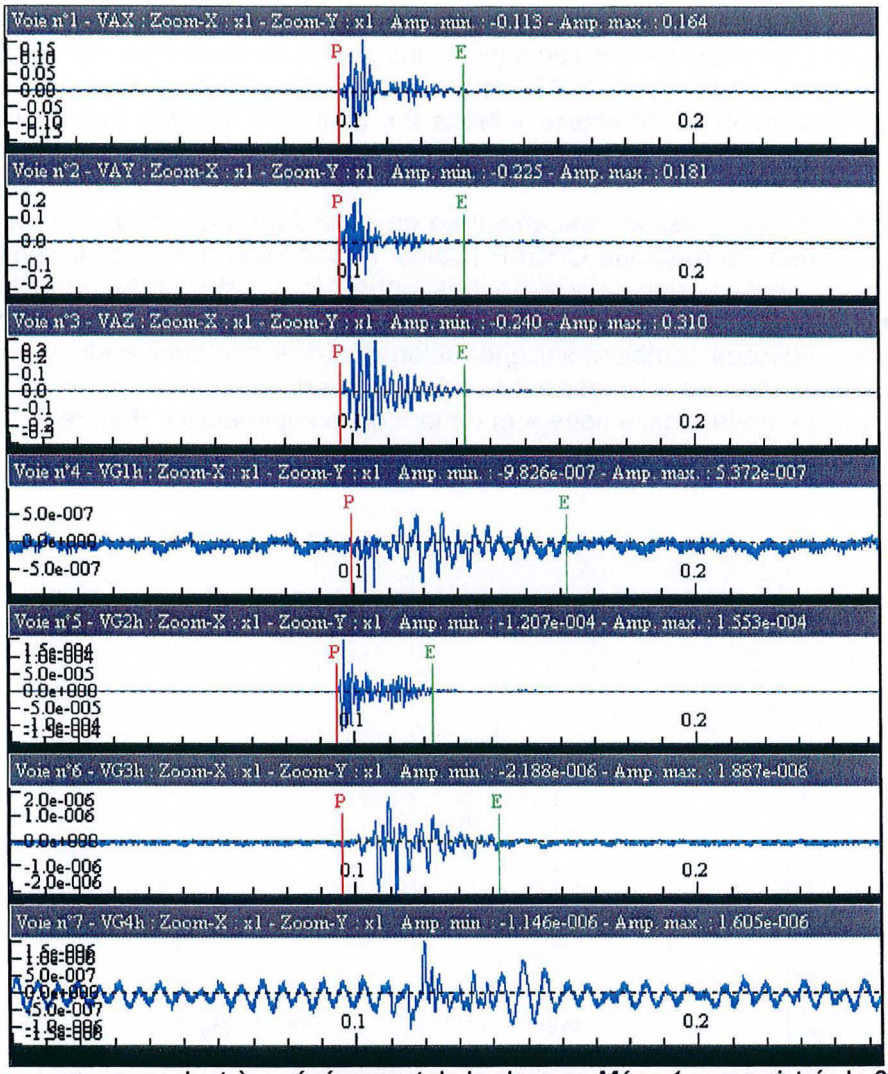


Figure 4-24 : Signaux correspondant à un événement de la classe « *Méca 1* » enregistrés le 6 septembre 2003. Du haut vers les bas : les 3 capteurs de l'accéléromètre et les 4 géophones. L'axe des abscisses représente le temps (s), l'axe des ordonnées la vitesse ($m.s^{-1}$) ou l'accélération ($m.s^{-2}$).

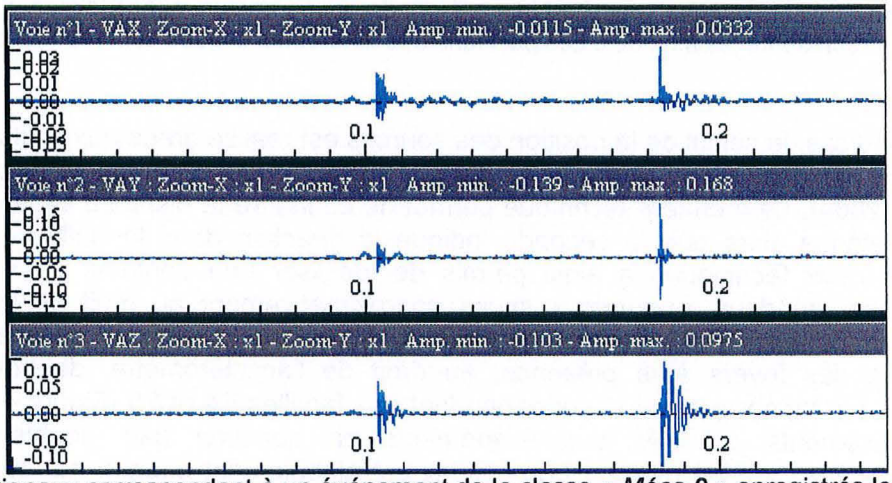


Figure 4-25 : Signaux correspondant à un événement de la classe « *Méca 2* » enregistrés le 11 mars 2004. Du haut vers les bas : les directions X, Y et Z de la sonde accélérométrique. L'axe des abscisses représente le temps (s), l'axe des ordonnées l'accélération ($m.s^{-2}$).

3.3.2- Localisation des foyers de l'activité microsismique

La localisation des sources microsismiques n'est possible que dans deux cas : pour les évènements de la classe « *Méca 1* » enregistrés sur l'ensemble des capteurs et dont le rapport signal / bruit est satisfaisant (21 événements, soit moins de 2% de l'ensemble des évènements microsismiques de cette classe) et pour 24 évènements de la classe « *Méca 2* » (soit 12% environ des évènements de cette classe).

Dans le premier cas, la localisation est effectuée en considérant les temps d'arrivée du signal sur les différents capteurs selon la méthode CHEAP (Calcul Hypocentral avec Etablissement Automatique des Probabilités) en supposant que la vitesse des ondes P est de l'ordre de 4300 $m.s^{-1}$, ce qui correspond bien aux estimations obtenues par ailleurs (§3.3 du Chapitre 2), aux effets de l'anisotropie près. Les 21 sources localisées semblent s'aligner selon une direction subméridienne (Figure 4-26) qui peut éventuellement correspondre à l'important accident subvertical d'orientation N20°E (famille F3) qui sépare la « grande dalle » de la « dalle noire » et de la « dalle supérieure » (Figure 2-12 du Chapitre 2). Ce point reste à confirmer en localisant davantage de foyers.

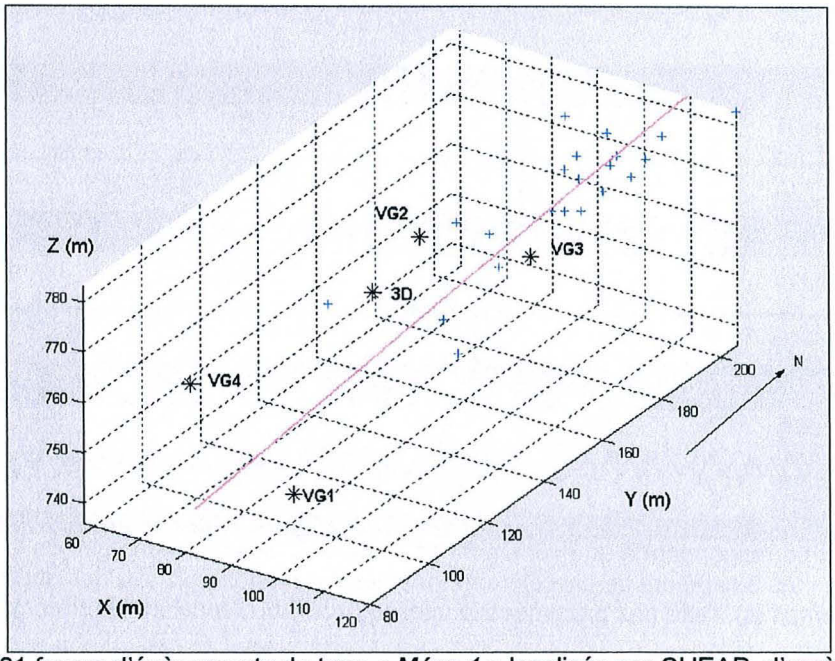


Figure 4-26 : Les 21 foyers d'évènements de type « *Méca 1* » localisés par CHEAP, d'après Clément (2004). Ces foyers s'organisent selon un plan qui semble correspondre à une fracture N20°E observable sur le terrain. L'axe des cotes représente les altitudes. Les positions des différentes sondes sont reportées sur la figure.

Dans le second cas, le calcul de la position des sources est réalisé grâce aux seuls enregistrements de l'accéléromètre par analyse du retard des ondes S sur les ondes P et par la méthode de rotation d'onde (Clément, 2004). La première technique permet de connaître la distance séparant le foyer de la sonde accélérométrique alors que la seconde indique la direction dans laquelle se trouve le foyer. L'association des deux techniques a ainsi permis de localiser une centaine de sources. Celles-ci semblent s'organiser en deux « paquets » situés approximativement au droit de l'accéléromètre, à environ 1,8 et 2,4 m de la surface topographique (Figure 4-27). Une hypothèse consiste à associer cette répartition discrète des foyers à la présence, au droit de l'accéléromètre, de plusieurs accidents parallèles à la surface topographique et correspondant aux familles F4 et F5 (Figure 4-28). En outre, le calcul des déplacements associés aux évènements en question (par double intégration des accélérations mesurées) semble montrer que celui-ci est globalement orienté, au niveau de la sonde, selon la ligne de plus grande pente des fractures considérées (Clément, 2004). Tout se passe donc comme si ces évènements microsismiques de la classe « *Méca 2* » étaient associés à un mouvement de glissement plan selon les discontinuités à pendage vers la vallée. (Il convient d'être prudent car ce mouvement est mesuré au niveau de la sonde accélérométrique et non au niveau du foyer de l'événement).

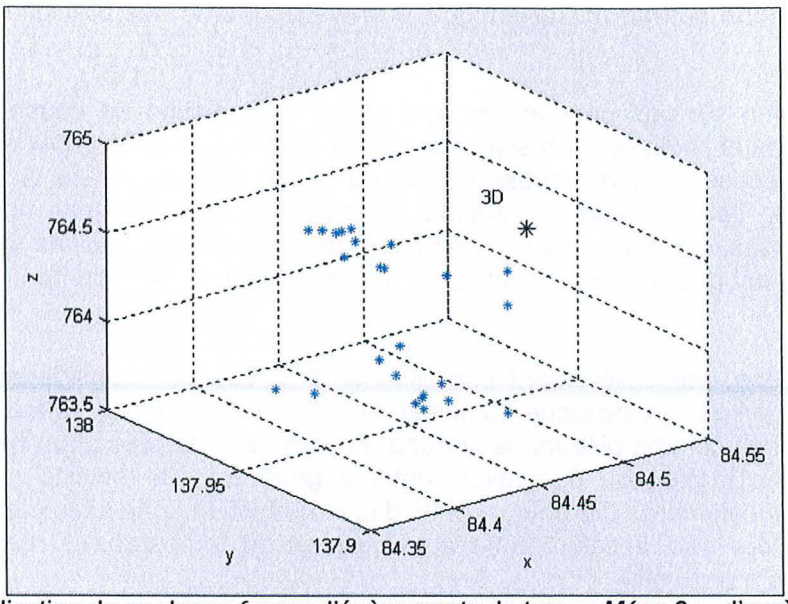


Figure 4-27 : Localisation de quelques foyers d'évènements de type « *Méca 2* », d'après Clément (2004). L'axe des cotes représente les altitudes. La position de la sonde accélérométrique 3D est reportée sur la figure.

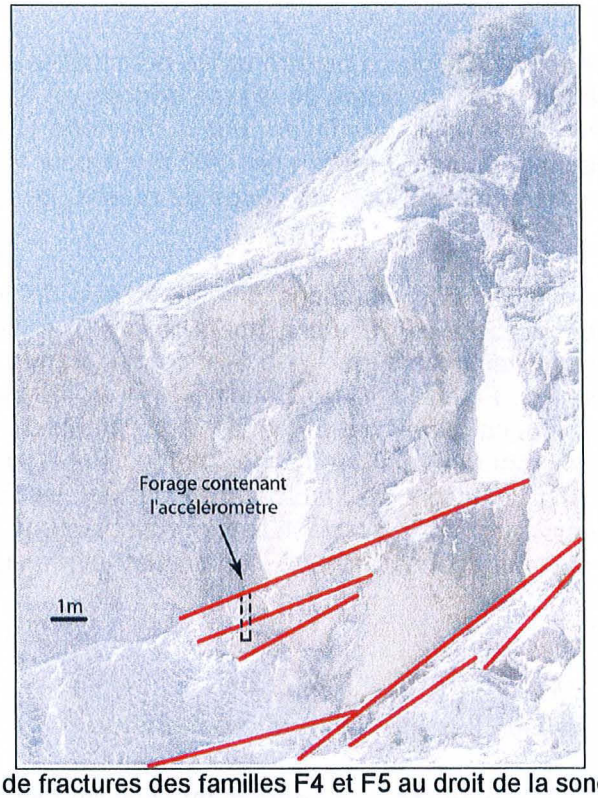


Figure 4-28 : Traces de fractures des familles F4 et F5 au droit de la sonde accélérométrique.

3.3.3- Causes possibles de l'activité microsismique

Plusieurs causes de l'activité microsismique peuvent être envisagées, parmi lesquelles les épisodes pluvieux, les épisodes venteux et les séismes régionaux. S'il n'existe pas de corrélation systématique entre le nombre d'évènements microsismiques enregistrés et les cumuls de précipitations (mesurées au niveau de Rochers de Valabres), la vitesse maximale du vent (mesurée par Météo-France à Peone, à 15 km à vol d'oiseau du site-laboratoire) ou l'activité sismique régionale, il est en revanche possible de mettre en lumière des concordances ponctuelles, à tout la moins avec les épisodes pluvieux et venteux. Les fortes rafales de vent mesurées au cours de la nuit du 12 au 13 janvier 2004 sont, par exemple,

contemporaines d'une forte activité microsismique. Il en va de même des précipitations enregistrées le 30 avril 2004.

Ceci ne signifie bien sûr pas pour autant qu'il existe une relation de causalité directe entre les phénomènes climatiques et l'activité microsismique. (Sans compter d'ailleurs que les mesures réalisées à Péone ne sont pas nécessairement représentatives du vent soufflant dans les Gorges de Valabres). Il faudra donc envisager de compléter la station météorologique locale par un anémomètre. Des comparaison plus précises, heure par heure, s'imposent également. Quoi qu'il en soit, il est évident que la durée d'auscultation est pour l'heure insuffisante pour que puissent être démontrées des corrélations significatives.

Une autre hypothèse, particulièrement intéressante à la vue des considérations du Chapitre 3, consiste à associer l'activité microsismique au niveau de l'accéléromètre aux variations de températures qui affectent, à cet endroit comme ailleurs, la surface du rochers. Il semble plausible que ces variations induisent des micro-cisaillement ou des micro-ruptures générant une activité microsismique haute-fréquence mesurable localement. Ce point mérite d'être quantifiée, par exemple, en reliant l'activité microsismique enregistrée par l'accéléromètre aux mesures de températures réalisées au niveau de clinomètre qui est placé à proximité.

3.3.4- Utilisation de l'activité microsismique « artificielle » pour caractériser le massif rocheux

Le dispositif d'auscultation microsismique a pu être utilisé ponctuellement pour l'analyse de l'activité microsismique anthropique générée par de coups de masse donnés en des points bien identifiés de la zone auscultée. La localisation *a posteriori* des foyers par la méthode CHEAP ou par la méthode de rotation d'onde a permis de vérifier qu'une estimation de 4300 $m.s^{-1}$ pour la vitesse moyenne des ondes P permettait de bien retrouver les emplacements de coups de masse, ce qui confirme la pertinence du modèle de vitesse choisi.

En outre, l'étude des amplitudes des vibrations parvenant aux différents capteurs a permis de caractériser l'atténuation du massif rocheux. Celle-ci est beaucoup plus forte que prévu initialement ; elle est notamment augmentée significativement par la présence de grands accidents déjà connus par ailleurs (analyse de fracturation, cf. Figure 2-12 du Chapitre 2). Il en résulte que le rayon d'action des capteurs est plus faible qu'attendu, ce qui explique que les évènements microsismiques enregistrés par l'ensemble du dispositif d'écoute sont rares (8% de l'ensemble des évènements). Ce même constat avait déjà été fait par ailleurs, en particulier lors de l'auscultation des falaises de craie de Normandie (De Muynck, 2002). Il semble donc qu'il faille souvent limiter notablement l'ouverture des réseaux de capteurs microsismiques si on souhaite assurer un certain recouvrement de leur champs d'écoute respectifs.

3.4- Bilan et perspectives de l'auscultation microsismique

En définitive, l'état actuel des connaissances concernant l'activité microsismique du site-laboratoire des Rochers de Valabres permet de distinguer deux grands types de sources :

- L'accident hectométrique d'orientation N20°E traversant la zone d'écoute semble être à l'origine d'une activité microsismique sporadique (classe « *Méca 1* »), mais pouvant libérer occasionnellement une énergie suffisamment importante pour être enregistrée par l'ensemble des capteurs ;
- Le massif rocheux situé immédiatement au droit de l'accéléromètre semblent être le lieu d'une activité microsismique plus régulière (classe « *Méca 2* »), mais de plus faible intensité et présentant un caractère « impulsionnel » (signaux de courte durée arrivant par salves).

Une telle dichotomie est évidemment séduisante. Elle doit cependant être relativisée parce que la configuration du dispositif d'auscultation induit un biais d'observation. Les évènements microsismiques

de la classe « *Méca 2* » peuvent en effet presque exclusivement être captés par la sonde accélérométrique. Ceci pour deux raisons :

- Si leur fréquence est supérieure à 1kHz, ils n'entrent pas dans la bande passante des géophones.
- Quand bien même leur fréquence est inférieure à 1kHz, leur magnitude est généralement trop faible pour provoquer le déclenchement d'un capteur situé à plus de quelques mètres du foyer. De ce fait, lorsque le nombre minimum de capteurs en déclenchement est fixé à 2 (ce qui est le cas la plupart du temps pour éviter une trop grande abondance d'enregistrements), ces évènements ne peuvent être captés que par les accéléromètres qui sont les seuls capteurs à être suffisamment proches les uns des autres.

Cette seconde assertion est confirmée par l'enregistrement, lors de la période d'auscultation intensive (avec un 1 seul capteur déclenchant), de signaux de la classe « *Méca 2* » au niveau de G3.

Il ne faut donc pas conclure hâtivement de la distinction entre les deux sources d'activité microsismique que l'activité de type « impulsionnel » est limitée au voisinage de la sonde accélérométrique. Rien en permet en effet d'exclure qu'en multipliant l'utilisation de telles sondes nous ne mettrions pas en lumière une activité du même type à d'autres endroits de la zone auscultée. Nous pouvons en revanche retenir que les accéléromètres et les géophones fournissent des informations totalement différentes, les premiers pouvant être essentiellement destinés à capter des évènements microsismiques de faible magnitude et générateurs de vibrations haute-fréquence.

Pour les raisons précédentes, il peut être tentant d'ajouter au dispositif d'écoute actuel une ou plusieurs sondes accélérométriques supplémentaires, ce qui n'est techniquement pas trivial, sauf à développer de nouvelles sondes, plus petites et éventuellement avec transmission par voie hertzienne des mesures à la station d'acquisition. Il paraît donc plus urgent de consolider les enregistrements actuellement en cours en comparant l'activité microsismique à d'autres mesures. Outre les mesures météorologiques dont il a déjà été question auparavant (pluviométrie, vitesse du vent), l'intérêt de mesures de mouvements est indéniable. La comparaison de ces dernières avec l'émission acoustique n'en sera pas pour autant une chose aisée. Il est clair en effet qu'il n'existe aucun dispositif capable de capter directement les mouvements associés à des évènements microsismiques isolés, tans ceux-ci sont localisés, de haute fréquence et de faible amplitude. Seuls les mouvements intervenant au moment de crises pourraient ainsi être enregistrés.

Ceci nous amène à préciser que, pour l'heure, rien ne permet de savoir si nous enregistrons une activité microsismique « normale » ou si, au contraire, nous avons déjà traversé une ou plusieurs crises qui pourraient être interprétées comme des précurseurs d'éventuels éboulements futurs. En ce sens, l'analyse de l'évolution de l'émission acoustique au cours du temps pose évidemment les mêmes problèmes que l'analyse de chroniques de vitesses ou des déplacements (Gervreau, 1991, pp 64-82) : toute la difficulté est de différencier les phénomènes « habituels » de ceux qui doivent être considérés comme une mise en garde.

Il semble par ailleurs que l'interprétation de la signature des signaux microsismiques, qui n'a été ébauchée au cours de la première année d'auscultation, gagnerait beaucoup à une comparaison avec l'émission acoustique mesurable en laboratoire. C'est ainsi qu'un enregistrement de l'activité microsismique lors d'essais de compression uniaxiale ou de traction indirecte sur éprouvettes ou lors d'essais de cisaillement sur fractures pourrait venir compléter les études en cours en permettant de relier une signature spécifique à un stade du processus de localisation de l'endommagement. De telles comparaisons entre l'auscultation microsismique *in situ* et au laboratoire ont en effet déjà apporté des éléments de compréhension nouveaux dans le cas des études menées sur les falaises de Normandie (Lenhardt, 2003 ; Senfaute et al., 2004).

4- CONCLUSION

Nous avons présenté dans ce chapitre deux méthodes d'auscultation très différentes à la fois par les principes physiques sur lesquelles elles se basent et par leur contribution à la compréhension des phénomènes sous-jacents aux éboulements.

Le **suivi tachéométrique** repose sur des mesures de déplacement à distance. C'est une technique à faible fréquence d'échantillonnage spatial (le nombre de prismes est actuellement de 18, dont 2 « références ») et dont la fréquence d'échantillonnage temporel est limitée par la nécessité d'effectuer plusieurs itérations sur chaque prisme pour obtenir une précision suffisante (dans la pratique, il faut compter au moins une minute par prisme). En outre, bien que la fidélité des mesures soit très bonne, leur précision est fortement affectée par les pertes de justesse dues à la difficulté de corriger les erreurs systématiques de manière pleinement satisfaisante (dérive des angles horizontaux et erreur sur les distances). Cette faiblesse du dispositif oblige à mener des raisonnements indirects complexes pour analyser les résultats (principe des températures équivalentes), les mesures corrigées étant trop incertaines pour permettre un raisonnement direct.

Nous nous sommes interrogés sur la possibilité d'utiliser la tachéométrie pour l'auscultation des mouvements liés aux variations thermiques journalières. Il ressort de notre étude que la tachéométrie n'est pas, dans les conditions actuelles, pleinement adaptée à l'enregistrement de ces mouvements. Des améliorations peuvent cependant être apportées au dispositif de mesure afin qu'il soit plus performant (utilisation de prismes de référence, meilleure caractérisation de la tranche d'air, utilisation simultanée de plusieurs tachéomètres en microtrilatération ou microtrilatération). La complémentarité avec la modélisation peut également apporter des éléments nouveaux (coefficients de correction *a posteriori*). Des perspectives intéressantes existent également concernant l'auscultation des mouvements saisonniers qui sont probablement d'amplitude plus importante que les mouvements journaliers (cf. Annexe 3). Ce point devra être exploré au moyen d'une auscultation longue et continue.

Pour sa part, l'**écoute microsismique** repose sur l'enregistrement, par contact direct, des vibrations induites par des microruptures du massif rocheux. C'est une technique à très haute fréquence d'échantillonnage temporel (plusieurs dizaines de kilohertz) et dont le rayon d'action est de quelques dizaines de mètres pour chaque sonde, ce qui permet de couvrir une bonne partie de la « zone menaçante ». S'il est assez facile, avec un peu d'expérience, de différencier au moyen de leur signature les vibrations associées à des évènements microsismiques de celles qui proviennent d'autres perturbations (séismes, météorologie, etc.), il est en revanche souvent plus difficile de localiser les foyers (parce que les vitesses des ondes dans le milieu sont variables) et plus encore d'interpréter les mécanismes qui sont à l'origine de l'activité microsismique. Une différence importante entre la tachéométrie et l'écoute microsismique tient donc au fait que la première technique fournit des résultats qui peuvent être directement comparés à ceux de la modélisation numérique (déplacements, vitesses, etc.) alors que la seconde caractérise l'occurrence de microruptures que les codes de calcul en contraintes déformations ne sont pas capables de bien quantifier.

Les deux techniques d'auscultation utilisées sont donc complémentaires parce qu'elles ne visent pas à mettre en évidence les mêmes phénomènes. Il paraît de ce fait difficile de comparer directement leurs résultats. Les microdéplacements qui sont à l'origine de l'émission acoustique sont en effet impossibles à mesurer par tachéométrie. L'auscultation clinométrique qui a débuté au printemps 2004, mais que nous n'avons pas analysée permettra d'avoir accès à une composante supplémentaire des mouvements de la surface du versant : là où le tachéomètre mesure la composante en translation, les clinomètres indiqueront la composante en rotation. Cette mesure présente l'avantage d'être continue, et donc de pouvoir être mise en relation avec l'enregistrement microsismique, alors que les enregistrements tachéométriques ne seront que sporadiques tant que le système d'acquisition ne pourra pas être sécurisé.

*****

***

*

CONCLUSION GENERALE

Impact des phénomènes thermiques sur la stabilité des versants rocheux

Le travail présenté dans ce mémoire nous a conduits à explorer quelques-uns des moyens disponibles pour appréhender les causes des mouvements de versants rocheux. Comme nous l'avons montré, l'analyse des causes est souvent négligée, dans l'étude de ces processus naturels, au profit d'approches plus descriptives. Sans doute cela tient-il au fait qu'il n'est pas aisé de saisir lesdites causes, en particulier parce qu'elles recouvrent une gamme de phénomènes extrêmement variés, allant des plus immédiats et des plus évidents (les facteurs déclencheurs) aux plus lointains et, par là même, aux plus incertains (facteurs de prédisposition et facteurs préparatoires). Le formalisme de classement des facteurs en fonction des échelles de temps auxquelles se développe leur action nous a donc semblé à même de clarifier notre démarche d'identification des causes. Nous avons cherché à le mettre en œuvre sur le versant des Rochers de Valabres, dont une portion constitue notre site-laboratoire.

Après avoir vérifié, par des calculs à l'équilibre-limite, que la zone étudiée est bien, du fait de la configuration géométrique de son réseau de fractures, prédisposée aux éboulements, nous avons cherché à comprendre les phénomènes qui en commandent l'occurrence. Parmi ceux-ci, certains, tels les effets hydromécaniques, sont régulièrement étudiés mais ne peuvent suffire à expliquer l'ensemble des éboulements, dont certains se produisent en dehors de toute période de précipitations significatives. C'est pourquoi notre attention a été retenue par les effets des variations journalières de la température de surface. En effet, bien que souvent évoqués parmi les causes potentielles de déstabilisation des édifices de blocs, les phénomènes thermomécaniques n'ont guère été étudiés quantitativement pour l'instant dans le cas des versants et ne sont donc encore que très mal compris.

Le croisement de calculs analytiques, de modélisations numériques et d'une auscultation *in situ* par tachéométrie nous a permis de montrer que les variations journalières de la température de surface peuvent, sous certaines conditions favorables, constituer un facteur préparatoire des éboulements. De par leur faible magnitude, ces phénomènes sont cependant quasiment imperceptibles à court terme, ce qui rend leur étude difficile. Leur mesure à distance, telle que nous avons commencé de l'entreprendre, se heurte en particulier à de délicats problèmes de corrections d'erreurs, que nous avons mis en évidence mais que nous n'avons que partiellement solutionnés pour l'instant. C'est pourquoi nous avons été amenés à proposer un certain nombre d'améliorations possibles du dispositif d'auscultation actuel, ces dernières passant presque nécessairement par l'utilisation supplémentaire d'appareils de mesures installés directement sur le versant tels que les clinomètres qui sont maintenant opérationnels.

Par ailleurs, le croisement des différentes approches permet de constater que les amplitudes des mouvements d'origine thermique qu'elles fournissent, quoique relativement proches les unes des autres, peuvent malgré tout varier de 1 à 2 ordres de grandeurs (cf. Tableau 5-1). Dans l'état actuel des connaissances, cette variabilité peut être attribuée :

- Aux aspects géométriques (restitution de la géométrie réelle et passage de une à deux puis trois dimensions),
- Aux aspects thermiques (conditions de température ou de flux de chaleur existant à l'interface air-roche, ces conditions étant spatialement hétérogènes),
- Aux aspects mécaniques (rôle joué par les discontinuités du massif rocheux, une étude paramétrique pouvant être envisagée pour tester l'influence de différentes caractéristiques mécaniques des fractures).

Ces différents points devront être étudiés avec soin pour la poursuite des investigations.

			Amplitude des variations de températures	Amplitude des déformations associées	Amplitude des déplacements associés	Réf.
Calcul analytique pour un milieu semi-infini thermo-élastique			16°C (journalières, sinusoïdales)	-	Normal : 0,03 mm	p 88 et Annexe 3
			16°C (journalières, en créneaux)	-		p 91 et Annexe 3
Modélisation numérique des Rochers de Valabres avec UDEC	Bloc triangulaire (point M)	Calcul élastique	16°C (journalières, sinusoïdales)	-	Normal : 0,03 mm Tangentiel : 0,02 mm	pp 76-77
		Calcul élasto-plastique		-	Normal : 0,2 mm Tangentiel : 0,2 mm	p 78
	Modèle de la zone menaçante avec la géométrie réelle (point T)	Calcul élastique	16°C (journalières, sinusoïdales)	-	Normal : 0,03 mm Tangentiel : 0,14 mm	p 88
			16°C (journalières, en créneaux)	-		p 91
		Calcul élasto-plastique	16°C (journalières, sinusoïdales)	-		p 94
Mesures *in situ*	Auscultation tachéométrique des Rochers de Valabres (analyse avec α *a posteriori*)		18°C (journalières)	-	Variation de *Dp* de quelques dixièmes de mm	p 124
	Petit massif calcaire fracturé		10 à 15°C (journalières)	60.10^{-6} à 82 cm de profondeur	-	p 68, p 72 et Bertolus (1998)
	Versant de granodiorite fracturée		7°C (annuelles)	-	5 mm entre 16 et 26 m de profondeur	p 69 et Watson *et al.* (2004)

Tableau 5-1 : Comparaison des ordres de grandeur des conséquences mécaniques des variations de température issues des différentes approches présentées dans le mémoire.

Pour l'heure, des avancées significatives ont été réalisées dans le domaine encore très peu exploré de l'implication des effets thermomécaniques dans les mouvements de versants rocheux. Bien que peu de conclusions catégoriques et définitives puissent être avancées dans l'immédiat, le travail présenté dans ce mémoire nous a permis de montrer que les phénomènes thermiques peuvent être invoqués pour l'interprétation d'un certain nombre de cas d'éboulements non encore « élucidés ».

Prédiction de l'occurrence spatiale et temporelle des éboulements

D'un point de vue plus opérationnel, l'existence de facteurs préparatoires des éboulements, tels que les effets thermomécaniques décrits ci-dessus, et leur mode d'action progressif et itératif (par accumulation de petits effets successifs) constituent des obstacles à la prédiction de la localisation spatiale et temporelle des éboulements : étant donné la faible magnitude des effets individuels, il est intrinsèquement difficile de déterminer la « quantité » d'effets thermomécaniques « admissible » ou « compatible » avec la stabilité d'un volume rocheux « géométriquement instable ». Si l'auscultation des conséquences des variations de température peut aider à mieux comprendre ces dernières et à s'assurer de la pertinence des modèles numériques réalisés, il est donc en revanche malaisé d'exploiter les résultats de l'auscultation des mouvements pour prédire les évènements catastrophiques.

Ceci est d'autant plus vrai que les effets thermomécaniques ne sont pas les seules causes potentielles d'éboulement et rentrent, de ce fait, en « concurrence » avec d'autres phénomènes préparatoires ou déclencheurs. Toute prévision des chutes de blocs passera donc nécessairement par une prise en compte de ces différentes causes et surtout par une quantification de l'importance relative de leurs effets, problème difficile que nous n'avons qu'esquissé pour l'instant. Dans le cas des Rochers de Valabres, il conviendra en particulier de caractériser les sollicitations hydrauliques et, pour cela, développer un modèle conceptuel des écoulements dans le massif.

Intérêt et devenir du site-laboratoire

Il est impossible de conclure ce travail sans revenir sur le choix qui a sous-tendu une bonne partie de sa réalisation : celui des Rochers de Valabres comme site-laboratoire. Ce choix a été guidé par la présence de nombreux indices d'activité (fractures ouvertes notamment) laissant supposer que la « zone menaçante » serait le siège de nouveaux éboulements. Cette « première impression » a été confortée par les calculs numériques réalisés. Malgré tout, aucun éboulement important n'a eu lieu sur le site pendant la période d'auscultation retracée dans ce mémoire, ce qui illustre, si besoin en était, la difficulté de l'étude de phénomènes aussi sporadiques que les éboulements : l'analyse de leurs causes nécessite des investigations à long terme et mobilise donc des moyens financiers et humains importants.

Un nouvel éboulement a pourtant eu lieu dans la nuit du 28 au 29 octobre 2004 : un bloc d'une dizaine de mètres-cubes qui s'est détaché de la « zone menaçante » (ou à proximité immédiate de celle-ci) s'est s'écrasé sur la route conduisant à la centrale EDF (Figure 5-1), probablement à la suite des fortes pluies qui se sont abattues sur les Alpes du Sud à ce moment-là. Les informations au sujet de cet événement sont peu nombreuses pour l'instant. Une visite prévue sur le site permettra de mieux prendre la mesure de la l'ampleur du phénomène, de localiser la zone source et d'en tirer des conclusions sur l'adaptation éventuelle du dispositif d'auscultation actuel. Quoi qu'il en soit, cet événement confirme que les Rochers de Valabres constituent un versant actif sur lequel il est possible de mettre en évidence les phénomènes intervenant dans la préparation et le déclenchement des éboulements, qu'ils soient de nature thermique, hydraulique ou autre.

Figure 5-1 : Bloc éboulé dans la nuit du 28 au 29 octobre 2004.
Cliché : Parc National du Mercantour.

Les potentialités du site-laboratoire des Rochers de Valabres sont donc très importantes et n'ont été que partiellement valorisées pour l'instant. Ce site pourra en particulier devenir, au gré des investigations à venir, un lieu privilégié pour tester et comparer leurs apports respectifs à la compréhension des phénomènes sous jacents aux éboulements. De plus, ces investigations bénéficieront de l'important travail de reconnaissance et de « débroussaillage » qui a déjà été réalisé, au sens propre comme au sens figuré !

D'un point de vue méthodologique, la clé de voûte des investigations futures sera probablement, comme cela a été le cas jusqu'à maintenant, une bonne combinaison du travail de terrain, riche

d'enseignements mais coûteux en temps, et du travail « de laboratoire » *lato sensu*, fondamental mais ne pouvant exister seul, car devant impérativement se nourrir du précédent. Cette méthodologie n'est certes pas nouvelle, mais il est opportun d'en rappeler ici l'importance car, dans l'étude des phénomènes naturels plus que dans tout autre discipline, la prise en compte de la réalité et des impératifs « du terrain » n'est pas essentielle, mais indispensable.

*****

***

*

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Agliardi F., Crosta G., Zanchi A. (2001). Structural constraints on deep-seated slope deformation kinematics, *Eng. Geol.*, 59, pp 83-102

Amadei B. (1996). Importance of anisotropy when estimating and measuring in situ stresses in rock. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.*, 33, 3, pp 293-325

Amitrano D. (1994). *Mécanismes de déformation des massifs rocheux*. Mémoire de DEA « Mécanique des Milieux Géophysiques et Environnement » (MMGE), Université Joseph Fourier, Grenoble I, France

Amitrano D., Hantz D., Orengo Y. (1996). Emission acoustique d'une roche fracturée. *Onzième colloque franco-polonais de mécanique des sols et des roches appliquée*

Antoine P. (1992). Les problèmes posés par l'instabilité des versants de grande ampleur –Aspects géologiques. *Bull. Int. Ass. Eng. Geol.*, 45, pp 9-22

Antoine P., Giraud A. (1995). Typologie des mouvements de versants dans un contexte opérationnel. *Bull. Int. Ass. Eng. Geol.*, 51, pp 57-62

Arif I. (1998). *Etude des états de contraintes dans les talus calculés par éléments finis – Utilisation des programmes ELFI3F, SAP2D et CESFI.* Mémoire de DEA « Génie géologique et minier », Institut National Polytechnique de Lorraine (Ecole des Mines de Nancy), Nancy, France

Ashkenazi V., Dodson A. H., Sykes R. M., Crane S. A. (1980). Remote measurement of ground movements by surveying techniques. *The Civil Engineering Surveyor*, 5, 4, pp 15-22

Audigane P. (2000). Caractérisation micro-sismiques des massifs rocheux fracturés. Modélisation thermo-hydraulique. Application au concept géothermique de Soultz. Thèse de doctorat en « Géosciences », INPL, France

Bandis S. C., Lumsden A. C., Barton N. R. (1983). Fundamentals of rock joint deformation. *Int. Jour. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.*, 20, 6, pp 249-268

Baron J., Ollivier J.-P. (1992). *La durabilité des bétons.* Presses de l'Ecole nationale des Ponts et Chaussées, Paris, France. ISBN 2-85978184-6

Baroudi H., Piguet J.-P., Chambon C., Asof M. (1990). Utlilization of the block generator « RESOBLOK » to complex geologic conditions in an open pit mine. *Proceedings of the International Conference on Mechanics of jointed and faulted Rock* (18-20 avril 1990, Vienne, Autriche), Rossmanith H.-P. (éditeur), Balkema, Rotterdam, Pays-Bas, pp 529-535

Barrell H., Sears J. E. (1939). The refraction and dispersion of air for the visible spectrum. *Philos. Trans. R. Soc. London*, A 238, pp 1-64

Battle W. R. B. (1960). Temperature observation in bergschrunds and their relationship to frost shattering*Norwegian Cirque Glaciers*, Lewis, W. V. (éditeur), Royal Geographical Society series, 4, pp 83-95

Bérard T., Cornet F. H. (2003). Evidence of thermally induced borehole elongation: a case study at Soultz, France. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 40, pp 1121-1140

Berest P., Weber P. (1988). *La thermomécanique des roches.* Editions du BRGM (n°16), Orléans, France

Berger A. (1992). *La climat de la Terre : un passé pour quel avenir ?*. Editions De Boeck Université, Bruxelles, Belgique. ISBN 2-8041-1497-X

Bertolus G. (1998). Approche en site naturel des couplages thermo-hydro-mécaniques d'un massif carbonaté fracturé. Mémoire de DEA « Protection, Aménagement et Exploitation du Sol et du Sous-Sol » (PAE3S), Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy, France

Besson L. (1996). *Les risques naturels en montagne, traitement, prévention, surveillance*. Artès-Publialp, Grenoble, France

Bieniawski Z. T. (1989). *Engineering Rock Mass Classifications*, Editions Wiley, Londres, Grande-Bretagne

Bogaard T. A., Antoine P., Desvarreux P., Giraud A., van Asch Th. W. J. (2000). The slope movements within the Mondorès graben (Drôme, France); the interaction between geology, hydrology and typology. *Eng. Geol.*, 55, pp 297-312

Bogdanoff S. (1986). Evolution de la partie occidentale du massif cristallin externe de l'Argentera. Place dans l'arc alpin. *Géol. de la France*, 4, pp 433-453

Bouvard-Lecoanet A., Colombet G., Esteulle F. (1988). *Ouvrages souterrains : conception, réalisation, entretien*. Presses de l'Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, Paris, France. ISBN 2859781919

Bruel D. (1995). Modelling heat extraction from forced fluid flow through stimulated fractured rock masses: evaluation of the Soultz-sous-Forêt site potential. *Geothermics*, 24, 3, pp 439-450

Calder P. N., Archibald J. F., Madsen D., Bullock K (1990). High frequency precursor analysis prior to rockburst. *Rockburst and seismicity in mines*, Fairhurst

Carnec C., Massonnet D., King C. (1996). Two examples of the use of SAR interferometry on displacement fields of small spatial extend. *Geoph. Res. Letters*, 23, 24, pp 3579-3582

Carslaw H. S., Jaeger J. C. (1959). *Conduction of Heat in Solids*, 2nd edition. Clarendon Press, Oxford, Royaume-Uni. ISBN 0-19-853368-3

Casson B., Delacourt C., Baratoux D., Allemand P. (2003). Seventeen years of the « La Clapière » landslide evolution analysed from ortho-rectified photographs. *Eng. Geol.*, 68, pp 123-139

CFGI (Comité Français de Géologie de l'Ingénieur) (2000). *Caractérisation et cartographie de l'aléa dû aux mouvements de terrain, Guide technique*. IST-Diffusion, LCPC.

CFMR (Comité Français de Mécanique des Roches) (1999). *Manuel de mécanique des roches, Tome 1 : fondements*. Les Presses de l'Ecole des Mines, Paris, France. ISBN 2-911762-23-1

CFMR (Comité Français de Mécanique des Roches) (2004). *Manuel de mécanique des roches, Tome 2 : les applications*. Les Presses de l'Ecole des Mines, Paris, France. ISBN 2-911762-45-2

Clément C. (2004). *Technique d'écoute microsismique appliquée à l'auscultation du versant rocheux instable de Valbres (Alpes-Maritimes), Interprétation des measures, caractérisation du milieu et de son instabilité*. Mémoire de stage de fin d'études, Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre (EOST), Université Louis Pasteur, Strasbourg I, France

Colas G., Pilot G. (1976). Description et classification des glissements de terrain, *Bull. Liaison Labo. P. & Ch.*, n° spécial, pp 21-30

Corre B., Eymard R., Guenot A. (1984). Numerical computation of temperature distribution in a wellbore. *59th Annual Technical Conference and Exhibition of the SPE of AIME*, Houston, Etats-Unis, Septembre 1984

Coutard J.-P., Francou B. (1989). Rock temperature measurements in two alpine environments: implications for frost shattering. *Artic and Alpine research*, 21, 4, pp 399-416

Couzy A. (1981). *La télédétection*. Collection « Que sais-je ? », Presses Universitaires de France, Paris, France. ISBN 2-13-036884-0

David C., Menendez B., Darot M. (1999). Influence of stress-induced and thermal cracking on physical properties and microstructure of La Peyratte granite. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 36, pp 433-448

Dehn M., Bürger G., Buma J., Gasparetto P. (2000). Impact of climate change on slope stability using expanded downscaling . *Engineering Geology*, 55, pp 193–204

Delaunay J. (1983). *Carte des zones exposées à des glissements, écroulements, effondrements et affaissements de terrain en France*. Editions du BRGM (n°124), Orléans, France. ISBN 2-7159-5029-2

Demezhko D. Y., Shchapov V. A. (2001). 80,000 years ground surface temperature history inferred from the temperature-depth log measured in the superdeep hole SG-4 (the Urals, Russia). *Global and Planetary Change*, 29, pp 219-230

De Muynck P. (2002). Ecoute microsismique appliquée à la détection des effondrements des falaises crayeuses. Mémoire de stage de fin d'études, Institut des Sciences et Technologies, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, France

Duffaut P. (2004). Glissements de terrain. *Encyclopædia Universalis*

Durville J.-L., Gouin T., Pouget P., Sève G. (1994). *Surveillance des pentes instables - Guide technique*. Techniques et méthodes du Laboratoire des Ponts et Chaussées. ISBN 2-7208-3580-3

Fahey B. D., Lefebure T. H. (1988). The freeze-thaw weathering regime at a section of the Niagara escarpment on the Bruce Peninsula, Southern Ontario, Canada. *Earth Surf. Processes and Landforms*, 13, pp 293-304

Faure-Muret A., Fallot P. (1954). *Notice explicative de la carte géologique de la France à 1/50.000, feuille n° 920 « Saint-Étienne-de-Tinée »*. BRGM

Feng Q., Sjögren P., Stephansson O., Jing L. (2001). Measuring fracture orientation at exposed rock faces by using a non-reflector total station. *Eng. Geol.*, 59, pp 133-146

Feuga B., Vouille G. (1982). La charge thermique admissible en formations géologiques – Conséquences sur les méthodes d'évacuation des déchets radioactifs. *Rapport EUR 8179 FR*, vol. 2, Commission des Communautés Européennes, pp 205-225

Feuga B., Vouille G. (1984). Comportement thermo-mécanique des fractures dans le granite. *Journée sur le Granite* (26 juin 1984), Documents du BRGM n°84, Orléans, France

Feustel A. J. (1997). Temporal-spatial b-value and observed relationships to structurally controlled ground falls in an open-stope mine. *Rockbursts ans seismicity in mines*, Gibowicz & Lasocki

Finlayson B, Statham I. (1980). *Hillslope analysis*. Heineman, Londres, Grande-Bretagne

Flageollet J.-C. (1989). *Les Mouvements de terrain et leur prévention*. Masson (Collection « Géographie »), Paris, France

Follacci J.-P. (1987). Les mouvements du versant de la Clapière à Saint-Étienne-de-Tinée (Alpes-Maritimes). *Bulletin des Laboratoires des Ponts et Chaussées*, 150-151

Follacci J.-P. (1999). Seize ans de surveillance du glissement de la Clapière (Alpes-Maritimes). *Bulletin des Laboratoires des Ponts et Chaussées*, 220, pp 35-51

Follacci J.-P., Perez J.-L., Julian M. (1984). Crêtes doubles et perturbations de versants dans un domaine de montagne alpine (Mercantour et ses bordures). *Mouvements de terrains, Colloque de Caen, 22-24 mars 1984*, Editions du BRGM (n°83), Orléans, France, pp 533-542. ISBN 2-7159-0104-6

Fourar M., Chèze C. (2002). *Mécanique des milieux déformables : Equations générales, solides élastiques, fluides, turbomachines.* Ellipses, Paris, France. ISBN 2-7298-1112-5

Fruneau B., Achache J., Delacourt C. (1996). Observation and modelling of the Saint-Etienne-de-Tinée landslide using SAR interferometry. *Tectononohysics*, 265, pp 181-190

Galan E., Guerrero M. A., Vazquez M. A., Zezza F. (1992). Progressive deterioration of marble columns by thermal changes in relation to their state of superficial decay. *Proceedings of the 7th International Congress on Deterioration and Conservation of Stone* (Juin 1992), Delgado Rodrigues, J., Henriques, F. and Telmo Jeremias, F. (éditeurs), Lisbonne, Portugal

Gervreau E. (1991). *Etude de l'évolution des versants naturels en mouvement : prévoir, alerter, secourir.* Thèse de doctorat en « Mécanique des sols – structures », Ecole Centrale de Paris, France

Gili J. A., Corominas J., Rius J. (2000). Using Global Positioning System techniques in landslisde monitoring. *Eng. Geol.*, 55, pp 167-192

Giraud A., Rousset G. (1995). Thermoelastic and thermoplastic response of a porous space submitted to a decaying heat source. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 19, pp 475-495

Girault F. (1992). Auscultation par imagerie numérique de quelques versants instables. Editions du BRGM (n°217), Orléans, France

Girault F., Goguel B, Aste J.-P. (1995). Le glissement du Friolin en Savoie : mesures par imagerie numérique. *Revue Française de Géotechique*, 73, pp 73-79

Gottschalk R. R., Kronenberg A. K., Russell J. E., Handin J. (1990). Mechanical anisotropy of gneiss ; failure criterion and textural sources of directional behavior. *J. Geoph. Res.*, 95, B13, pp 613-621

Goy L. (1996). Mesure et modélisation des températures dans les massifs rocheux, Application au projet se tunnel profond Maurienne-Ambin. Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier, Grenoble I, France

Guardi P., Ivaldi J.-P., Dubar M., Guglielmi Y., Perez J.-L. (1996). Paléotectonique linéamentaire et tectonique active des Alpes maritimes franco-italiennes : une synthèse. *Géologie de la France*. 1, pp 43-55

Gunzburger Y. (2001). Apports de l'analyse de la fracturation et de la modélisation numérique à l'étude du versant instable de la Clapière (Saint-Étienne-de-Tinée, Alpes-Maritimes). Mémoire de DEA « Protection et Amménagement du Sol et du Sous-Sol » (PAE3S), INPL, Nancy, France

Gunzburger Y., Merrien-Soukatchoff V. (2002). Caractérisation mécanique d'un grand versant rocheux instable au moyen du système RMR, Cas de la Clapière (Alpes françaises) – Symposium international PARAM 2002 « Identification et détermination des paramètres des sols et des roches pour les calculs géotechniques », Paris, 2-4 septembre 2002, Presses de l'Ecole Nationale des Ponts-et-Chaussées, Paris, France, pp 541-548

Gunzburger Y., Laumonier B. (2002). Origine tectonique du pli supportant le glissement de terrain de la Clapière (NW du massif de l'Argentera-Mercantour, Alpes du Sud, France) d'après l'analyse de la fracturation. *C.-R. Géoscience* (anciennement : *C.-R. Acad. Sc. Paris*), 334 (6), pp 415-422

Gunzburger Y., Merrien-Soukatchoff V., Guglielmi Y. (2002). Mechanical influence of the last deglaciation on the initiation of the « La Clapière » slope instability (Southern French Alps). *5ième Conférence Européenne NUMGE 2002 « Méthodes numériques en géotechnique »* (4-6 septembre 2002, Paris, France), Presses de l'Ecole Nationale des Ponts-et-Chaussées, Paris, France, pp 713-718. ISBN 2-85978-362-8

Heliot D. (1988). Generating a blocky rock mass. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 25, 3, pp 127–138

Hoek E., Bray J. (1981). *Rock slope engineering, Revised third edition.* The Institution of Mining and Metallurgy, Londres, Royaume-Uni

Holman J. P. (2002). *Heat transfer*, 9th edition. McGraw-Hill series in mechanical engineering. ISBN 0-07-240665-0

Hutchinson J. N. (1988). General report : Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology, *Proc. 5th Int. Symp.* Landslides (ISL), Lausanne, Suisse, pp 3-35

Ishida T., Nishikawa T., Tanaka M., Shiotani T. (2001). Acoustic emission monitoring for an unstable rock mass left after slope failure. *Rockbursts ans seismicity in mines*, South African Institute of Mining and Metallurgy

Itasca Consulting Group, Inc. (2003). *UDEC (Universal Distinct Element Code), version 3.3.* Minneapolis, USA

Ivaldi J.-P., Guardia P., Follacci J.-P., Terramorsi S. (1991). Plis de couverture en échelon et failles de second ordre associés à un décrochement dextre du socle sur le bord nord-ouest de l'Argentera (Alpes-Maritimes, France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 313, II, pp 361-368

Jacovies C. P., Mihalakakou G., Santamouris M., Lewis J. O. (1996). On the ground temperature profil for passive cooling applications in buildings. *Solar Energy*, 57, 3, pp 165-175

Janio Castro de Lima J., Braga Paraguassu A. (2004). Linear thermal expansion of granitic rocks: influence of apparent porosity, grain size and quartz content. *Bull. Eng. Geol. Env.*, 63, pp 215-220

Jenkins K. A., Smith B. J. (1990). Daytime rock surface temperature variability and ist implications for mechanical rock weathering: Tenerife, Canary Islands. *Catena*, 17, 449-459

Jing L. (2003). A review of techniques, advances and outstanding issues in numerical modelling for rock mechanics and rock engineering. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 40, pp 283-353

Julian M. (1976). *Les Alpes Maritimes franco-italiennes : étude géomorphologique.* Thèse de Doctorat ès Lettres (Géographie), Université d'Aix-Marseille II, France

Julian M., Anthony E. (1996). Aspects of landslide activity in the Mercantour Massif and the French Riviera, southeastern France. *Geomorphology*, 15, pp 275-289

Kandel R., Fouquart Y. (1992). Le bilan radiatif de la Terre. *La Recherche*, 241, 23, pp 316-324

Kasperski J. (2004). Influence des effets hydromécaniques sur la stabilité du site des gorges de Valabres : Investigations par une modélisation discontinue à l'aide du logiciel UDEC. Mémoire de DEA « Protection, Aménagement et Exploitation du Sol et du Sous-Sol » (PAE3S), Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy, France

Kevorkov S. A., Romashov V. N., Simonyants L. E., Timofeev N. S., Vugin R. B. (1974). Etude de l'effet de la température et des chargements thermiques cycliques sur la résistance d'une paroi de forage en trou ouvert. *Neft'Khoz*, 6, pp 10-12

Knill J. L. (1968). Geotechnical significance of some glacially induced rock discontinuities. *Bull. Int. Ass. Eng. Geol.*, 5, pp 49-62

Kolditz O. (1995). Modelling flow and heat transfer in fractured rocks: conceptual model of a 3-D deterministic fracture network. *Geothermics*, 24, 3, pp 451-470

Korini T., Merrien-Soukatchoff V., Bennani M. (1993). Optimisation du soutènement par boulonnage des excavations creusées dans un massif rocheux fracturé en blocs. *4ème Colloque Franco-Polonais : Géotechnique et Environnement* (16-17 novembre 1993, Nancy, France), pp. 91-102. ISBN 2-85555-048-3

Lauwerier H. A. (1955). The transport of heat in an oil layer caused by the injection of hot fluid. *Appl. Sci. Res.*, A5, pp 145-150

Lebourg T. (2000). Analyse géologique et mécanique de glissements de terrain dans des moraines des Pyrénées Centrales et Occidentales (France), Thèse de doctorat en « Géologie Appliquée », Université de Bordeaux I, France

Ledoux B. (1995). *Les catastrophes naturelles en France*. Documents, Payot & Rivages

Lehnardt F. (2003). Etude expérimentale en laboratoire de l'endommagement des roches de craie par methods acoustiques, application à la comprehension des effondrements de falaises crayeuses de Haute-Normandie. Mémoire de stage de fin d'études, Ecole de Physique du Globe, Université Louis Pasteur, Strasbourg I, France

Lliboutry L. (1998). *Géophysique et Géologie*. Editions Masson, Paris, France. ISBN 2-225-82922-5

Malet J.-P., Hartig S., Calais E., Maquaire O. (2000). Apport du GPS au suivi continu des mouvements de terrain. Application au glissement-coulée de Spuer-Sauze (Alpes-de-Haute-Provence, France). *C.-R. Géosciences*, Acad. Sci. Paris, Earth and planetary science, 331, pp 175-182

Malet J.-P., Maquaire O., Calais E. (2002). The use of Global Positioning System techniques for the continuous monitoring of landslides : application to the Super-Sauze earthflow (Alpes-de-Haute-Provence, France). *Geomorphology*, 43, pp 33-54

Marlinge J. (2004). *Méthode "SCARABEE", mise à jour et développement.* Rapport de stage de fin d'études, Coyne & Bellier, Ecole des Mines de Nancy

Matheson D. S., Thomson S. (1973). Geological implications of valley rebound. *Can. J. Earth Sci.*, 10, pp 961-978

Matsuoka N. (1994). Diurnal freeze-thaw in rockwalls: field measurements ans theoretical considerations. *Earth Surf. Processes and Landforms*, 19, pp 423-435

Matsuoka N., Sakai H. (1999). Rockfall activity from an alpine cliff during thawing periods. *Geomorphology*, 28, pp 309-328

Mayeur B. (1999). *Mesure et modélisation des contraintes naturelles dans un massif rocheux alpin.* Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier, Grenoble I, France

McTigue D. F., Mei C. C. (1981). Gravity-induced stresses near topography of small slope. *Journ. Geoph. Res.*, 86, B10, 9268-9278

Mechler P. (1982). Les méthodes de la géophysique. Dunod Université

Mendecki A. J. (1993). Real-time quantitative seismology in mines. *Rockburst of seismicity in mines*, Young R. P. (éd.), Balkema, Rotterdam, Pays-Bas, pp. 1141-1144

Mendecki A. J. (1997). *Seismic monitoring in mines*. Chapman & Hall

Merrien-Soukatchoff V., Omraci K. (2000). Détermination des conditions aux limites pour un calcul de stabilité de talus. *Revue Française de Géotechnique*, 92, pp 31-39

Mihalakakou G., Santamouris M., Lewis J. O., Asimakopoulos D. N. (1997). On the application of the energy balance equation to predict ground temperature profiles. *Solar Energy*, 60, 3-4, 181-190

Mihalakakou G. (2002). On estimating soil surface temperature profiles. *Energy and Buildings*, 34, pp 251-259

Millard A. *et al.* (1995). Discrete and continuum approaches to simulate the thermo-hydro-mechanical couplings in a large, fractured rock mass. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 32, 5, pp 409-434

Milles S., Lagofun M. (2000). Topographie et topométrie modernes, Tome 1 : Techniques de mesure et de représentation. Editions Eyrolles, France. ISBN 2-212-02287-5

Millies-Lacroix A. (1981). Classification des talus et versants instables. 26^{ième} Cong. Géol. Int. (Section 17 : « Risques géologiques – Mouvements de terrain »), *Bull. Liaison Labo. P. & Ch.*, n° spécial X, pp 55-62

Minney D., Kotze G., Van Aswegen G. (1997). Seismic monitoring of the caving process above a retreating longwall at the New Denmark Colliery, South Africa. *Rockbursts and seismicity in Mines*, Gibowicz & Lasocki

Monsen K., Barton N. (2001). A numerical study of cryogenic storage in underground excavations with emphasis on the rock joint response. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 38, pp 1035-1045

Moon H. K., Jue K. S. (1993). Propriétés thermiques et hydrauliques equivalents des masses rocheuses fractures. Actes du symposium *Eurock'93*, pp 337-346

Moret L. (1945). *Les Eboulements de terrains en montagnes*. Editions de la revue « les Alpes », Grenoble, France

Mostrel M., Givoni B. (1982). Windscreens in radiant cooling. *Passive Solar Journal*, 1, 229.

Nichols T. C. (1980). Rebound, its nature and effect on engineering works. *Q. J. Eng. Geol.*, 13, pp 133-152

Niitsuma H., Chubachi N., Takanohashi M (1987). Acoustic analyses of a geothermal reservoir and its application to reservoir control. *Geothermics*, 16, pp 47-60

Neaupane K. M., Yamabe T., Yoshinaka R. (1999). Simulation of fully coupled thermo-hydro-mechanical system in freezing and thawing rock. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 36, pp 563-580

Nemcok A., Pasek J., Rybar J. (1972). Classification of landslides and other mass movements. *Rock Mech.*, 4, pp 71-78

Ogasawara H. *et al.* (2001). Semi-controlled seismogenic experiments in South African deep gold mines. *Rockbursts ans seismicity in mines*, South African Institute of Mining and Metallurgy, pp 293-299

Pan E., Amadei B., Savage W. Z. (1994). Gravitational stresses in long symmetric ridges and valleys in anisotropic rock. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 31, 4, pp 293-312

Pan E., Amadei B., Savage W. Z. (1995). Gravitational and tectonic stresses in anisotropic rock with irregular topography. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 32, 3, pp 201-214

Pancza A., Ozouf J.-C. (1988). Contemporary frost action on different oriented rock walls: an example from the Swiss Jura mountains. *5th Int. Conf. on Permafrost*, Trondheim, Allemagne

Panet M., Rotheval J.-P. (1976). Stabilité des masses rocheuses (Chap. VII). *La Mécanique des roches appliquée aux ouvrages du genie civil*, Panet, Ass. Amicale des Ing. Anc. Eleves de l'ENPC

Pattantyus-Abraham M, Janosi I. M. (2004). What determines the nocturnal cooling timescale at 2 m?. *Geoph. Res. Letters*, 31, L05109.

Patton F. D., Hendron A. J. (1974). General report on "mass movements". *2nd Int. Congress IAEG* (Août 1974, Sao Paulo, Brésil)

Perami R. (1971). Formation de microfissures dans les roches sous l'effet de variations homogènes de temperatures. *Conf. SIMR*, Nancy, 1971

Peterson R. (1958). Rebound in the Bearpaw shale, Western Canada. *Bull. Geol. Soc. America*, 69, pp 1113-1124

Pincent B., Blondeau F. (1978). Détection et suivi des glissements de terrain. *3ème Congrès de l'Assoc. Int. de Géologie de l'Ingénieur* (sept. 1978, Madrid, Espagne)

Pingue F., Troise C., De Luca G., Grassi V., Scarpa R. (1998). Geodetic measurements of Mt. Vesuvius Volcano, Italy, based on EDM and GPS surveys. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 82, pp 151-160

Poplawski R. F. (1997). Seismic parameters and rockburst hazard at Mt Charlotte Mine. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 34, 8, pp 1213-1228

Pudewills A., Droste J. (2003). Numerical modeling of the thermomechanical behaviour of a large-scale undeground experiment. *Computers and Structures*, 81, pp 911-918

Rachez X. (1997). Les fondations au rocher de grands viaducs : l'apport de la méthode des elements distincts. Thèse de doctorat, Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, France

Rawling G. C., Baud P., Wong T.-F. (2002). Dilatancy, brittle strength and anisotropy of foliated rock: experimental deformation and micromechanical modeling. *J. Geoph. Res.*, 107, B10, 2234

Rejeb A., Vouille G., Derlich S. (1990). Modelisation du comportement thermomécanique d'un massif granitique – application à la simulation de l'expérience THM de Fanay-Augères. *Revue Française de Géotechnique*, 53, pp 21-31

Rivet F. (2004). Technique d'écoute microsismique appliquée à l'auscultation des versants rocheux instables, Site experimental de Valabres, Alpes-Maritimes. Mémoire de stage de fin d'études, Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre (EOST), Université Louis Pasteur, Strasbourg I, France

Rizzo V., Leggeri M. (2003). Slope instability and sagging reactivation at Maratea (Potenza, Basilicata, Italy). *Eng. Geol.*, 71, pp 181-198

Rochet L. (1992). Auscultation – Diagnostic – Surveillance. *Bulletin de l'Assoc. Int. de Géol. de l'Ing.*, 45, pp 43-57

Rosso R.S. (1976). A comparison of joint stiffness measurements in direct shear, triaxial compression and in situ. *Int. Jour. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.*, 13, pp 167-172

Royer-Carfagni G. F. (1999). On the thermal degradation of marble. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 36, pp 119-126

Rutqvist J. *et al.* (2001). Coupled thermo-hydro-mechanical analysis of a heater test in fractured rock and bentonite at Kamaishi Mine – comparison of filed results to predictions of four finite element codes. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 38, pp 129–142

Saetta V. (2004). *Micro-seismicity and hydro-mechanics of fractured rock masses : experiments and numerical simulations*. Thèse de doctorat en « Génie civil, hydrosystèmes, géotechnique », INPL, Nancy, France

Salcedo D. A. (2004). Considerations about failure mechanics fo weathered foliation surfaces. *Landslides: evaluation and stabilization, Proc. 9th International Symposium on Landslides* (28 juin - 2 juillet 2004, Rio-de-Janeiro, Brésil), Lacerda *et al.*, éditeurs, Taylor & Francis Group, London, pp 897-903. ISBN 04-1535 665-2

Santerre R. (1983). Réfraction atmosphérique : ses effets sur les measures du nivellement géodésique. Thèse M. Sc. Géodésie, Université Laval, Québec, Canda

Sassa K. (1985). The geotechnical classification of landslides. *Proc. 4th Int. Conf. and Field Workshop on Landslides*, Tokyo, pp 31-40

Savage W. Z. (1993). Gravity-induced stresses near a vertical cliff. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 30, 4, pp 325-330

Savage W. Z. (1994). Gravity-induced stresses in finite slopes. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 31, 5, pp 471-483

Schmidt J., Dikau R. (2004). Modeling historical climate variability and slope stability. *Geomorphology – Sous presses*

Scholz H.C. (1990). *The mechanics of earthquakes and faulting*. Cambridge University Press.

Senfaute G., Abdul Wahed M., Piguet J.-P., Josien J.-P. (2000). Technique d'écoute microsismique appliquée au risque d'effondrement dans les mines du bassin ferrifère lorrain. *Revue Française de Géotechnique*, 92, pp 57-62

Senfaute G., Merrien-Soukatchoff V., Morel J., Gourry J.-C. (2003). Microseismic monitoring applied to prediction of chalk sides collapses and contribution of numerical modelling. *Proc. intern. conf. on fast slope movements*, 11-13 Mai 2003, Naples, Italie, Picarelli L. (éd.), Pàtron editore, Bologna, Italie

Senfaute G., Amitrano D., Lenhard F, Morel J. (2004 ?). Etude en laboratoire par méthodes accoustiques de l'endommagement des roches de craie et corrélation avec des résultats in situ. *Revue Française de Géotechnique*. A paraître.

Serratrice J.-F. (2003). *Site de Valabres, Blocs de gneiss, Essais de laboratoire*. CETE Méditerranée, LRPC d'Aix-en-Provence. Dossier n°18082.01.643, juillet 2003

Sirieys P. (1993).On the failure criteria of anisotropic rocks. *Failure citeria of structured media, Proc. CNRS Int. Coll. 351*, Villars-de-Lans, France, 21-24 juin 1983, Boehler J.-P. (éd.), Balkema, Rotterdam, Pays-Bas. ISBN 90-6191-1796

Sorgi-De Gennaro C. (1999). Contribution à l'étude des facteurs climatiques, géologiques et géotechniques contribuant à la génération de laves torrentielles. Application au secteur de Saint-Martin-de-la-Porte (Savoie, France). Thèse de doctorat en « Géologie de l'Ingénieur », Ecole des Mines de Paris, France

Squarzoni C., Delacourt C., Allemand P. (2003). Nine years of spatial and temporal evolution of the La Valette landslide observed by SAR interferometry. *Eng. Geol.*, 68, pp 53-66

Srinivasan C., Willy Y. A., Benady S. (2001). Rockburst seismic attenuation model for the Kolar Gold Fields hard rock mining region. *Rockbursts ans seismicity in mines*, South African Institute of Mining and Metallurgy, pp 319-324

Taylor J. (2000). *Incertitudes et analyse des erreurs dans les measures physiques*. (Traduit de l'américain par L. et P. Reynaud). Dunod, Paris, France. ISBN 2-10-004307-2

Tarchi D. *et al.* (2003). Landslide monitoring by using ground-based SAR interferometry : an example of application to the Tessina landslide in Italy. Eng. Geol., 68, pp 15-30

Tazieff H. (1984). Préface. *Mouvements de terrains, Colloque de Caen, 22-24 mars 1984*, Editions du BRGM (n°83), Orléans, France. ISBN 2-7159-0104-6

Trombik M., Zuberek W. (1973). *Microseismic research in Polish coal mines*. Central mining institute

Vargas E. Jr., Castro J. T., Amaral C., Figueiredo R. P. (2004). On mechanisms for failure of some rock slopes in Rio de Janeiro, Brazil: thermal fatigue?. *Landslides: evaluation and stabilization, Proc. 9th International Symposium on Landslides* (28 juin - 2 juillet 2004, Rio-de-Janeiro, Brésil), Lacerda *et al.* éditeurs, Taylor & Francis Group, London, ISBN 04-1535-665-2

Varnes D. J. (1978). Slope movement types and processes. *Landslides : Analysis and control* (Chap. 2), Schuster & Krizek (éd.), Transportation Research Board, National Academy of Science, Special Report 176, pp 11-33

Vengeon J.-M. (1998). *Déformation et rupture des versants en terrains métamorphiques anisotropes, apport de l'étude des Ruines de Séchilienne*. Thèse de doctorat en « Géophysique, Géochimie, Géomécanique », Université Joseph Fourier, Grenoble I, France

Vibert C. (1987).*Apport de l'auscultation de versants instables à l'analyse de leur comportement, Les glissements de Lax-le-Roustit (Aveyron) et Saint-Etienne-de-Tinée (Alpes-Maritimes)*. Thèse de doctorat, Ecole des Mines de Paris

Volant P. (1993). Mécanisme des déformations et aspect fractal de la sismicité induite par l'exploitation des gisements d'hydrocarbures (Lacq, France). Thèse de doctorat d'état, Université Joseph Fourier, Grenoble I, France

Wassermann J., Amitrano D., Senfaute G., Homand F. (2003). Damage evolution during uniaxial compressive tests evaluated by accoustic emission monitoring. *Int. Symp. on Geotech. Measurements and Modelling (GTMM)*, Karlsruhe, Allemagne.

Watson A. D., Moore D. P., Stewart T. W. (2004). Temperature influence on rock slope movements at Checkerboard Creek. *Landslides: evaluation and stabilization, Proc. 9th International Symposium on Landslides* (28 juin - 2 juillet 2004, Rio-de-Janeiro, Brésil), Lacerda *et al.*, éditeurs, Taylor & Francis Group, London, ISBN 04-1535 665-2

Wileveau Y. (1997). *Mesures du champ de contrainte dans les milieux complexes par la méthode HTPF, Naissance d'une sonde*. Thèse de doctorat, Département de Sismologie, Institut de Physique du Globe, Paris, France

Yow J. L., Hunt J. R. (2002). Coupled processes in rock mass performance with emphasis on nuclear waste isolation. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 39, pp 143–150

Zaruba Q., Mencl V. (1969). Landslides and their control. In*: Developments in Geotechnical Engineering*, vol. 31, Editions Elsevier

NOTATIONS MATHEMATIQUES ET PHYSIQUES EMPLOYEES DANS CE MEMOIRE

a	Diffusivité thermique ($m^2.s^{-1}$)
A	Amplitude d'une variation de température sinusoïdales (°C) ; Albedo du sol (%)
α	Coefficient de dilatation thermique (K^{-1}) ; Angle (rad) ; Coefficient de correction des distance en fonction des paramètres atmosphérique (-)
β	Pente (rad)
c_p	Capacité calorifique massique ($J.kg^{-1}.K^{-1}$)
C	Cohésion (Pa)
d	Déplacement (m) ; Densité (-)
div	Divergence
Dp	Distance « selon la pente » (m)
δ	Profondeur caractéristique de pénétration des variations de tempértaure (m)
δG	« Petite » variation de la grandeur G entre deux instants
ΔG	Variation de la grandeur G entre deux instants
$\Delta\lambda$	Distance de déphasage entre une onde émise et une onde réfléchie (m)
Δt	Pas de temps mécanique ou thermique (s)
e	Erreur systématique
e'	Erreur aléatoire
E	Module de Young (Pa)
ε	Emissivité (%) ; Déformation infinitésimale (-) ; Incertitude planant sur une estimation
$\overline{\overline{\varepsilon}}$	Tenseur des déformations infinitésimales (-)
erfc	Fonction d'erreur complémentaire calculée pour la loi normale centrée réduite
$\overrightarrow{f_v}$	Densité volumique des forces extérieures à distance ($N.m^{-3}$)
$\overrightarrow{g}$	Accélération de la pesanteur ($m.s^{-2}$)
G	Module de cisaillement en élasticité linéaire anisotrope (Pa)
γ	Poids volumique ($N.m^{-3}$)
grad	Gradient

h	Coefficient d'échange thermique par convection ($W.m^{-1}.K^{-1}$) ; Humidité relative (-)
Hz	Angle horizontal (gr)
k	Conductivité thermique ($W.m^{-1}.K^{-1}$)
K_n	Raideur normale d'une discontinuité ($Pa.m^{-1}$)
K_s	Raideur tangentielle d'une discontinuité ($Pa.m^{-1}$)
L	Longueur caractéristique (m)
λ	Premier coefficient de Lamé (Pa) ; Longueur d'onde (m)
m	Moyenne des mesures brutes successives d'une même grandeur
$\tilde{m}$	Moyenne des mesures corrigées successives d'une même grandeur
MRA	Module de réfraction atmosphérique (-)
μ	Second coefficient de Lamé (Pa)
n	Nombre entier positif (-)
∇^2	Laplacien
ν	Coefficient de Poisson (-)
p	Probabilité (-) ; Pression (Pa)
ρ	Masse volumique ($kg.m^{-3}$)
σ	Constante de Stefan-Boltzmann (σ = 5,674 10^{-8} $W.m^{-2}.K^{-4}$) ; Contrainte (Pa) ; Ecart-type de la loi normale décrivant les erreurs aléatoires
σ'	Contrainte effective (Pa)
σ_c	Contrainte axiale à la rupture d'une éprouvette (Pa)
σ_n	Contrainte normale à une surface (Pa)
$\overline{\overline{\sigma}}$	Tenseur des contraintes (Pa)
σ^*	Ecart-type (population) des mesures brutes successives d'une même grandeur
$\tilde{\sigma}^*$	Ecart-type (population) des mesures corrigées successives d'une même grandeur
sym	Partie symétrique d'un tenseur
t	Temps (s)
t^*	Temps caractéristique de la conduction thermique (s)
t_p	Valeur de la variable de la loi de Student-Fisher correspondant à une probabilité p équirépartie

T	Température (K, °C)
tr	Trace d'un tenseur
τ	Période d'une fonction périodique (s) ; Contrainte tangentielle à une surface (Pa)
θ	Durée d'un phénomène (s) ; Angle entre les plans de foliation et la direction de l'éprouvette (°)
Q	Densité surfacique de flux de chaleur ($W.m^{-2}$)
R_c	Résistance en compression simple (Pa)
R_t	Résistance en traction uniaxiale (Pa)
R_T	Rayon moyen de la Terre (R_T = 6380 km)
u	Déplacement (m)
$\vec{u}$	Vecteur déplacement (m)
$\bar{\bar{1}}$	Tenseur identité
v	Vitesse de déplacement ($m.s^{-1}$)
V	Angle zénithal, appelé couramment « angle vertical » (gr)
φ	Retard de phase (rad)
Φ	Angle de frottement interne (°)
ζ	Coefficient de frottement visqueux ($kg.m^{-3}.s^{-1}$)
X_i	Mesures brutes successives d'une grandeur
$\tilde{X}_i$	Mesures corrigées successives d'une grandeur
x, y, z	Coordonnées d'espace pour les calculs analytiques et numériques (m)
X, Y, Z	Coordonnées d'espace *in situ* pour les mesures tachéométriques (m)
χ_1^2 , χ_2^2	Valeurs de la variable de la loi du χ^2 correspondant à une probabilité p équirépartie
ω	Pulsation d'une fonction sinusoïdale ($rad.s^{-1}$)

Convention de signe : Sauf mention contraire, les compressions et les raccourcissements sont comptés négativement, conformément aux conventions habituelles de la mécanique des milieux continus.

*****
***
*

LISTE DES FIGURES ET DES TABLEAUX DU VOLUME PRINCIPAL

LISTE DES FIGURES

Chapitre 1

1. Evolution schématique des sollicitations appliquées à un versant et de la résistance des terrains qui le compose 16

Chapitre 2

1. Photographies des Gorges de Valabres 23
2. Carte géologique et géomorphologique simplifiée des Rochers de Valabres et de leurs environs 24
3. Vue du hameau abandonné de Valabres depuis la Crête d'Ungruène 25
4. Reconstitution des profils en long des glaciers de la Tinée à partir de la morphologie de la vallée et des matériaux d'érosion 25
5. Coupe topographique en travers des Gorges de Valabres en suivant la ligne de crête majeure 25
6. Zone de départ de l'éboulement du 13 mai 2000 26
7. Dégâts occasionnés par l'éboulement du 13 mai 2000 27
8. Situation préoccupante d'un bloc rocheux avant dynamitage 28
9. Situation après dynamitage du bloc le plus préoccupant 28
10. Le versant des Rochers de Valabres 29
11. Orientation des discontinuités d'échelle déci- à décamétrique 31
12. Morphologie en « facettes structurales » des Rochers de Valabres 33
13. Rosace des azimuts des morpho-structures visibles sur photographies aériennes 34
14. Utilisation du scléromètre dans une galerie EDF 35
15. Utilisation du SCARABEE 37
16. Géométrie des surfaces libres du modèle RESOBLOK 38
17. Géométrie des différents modèles après modification de l'orientation du versant 40
18. Réalisation d'une coupe verticale N140°E dans le modèle 3D de RESOBLOK 45
19. Géométrie du modèle UDEC issu de la coupe réalisée dans le modèle RESOBLOK 45
20. Comparaison de la topographie du modèle UDEC et de la topographie réelle 45
21. Géométrie 2D de la « zone menaçante » restituée à partir d'une photographie 46
22. Géométrie du modèle UDEC après insertion d'un système de blocs reproduisant la « zone menaçante » 47
23. Géométrie du modèle UDEC après insertion d'un système de blocs reproduisant la « zone menaçante »
24. Géométrie du modèle UDEC après réduction des dimensions (taille « intermédiaire ») 48
25. Représentation de l'emboîtement des modèles de taille petite, intermédiaire et grande 49
26. Représentation de la « zone menaçante » par un seul bloc limité par les fractures BF et BM 50
27. Représentation dans le plan de Mohr des contraintes s'exerçant en quelques points régulièrement espacés le long des fractures de BF et BM 51
28. Représentation dans le plan de Mohr des contraintes s'exerçant en quelques points des fractures de la « zone menaçante » 52
29. Distribution des contraintes dans le bloc de le « zone menaçante », au voisinage du point M 53
30. Représentation dans le plan de Mohr des contraintes s'exerçant en quelques points de BF et BM 54
31. Représentation dans le plan de Mohr des contraintes s'exerçant en quelques points de BF et BM 55

Chapitre 3

1. Mesures *in situ* des déformations d'origine thermique dans un petit massif calcaire 68
2. Quelques résultats de l'auscultation réalisée à Checkerboard Creek entre 1994 et 2004 69
3. Interprétation simplifiée des mouvements mesurés à Checkerboard Creek 69

4. Mesures *in situ* des variations de température à différentes profondeurs dans un petit massif calcaire 70
5. Corrélation entre température de surface et déformations en profondeur dans un petit massif calcaire 72
6. Géométrie du modèle du « bloc triangulaire » 73
7. Etats de contraintes en quelques points de AE à la fin de la consolidation élastique 74
8. Trajectoire du point F au cours du calcul thermoélastique 76
9. Déplacement des points A,E et F au cours du calcul thermoélastique 76
10. Déplacement normal du point M d'après les calculs numériques et analytiques lors du calcul thermoélastique 77
11. Déplacement normal du point M d'après les calculs numériques et analytiques lors du calcul thermo-élastoplastique 78
12. Trajectoire du point M au cours du calcul thermo-élastoplastique 78
13. Déplacements normaux en différents points de la discontinuité lors du calcul thermo-élastoplastique 79
14. Corrélation entre le déplacement du point M et les variations de température imposées sur le bord lors de calcul thermo-élastoplastique 80
15. Représentation schématique des configurations de la fracture lorsque la température le long de EF est supérieure (dessin de gauche) ou inférieure (dessin de droite) à la température moyenne T_0 80
16. Géométrie du modèle F montrant la zone de raffinement du maillage au niveau de la surface 82
17. Détail du modèle F montrant la géométrie des blocs de la « zone menaçante » 84
18. Evolution dans le temps des températures à différentes profondeurs z 86
19. Profils de températures au droit du point T à différents instants 87
20. Déplacements normaux et tangentiels du point T 88
21. Evolution de la distance du point T au coin inférieur gauche du modèle 88
22. Evolution dans le temps des températures à différentes profondeurs z 90
23. Profils de températures au droit du point T à différents instants 91
24. Déplacements normaux et tangentiels du point T 91
25. Modélisation du régime périodique en ne considérant qu'une seule période 92
26. Déplacements horizontaux et verticaux des points T, C et M lors du calcul thermo-élastoplastique 94
27. Déplacements normaux et tangentiels le longs des fractures de la « zone menaçante » à t=12 heures 94
28. Moyenne glissante du déplacement horizontal du point C calculée sur les 24 heures (86400 s) précédentes 95

Chapitre 4

1. Le dispositif d'auscultation des Rochers de Valabres 102
2. La station totale TDA 5005 positionnée sur son support 106
3. Prisme réflecteur GMP 105 Leica 106
4. Mesure de la position d'un prisme par tachéométrie 107
5. Vue en plan du semi de prismes utilisé lors de la campagne d'hiver 108
6. Pression atmosphérique et température de l'air au voisinage du tachéomètre 109
7. Evolution de ε en fonction de l'heure de la passe 111
8. Evolution de ε en fonction des prismes 111
9. Evolution des incertitudes liées aux erreurs aléatoires sur *Dp* en fonction de la distance 112
10. Variations de *Hz* au cours de la campagne d'été après correction des erreurs systématiques internes 113
11. Variations de *Hz* au cours de la campagne d'été après correction des erreurs systématiques internes et de la dérive 114
12. Variations de *V* au cours de la campagne d'été après correction des erreurs systématiques internes et de la réfraction atmosphérique 115
13. Variations brutes de *Dp* au cours de la campagne d'hiver 116
14. Variations de *Dp* au cours de la campagne d'hiver après correction par les coefficients α 117
15. Températures équivalentes des prismes au cours de la campagne d'hiver 119

16. Représentation, pour toutes les distances possibles entre 2 prismes, de la différence des températures équivalentes de ces deux prismes à 14h00 119
17. Positions des prismes 109, 200, 201, 202 et 203 ainsi que du tachéomètre dans le modèle F 121
18. Variations d'angle vertical et de distance au point représentant le tachéomètre dans le modèle 123
19. Variations de *Dp* pour les prismes 109, 200, 201, 202 et 203 au cours de la campagne d'hiver après correction par des coefficients α calculés *a posteriori* 124
20. Puissance solaire reçue au niveau des différents prismes au cours de la campagne d'été 124
21. Energie surfacique reçue en 24h, de la part du soleil, au niveau des différents prismes au cours de la campagne d'été 125
22. Réalisation d'un forage destiné à recevoir une sonde microsismique 131
23. Signal correspondant à un séisme enregistré le 6 octobre 2003 par G1 132
24. Signaux correspondant à un événement de la classe « *Méca 1* » enregistrés le 6 septembre 2003 133
25. Signaux correspondant à un événement de la classe « *Méca 2* » enregistrés le 11 mars 2004 133
26. Les 21 foyers d'évènements de type « *Méca 1* » localisés par CHEAP 134
27. Localisation de quelques foyers d'évènements de type « *Méca 2* » 135
28. Traces de fractures des familles F4 et F5 au droit de la sonde accélérométrique 135

Conclusion générale

1. Bloc éboulé dans la nuit du 28 au 29 octobre 2004 141

LISTE DES TABLEAUX

Chapitre 1

1. Quelques méthodes de caractérisation instantanée, statique et dynamique des mouvements de versant 11
2. Exemples de critères de classification des mouvements de versant 12
3. Classification synthétique reposant sur la caractérisation cinématique des mouvements *in situ* 15
4. Classification de quelques facteurs de prédisposition, préparatoires et déclencheurs des mouvements de versants rocheux 17

Chapitre 2

1. Gamme de variations des résultats des essais réalisés sur les gneiss des Gorges de Valabres 34
2. Résultats des relevés sclérométriques 35
3. Récapitulatif des résultats des calculs de RMR 36
4. Caractéristiques du milieu continu équivalent déduites de l'utilisation du SCARABEE 36
5. Répartition en pourcentages des volumes instables selon les différents mécanismes, aux différentes étapes du calcul à l'équilibre limite 39
6. Répartition en pourcentages des volumes instables selon les différents mécanismes et pour différentes orientations du versant des Rochers de Valabres 40
7. Les principales géométries envisageables pour la modélisation 2D en contraintes-déformations 43
8. Caractéristiques mécaniques utilisées dans les modèles numériques A, B, C, D et E 50
9. Limites élastiques affectées aux discontinuités BF et BM dans le modèle B 53
10. Limites élastiques affectées aux discontinuités en profond dans le modèle E 54

Chapitre 3

1. Paramètres thermoélastiques pour les roches granitiques et gneissiques d'après la littérature 64

2. Caractéristiques mécaniques utilisées dans le calcul numérique 74
3. Caractéristiques mécaniques utilisées dans les modèles numériques A, B, C, D et E 82
4. Limites élastiques appliquées aux discontinuités pour le calcul thermo-élastoplastique 93

Chapitre 4

1. Paramètres incidents des glissements de terrain indiqués dans l'ordre de causalité 100
2. Classification des principales méthodes d'auscultation (et de surveillance) cinématique de surface 103
3. Principales méthodes d'auscultation (et de surveillance) cinématique de surface 104
4. Evaluation de l'adéquation entre quelques méthodes d'auscultation cinématique de surface et les conditions particulières du versant à ausculter 105
5. Coordonnées des prismes dans le repère (S1, X, Y, Z) lié à R3 108
6. Incertitudes ε liées aux erreurs aléatoires (à la probabilité de 95%) déduites des estimations σ^* de σ 110
7. Répartition des itérations échouées en fonction des prismes lors de la campagne d'hiver 112
8. Puissance surfacique reçue, à 700 m d'altitude, par une surface exposée perpendiculairement au rayonnement solaire au cours de la campagne d'été 125

Conclusion générale

1. Comparaison des ordres de grandeur des conséquences mécaniques des variations de température issues des différentes approches présentées dans le mémoire 140

*****
***
*

INSTITUT NATIONAL
POLYTECHNIQUE
DE LORRAINE

AUTORISATION DE SOUTENANCE DE THESE
DU DOCTORAT DE L'INSTITUT NATIONAL
POLYTECHNIQUE DE LORRAINE

o0o

VU LES RAPPORTS ETABLIS PAR :
Monsieur Denis JONGMANS, Professeur, Université Joseph Fourier, Grenoble

Monsieur Claudio SCAVIA, Professeur, Politecnico di Torino, Italie

Le Président de l'Institut National Polytechnique de Lorraine, autorise :

Monsieur GUNZBURGER Yann

NANCY BRABOIS
2, AVENUE DE LA
FORET-DE-HAYE
BOITE POSTALE 3
F - 54501
VANŒUVRE CEDEX

à soutenir devant un jury de l'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE, une thèse intitulée :

"Prédisposition, préparation et déclenchement des mouvements de versant complexes. Exemple des Roches de Valabres (Alpes-Maritimes). Impact des variations journalières de température.

en vue de l'obtention du titre de :

DOCTEUR DE L'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE

Spécialité : « **Génie Civil - Hydrosystème - Géotechnique** »

Fait à Vandoeuvre, le 06 décembre 2004
Le Président de l'I.N.P.L.,
L. SCHUFFENECKER

TEL. 33/03.83.59.59.59
FAX. 33/03.83.59.59.55

RESUME

Les causes des mouvements de versant peuvent être classées en facteurs de prédisposition, préparatoires et déclencheurs, en fonction de l'échelle de temps à laquelle se développe leur action : alors que les facteurs déclencheurs constituent les causes les plus immédiates, et donc aussi les plus évidentes, de l'occurrence des instabilités, le rôle des facteurs préparatoires n'en est pas moins important. Dans ce mémoire, nous nous intéressons conjointement :

- à un versant potentiellement instable : le versant des Rochers de Valabres (Alpes-Maritimes), sur lequel la survenue des éboulements est mal comprise et qui a été équipé pour constituer un site-laboratoire,
- à un facteur préparatoire potentiel : les variations journalières de température de surface, dont les conséquences mécaniques sont souvent évoquées mais n'ont pratiquement jamais fait l'objet d'études quantitatives pour l'instant.

Les premières investigations menées sur les Rochers de Valabres, consistant en une caractérisation géométrique et mécanique du versant ainsi qu'en une modélisation numérique à l'équilibre-limite de celui-ci, montrent qu'il est prédisposé à l'instabilité par la configuration de son réseau de fractures. Cette dernière ne suffit cependant pas à expliquer entièrement la survenue des éboulements, tels que celui qui a affecté le versant en mai 2000.

Des calculs en contraintes-déformations apportent un élément d'explication supplémentaire de ces évènements en quantifiant l'impact des fluctuations journalières de la température de surface du massif rocheux sur sa stabilité. Bien que les variations significatives de température soient limitées au voisinage de la surface, leurs effets mécaniques peuvent induire des mouvements sur des fractures situées en profondeur. Dès lors, si la configuration géométrique est favorable, ces mouvements, insignifiants à l'échelle journalière, peuvent se cumuler de jour en jour jusqu'à provoquer le détachement d'un bloc du versant, constituant ainsi un facteur préparatoire des éboulements.

En outre, un dispositif d'auscultation tachéométrique a été mis en place sur le versant afin de tester sa capacité à capter les mouvements induits par les variations journalières de températures. Les résultats de deux campagnes de mesure d'une journée permettent de mettre en évidence les difficultés liées à l'incapacité de corriger totalement les erreurs affectant les mesures. Plusieurs améliorations du dispositif d'auscultation actuel sont donc proposées.

Le versant est également équipé d'un dispositif d'auscultation microsismique dont les premiers résultats sont présentés dans ce mémoire.

Mots-clés : Mouvement de versant, Eboulement, Thermomécanique, Auscultation, Modélisation numérique

ABSTRACT

The present dissertation describes a rockfall that has affected the *Rochers de Valabres* slope (France's Southern Alps region) and discusses one possible mechanism for the occurrence of this rockfall, along with the potential for future ones.

In the absence of an obvious explanatory trigger factor, we set out to examine whether natural daily surface temperature changes could have played a role in this event. In particular, it is suspected that these slight, yet repeated, perturbations may be a preparatory factor for rockfalls, with a day-to-day cumulative effect. A numerical model strengthens this hypothesis by showing that thermally-induced deformations can be sufficient to cause the gradual downward creep of a rock block located in an awkward position.

To investigate this notion more thoroughly, a currently-vulnerable part of the *Rochers de Valabres* slope has been instrumented with a high-precision geodetic monitoring system (total station). It is believed that this device is able to capture thermally-induced movements if specific precautions are taken. The instrumented rock volume is used as a test site in the aim of better understanding the consequences of surface temperature changes on slope stability. Measured data (with a precision level never before achieved on rock-slopes) are compared herein with numerical modelling results.

The initial conclusions of the long-term study we are conducting indicate that surface temperature changes play an important, while not easily-quantifiable, role in preparing rockfalls.

Keywords: Thermomechanics; Slope stability; Rockfalls; Geodetic monitoring; Numerical modelling

LAEGO-INERIS-INPL
Ecole des Mines de Nancy
Parc de Saurupt
54042 Nancy cédex

136037062 2

04 INPL 119N

INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE

Laboratoire Environnement, Géomécanique & Ouvrages (LAEGO)
Ecole Nationale Supérieure des Mines de Nancy

Ecole doctorale « Ressources, Procédés, Produits, Environnement »

(TT) 2004 GUNZBURGER, Y. 2

THESE

Présentée par

Yann GUNZBURGER

En vue de l'obtention du titre de

DOCTEUR DE L'I.N.P.L.

en Génie Civil – Hydrosystèmes – Géotechnique

Rôle de la thermique dans la prédisposition, la préparation et le déclenchement des mouvements de versants complexes

Exemple des Rochers de Valabres (Alpes-Maritimes)

– VOLUME DES ANNEXES –

Service Commun de la Documentation
INPL
Nancy-Brabois

Soutenue publiquement le 17 décembre 2004

Devant le jury composé de :

M. Denis JONGMANS (Rapporteur)
M. Claudio SCAVIA (Rapporteur)
M. Mehdi GHOREYCHI (Examinateur)
M. Christophe BONNARD (Examinateur)
M. Jean-Louis DURVILLE (Invité)
M. Jack-Pierre PIGUET (Directeur de Thèse)
Mme Véronique MERRIEN-SOUKATCHOFF (Co-directrice de Thèse)

TABLE DES MATIERES – VOLUME DES ANNEXES

ANNEXE 1 : LES CLASSIFICATIONS DE MOUVEMENTS DE VERSANT

1- Description des principales classifications 1
1.1- Classification de Moret - 1945 1
1.2- Classification de Koide - 1955 2
1.3- Classification de Skempton et Hutchinson - 1969 2
1.4- Classification de Yamada, Watari et Kobashi - 1971 3
1.5- Classification de Nemcok, Pasek et Rybar - 1972 3
1.6- Classification de Karson et Kirkby - 1972 3
1.7- Classification de Crozier - 1973 4
1.8- Classification de Hoek et Bray - 1974 5
1.9- Classification de Colas et Pilot - 1976 5
1.10- Classification de Varnes - 1978 6
1.11- Classification de Crozier - 1979 6
1.12- Classification de Millies-Lacroix - 1981 7
1.13- Classification de Sassa - 1985 7
1.14- Classification de Hutchinson - 1988 9
1.14.1- « Rebound » 10
1.14.2- « Sagging » 10
1.15- Classification de Flageollet - 1989 11
1.16- Classification de Meunier - 1991 11
1.17- Classification de Antoine et Giraud - 1995 12

2- tableau comparatif des principales classifications 13

3- Exemple d'Application de la classification synthétique 17

ANNEXE 2 : MODALITES DE REALISATION DES MODELISATIONS MECANIQUES ET THERMOMECANIQUES AVEC LE CODE DE CALCUL *UDEC* 19

1- Calculs mécaniques 19
1.1- Généralités 19
1.2- Calculs mécaniques (« pseudo-dynamiques ») en régime permanent 20
1.3- Calculs en régime transitoire 22
1.3.1- Accommodation par une succession d'états d'équilibre (« calculs pseudo-dynamiques transitoires ») 22
1.3.2- Accommodation sans états d'équilibre intermédiaires (« calculs dynamiques ») 24

2- Calculs thermomécaniques 24
2.1- Généralités 24
2.2- Déroulement d'une passe de calcul, enchaînement des sous-calculs thermiques (T) et mécaniques (M) 25
2.3- Conditions pratiques de réalisation des calculs thermomécaniques 27
2.3.1- Actualisation automatique des températures de surface (routine FISH) 27
2.3.2- Précautions supplémentaires à prendre pour assurer le bon déroulement des calculs, vérifications 28

ANNEXE 3 : CALCUL ANALYTIQUE DES EFFETS THERMOMECANIQUES DANS LE CAS D'UN MILIEU SEMI-INFINI 31

1- Déplacements induits par une modification du champ de températures 31

2- Cas particulier du milieu continu semi-infini 32
2.1- Considérations générales 32
2.2- Cas d'une variation de température sinusoïdale (solution en régime périodique) 34
2.2.1- Raisonnement en température 34
2.2.2- Raisonnement en flux de chaleur 35
2.2.3- Raisonnement mixte (échange convectif avec le milieu extérieur) 35
2.3- Cas d'une superposition de deux sollicitations sinusoïdales de périodes très différentes, examen des déplacements de surface induits en régime périodique 36
2.4- Cas d'une variation de température en créneaux périodiques (solution en régime périodique) 38
2.5- Cas d'un saut de la température ou du flux de chaleur en surface (solution en régime transitoire) 39
2.5.1- Cas d'un saut de température 39
2.5.2- Cas d'un saut de flux de chaleur 40

ANNEXE 4 : CALCULS ANALYTIQUES DES EFFETS THERMOMECANIQUES DANS LE CAS D'UNE PLAQUE D'EPAISSEUR CONSTANTE 43

ANNEXE 5 : CONDITIONS AUX LIMITES THERMIQUES EN SURFACE ET EN PROFONDEUR 45

1- Multiplicité des conditions aux limites thermique en surface 45
1.1- Condition en température imposée 45
1.2- Conditions issues du bilan d'énergie thermique de la surface 45
1.2.1- Le bilan radiatif de la Terre : un bilan moyen équilibré 46
1.2.2- Nécessité d'utiliser un bilan instantané non équilibré 47
1.3- Conclusion sur les conditions aux limites thermiques en surface 49

2- La condition aux limites thermique en profondeur 49

ANNEXE 6 : CALCULS ANALYTIQUES DE L'ETAT DE CONTRAINTES REGNANT DANS UN VERSANT ELASTIQUE INFINI 53

1- Tenseurs des contraintes et des déformations 53

2- Orientation des contraintes principales 54

3- Calculs analytiques dans d'autres cas 58

ANNEXE 7 : ERREURS AFFECTANT LES MESURES TACHEOMETRIQUES DE PRECISION 61

1- Généralités concernant l'analyse des erreurs de mesures 61

2- Identification et correction des erreurs systématiques 62
2.1- Les deux types d'erreurs externes 62
2.1.1- Erreurs atmosphériques affectant les mesures de distance 62
2.1.2- Erreurs atmosphériques affectant les mesures angulaires 65
2.1.3- Erreurs systématiques liées à la dérive des angles horizontaux 67
2.1.4- Correction des erreurs systématiques externes au moyen de prismes de référence 68
2.2- Les erreurs internes 69

3- Evaluation et contrôle des erreurs aléatoires 70
3.1- Modèle probabiliste des erreurs aléatoires 70
3.2- Estimation de la valeur vraie X_0 et incertitude sur cette estimation liée aux erreurs aléatoires 71
3.3- Estimation de l'écart-type σ 73

4- Mise en œuvre pratique de l'analyse des erreurs lors des mesures tachéométriques 73
4.1- Calcul des incertitudes liées aux erreurs aléatoires 73
4.2- Incertitudes sur la correction des erreurs systématiques 74
4.3- Comparaison d'estimations successives d'une même grandeur 75

ANNEXE 8 : ESSAIS DE COMPRESSION SIMPLE REALISES SUR DES EPROUVETTES DE GNEISS DES GORGES DE VALABRES 77

LISTE DES FIGURES ET DES TABLEAUX DU VOLUME DES ANNEXES 81

ANNEXE 1 : LES CLASSIFICATIONS DE MOUVEMENTS DE VERSANT

Nous présentons dans cette annexe quelques-unes des très nombreuses classifications de mouvements de versant décrites dans la littérature et dont un panorama pourra être trouvé dans le Tableau A1-9. Le Tableau A1-10 présente un exemple d'application aux différents sites qui ont été envisagés comme sites-laboratoires pour notre étude (cf. Chapitre 2) de la classification synthétique élaborée au Chapitre 1.

1- DESCRIPTION DES PRINCIPALES CLASSIFICATIONS

1.1- Classification de Moret - 1945

Plus qu'à une classification, le travail de Moret (1945) s'apparente à une énumération ordonnée d'un certain nombre de cas préhistoriques, historiques ou actuels de mouvements de versants des Alpes. Cette énumération est agrémentée de photographies, de croquis et de nombreux détails. Les cas sont regroupés en 9 classes, dont les limites ne sont pas toujours très nettes : « *écroulements* », « *glissements de terrain* », « *débâcles torrentielles* », « *débâcles glaciaires* », « *débâcles dues à la rupture de poches souterraines* », « *débâcles de lacs de barrages* », « *écroulements dus à des séismes* », « *glissements de terrains d'origine complexe* » et « *glissements par fauchage des couches* ».

Les deux premières classes sont, semble-t-il, les plus importantes :

- Les « écroulements » (Figure A1-1) affectent les terrains rocheux intacts : « *une masse rocheuse* [...] *se détache brusquement du socle en place auquel elle appartenait* ».
- Le terme « *glissements de terrains* » (Figure A1-2) désigne les « *mouvements du sol qui sont dus à la présence de formations argileuses ou marneuses plastiques* ». Ils peuvent donc concerner « *la roche en place altérée sur place et travaillée par les eaux météoriques* » tout comme les « *terrains* de transport qui forment, sur la roche en place, en certaines régions, une couverture meuble extrêmement puissante ». Dans ce cas, « *des crevasses prennent naissance et le terrain se fronce en donnant de grandes ondes solides* ».

La distinction entre ces deux classes est difficile à saisir aujourd'hui, mais il semble que le critère essentiel soit la déformabilité des matériaux : les « *écroulements* » affectent des matériaux peu déformables alors que les « *glissements de terrains* » concernent les matériaux très déformables.

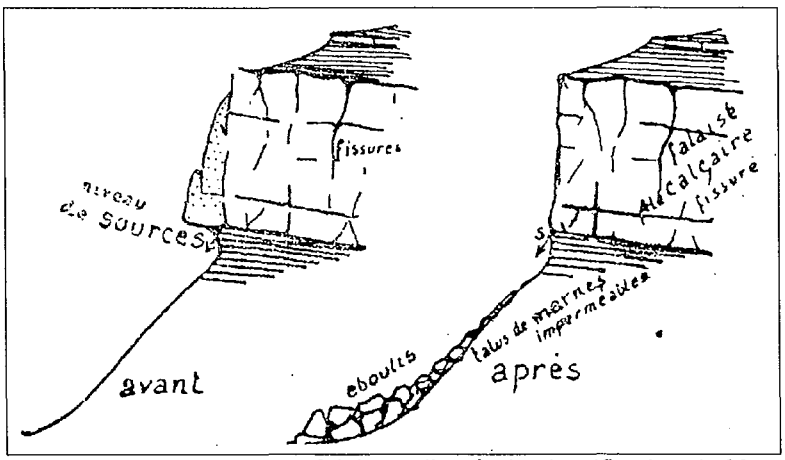


Figure A1-1 : « *Ecroulement d'une falaise* » d'après la classification de Moret (1945).

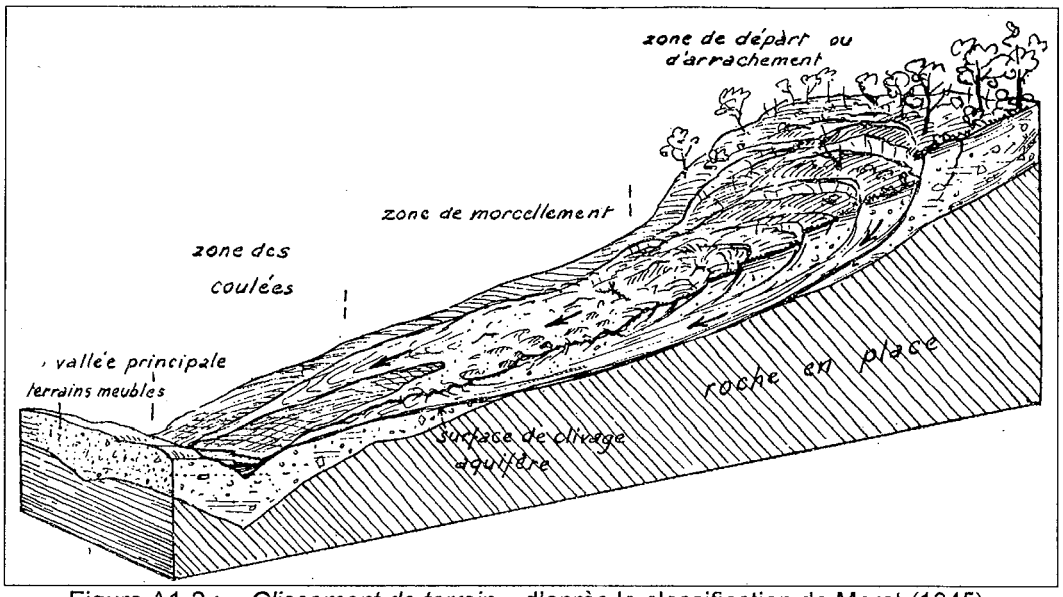


Figure A1-2 : « *Glissement de terrain* » d'après la classification de Moret (1945).

1.2- Classification de Koide - 1955

Cette classification explique très bien la distribution des mouvements de versant au Japon (Sassa, 1985), mais elle est méconnue dans le reste du monde. Elle distingue 3 classes :
- « *Failure* » (Ruptures brutales),
- « *Primary slides* » (Mouvements répétés du substratum rocheux fracturé),
- « *Secondary slides* » (Mouvements visqueux des sols riches en argile).

1.3- Classification de Skempton et Hutchinson - 1969

Cette classification géotechnique a pour critères les facteurs pouvant influencer la résistance au cisaillement (cohésion et angle de frottement interne) d'une surface de glissement potentielle préexistante (Tableau A1-1). De ce fait, cette classification ne s'applique qu'aux instabilités impliquant le cisaillement d'une telle surface.

			Pression de pore au niveau de la surface de glissement potentielle		
			Conditions non drainées (court terme)	Conditions intermédiaires	Conditions drainées (long terme)
Surface de glissement potentielle	Pas de surface de glissement potentielle préexistante		1.A	1.B	1.C
	Une surface de glissement potentielle préexistante	Réactivation d'une ancienne surface de glissement	2.1.A	2.1.B	2.1.C
		Glissement selon une surface non liée à un glissement (tectonique etc.)	2.2.A	2.2.B	2.2.C

Tableau A1-1: Différentes catégories de mouvements de terrain d'après le classification de Skempton & Hutchinson. D'après Hutchinson (1988).

1.4- Classification de Yamada, Watari et Kobashi - 1971

C'est une classification simple très utilisée au Japon. Elle ne distingue que deux classes (Tableau A1-2).

	« *Jisuberi* » (Glissement)	« *Yamakuzure* » (Rupture de versant)
Mouvements	Lents, successifs et répétitifs	Soudains, rapides, uniques
Pentes	Pentes relativement faibles (5-20°)	Pentes relativement fortes (>20°)
Masse mobile	Peu perturbée, conservant sa forme initiale	Assez perturbée
Surface de glissement	Préférentiellement selon un niveau argileux	Dans n'importe quel matériau

Tableau A1-2 : Classification de Yamada, Watari et Kobashi. D'après Sassa (1985).

1.5- Classification de Nemcok, Pasek et Rybar - 1972

Cette classification est illustrée par de très nombreux croquis représentant, entre autres, des mouvements de versant décrits en Tchécoslovaquie et affectant des sols, des roches tendres et des roches dures. Les auteurs distinguent 4 familles (qui sont subdivisées en plusieurs sous-familles selon des caractéristiques locales telles que le morphologie, la géologie, le climat, etc.) :

- Le « *glissement* » : mouvement d'une masse cohérente le long d'une ou de plusieurs surfaces de rupture bien définies,
- L'« *écoulement* » : mouvement analogue à celui d'un liquide,
- L'« *écroulement* » : mouvement brutal au cours duquel la masse mobile perd sa cohérence et momentanément son contact avec le substratum,
- Le « *fluage* » : mouvement à long terme (échelle géologique) s'effectuant à vitesse constante sans surface de glissement bien identifiée. En cas d'accélération, on peut passer à l'une des 3 autres familles.

Les auteurs proposent des équivalences entre les termes utilisés dans 3 langues (Tableau A1-3).

Anglais	Français	Allemand
Creep	Fluage	*Kriechen*
Sliding	Glissement	*Gleiten*
Flow	Ecoulement	*Fließen*
Fall	Ecroulement	*Fallen*

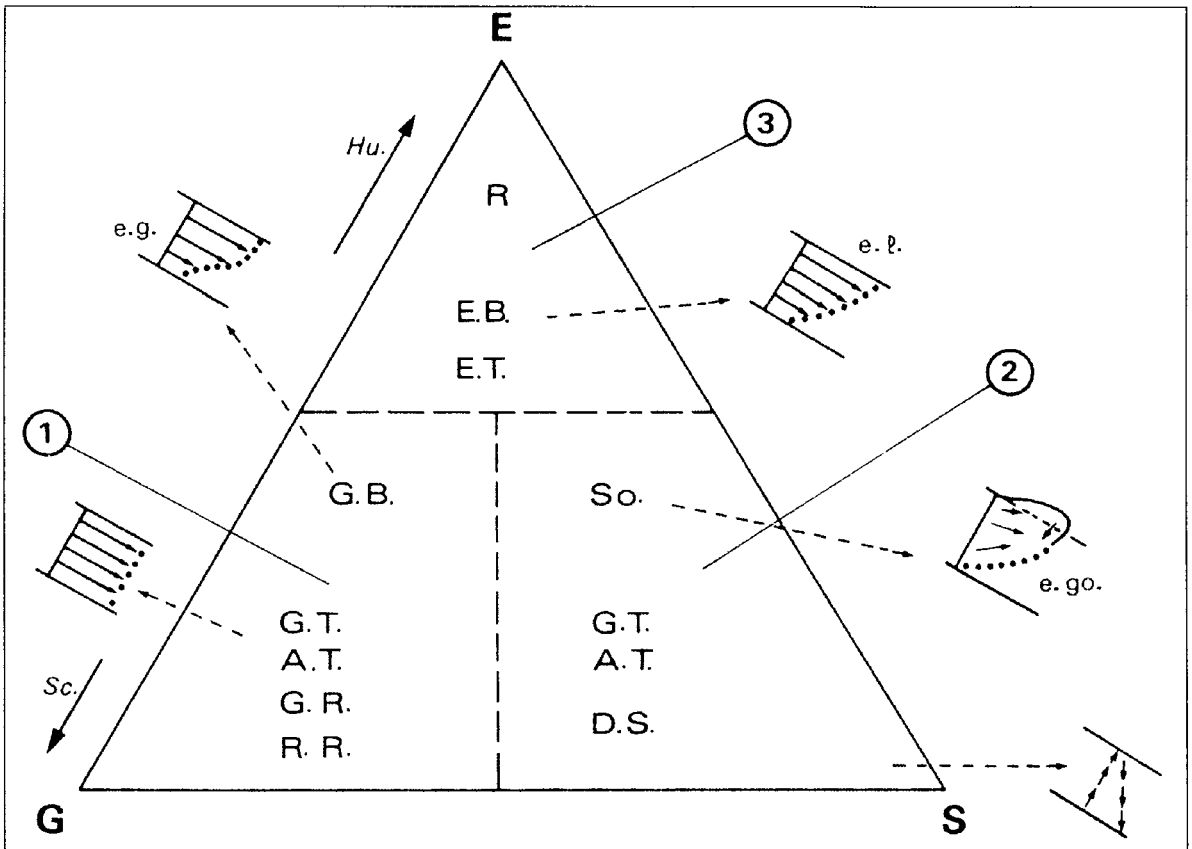
Tableau A1-3: Correspondance de termes proposée par Nemcok *et al.* (1972).

1.6- Classification de Karson et Kirkby - 1972

Cette classification peut être illustrée au moyen d'un diagramme triangulaire. Les 3 pôles « *écoulement* », « *glissement* » et « *soulèvement* » se distinguent selon 2 critères :

- Le profil de vitesses en coupe : les vitesses sont uniformes, parallèles à la topographie et présentent une discontinuité cinématique très marquée dans le cas des « *glissements* », elles diminuent progressivement vers la profondeur dans le cas des « *écoulements* », les vitesses sont moins pentées que la topographie dans le cas des « *soulèvements* ».
- La teneur en eau des matériaux : les « *écoulements* » concernent les matériaux à forte teneur en eau, alors que les « *glissements* » concernent les matériaux à faible teneur en eau.

Par leur position dans le diagramme triangulaire, 12 familles différentes peuvent être définies, comme indiqué sur la Figure A1-3.



Type de processus : E : écoulement ; **G** : glissement ; **S** : soulèvement. **hu** : humide. **Sc** : sec. **1 : mouvements de masse rapides. GB** : glissement boueux. **GT** : glissement de terre. **AT** : affaissement de terre. **GR** : glissement rocheux. **RR** : rupture de roche. **2 : mouvements de masse lents. GT** : glissement de terrain. **AT** : affaissement de terre. **DS** : déplacement du sol. **So** : solifluxion. **3 : transports par l'eau. R** : transports par rivière. **EB** : écoulement boueux. **ET** : écoulement de terre. **Vecteurs du déplacement** dans le profil. **e.g.** : écoulement-glissement. **e.l.** : écoulement liquide **e.go.** : écoulement avec gonflement.

Figure A1-3 : Classification de Karson & Kirkby. D'après Flageollet (1989).

1.7- Classification de Crozier - 1973

Il ne s'agit pas d'une véritable classification, mais plutôt de la définition de grandeurs destinées à décrire quantitativement la forme des loupes de glissement. Ces grandeurs sont qualifiés par Crozier d'« *indices morphométriques* ». Ils sont au nombre de 6 comme indiqué sur la Figure A1-4.

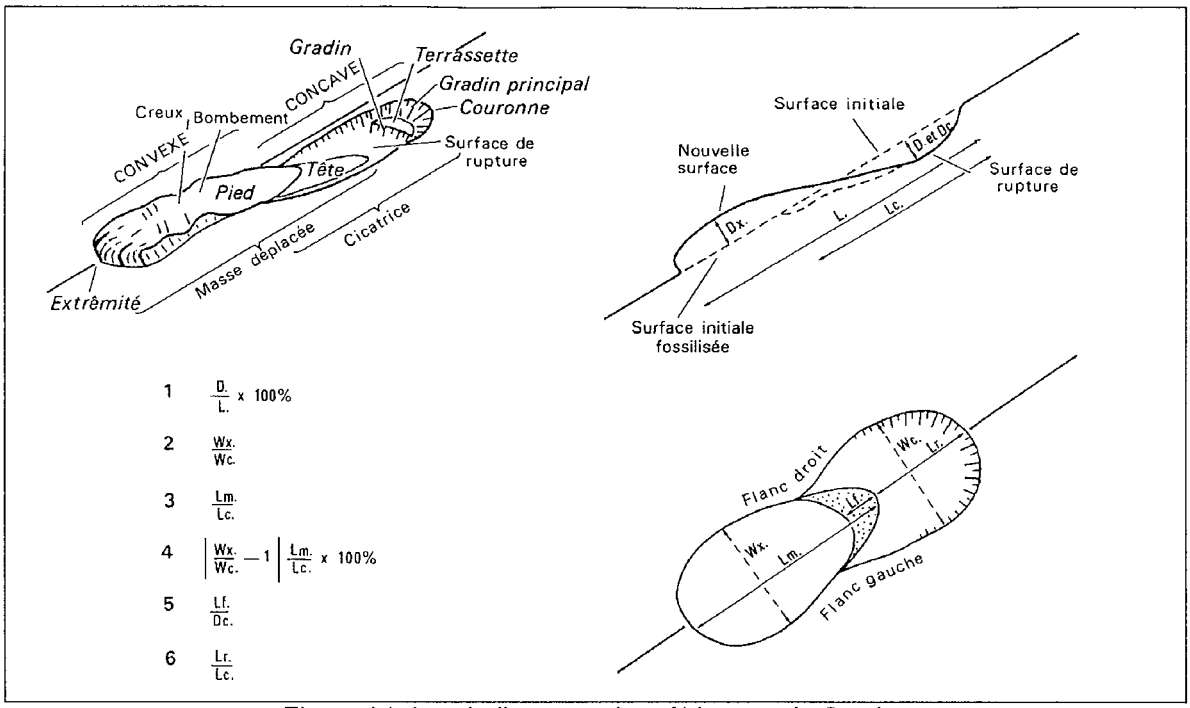


Figure A1-4 : « *Indices morphométriques* » de Crozier.
(1 : Indice de profondeur, 2 : Indice de dilatation, 3 : Indice de ténuité, 4 : Indice d'écoulement plastique, 5 : Indice d'écoulement visqueux, 6 : Indice de déplacement). D'après Flageollet (1989).

1.8- Classification de Hoek et Bray - 1974

C'est une classification très simple en 4 familles à partir de la forme des surfaces de discontinuité cinématique (Figure A1-5). Elle s'applique presque exclusivement aux massifs rocheux.

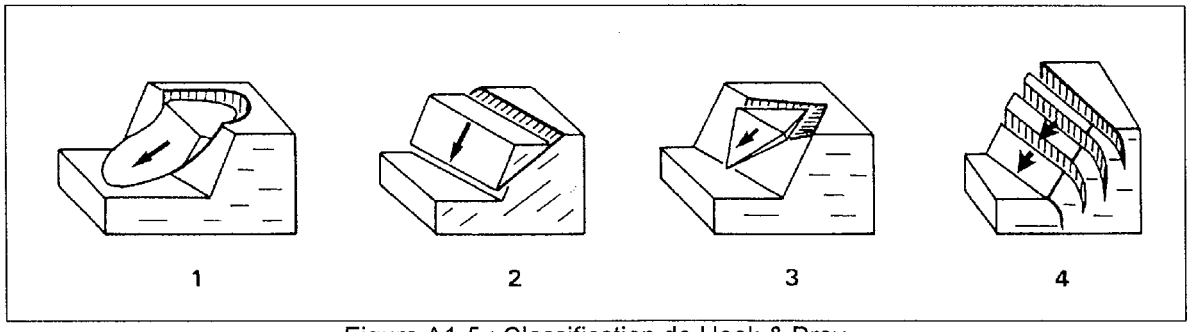


Figure A1-5 : Classification de Hoek & Bray.
(1 : « *Circular failure* », 2 : « *Plane failure* », 3 : « *Wedge failure* », 4 : « *Toppling* »). D'après Flageollet (1989).

1.9- Classification de Colas et Pilot - 1976

Il s'agit d'une ébauche (peu claire) de classification destinée à fournir un langage commun aux laboratoires de l'Equipement (Colas & Pilot, 1976). Elle reprend les familles proposées par le Comité International de Géologie de l'Ingénieur :

- « *Ecroulement* » : chute soudaine d'une masse rocheuse importante,
- « *Glissement* » : mouvement affectant des matériaux meubles,
- « *Fluage* » : mouvement lent sans modification des efforts appliqués, avec des déplacements continus et sans surface de rupture,
- « Coulées »

1.10- Classification de Varnes - 1978

C'est une classification à double entrée : le « *type de mouvement* » et le « *type de matériau* » (Tableau A1-4). Elle permet de définir 18 familles. Chacune d'elles est identifiée par un nom composé. Il faut préciser que la notion de « *type de mouvement* » est un critère relativement vague. On peut supposer qu'elle s'appuie essentiellement sur le champ de déplacements (mouvement vertical vers le bas dans le cas des « *falls* », mouvement de rotation dans le cas des « *topples* » etc.) ainsi que sur l'existence ou l'absence d'une surface de discontinuité cinématique (discontinuité cinématique majeure dans le cas des « *falls* », des « *topples* », des « *slides* » et des « *lateral spreads* », mais pas de discontinuités dans le cas des « *flows* »).

Type of movement		Type of material		
		Bed rock	Engineering soil	
			Coarse	Fine
I. Falls		Rock fall	Debris fall	Earth fall
II. Topples		Rock topple	Debris topple	Earth topple
III. Slides	Rotational	Rock slump	Debris slump	Earth slump
	Translational	Rock (block) slide	Debris (block) slide	Earth (block) slide
IV. Lateral spreads		Rock lateral spread	Debris spread	Earth lateral spread
V. Flows		Rock flow, (Deep creep)	Debris flow (Soil creep)	Earth flow (Soil creep)
VI. Complex		Combination of 2 or more principal types of movement		

Tableau A1-4: Classification de Varnes (1978).

1.11- Classification de Crozier - 1979

Cette fois encore, Crozier ne fournit pas de véritable classification. Il apporte des éléments supplémentaires à la classification de Varnes (§1.10) en indiquant, pour un certain nombre de ses familles, les gammes de vitesse correspondantes (Tableau A1-5).

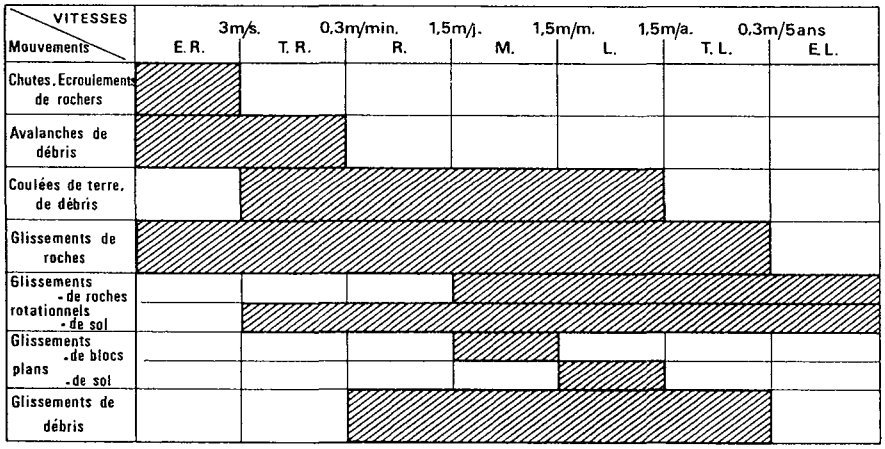


Tableau A1-5: « Classification » de Crozier.
(ER : extrêmement rapide, TR : très rapide, R : rapide, M : moyennement rapide/lent, L : lent, TL : très lent, EL : extrêmement lent). D'après Flageollet (1989).

1.12- Classification de Millies-Lacroix - 1981

Il s'agit d'une classification élémentaire en 4 familles (Tableau A1-6). La cinématique des mouvements est donnée par la représentation du déplacement en fonction du temps. Mis à part dans le cas du « *fluage* », 4 phases peuvent être observées (Lebourg, 2000) :

- Une « *phase de préparation* » où les déplacements sont lents et n'entraînent pas de désordres importants,
- Une « *phase de paroxysme* » où se manifeste une crise morpho-dynamique,
- Une « *phase d'amortissement* » où les vitesses diminuent progressivement,
- Une « *phase de stabilisation* » marquée par un retour à l'équilibre.

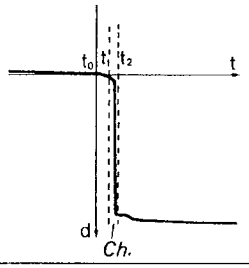
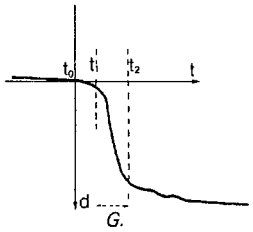
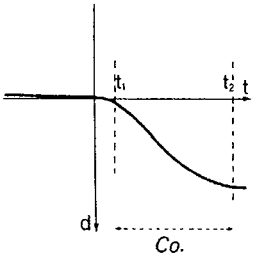
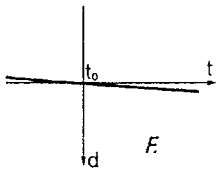
Type de discontinuité	Surface de séparation	Surface visible après le mouvement	Nature du matériau	Courbes de déplacement en fonction du temps	Dynamique
Rupture franche et irrégulière	Rupture, cassure, décrochement	Totalement à partiellement visible	Roche (consolidée)		« *Chute* »
Cisaillement avec surface plus ou moins lisse	Surface de glissement plane, circulaire ou courbe	Partiellement visible en amont	Sol (peu remanié) ou roche		« *Glissement* »
Surface ou zone irrégulière et rugueuse avec friction et arrachement du substratum	Surface de frottement ou de charriage	En partie à totalement cachée	Sol (remanié) ou sol + roche		« *Coulée* »
Zone de friction	Déformation ou rupture progressive	Totalement cachée	Sol		« *Fluage lent* »

Tableau A1-6 : Classification de Millies-Lacroix. D'après Millies-Lacroix (1981), Flageollet (1989) et Lebourg (2000).

1.13- Classification de Sassa - 1985

Cette classification est issue de la synthèse des classifications de Koide (§1.2), Yamada *et al.* (§1.4) et Varnes (§1.10). Selon les écrits de l'auteur (Sassa, 1985), elle consiste essentiellement en une modification de la classification de Varnes pour y adjoindre les 2 classifications japonaises précitées. Au final, deux critères sont retenus : la granulométrie des matériaux cisaillés et le type de cisaillement qu'ils subissent. L'augmentation du niveau piézométrique est considérée comme le facteur déclenchant des mouvements.

L'état de contrainte effective au point A (Figure A1-6), sur une surface de glissement potentielle à la profondeur z est donné par :

$$\sigma' = [\gamma_1.(z-z_w)+(\gamma_2-\gamma_w).z_w].\cos^2\theta$$
$$\tau = [\gamma_1.(z-z_w)+\gamma_2.z_w].\cos\theta.\sin\theta$$

où γ_1 et γ_2 représentent respectivement le poids volumique du sol sec et du sol saturé. Le point A correspondant dans le diagramme (σ' ; τ) se trouve sur le segment délimité par les deux points :

$$A_0\ (\sigma' = \gamma_1.z.\cos^2\theta\ ;\ \tau = \gamma_1.z.\cos\theta.\sin\theta)$$
$$A_s\ (\sigma' = (\gamma_2-\gamma_w).z.\cos^2\theta\ ;\ \tau = \gamma_2.z.\cos\theta.\sin\theta)$$

Ces points correspondent respectivement au cas où le niveau piézométrique se trouve sous la surface de glissement potentielle et au cas où il se confond avec la surface topographique. Lorsque le niveau piézométrique varie, le point se déplace sur le segment [A_0A_s] (Figure A1-7)

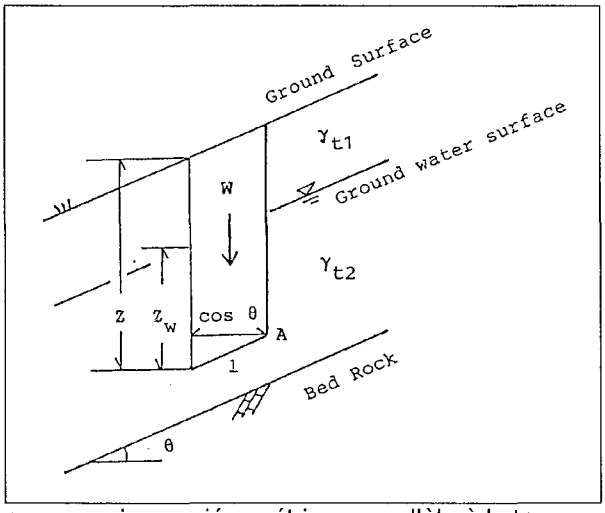


Figure A1-6 : Versant infini avec un niveau piézométrique parallèle à la topographie. D'après Sassa (1985).

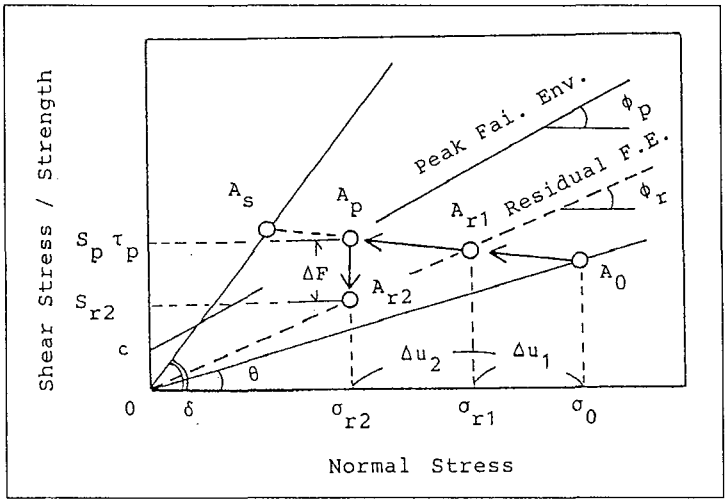


Figure A1-7 : Diagramme (σ' ; τ). D'après Sassa (1985).

Les 4 types de mouvements sont (Tableau A1-7) :

- « *Residual slide* » (Glissement résiduel) : les matériaux se trouvent dans des conditions de frottement résiduel. Lorsque le niveau piézométrique croît, le point A se déplace en partant de A_0 et on atteint la rupture en A_{r1}. La contrainte de cisaillement est alors maintenue constante si bien que la différence entre efforts et résistance reste faible. Le mouvement est donc lent. De plus, comme $\Phi_r \leq \Phi_p$, les glissements résiduels se produisent de préférence sur les pentes faibles.
- « *Peak slide* » (Glissement de pic) : les matériaux n'ont encore jamais connu de rupture. Lorsque le niveau piézométrique monte dans le massif, on atteint le pic de contrainte et la rupture se produit en A_p. Cette fois, les efforts sont maintenus à un niveau nettement supérieur à la résistance des matériaux qui chute brutalement au niveau résiduel (A_{r2}). Les mouvements sont donc rapides.
- « *Liquefaction* » : ce phénomène peut se produire lors d'une mise en charge rapide (séisme par exemple)
- « *Creep* » (Fluage) : ce phénomène, sans surface de glissement clairement identifiée, est lié à l'altération des matériaux et à l'augmentation du volume des vides due à l'érosion souterraine (évacuation des fines). Le « *creep* » peut être plus ou moins profond selon la profondeur à laquelle pénètrent les eaux. Contrairement aux glissements de pic et résiduels, le « *creep* » peut intervenir même pour des niveaux piézométriques très faibles.

		Granulométrie			
		Roche		Sol	
		« Bed rock »	« Fractured rock »	« Sandy soil »	« Clayey soil »
		Pas de grains	D > 2cm	2cm > D > 0.075mm	0.075mm > D
Type de cisaillement	« *peak slide* » (mouvement rapide)	I.A	I.B	I.C	I.D
	« *residual slide* » (mouvement lent)	II.A	II.B	II.C	II.D
	« *liquéfaction* » (chargement rapide)	III.A	III.B	III.C	III.D
	« *creep* » (pas de surface de glissement)	IV.A	IV.B	IV.C	IV.D

Tableau A1-7 : Classification de Sassa. D'après Sassa (1985), modifié.

1.14- Classification de Hutchinson - 1988

Il ne s'agit en fait pas seulement d'une classification, mais d'un véritable état de l'art dans lequel les 8 familles de mouvements de versant distinguées sont mises en relation avec leurs caractéristiques géologiques et hydrogéologiques (Hutchinson, 1988). A aucun moment les critères de classification ne sont clairement formulés, mais les nombreuses explications fournies et la riche bibliographie permettent de cerner les frontières (souvent approximatives) entre les 8 familles qui sont :

- « *Rebound* » (Rebond, relaxation),
- « *Creep* » (Fluage, reptation),
- « *Sagging* » (Affaissement des pentes montagneuses),
- « *Slides* » (Glissements),
- « *Debris movements of flow-like form* » (Coulées de débris),
- « *Toppling failure* » (Basculements, fauchages),
- « *Falls* » (Chutes de blocs),
- Mouvements composites

Les 2 catégories les plus developpées sont : « rebound » et « sagging ».

1.14.1- « Rebound »

« *When ground is unloaded, either artificially by excavation or naturally by erosion, the unloaded area responds, initially elastically and subsequently by slow swelling , with upward movements of its base and inward movements of its sides. These displacements lead to fractures and other fabric changes and further strength deterioration trough accelerated weathering.* »

Dans le cas de l'incision naturelle par les cours d'eau, le déchargement (quoique plus lent que dans le cas des excavations anthropiques ou de la fonte d'un glacier) est accompagné par un mouvement de rebond conduisant à la formation d'anticlinaux de vallée et au soulèvement des flancs. Ce phénomène est connu et décrit depuis de plusieurs décennies (Figure A1-8). La fragilisation résultante, surtout dans les vallées récemment sorties des glaces, est sans doute largement sous-estimé.

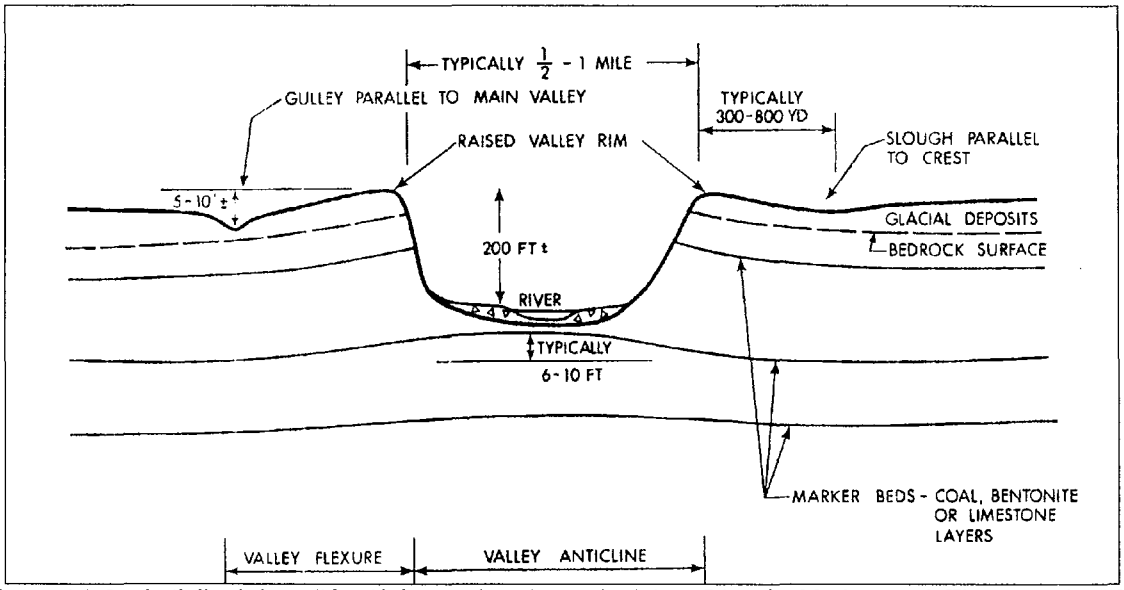


Figure A1-8 : Anticlinal de vallée dû à un rebond post-incision. D'après Matheson & Thomson (1973).

1.14.2- « Sagging »

Hutchinson fait référence à un modèle né de nombreuses descriptions de cas au cours des années 70-80 dans les Alpes autrichiennes, les montagnes japonaises, les Carpates, les Highlands d'Ecosse, les Montagnes Rocheuses. Le phénomène de « *sagging* » se caractérise par des déformations affectant les crêtes et les versants et donnant naissance à des morphostructures caractéristiques telles que des escarpements métriques à décamétriques, des grabens, des crêtes doubles, etc. L'absence d'indices de mouvements récents ainsi que de traces de déformation en pied de versant explique la réticence à considérer que cette morphologie puisse résulter d'un mouvement de versant. Ainsi, le terme « *sagging* » désigne-t-il les déformations profondes des versants qui, dans leur état actuel de développement ne peuvent être qualifiées de glissement de terrain, ce dernier phénomène en étant cependant une évolution possible. (« *Deep-seated deformations of mountain slopes which, in their present state of development, do not justify classification as landslides.* »)

La terminologie développée par Hutchinson pour les phénomènes de « *sagging* » s'appuie essentiellement sur une description de l'orientation des escarpements par rapport à la pente (à regard aval : « *downslope scarps* » ou bien à regard amont : « *up-slope scarps* » ou « *counterscarps* ») et par rapport au mouvement de la masse instable. Il met en relation la présence des différents types d'escarpements et la forme de la surface de glissement potentielle (nécessité de réarrangements internes). Il explique l'absence fréquente de gonflement en pied par une accommodation des déformations au sein du versant. L'évolution dans le temps du « *sagging* » va dans le sens du développement d'une surface de glissement de mieux en mieux identifiée (par coalescence de fractures).

1.15- Classification de Flageollet - 1989

Il s'agit d'une classification à double entrée (Flageollet, 1989). Les deux critères sont : la direction du déplacement et l'amplitude de celui-ci (Figure A1-9). Le second critère est assimilé à la « gravité » du mouvement.

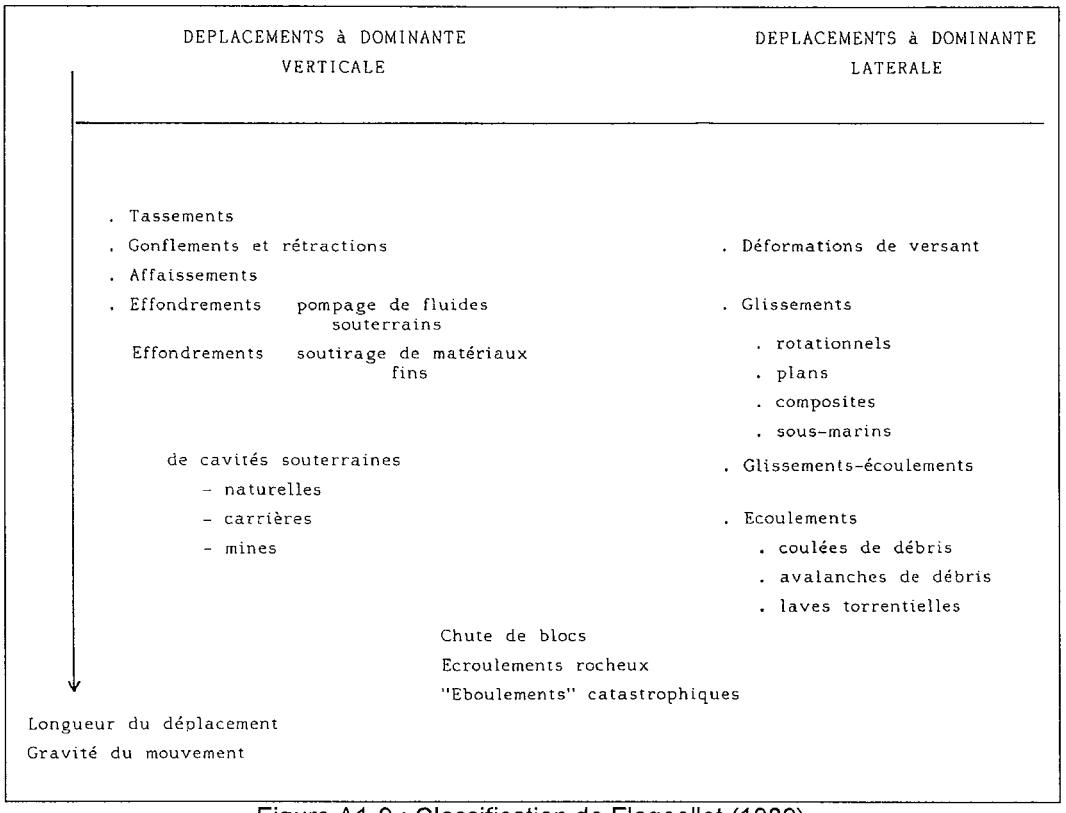


Figure A1-9 : Classification de Flageollet (1989).

1.16- Classification de Meunier - 1991

Malgré une présentation originale (Figure A1-10), il s'agit d'une classification à double entrée dont les deux critères sont la teneur en eau et la nature des matériaux (cohésifs ou granulaires).

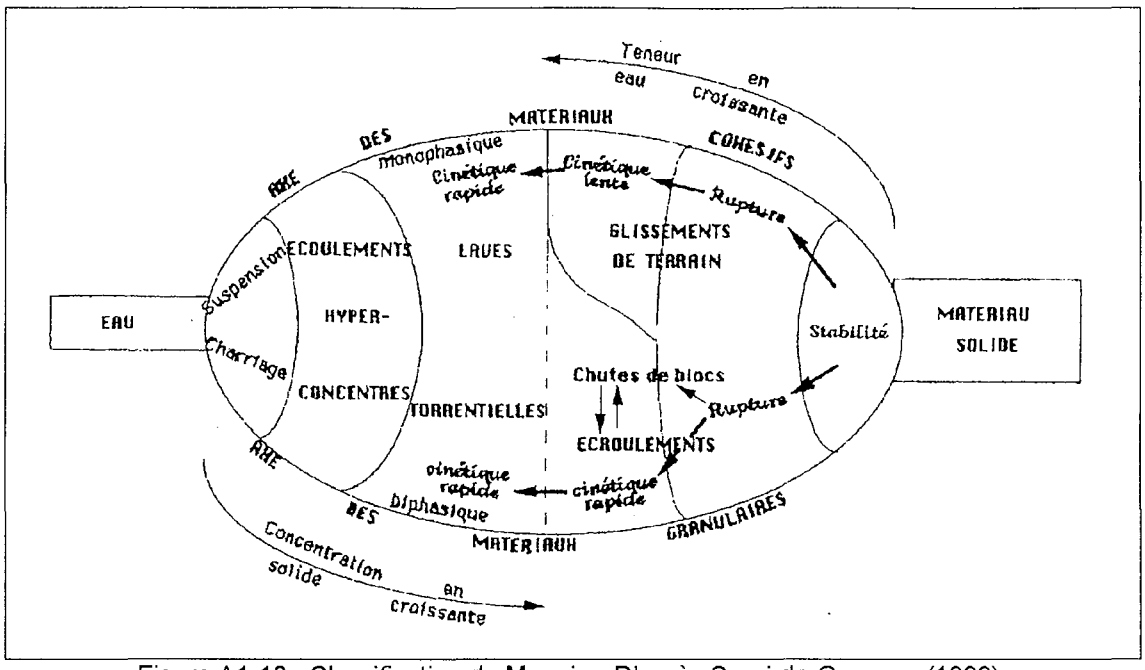


Figure A1-10 : Classification de Meunier. D'après Sorgi-de Gennaro (1999).

1.17- Classification de Antoine et Giraud - 1995

Cette classification à vocation opérationnelle doit, selon les désirs exprimés par les auteurs (Antoine, 1992 ; Antoine & Giraud, 1995), être utilisables par les non spécialistes pour des diagnostics rapides. C'est pourquoi elle s'appuie sur une classification géologique simplifiée qui permet de distinguer 9 types de matériaux (Figure A1-11).

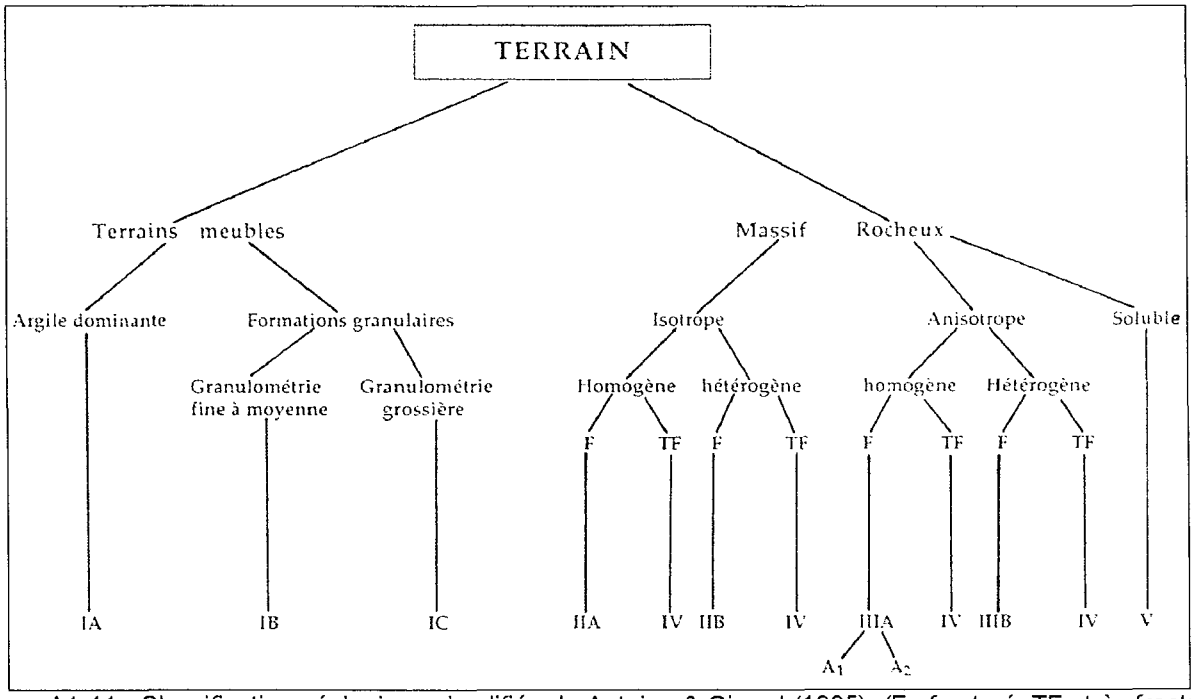


Figure A1-11 : Classification géologique simplifiée de Antoine & Giraud (1995). (F : fracturé, TF : très fracturé)

La classification des mouvements de versant qui en découle (Tableau A1-8) est l'occasion de mettre en évidence une opposition entre les « *mouvements préparatoires* » (fauchage, affaissement/subsidence, mouvements avec tassement et dilatance) et les « *mouvements vrais* » qui peuvent leur succéder. Les premiers sont des « *manifestations* [précoces] *de l'évolution gravitaire des versants ne présentant pas de caractère dangereux à court terme, la rupture du versant n'en étant que l'aboutissement. Les profonds remaniements imposés aux masses rocheuses ouvrent cependant la voie à des mouvements plus spécifiques, mieux individualisés constituant, eux, véritablement un danger potentiel* ».

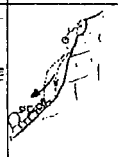
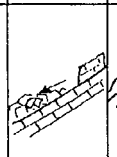
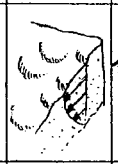
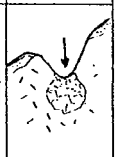
CRITÈRES		Fauchage	Tassement		Chute de blocs écroulements	Glissements		Ecoulements		Subsidence
			massif homogène	massif hétérogène		plan	circulaire	coulées	solifluxion	
										
Nature du terrain		III	III,IV	III B	II III A_2 III B IV	III, I	I A I B IV	I B I A III A_1	I B I A III A_1	V
Sens du Mouvement	↓				+					+
	↙	+	+	+	+	+	+	+	+	
Délimitation	Bonne				+	+	+	+		+
	Mauvaise	+	+	+					+	
Déplacement	Fort				+	+	+	+		Sans objet
	Faible	+	+	+		+	+		+	
Remaniement	Fort				+	+		+		
	Moyen	+	+	+		+	+		+	
	Faible	+	+	+		+	+	Sans objet	+	
Surface de Rupture	Absente	+	+						+	
	Préexistante			+	+	+				
	Engendrée						+			

Tableau A1-8 : Classification de Antoine & Giraud (1995).

Les nouveaux éléments apportés pas la classification d'Antoine et Giraud sont :

- Le lien fort entre les types de mouvement de versant et les formations géologiques qui les supportent (sur la base d'une classification géologique simplifiée),
- La distinction entre « *mouvements préparatoires* » et « *mouvements vrais* »,
- L'introduction du terme français « *tassement avec dilatance* » pour traduire le terme anglais « *sagging* » de Hutchinson (même s'il existe des différences importantes entre les 2 phénomènes : les déformations décrites par Hutchison sont essentiellement continues alors que celle de Antoine et Giraud sont essentiellement discontinues).

2- TABLEAU COMPARATIF DES PRINCIPALES CLASSIFICATIONS

Le Tableau A1-9 occupe les trois pages qui suivent.

Tableau A1-9 (1/3) :Les principales classifications de mouvements de versant décrites dans la littérature. Seuls quelques écrits ont pu être consultés. Ils ne sont donc pas tous reportés dans la liste des références bibliographiques du mémoire.

Auteur(s)	Année	Référence(s)	Nombre de classes	Nombre de critères			Critères de classification			Objectifs	Remarques
				Inst.	Ciném.	Dyn.	Critères instantanées	Critères cinématiques	Critères dynamiques		
COLLIN	1846	*Rech. exp. sur les gliss. spont., Carilian Goeury et Dalmont, Paris*	?	>1	?	?	Profondeur affectée par les mouvements	?	?	?	-
BALTZER	1880	*Neues Jahrbuch für Mineralogie, 2*	?	2	0	0	Taille du phénomène, Consistance des matériaux (?)	-	-	?	-
HEIM	1882	*Über Bergstürze, Natur. Gesell., Zürich, 83*	6	>1	>2	>1	Nature des matériaux	Mode de déplacement, Vitesse de déplacement	Vecteur du déplacement	?	Première classification prenant en compte le déplacement
HOWE	1909	*US Geol. Survey, Prof. paper 67, Washington*	4	1	0	0	Nature des matériaux (détritique/consolidé/mixte)	-	-	?	Classification basée sur des études de cas dans le Colorado
STINI	1910	*Die Muren, Innsbrück*	?	>1	0	0	Nature des matériaux	-	-	?	-
ALMAGIA	1910	*Mem. Soc. Geogr. Ital., Vol. 2*	6	1	1	1	Moprhologie de la masse mobile	Périodicité des mouvements	Causes des mouvements	?	Classification basée sur l'étude des "frane" en Italie
PENCK	1924	*Morphological analysis of landforms, Mc Millan Co., Londres (traduct. 1953)*	?	1	0	0	Pente	-	-	?	-
TERZAGHI	1925	*Erbaumechanik, Franz Deuticke, Leipzig*	16	>2	?	?	Nature des matériaux (cohésifs/granulaires), Teneur en eau	?	?	?	Première application de la mécanique des sols à la classification
LADD	1935	*Amer. Railway Eng. Assoc. Bull., 37*	5	2	0	0	Nature des matériaux, Structure du terrain	-	-	?	Classification basée sur une expérience de maintenance et de tracé des voies ferrées
SHARPE	1938	*Landslides and related phenomena, Columbia Univ. Press, New York*	4	?	?	?	?	?	?	?	Nombreux facteurs pris en compte
MORET	1945	*Les éboulements de terrains en montagne, Revue "Les Alpes", Grenoble*	9	>2	>2	>1	Nature des matériaux (formations superficielles/substratum), Morphologie de la masse mobile, etc...	Rapidité du mouvement, Orientation du mouvement, etc...	Action de l'eau d'infiltration	?	Classification basée sur la description de nombreux cas dans les Alpes
BENDEL	1948	*Ingenieur-Geologie, Springer Verlag, Vienne*	?	>1	0	0	Localisation (environnement)	-	-	?	-
KOIDE	1955	*cité par SASSA (1985)*	3	1	1	0	Lithologie (3 modalités)	Type de mouvement (mvts très rapides/mvts successifs et répétitifs/mvts de type coulée)	-	?	3 classes majeures : ruptures, mvts des pentes argileuses faibles, mvts du substratum fracturé
VARNES	1958	*Landslides types and processes, Highway Res. Board, Sp. rep. 29, Washington DC*	?	1	1	0	Nature des matériaux	Type de mouvement	-	?	Classification basée sur celle de SHARPE (1938)

Tableau A1-9 (2/3) :Les principales classifications de mouvements de versant décrites dans la littérature. Seuls quelques écrits ont pu être consultés. Ils ne sont donc pas tous reportés dans la liste des références bibliographiques du mémoire.

Auteur(s)	Année	Référence(s)	Nombre de classes	Nombre de critères			Critères de classification			Objectifs	Remarques
				Inst.	Ciném.	Dyn.	Critères instantanées	Critères cinématiques	Critères dynamiques		
RAPP	1960	*Zeitschrift für Geomorphologie, vol 1*	?	>4	0	0	Pente, Type de matériaux, Climat, Végétation, etc...	-	-	?	Approche de type géosystémique
SOWERS & SOWERS	1961	*Introd. Soils mech. and found., Mac Millan Co., New York*	?	?	?	?	?	?	?	?	Classification proche de celle de SHARPE (1938)
TERZAGHI & PECK	1961	*Méc. des sols appl. aux trav. pub. et au bâtim., Dunod, Paris*	?	2	0	0	Type de sol, Propriétés physiques du sol	-	-	?	-
JUMIKIS	1962	*Soil Mech., D. Van Nostrand Co., Princeton*	?	>2	?	?	Conformation de la surface de rupture (?), Caractéristiques mécaniques des matériaux	?	?	?	-
LANSER	1967	*Felsmechaniks and Ing. Geol., vol 1, 110*	?	>1	>2	0	Volume de matériaux (critère accessoire)	Type de déplacement, Vitesse de déplacement	-	?	-
ZARUBA & MENCL	1969	*Landsl. and their control, Acad. Prahia, Elsevier*	?	>1	>1	0	Nature des matériaux	Type de déplacement	-	?	-
SKEMPTON & HUTCHINSON	1969	*Proc. 7th Int. Conf. Soil Mech.and Found. Eng., Mexico*	27	>3	0	1	Existence/Absence d'une surface de faiblesse préexistante, Origine de celle-ci, Résistance au cisaillement sur cette surface	-	Comportement drainé (long terme) ou non drainé (court terme)	Calculs de stabilité	Classification des mouvements de sol impliquant un cisaillement
YAMADA, WATARI & KOBASHI	1971	*Actual state and preventive measures of landslides and slope failures, Sankaido*	2	2	1	1	Pente (faible/forte), Niveau de destructuration de la masse mobile	Type de mouvement (lent, répétitif et progressif/soudain, rapide et unique)	Localisation de la surface de rupture (dans un niveau argileux/n'importe où)	?	2 classes : "jisuberi" (landslide) et "yamakuzure" (slope failure)
NEMCOK, PASEY & RYBAR	1972	*Classification of landslides and other mass movements, Rock Mechanics, vol 4, 2*	4	>6	>2	>1	Lithologie, Nature des matériaux (Sol/Roche tendre/Roche dure), Fracturation, Surface affectée, Profondeur affectée, Existence/Absence d'une surface de rupture	Champ de déplacements, Rapidité du mouvement (4 classes)	Rhéologie des matériaux (liquide/solide, cohérent/non cohérent)	Faciliter la cartographie en géologie de l'ingénieur	-
CARSON & KIRKBY	1972	*Hillslope form and process, Cambridge Univ. Press*	12	1	1	0	Teneur en eau	Profil de vitesse	-	?	Notion de mouvement de versant très étendue
CROZIER	1973	*cité par FLAGEOLLET (1989)*	-	6	0	0	Indices morphométriques	-	-	?	Etude adaptée aux loupes de glissement. Ce n'est pas une vraie classification.
WHALLEY	1974	*Geogr. Papers 27, Roading Univ.*	5	1	0	0	Volume deplacé	-	-	?	S'applique uniquement aux chutes et écroulements
HOEK & BRAY	1974	*Rock Slope Eng., Instit. of Min. and Metall., London*	4	1	0	0	Forme de la surface de rupture (plan/dièdre/loupe/fauchge)	-	-	Calculs de stabilité (coefficients de sécurité)	Travail à l'échelle du talus uniquement
PASEK	1975	*Bull. IAEG, 12*	?	0	0	>1	-	-	Evolution prévisible et risques encourus	?	-

Tableau A1-9 (3/3) :Les principales classifications de mouvements de versant décrites dans la littérature. Seuls quelques écrits ont pu être consultés. Ils ne sont donc pas tous reportés dans la liste des références bibliographiques du mémoire.

Auteur(s)	Année	Référence(s)	Nombre de classes	Nombre de critères			Critères de classification			Objectifs	Remarques
				Inst.	Ciném.	Dyn.	Critères instantanées	Critères cinématiques	Critères dynamiques		
MERLA et al.	1976	*Bull. IAEG, n°14*	4	?	?	?	?	?	?	?	Classification basée sur des cas observés en Italie
BELL	1976	*Bull. IAEG, n°14*	?	?	1	1	-	Type de mouvement	Mode de rupture (?)	?	-
COLAS & PILOT	1976	*Bull. Liaison Labo. P. et Ch., n° spécial*	4	>3	>1	>1	Nature des matériaux, Fracturation, Forme de la surface de rupture	Rapidité du mouvement	Mécanisme (enchaînements de causes et d'effets)	Définir un langage commun pour les laboratoires de l'Equipement	Classification simpliste qui ne distingue pas bien les différentes catégories
LOMTADZE	1977	*Bull. IAEG, n°15*	?	2	0	0	Structure des matériaux, Plasticité des matériaux (?)	-	-	?	-
CARRARA et al.	1977	*Bull. IAEG, n°16*	?	>1	0	0	Moprhométrie	-	-	?	-
DELAUNAY et al.	1977	*Bull. IAEG, n°16*	6	?	?	?	?	?	?	?	-
VARNES	1978	*Transport. Res. Board, Sp. rep. 176, Washington DC*	18	1	1	0	Type de matériaux (bed rock/debris/earth)	Type de mouvement (chute/basculement/glissement/étalement latéral/écoulement/ complexe)	-	?	-
KLENGEL	1978	*Bull. IAEG, n°17*	4	0	1	0	-	Type de mouvement (translation/rotation)	-	?	Classification adaptée aux versants en roches dures
YAGUE	1978	*Bull. IAEG, n°17*	?	2	1	0	Compacité des matériaux (?), Teneur en eau	Rapidité du mouvement	-	?	-
MOSER	1978	*Bull. IAEG, n°17*	?	2	1	0	Nature des matériaux, Nature de la surface de rupture	Type du mouvement	-	?	Classification adaptée aux régions montagneuses
CROZIER	1979	*cité par SORGI-DE GENNARO (1999)*	7	1	2	0	cf. VARNES (1978)	cf. VARNES (1978), Gammes de vitesses	-	?	-
MILLIES-LACROIX	1981	*Bull. Liaison Labo. P. et Ch., n° spécial X*	4	>4	1	0	Nature des matériaux, Caractéristiques de la surface de rupture lorsqu'elle existe (régularité, rugosité, visibilité...)	Evolution des déplacements au cours du temps	-	?	-
SASSA	1985	*Proc. 4th Int. Symp. and Field Worksh. on Landsl., Tokyo*	16	1	1	0	Granulométrie des matériaux (bed rock/fractured rock/sandy soil/clayey soil)	-	Type géotechnique de cisaillement (cisaillement résiduel/cisaillement de pic/glissement par liquéfaction/creep)	Synthétiser les classification de VARNES, KOIDE et YAMADA *et al.*	-
HUTCHINSON	1988	*Proc. 5th Int. Symp. Landslides, Lausanne*	8	>2	>1	>1	Nature des matériaux, Morphologie	Rapidité du mouvement	Mécanisme (enchaînements de causes et d'effets)	?	C'est plutôt un état de l'art qu'une classification.
FLAGEOLLET	1989	*Les mouvements de terrain et leur prévention, Masson, Coll. Géograpghie*	11	0	2	0	-	Direction du déplacement (dominante horizontale ou latérale), Amplitude du déplacement	-	?	-
MEUNIER	1991	*Eléments d'hydraulique torrentielle, Etudes du CEMAGREF*	6	2	0	0	Teneur en eau, Nature des matériaux (cohésifs/granulaires)	-	-	?	-
ANTOINE & GIRAUD	1995	*Bull. IAEG, n°51 (cf. ANTOINE, Bull. IAEG, n°45, 1992)*	8	>5	>3	>3	Classification géologique simplifiée, Morphologie, Degré de remaniement, Délimitation des désordres, Existence/Absence d'une surface de rupture	Orientation du mouvement, Vitesse d'évolution, Amplitude du déplacement	Mouvements préparatoires/ vrais, Facteurs déclenchants, Lois physiques impliquées	Typologie opérationnelle utilisable par les non spécialistes	-

3- EXEMPLE D'APPLICATION DE LA CLASSIFICATION SYNTHETIQUE

Le Tableau A1-10 présente un exemple d'application de la classification synthétique exposée au §4 du Chapitre 1 à l'ensemble des mouvements de versant qui ont été envisagés comme site-laboratoire pour notre travail.

Site		Localisation	Catégories	Activité	Matériaux	Dimension caractéristique
Contournement routier de Besançon		Besançon (Doubs)	Glissement ?	Activation en 2004 ?	Marnes + Calcaires	100 m
Montagne des Piniès		Boulc-en-Diois (Drôme)	Coulée + Chute + Glissement	Actif (Crises en 1978 et 1986)	Molasse + Marnes + Calcaires	100 m
Claps-de-Luc		Luc-en-Diois (Drôme)	Glissement plan	Fossile ? (Crise en 1442)	Calcaires	100 m - 1 km
Bassin de Barles		Barles (Alpes-de-Haute-Provence)	Coulée + Glissement + Fluage	Fossile	Marnes + Calcaires + Form. sup.	10 - 100 m
Gorges du Tarn et de la Jonte		Millau (Lozère)	Chute + Glissement	Actif	Marnes + Calcaires	10 - 100 m
Haute vallée de la Tinée	Duminière (3 sites)	Saint-Etienne-de-Tinée (Alpes-Maritimes)	Chute + Glissement ?	Actif	Gneiss	10 - 100 m
	Gorges de Valabres	Saint-Sauveur-sur-Tinée (Alpes-Maritimes)	Chute + Glissement	Dormant ? (Eboulement en mai 2000)	Gneiss	10 - 100 m
	Le Pra	Le Pra (Alpes-Maritimes)	Chute + Glissement	Actif	Gneiss + Calcaires	10 - 100 m
	La Gratuse	Isola (Alpes-Maritimes)	Chute + Glissement	Dormant ? (Crise le 12/01/2001)	Gneiss	10 - 100 m
	Col de la Vallette	Isola 2000 (Alpes-Maritimes)	Chute + Glissement + Basculement	Fossile ?	Gneiss	10 - 100 m
	La Clapière	Saint-Etienne-de-Tinée (Alpes-Maritimes)	? (DSGSD)	Actif (Crise majeure en 1987)	Gneiss	1 km
	Bois de Malbosc	Isola (Alpes-Maritimes)	? (DSDSD)	Fossile ?	Gneiss	1 km
La Clape		Briançonnet (Alpes-Maritimes)	Glissement ?	Dormant ? (Crise le 11/11/1994)	Marnes + Calcaires + Eboulis	100 m - 1 km
Le Billan		Retenue de Grand'Maison (Isère)	Chute + Glissement + Basculement (Fauchage)	Fossile ? (Crise en 1986)	Gneiss	100 m - 1 km
Le Friolin		Peisey-Nancroix (Savoie)	Glissement + Tassement ?	Dormant ? (Crise de 1982 à 1984)	Gneiss + Gypse	1 km
Gourette		Les Eaux-Bonnes (Pyrénées-Atlantiques)	Glissement	Fossile ? (Crise en Août 1982)	Schistes	100 m - 1 km
Mesnil-Val		Mesnil-Val (Seine-Maritime)	Chute + Glissement	Actif	Craie	10 - 100 m
Vallées de la Têt et du Tech	Lo Sao	Jujols (Pyrénées-Orientales)	Glissement	Fossile	Schistes + Form. sup.	10 - 100 m
	Marignans	Serdinya (Pyrénées-Orientales)	Chute + Glissement ?	Fossile ?	Calcaires + Dolomies + Calcschistes	100 m - 1 km
	Thuès-les-Bains	Thuès-les-Bains (Pyrénées-Orientales)	Chute + Glissement	Actif	Gneiss + Granite + Micaschistes	100 m
	Col d'Arès (Bassin du Canidell)	Prats-de-Mollo (Pyrénées-Orientales)	Glissement ?	Fossile	Calcaires + Schistes + Volcanoséd.	100 m - 1 km
	L'Avallanosa	Prats-de-Mollo (Pyrénées-Orientales)	Chute + Glissement	Fossile ? (Crise en Oct. 1940)	Schistes + Quartzites	100 m
	Montferrer	Montferrer (Pyrénées-Orientales)	Glissement ?	Fossile	Calcaires + Schistes + Dolomies	100 m - 1 km
Col de Clavel (Le Clapier)		La Bastide (Var)	Glissement ?	Fossile ?	Calcaires + Dolomies	100 m - 1 km
La Toura		Saint-Christophe-en-Oisans (Isère)	? (DSGSD)	Fossile ?	Gneiss	100 m - 1 km
Ruines de Séchilienne		Séchilienne (Isère)	? (DSGSD)	Actif	Gneiss + Micaschistes	100 m - 1 km

Tableau A1-10 : Application de la classification synthétique aux sites-laboratoires potentiels.
Le terme *Deep Seated Gravitational Slope Deformation* (DSGSD) est à rapproché du « tassement avec dilatance » de la classification de Antoine et Giraud. (Pour plus d'informations, consulter Agliardi *et al.*, 2001)

*****

***

*

ANNEXE 2 : MODALITES DE REALISATION DES MODELISATIONS MECANIQUES ET THERMOMECANIQUES AVEC LE CODE DE CALCUL *UDEC*

1- CALCULS MECANIQUES

1.1- Généralités

Le code de calcul aux éléments distincts UDEC est utilisé pour déterminer la **réponse** d'un massif rocheux lorsqu'une **perturbation** est apportée à un état d'**équilibre mécanique initial**. Afin d'étudier cette réponse, on suit l'évolution dans le temps d'un certain nombre de **variables mécaniques** caractéristiques de l'**accommodation** du système à la perturbation, telles que les vitesses, les déplacements et les contraintes en quelques points-clés.

Dans la réalité, la perturbation se présente généralement sous la forme d'une modification plus ou moins progressive des **sollicitations** (**efforts**) appliquées au système : ces sollicitations passent, entre les instants t_0 et t_1, d'un niveau S_0, correspondant à l'équilibre initial, à un niveau S_1 auquel elles se stabilisent (Figure A2-1, haut). Cette modification des sollicitations peut intervenir, par exemple, lors d'un changement de la géométrie du système (excavation, déblai, remblai, etc.) ou lors d'une modification des forces en jeu (augmentation de la pression d'eau, séisme, etc.). En réponse à la perturbation, les variables mécaniques considérées passent d'un niveau V_0 (à l'instant t_0) à un niveau V_1 correspondant à un nouvel état d'équilibre mécanique (l'état d'**équilibre mécanique final**, dont on supposera ici l'existence) qui est atteint après un **régime transitoire** au cours duquel les variables mécaniques évoluent (Figure A2-1, bas). Ce niveau V_1 est atteint à l'instant t_2, postérieur à t_1 (bien souvent $t_1 \approx t_2$). Le système entre alors en **régime permanent**.

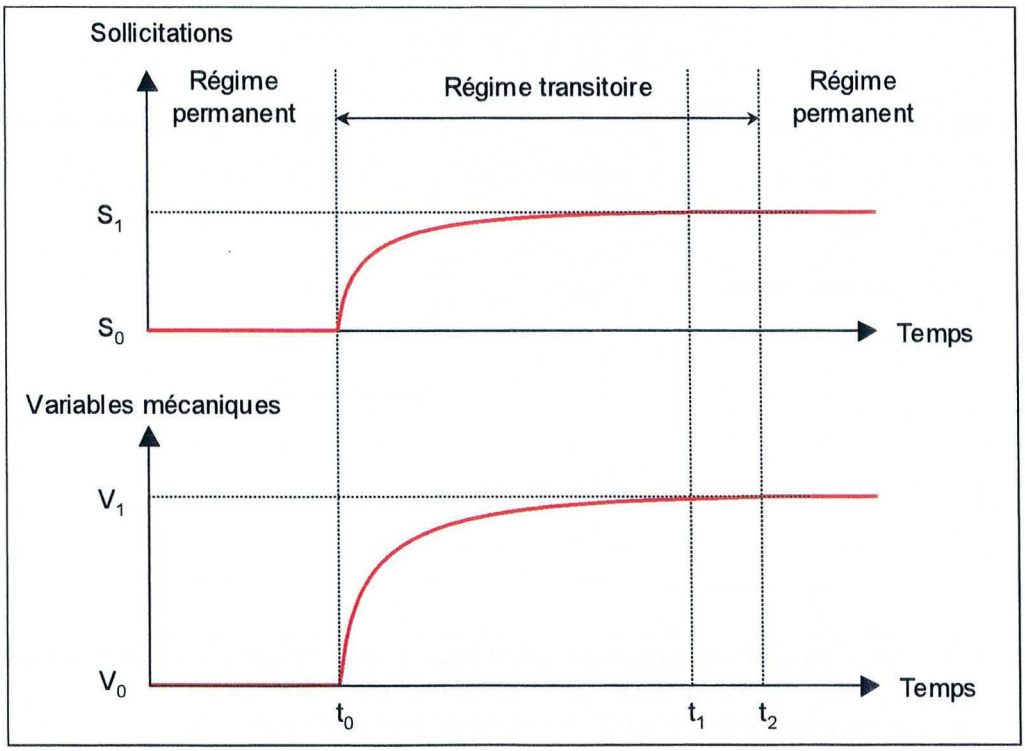


Figure A2-1 : Evolution dans le temps des sollicitations et des variables caractérisant l'accommodation.

1.2- Calculs mécaniques (« *pseudo-dynamiques* ») en régime permanent

Il arrive qu'il ne soit pas nécessaire de connaître le détail de l'évolution des variables mécaniques entre t_0 et t_1 (régime transitoire), mais qu'on ne s'intéresse qu'à leurs valeurs dans l'état final après t_2. On dira alors que l'on réalise un **calcul en régime permanent**. Dans ce cas, on soumet le système à une variation instantanée des sollicitations, de S_0 à S_1 (Figure A2-2, haut), et le code de calcul détermine un état d'équilibre final compatible avec les caractéristiques particulières du modèle (géométrie, lois de comportement, conditions aux limites, etc.). Pour ce faire, UDEC résout de manière algorithmique l'**équation de la dynamique** :

$$\rho \frac{\partial \vec{u}}{\partial t} = \text{div } \overline{\overline{\sigma}} + \vec{f}_v$$

où ρ, $\vec{u}$, $\overline{\overline{\sigma}}$ et $\vec{f}_v$ désignent respectivement la masse volumique, la vitesse, le tenseur des contraintes et les forces volumiques. La **convergence** des variables mécaniques vers l'état d'équilibre final se fait progressivement, au fil des **itérations** ou **cycles de calcul** (Figure A2-2, milieu).

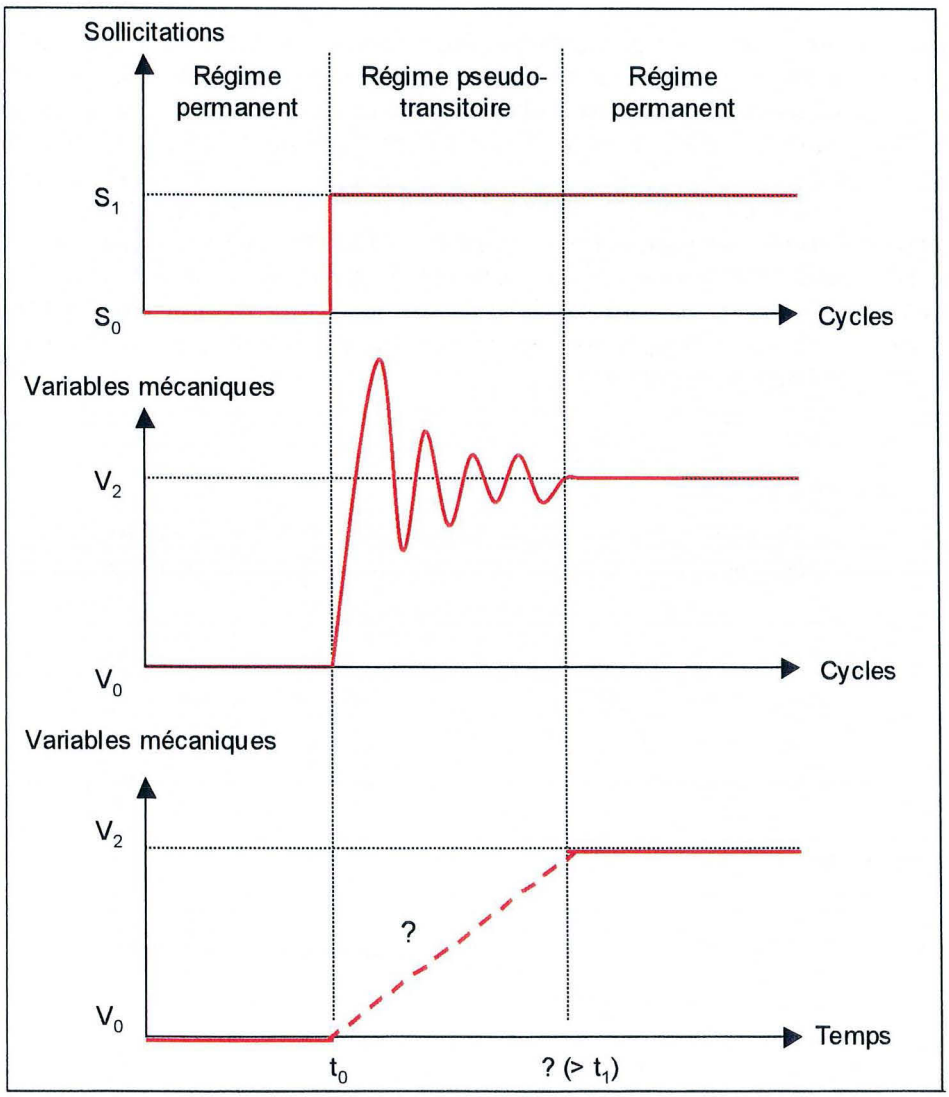


Figure A2-2 : Evolution, au cours du calcul, des sollicitations et ses variables mécaniques caractérisant l'accommodation (graphes du haut et du milieu).
La reconstitution de l'évolution dans le temps des variables mécaniques (graphe du bas) est imprécise.

Afin d'accélérer le processus de convergence, UDEC utilise un **amortissement numérique** de type visqueux (*static solution damping*) destiné à faire se dissiper le plus rapidement possible toute l'énergie « vibratoire » du système. L'équation de la dynamique utilisée comporte donc un terme supplémentaire dépendant d'un coefficient de frottement visqueux ζ :

$$\rho \frac{\partial \vec{u}}{\partial t} = \text{div } \overline{\overline{\sigma}} + \vec{f}_v - \zeta \vec{u}$$

Comme ζ est déterminé de manière purement numérique, la phase de convergence n'a pas, dans le cas général, de signification physique bien qu'elle présente parfois certaines similitudes avec le régime transitoire réel. En particulier, le temps *t* utilisé dans les calculs est **fictif** et sans rapport direct avec le temps réel. On parle donc, pour qualifier la phase de convergence, de **phase « pseudo-transitoire »**, de **phase « pseudo-dynamique »**, ou encore de **phase « de relaxation »**. (On verra plus loin que UDEC peut également être utilisé pour effectuer une modélisation du régime transitoire réel.) Dans un calcul en régime permanent, on n'a donc pas accès à la dimension temporelle de l'évolution des variables mécaniques entre le régime permanent initial et le régime permanent final (Figure A2-2, bas). En particulier, on ne sait pas à quel moment le système atteint l'équilibre final. (t_2 est inconnu.)

Dans la pratique, les limitations en précision du calcul numérique font que le régime permanent n'est jamais atteint exactement. On considère donc généralement que l'on est suffisamment proche de l'état d'équilibre (*i.e.* que le nombre d'itérations est suffisant pour que le calcul puisse être stoppé) lorsque :

- les incréments de déplacements entre deux itérations deviennent négligeables par rapport aux déplacements totaux depuis le début du calcul,
- les vitesses sont quasi-nulles (*u* de l'ordre de 10^{-7} à 10^{-9} m.s^{-1} du fait de la limitation en précision),
- l'orientation des vitesses $\vec{u}$ aux différents nœuds semble aléatoire et varie d'une itération à la suivante,
- les efforts non compensés (*unbalanced force*) sont quasi-nuls.

Si toutes ces conditions sont réunies, on dira que **le calcul a convergé**. Si en revanche le calcul ne converge pas, même au bout d'un (très) grand nombre d'itérations, on sera amené à conclure qu'il n'existe pas d'état d'équilibre final compatible avec les conditions du modèle. Il faut alors voir si cette non convergence a une origine physique ou numérique.

Dans certains cas, l'état final est entièrement déterminé par la connaissance de l'état initial et des perturbations appliquées ; il ne dépend pas des états intermédiaires par lesquels on passe pour l'atteindre. Il est alors parfaitement légitime de faire abstraction du régime pseudo-transitoire et de ne considérer que le résultat obtenu lorsque les calculs ont convergé, c'est-à-dire lorsque l'on a atteint l'équilibre final. Ce dernier étant unique, on est assuré que V_2=V_1. (C'est le cas notamment en élasticité linéaire.)

En revanche, il arrive que l'état final dépende plus ou moins fortement du chemin de sollicitation suivi. Il peut alors s'avérer trompeur de ne pas regarder en détail le régime pseudo-transitoire. Dans les calculs élastoplastiques, par exemple, les oscillations des variables mécaniques se produisant au cours du régime transitoire suite à l'application brutale de la perturbation considérée (Figure A2-2, milieu) peuvent induire l'apparition de points plastiques et donc des reports de contraintes. Par suite, si le régime pseudo-transitoire diffère trop du régime transitoire réel, il est possible que l'état final calculé (V_2) diffère de l'état final réel (V_1), ce qui peut entraîner des interprétations erronées. On parlera à l'égard de tels problèmes d'« **artefacts pseudo-transitoires** » (ou d'« **artefacts pseudo-dynamiques** »). Pour les éviter, on applique la sollicitations par paliers, comme le montre la Figure. A2-3.

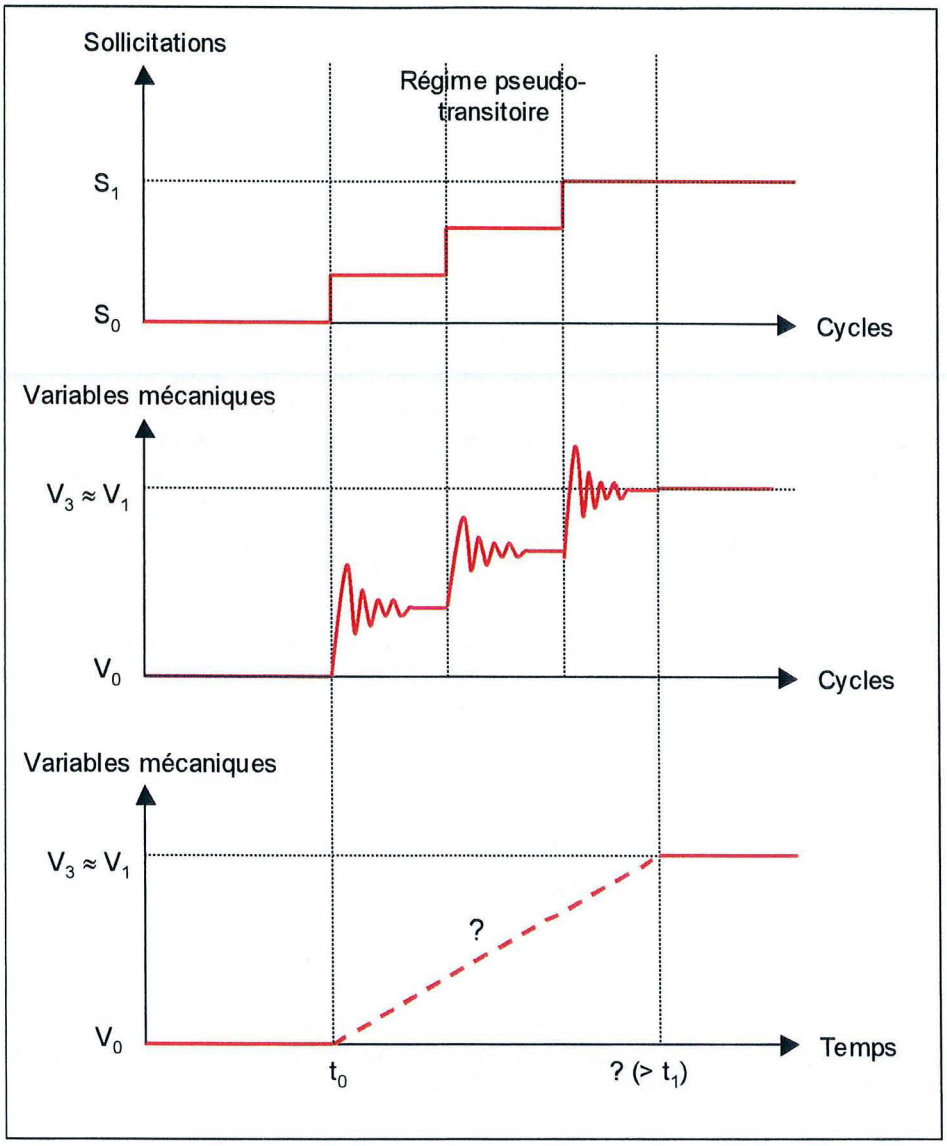


Figure A2-3 : Evolution, au cours du calcul, des sollicitations et ses variables mécaniques caractérisant l'accommodation (graphes du haut et du milieu).
La perturbation étant appliquée en plusieurs fois, les oscillation des variables mécaniques au cours du régime pseudo-transitoire sont limitées, ce qui évite que l'état final calculé V_3 ne s'écarte trop de l'état final réel V_1.

1.3- Calculs en régime transitoire

Si l'évolution des variables mécaniques au cours du régime transitoire doit être précisée, deux cas distincts se présentent, suivant que la perturbation est appliquée suffisamment lentement ou non.

1.3.1- Accommodation par une succession d'états d'équilibre (« calculs pseudo-dynamiques transitoires »)

Si la perturbation est appliquée de manière suffisamment lente pour que le système puisse s'y accommoder progressivement, on assimile souvent l'évolution du système à une succession d'états d'équilibre. On parle alors de **perturbation quasi-statique**. (Dans la nature, les états successifs ne correspondent généralement pas, à proprement parler, à des équilibres, mais ils s'en approchent, les vitesses de déplacement étant très faibles et les variables mécaniques du problème quasiment constantes.) Dans un tel cas, on applique la perturbation comme une succession de petites

perturbations instantanées (Figure A2-4). Après chacune d'elles, on veille à attendre l'atténuation des oscillations du régime pseudo-transitoire avant d'appliquer la perturbation suivante.

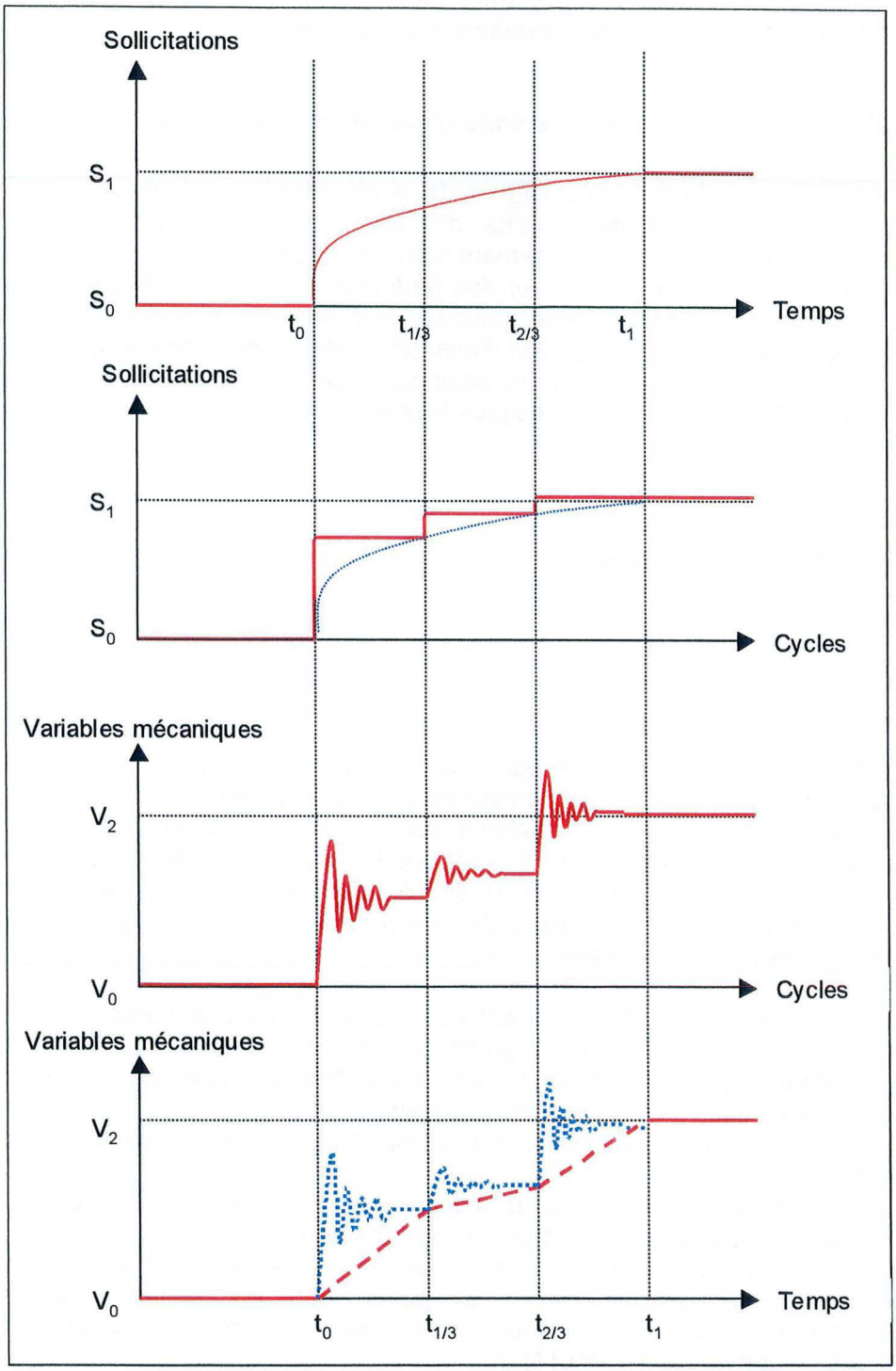


Figure A2-4 : Evolution au cours du calcul des sollicitations et ses variables mécaniques caractérisant l'accommodation (graphes du milieu).
Les perturbations résultent de la décomposition de la perturbation réelle (haut) en une succession de perturbations instantanées suite auxquelles le système atteint à chaque fois un état d'équilibre intermédiaire. Ceci rend possible la reconstitution de l'évolution dans le temps des variables mécaniques (bas).

Il est ainsi possible de décomposer l'intervalle de temps correspondant au régime transitoire en autant de petits régimes pseudo-transitoires qu'on le souhaite et donc de décrire précisément l'évolution dans le temps des variables mécaniques. En ce sens, l'enchaînement des cycles de calcul peut être assimilé à l'écoulement d'un **temps fictif**. Cette modélisation sera d'autant plus proche de la réalité que l'on suivra plus fidèlement le chemin de sollicitation réel. Bien entendu, comme précédemment, des artefacts « pseudo-dynamiques » peuvent, dans certains cas, venir gêner le calcul et il convient donc d'appliquer la perturbation aussi progressivement que possible.

1.3.2- Accommodation sans états d'équilibre intermédiaires (« calculs dynamiques »)

Si au contraire la perturbation est appliquée de manière trop brutale pour que l'on puisse considérer une évolution par une succession d'états d'équilibre, on est contraint de réaliser un **calcul explicitement dynamique**, sans amortissement numérique. Les cycles de calculs sont alors reliés à un temps réel. C'est le cas, par exemple, pour des perturbations de haute fréquence ou de courte durée (séismes, explosions, etc.). Ceci entraîne quelques complications supplémentaires. En particulier, les phénomènes de génération et de dissipation d'énergie cinétique vont occuper une place centrale dans la modélisation. On ne s'attardera pas ici sur ce point qui ne concerne pas directement l'étude des Rochers de Valabres puisque les sollicitations thermiques impliquées sont peu « violentes ».

2- CALCULS THERMOMECANIQUES

2.1- Généralités

Si on conserve le formalisme précédent, on peut considérer que les calculs thermomécaniques sont semblables aux calculs mécaniques présentés plus haut, à ceci près que la perturbation mécanique appliquée au système résulte des variations dans le temps du champ de température et des déformations concomitantes. Une complication supplémentaire résulte cependant du fait que cette perturbation n'est plus connue *a priori*, mais doit au contraire être calculée en tenant compte de la propagation de la chaleur par conduction, des conditions aux limites thermiques et de la présence d'éventuels puits ou sources de chaleur.

Le couplage thermomécanique pouvant être considéré comme partiel dans notre cas (§2.2 du Chapitre 3), nous pouvons calculer l'évolution du champ de températures indépendamment des phénomènes mécaniques qu'elle entraîne. Les calculs thermomécaniques se décomposent donc en **deux sous-calculs** destinés à déterminer respectivement :

- l'évolution dans le temps du champ de température et les déformations thermiques induites (perturbation),
- l'évolution dans le temps des variables mécaniques provoquée par l'apparition des déformations thermiques (accommodation mécanique à la perturbation).

Nous nous plaçons ici dans le cas simple où la seule perturbation appliquée au système est liée à la dilatation thermique. (Plusieurs perturbations d'origines différentes peuvent se superposer dans le cas général.) Le premier sous-calcul est donc (presque) purement thermique (« **sous-calcul T** ») ; le second est purement mécanique (« **sous-calcul M** »).

Il convient de préciser ici que, d'un point de vue thermique, les fractures sont considérées, dans UDEC, comme transmettant intégralement et instantanément les flux de chaleur lorsqu'elles sont fermées (conductivité thermique infinie) et comme thermiquement isolantes lorsqu'elles sont ouvertes (conductivité thermique nulle). Cette approximation ne tient pas compte du transfert de chaleur lié au fluide (eau ou air) contenu dans la fracture.

Dans le cas des Rochers de Valabres, les variations du champ de température sont dues à la propagation par conduction à l'intérieur du massif rocheux des fluctuations de température (ou de flux de

chaleur) en surface. Ces fluctuations se produisant en permanence, les températures dans le massif –et de ce fait les sollicitations appliquées au système– subissent des modifications permanentes, à tout le moins dans les zones les plus superficielles (cf. Annexe 3). On n'atteint donc jamais de régime thermique permanent (champ de températures constant) ni, par conséquent, d'état d'équilibre mécanique *stricto sensu*. Ceci exclut de recourir à des calculs du type de ceux présentés dans le §1.1. Il est au contraire indispensable de faire des calculs en régime transitoire.

Cependant, comme les variations de température en surface sont généralement relativement lentes (probablement de l'ordre de quelques degrés par minute au maximum, sauf peut-être lors des passages brutaux de l'ombre au soleil, voir la Figure 4-20 du Chapitre 4), on peut admettre que l'accommodation du système est du type **quasi-statique**. On a donc recours à un calcul de même nature que celui présenté au §1.2.1, dans lequel la perturbation est modélisée par paliers successifs correspondants à des intervalles de temps Δt : tout se passe comme si, au début de chaque intervalle de temps, on appliquait l'ensemble de la perturbation que le système subit, dans la réalité, au cours de cette période Δt. Dans notre cas, l'objectif du premier sous-calcul est donc de déterminer le champ de température (et les déformations thermiques induites) tous les Δt.

2.2- Déroulement d'une passe de calcul, enchaînement des sous-calculs thermiques (T) et mécaniques (M)

En élasticité et avec un couplage considéré comme partiel, les deux sous-calculs T et M pourraient, en théorie au moins, être réalisés en totalité l'un après l'autre, le second utilisant les résultats du premier. Mais ceci oblige à conserver en mémoire l'évolution des températures en chaque point, ce qui ralentit considérablement la modélisation. De ce fait, les deux sous-calculs ne sont pas réalisés successivement, mais **enchaînés automatiquement** au sein de chaque intervalle de temps Δt (Figure A2-5) : au sein d'un tel intervalle (on parlera de « **passe de calcul** »), on réalise d'abord le calcul de la perturbation totale survenant pendant cet intervalle (sous-calcul T) puis le calcul de l'accommodation du système à cette perturbation (sous-calcul M).

Les sous-calculs T sont réalisés de manière itérative, au cours de chaque intervalle Δt, par une succession de **cycles thermiques**. Un cycle thermique permet de déterminer l'évolution de champ de température par conduction et les déformations thermiques induites pendant un temps Δt_T appelé « **pas de temps thermique** ». Δt_T peut être déterminé automatiquement par UDEC (**algorithme explicite** utilisé par défaut) ou choisi par l'utilisateur (**algorithme implicite**, méthode de Crank-Nicholson). Dans les deux cas, il ne doit pas être trop grand si on veut garantir le bon déroulement des calculs de conduction. L'algorithme implicite est plus « consommateur » de mémoire que l'algorithme explicite dans le cas général. Mais, dans les cas favorables (gradients thermiques faibles, variations de température lentes), il est souvent préféré au second car il permet alors d'utiliser un pas de temps beaucoup plus grand et donc d'augmenter la vitesse du calcul.

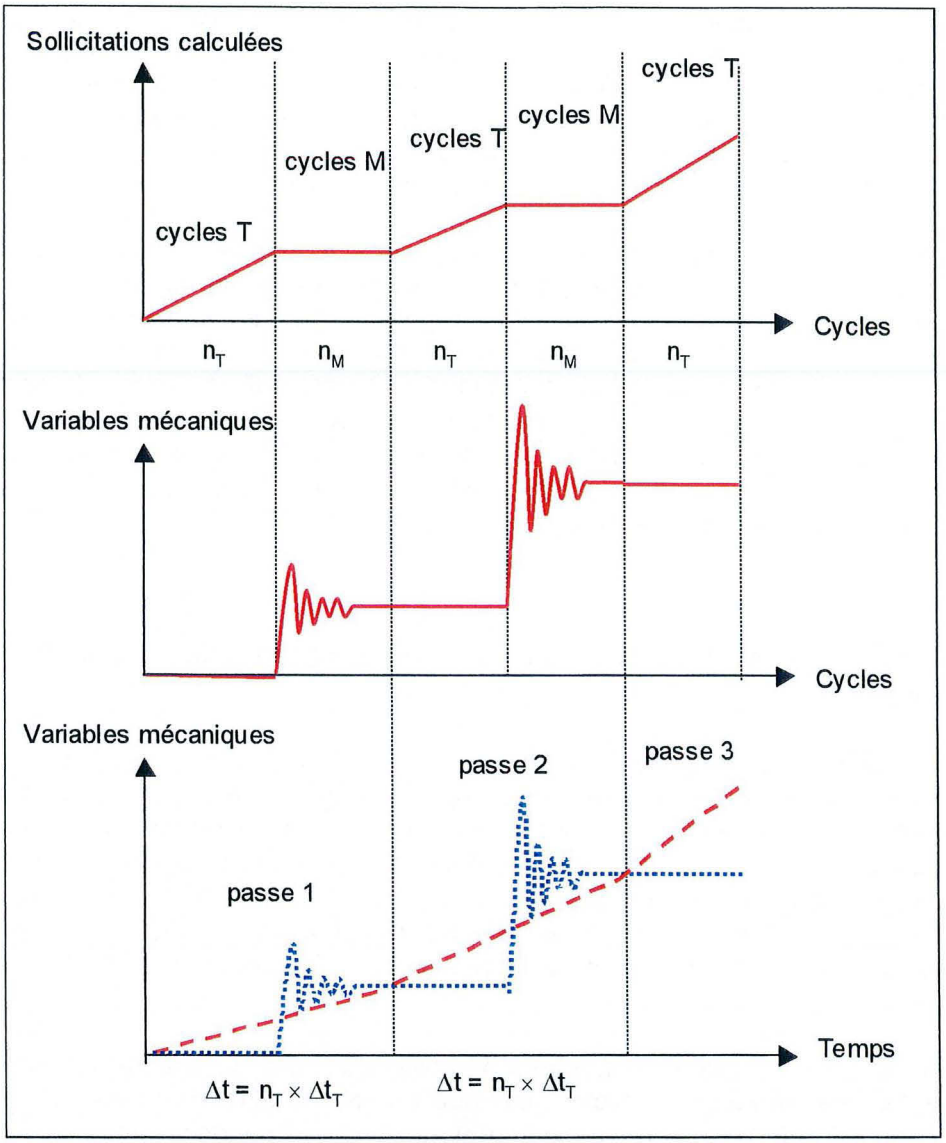


Figure A2-5 : Evolution au cours du calcul des sollicitations et ses variables mécaniques caractérisant l'accommodation (graphes du haut et du milieu).
L'évolution des sollicitations appliquées au système est déterminée par les sous-calculs T (haut). L'évolution au cours du calcul des variables mécaniques caractérisant l'accommodation aux perturbations telle qu'elle est déterminée par les sous-calcul M (milieu)

Une passe de calcul commence donc par un nombre n_T de cycles thermiques tel que : $n_T = \Delta t / \Delta t_T$. Elle se poursuit par le sous-calcul M (**relaxation**) qui est, lui aussi, réalisé de manière itérative, à travers une succession de n_M **cycles mécaniques**. Les paramètres n_M , n_T, Δt et Δt_T (algorithme implicite uniquement) sont au choix de l'utilisateur (fonctions *SET NMECH*, *set NTHER* et *SET THDT* de UDEC). Afin de garantir le bon déroulement de calculs thermomécaniques, il faut veiller à bien les sélectionner en gardant à l'esprit les impératifs qualitatifs suivants :

- Δt doit être suffisamment petit pour que la variation du champ de température pendant cet intervalle ne soit pas trop brutale et n'induise pas d'artefacts pseudo-dynamiques.
- Δt doit être suffisamment petit pour que le chemin de sollicitation modélisé (par paliers de longueur Δt) soit assez proche du chemin de sollicitation réel. Ceci suppose en particulier que Δt soit suffisamment inférieur au temps caractéristique de la perturbation réelle (la période des oscillations des températures de surface, par exemple).
- Puisqu'on se place dans l'hypothèse de l'accommodation quasi-statique, n_M doit être suffisamment grand pour que l'on parvienne à un nouvel état d'équilibre avant d'entamer la passe suivante (amortissement du régime pseudo-transitoire). De plus, Δt doit être supérieur à la durée d'accommodation du système aux perturbations élémentaires. (Cette condition n'est pas très contraignante puisque cette accommodation est presque instantanée.)

- Enfin, dans le cas de l'algorithme implicite, Δt_T doit être choisi suffisamment petit pour assurer la convergence du sous-calcul T.

De manière générale, pour un pas de temps thermique Δt_T donné, augmenter n_M et diminuer Δt ou n_T permettra de reproduire plus fidèlement les phénomènes réels, mais accroîtra corrélativement les temps de calculs nécessaires. Un compromis doit donc être trouvé en fonction du degré de précision souhaité par l'utilisateur. Ce dernier peut être caractérisé par le rapport $n_M/(n_T \cdot \Delta t_T)$ qui représente, en quelque sorte, le rapport entre le nombre d'itérations pour résorber (accommoder) la perturbation survenant pendant une passe et l'amplitude de cette perturbation. Le Tableau A2-1 fournit quelques exemples de valeurs numériques correspondant aux modèles présentés dans le Chapitre 3.

		n_M	n_T	Δt_T	$n_M/(n_T \cdot \Delta t_T)$
Bloc triangulaire (§3.4.2 et 3.4.3)	Calcul élastique	5000	30	60 s	2,8
	Calcul élastoplastique	10000	30	60 s	5,6
Modèle F (§4.3 et 4.4)	Calcul élastique	1000	10	20 s	5
	Calcul élastoplastique	6000	10	20 s	30

Tableau A2-1 : Caractéristiques des calculs thermomécaniques présentés dans le Chapitre 3. Ces calculs utilisent l'algorithme thermique implicite. Le nombre de cycles de relaxation par unité de temps réel est plus important en plasticité qu'en élasticité.

Par ailleurs, l'évolution des variables mécaniques au cours des cycles mécaniques n'a pas nécessairement de signification physique puisque les calculs sont réalisés selon un mode pseudo-dynamique. Ce sont donc les cycles thermiques qui servent de « métronome » au calcul et donnent accès à l'écoulement du temps réel.

2.3- Conditions pratiques de réalisation des calculs thermomécaniques

2.3.1- Actualisation automatique des températures de surface (routine FISH)

Dans les situations que nous avons étudiées, le calcul du champ de température dans le massif tous les Δt tient compte de la propagation de la chaleur par conduction et des variations des températures au niveau de la surface. Ces dernières sont directement dictées par la condition aux limites thermique utilisée : une chronique de températures $T_{surf}(t)$ est imposée à tous les nœuds du maillage (*corners*) qui constituent le bord libre du modèle.

Dans UDEC, une température donnée peut être imposée à un nœud en utilisant la commande *TFIX*. Ceci suppose de connaître les coordonnées du nœud en question. Or, du fait des déformations thermiques, ces coordonnées changent au cours du calcul, ce qui rend difficile l'application « manuelle » des conditions aux limites. Pour des raisons pratiques, nous avons donc eu recours à un processus d'**actualisation automatique** des températures des nœuds externes reposant sur une courte routine écrite dans ce but avec le langage FISH. Ce dernier est un langage de programmation interne à UDEC qui permet à l'utilisateur d'ajouter au code de nouvelles fonctions qui sont difficiles, voire impossibles, à obtenir à partir des seules fonctions de base. Pour plus de simplicité dans l'écriture de la routine, l'actualisation des températures est réalisé une fois par passe (i.e. tous les Δt), lors du premier cycle du sous-calcul mécanique (Figure A2-6), pour tous les nœuds dont la liste est placée dans un fichier *Corners.txt*. (La liste complète des nœuds constituant le bord du modèle peut être obtenue en utilisant la commande *PRINT BOUNDARY STATE*.) La chronique de températures à appliquer est enregistrée dans un fichier *VarTemp.txt*. Le texte de la routine est donné sur la page suivante à titre indicatif.

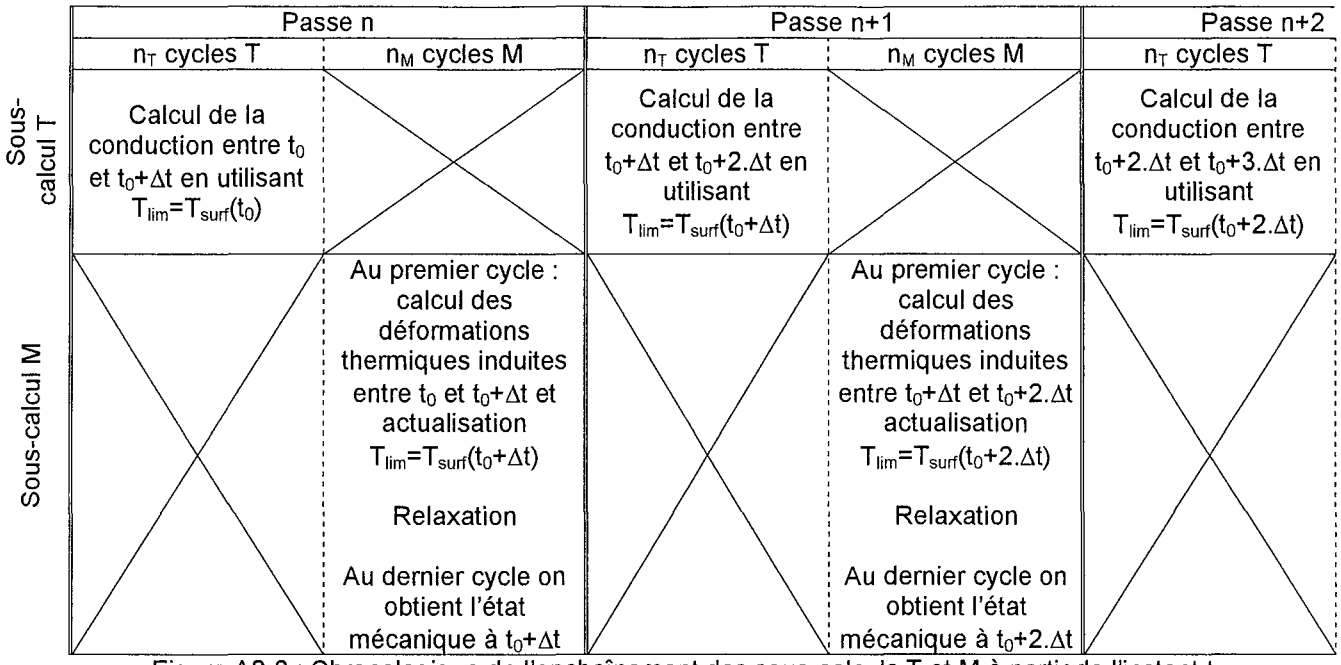


Figure A2-6 : Chronologique de l'enchaînement des sous-calculs T et M à partir de l'instant t_0. L'actualisation de la température des nœuds externes T_{lim} est effectuée au premier cycle mécanique de chaque passe sur la base de la chronique de température T_{surf} fournie par l'utilisateur.

2.3.2- Précautions supplémentaires à prendre pour assurer le bon déroulement des calculs, Vérifications

Des précautions supplémentaires doivent être prises pour assurer le bon déroulement des calculs thermomécaniques. En particulier, étant donné les faibles profondeur de pénétration à l'intérieur du massif rocheux des variations journalières de température (Annexe 3) et le gradient thermique corrélativement élevé en surface, le maillage au voisinage de la surface doit être suffisamment fin pour permettre de bien reproduire la propagation de la chaleur et les effets mécaniques induits. En particulier, les mailles devront être de taille significativement plus petite que la profondeur caractéristique de pénétration des « ondes thermiques » (voir Figure 3-16 du Chapitre 3).

Hormis dans les cas les plus simples, il n'existe pas de solution analytique du problème thermomécanique à laquelle les résultats de la modélisation puissent être comparés pour en vérifier le bon déroulement. Cette vérification s'appuie donc généralement plutôt sur le bon sens, des comparaisons avec des cas plus simples (cf. Annexe 3) en termes d'ordres de grandeur des variables, de formes des courbes, etc. Un critère simple pour s'assurer que les calculs se déroulent correctement consiste à vérifier que l'on atteint bien un état d'équilibre (vitesses nulles) à la fin de chaque passe. Un tel critère n'est bien sûr pas suffisant.

```
*Initialiser les paramètres de la routine
*tps=Temps réel lors dernier cycle thermique effectué
*dx,dy=Tolérances spatiales pour appliquer la température
def Initialisation
tps=0
dx=0.001
dy=0.001
command
table 1 read VarTemp.txt
table 2 read Corners.txt
endcommand
nbre=table_size(2)
end

*Appliquer au corner d'adresse Adr la  temperature Temp
def Appl_Temp_Adr
xC=cor_x(Adr)
yC=cor_y(Adr)
xCm=xC-dx
xCp=xC+dx
yCm=yC-dy
yCp=yC+dy
command
tfix Temp range xCm xCp yCm yCp
endcommand
end

*Appliquer à tous les corner de Corners.txt la temperature Temp
def Appl_Temp_Liste
i=0
loop while i < nbre
Adr2=table(2,i)
Adr=int(Adr2)
Appl_Temp_Adr
i=i+1
endloop
end

*Appliquer à tous les corner de Corners.txt la temperature à l'instant tpsT
def Appl_VarT_Liste
Temp=table(1,tpsT)
Appl_Temp_Liste
end

*Gerer la condition aux limites thermique au cours du calcul
*L'actualisation a lieu au début du premier cycle M de chaque passe
*tpsT=Temps réel courant
def Appliquer_CLT
whilestepping
tpsT=thtime
if tps=tpsT then

else
Appl_VarT_Liste
tps=thtime
endif
end
```

*****

***

*

ANNEXE 3 : CALCUL ANALYTIQUE DES EFFETS THERMOMECANIQUES DANS LE CAS D'UN MILIEU SEMI-INFINI

1- DEPLACEMENTS INDUITS PAR UNE MODIFICATION DU CHAMP DE TEMPERATURES

On se place dans le cas d'un milieu continu dans lequel règne un champ de température variable *T(M,t)* où *M* désigne un point courant et *t* le temps. Le milieu est initialement en état d'équilibre. Entre les instants *t*=0 (état initial) et *t* (instant courant), une variation $\Delta T(M,t)$ du champ de température (dont la cause n'a pas d'importance ici) induit, par dilatation, un champ de déplacements $\vec{u}(M,t)$ qu'on souhaitons déterminer. On exclut toute autre cause de déplacements, les forces volumiques extérieures $\overrightarrow{f_v}$ étant en particulier considérées comme constantes. Pour simplifier, on suppose que le milieu continu a un comportement **thermoélastique linéaire** caractérisé par un module de Young *E*, un coefficient de Poisson ν (correspondant à des coefficients de Lamé λ et μ), une diffusivité thermique a et un coefficient de dilatation thermique α. Ces coefficients sont ici supposés constants.

Si la variation de température est suffisamment lente pour que soit respectée l'**hypothèse de la perturbation quasi-statique** (Annexe 2), l'**équation de l'équilibre** $\operatorname{div}\overline{\overline{\sigma}}+\overrightarrow{f_v}=\vec{0}$ est vérifiée à tout instant. Si $\Delta\overline{\overline{\sigma}}$ désigne la variation de l'état de contraintes entre l'état initial et l'instant *t*, on peut alors écrire par différence :

$$\operatorname{div}\Delta\overline{\overline{\sigma}}=\vec{0}$$

La **loi de comportement** thermoélastique donne par ailleurs :

$$\Delta\overline{\overline{\sigma}}=2\mu\cdot\Delta\overline{\overline{\varepsilon}}+\lambda\operatorname{tr}\left(\Delta\overline{\overline{\varepsilon}}\right)\cdot\overline{\overline{1}}-\left(3\lambda+2\mu\right)\alpha\cdot\Delta T\cdot\overline{\overline{1}}$$

L'équation d'équilibre s'écrit donc :

$$\operatorname{div}\left(\lambda\ \operatorname{tr}\left(\Delta\overline{\overline{\varepsilon}}\right)\cdot\overline{\overline{1}}+2\mu\cdot\Delta\overline{\overline{\varepsilon}}\right)-\alpha\left(3\lambda+2\mu\right)\cdot\operatorname{div}\left(\Delta T\cdot\overline{\overline{1}}\right)=\vec{0}$$

En reportant la relation $\overline{\overline{\varepsilon}}=\operatorname{sym}\operatorname{grad}\vec{u}$ dans cette égalité et en développant, on obtient l'**équation de Navier anisotherme** :

$$\left(\lambda+\mu\right)\cdot\operatorname{grad}\operatorname{div}\vec{u}+\mu\cdot\nabla^2\vec{u}-\alpha\left(3\lambda+2\mu\right)\cdot\operatorname{grad}\Delta T=\vec{0}$$

dont on propose de chercher une solution sous la forme $\vec{u}=\overrightarrow{\operatorname{grad}}\,\Phi$, ce qui n'est pas toujours possible puisque les déplacements ne dérivent pas nécessairement d'un potentiel. Dans le cas favorable, on montre que l'équation de Navier donne :

$$\nabla^2\Phi=\frac{3\lambda+2\mu}{\lambda+2\mu}\alpha\cdot\Delta T=\frac{1+\upsilon}{1-\upsilon}\alpha\cdot\Delta T$$

Or, l'**équation de la chaleur** s'écrit :

$$\frac{\partial T}{\partial t}=a\cdot\nabla^2T$$

Ceci permet d'établir que :

$$\Delta T(M,t) = T(M,t) - T(M,t=0) = \int_{\tau=0}^{t} \frac{\partial T}{\partial t}(M,\tau)\,d\tau = \int_{\tau=0}^{t} a \cdot \nabla^2 T(M,\tau)\,d\tau = a \cdot \nabla^2 \int_{\tau=0}^{t} T(M,\tau)\,d\tau$$

On obtient alors aisément une solution en Φ de l'équation de Navier :

$$\Phi(M,t) = \Phi_0(M,t) + \frac{1+\upsilon}{1-\upsilon}\alpha a \int_{\tau=0}^{t} T(M,\tau)\,d\tau$$

dont on déduit une solution en déplacements :

$$\vec{u}(M,t) = \overrightarrow{\text{grad}}\ \Phi(M,t) = \overrightarrow{u_0}(M,t) + \frac{1+\upsilon}{1-\upsilon}\alpha a \int_{\tau=0}^{t} \overrightarrow{\text{grad}}\ T(M,\tau)\,d\tau$$

On passe volontairement sur les considérations mathématiques sous-jacentes au raisonnement. Φ_0 et $\overrightarrow{u_0}$ désignent des constantes d'intégration déterminées par les conditions particulières du problème (conditions initiales et conditions aux limites). Notons que la solution proposée est indépendante du module de Young du matériau et s'écrit uniquement avec le coefficient de Poisson.

On s'est contenté ici de calculer le champ de déplacements induits par les seules variations de température. Si le problème considéré est plus complexe et met en jeu une modification simultanée des températures et des forces volumiques extérieures, il suffit, par linéarité, d'ajouter aux déplacements exhibés ci-dessus les déplacements induits par les sollicitations supplémentaires.

2- CAS PARTICULIER DU MILIEU CONTINU SEMI-INFINI

Pour plus de détails concernant les considérations présentées dans cette section, le lecteur est renvoyé aux ouvrages de Berest *et al.* (1988) et Holman (2002).

2.1- Considérations générales

On est généralement dans l'incapacité de formuler une solution analytique des problèmes de thermomécanique, ce qui rend nécessaire le recours à des méthode de résolution numérique, comme c'est souvent le cas lorsqu'on veut appréhender le comportement d'un système régi par des équations aux dérivées partielles. Pourtant, dans un certain nombre de cas simples, la solution analytique est facilement accessible. On présente ici un tel cas : celui d'un milieu continu semi-infini. Le lecteur se convaincra aisément de l'utilité de cet exemple en voyant que sa solution analytique peut être comparée aux solutions numériques obtenues dans des situations plus complexes (cf. Chapitre 3).

On considère ici le cas d'un milieu continu semi-infini homogène (Fig. A3-1) A l'intérieur du milieu règne un champ de température variable décrit par $T(x,t)$, où x représente la seule variable d'espace (le problème est unidimensionnel) et t le temps. Le bord libre est soumis à une variation de température imposée $T(x=0,t)$ qui induit, par conduction, la modification du champ de températures interne et, par dilatation, l'apparition de déformations thermiques et d'un champ de déplacements $u(x,t)$ calculé par rapport à l'état à $t=0$. On supposera que $u(x=+\infty,t)=0$, ce qui revient à dire que les déformations du milieu se traduisent entièrement par un déplacement de la surface libre $u(x=0,t)$.

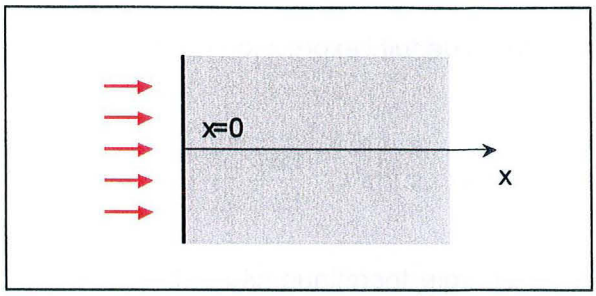


Figure A3-1 : Milieu semi-infini.
Les flèches indiquent la partie soumise à des variations de température imposées.

Dans le cas unidimensionnel, il est plus simple de repartir de l'équation de Navier anisotherme qui s'écrit alors :

$$(\lambda+2\mu)\cdot\frac{\partial^2 u}{\partial x^2}-\alpha(3\lambda+2\mu)\cdot\frac{\partial \Delta T}{\partial x}=0$$

Après une double intégration, il vient :

$$u(x,t)=\frac{1+\upsilon}{1-\upsilon}\alpha\int_{\xi=+\infty}^{x}\Delta T(\xi,t)d\xi+C(t)\cdot x+D(t)$$

où *C* et *D* sont deux fonctions du temps, indépendantes de x. Pour satisfaire les conditions $u(x=+\infty,t)=0$ (pour tout *t*) et $u(x,t=0)=0$ (pour tout *x*), il suffit que ces deux fonctions soient nulles :

$$u(x,t)=-\frac{1+\upsilon}{1-\upsilon}\alpha\int_{\xi=x}^{+\infty}\Delta T(\xi,t)d\xi$$

On tient alors la solution du problème. Le déplacement de la surface libre vers l'extérieur (dans le sens des *x* négatifs) s'écrit ainsi :

$$d(t)=-u(x=0,t)=\frac{1+\upsilon}{1-\upsilon}\alpha\int_{\xi=0}^{+\infty}\Delta T(\xi,t)d\xi$$

On peut remarquer que cette solution diffère par un coefficient de proportionnalité de celle qui aurait obtenue « intuitivement », en ne considérant que les effets de la dilatation thermique, sans tenir compte des propriétés élastiques du milieu (calcul dit en « **déformations thermiques libres** ») :

$$d_{libre}(t)=\int_{\xi=0}^{+\infty}\Delta\varepsilon_T(\xi,t)d\xi=\alpha\int_{\xi=0}^{+\infty}\Delta T(\xi,t)d\xi$$

Par ailleurs, avec le même raisonnement que plus haut, on a également :

$$d(t)=\frac{1+\upsilon}{1-\upsilon}\alpha\int_{\xi=0}^{+\infty}\Delta T(\xi,t)d\xi=\frac{1+\upsilon}{1-\upsilon}\alpha\int_{\xi=0}^{+\infty}\int_{\tau=0}^{t}\frac{\partial T}{\partial t}(\xi,\tau)d\tau d\xi=\frac{1+\upsilon}{1-\upsilon}\alpha\int_{\tau=0}^{t}\int_{\xi=0}^{+\infty}\frac{\partial T}{\partial t}(\xi,\tau)d\xi d\tau$$

Avec l'équation de la chaleur, il vient alors :

$$d(t)=\frac{1+\upsilon}{1-\upsilon}\alpha a\int_{\tau=0}^{t}\int_{\xi=0}^{+\infty}\frac{\partial^2 T}{\partial x^2}(\xi,\tau)d\xi d\tau=-\frac{1+\upsilon}{1-\upsilon}\alpha a\int_{\tau=0}^{t}\left[\frac{\partial T}{\partial x}(x=0,\tau)-\frac{\partial T}{\partial x}(x=+\infty,\tau)\right]d\tau$$

Par application de la loi de Fourier, on en déduit l'expression du déplacement de surface en fonction des flux de chaleur Q :

$$d(t) = \frac{1+\upsilon}{1-\upsilon}\frac{\alpha a}{k}\int_{\tau=0}^{t}\left[Q(x=0,\tau)-Q(x=+\infty,\tau)\right]d\tau = \frac{1+\upsilon}{1-\upsilon}\frac{\alpha}{\rho c_p}\left[\int_{\tau=0}^{t}Q(x=0,\tau)d\tau - \int_{\tau=0}^{t}Q(x=+\infty,\tau)d\tau\right]$$

puis en fonction de la variation de l'énergie thermique totale du milieu entre les instants $t=0$ et t, soit $E_T(t)$:

$$d(t) = \frac{1+\upsilon}{1-\upsilon}\frac{\alpha}{\rho c_p}\Delta E_T(t)$$

Le déplacement de la surface libre traduit donc le bilan d'énergie thermique du milieu.

2.2- Cas d'une variation de température sinusoïdale (solution en régime périodique)

2.2.1- Raisonnement en température

On se place ici dans le cas où la température imposée à la limite subit des variations sinusoïdales d'amplitude A et de pulsation ω autour de la valeur moyenne T_0 :

$$T(x=0,t) = T_0 + A\cdot\cos(\omega t+\varphi)$$

Le profil de températures est connu en **régime périodique,** c'est-à-dire si la variation de température est imposée, identique à elle-même, depuis un temps infini. (Dans la pratique, on s'approche d'un tel régime en attendant suffisamment longtemps la résorption des phénomènes transitoires, cf. Chapitre 3.) Le profil est classiquement donné sous la forme :

$$T(x,t) = T_0 + Ae^{-x/\delta}\cdot\cos\left(\omega t - \frac{x}{\delta} + \varphi\right)$$

$\delta = \sqrt{2a/\omega}$ est qualifié de **profondeur caractéristique de pénétration**. Cette grandeur dépend de la pulsation, tout comme la célérité de l'onde $v = \sqrt{2a\omega}$.

Bien que cette notion n'ait pas de sens dans le cas général (l'équation de la chaleur étant de type parabolique), tout se passe donc comme si une **onde thermique**, de même pulsation que la température imposée à la limite, se propageait depuis la surface vers l'intérieur du milieu, en s'atténuant avec la profondeur : à une profondeur donnée, la température varie donc sinusoïdalement, avec la même période qu'en surface, mais avec une amplitude moindre et avec un certain retard. Notons au passage que $T(x=+\infty,t)=T_0$.

Le champ de déplacements est donné par :

$$u(x,t) = -\frac{1+\upsilon}{1-\upsilon}\frac{\alpha A\delta}{\sqrt{2}}e^{-x/\delta}\cdot\left[\cos\left(\omega t - \frac{x}{\delta} + \varphi - \frac{\pi}{4}\right) - \cos\left(-\frac{x}{\delta} + \varphi - \frac{\pi}{4}\right)\right]$$

Le déplacement de la surface libre vers l'extérieur (dans le sens des x négatifs) s'écrit donc :

$$d(t) = -u(x=0,t) = D\cos\left(\omega t + \varphi - \frac{\pi}{4}\right) - d_0$$

avec :

$$d_0 = D\cos\left(\varphi - \frac{\pi}{4}\right) \qquad \text{et} \qquad D = \frac{1+\upsilon}{1-\upsilon}\frac{\alpha A\delta}{\sqrt{2}} = \frac{1+\upsilon}{1-\upsilon}\alpha\sqrt{a}\cdot\frac{A}{\sqrt{\omega}}$$

On pourra remarquer que ce déplacement est sinusoïdal, de même période que la sollicitation thermique appliquée sur la surface, mais qu'il a un retard d'un huitième de période sur cette dernière. Son amplitude *D* dépend des caractéristiques thermoélastique du milieu (α, ν et a), de la période et de l'amplitude de la variation de température imposée (*A* et ω), mais pas du module de Young du milieu.

2.2.2- *Raisonnement en flux de chaleur*

Le flux de chaleur traversant la surface libre du milieu, c'est-à-dire l'interface roche-air dans notre cas, peut être déterminé grâce à la loi de Fourier :

$$Q(x=0,t) = -k\cdot\frac{\partial T}{\partial x}(x=0,t) = \frac{kA\sqrt{2}}{\delta}\cos\left(\omega t + \varphi + \frac{\pi}{4}\right)$$

Le flux de chaleur est donc, lui aussi, sinusoïdal et de même période que la variation de température. Il est en avance d'un huitième de période sur celle-ci et, par suite, d'un quart de période sur les déplacements de surface.

Ainsi, si on se place dans le cas où ce n'est plus la température mais le flux de chaleur qui est imposé à la surface (cf. Annexe 5), on aura :

$$Q(x=0,t) = A'\cos(\omega t + \varphi')$$

$$T(x,t) = T_0 + \frac{A'\delta}{k\sqrt{2}}e^{-x/\delta}\cdot\cos\left(\omega t - \frac{x}{\delta} + \varphi' - \frac{\pi}{4}\right)$$

$$d(t) = \frac{1+\upsilon}{1-\upsilon}\frac{\alpha A'\delta^2}{2k}\cos\left(\omega t + \varphi' - \frac{\pi}{2}\right) - d_0$$

2.2.3- *Raisonnement mixte (échange convectif avec le milieu extérieur)*

Si le transfert de chaleur à travers la surface se fait par le biais d'un échange convectif avec le milieu extérieur de température variable $T_{ext}(t)$, la **loi de convection de Newton** s'écrit :

$$Q(x=0,t) = -k\cdot\frac{\partial T}{\partial x}(x=0,t) = h\cdot\left[T_{ext}(t) - T(x=0,t)\right]$$

où *h* désigne le coefficient de convection. Par suite :

$$T_{ext}(t) = T(x=0,t) - \frac{k}{h}\cdot\frac{\partial T}{\partial x}(x=0,t) = T_0 + A\cdot\cos(\omega t+\varphi) - \frac{k}{h}\frac{A\sqrt{2}}{\delta}\cos\left(\omega t + \varphi + \frac{\pi}{4}\right)$$

et :

$$T_{ext}(t) = T_0 + \left(A - \frac{kA}{h\delta}\right)\cdot\cos(\omega t+\varphi) + \frac{kA}{h\delta}\cdot\sin\left(\omega t + \varphi + \frac{\pi}{4}\right)$$

Si on pose :

$$A" = A \cdot \sqrt{\left(1-\frac{k}{h\delta}\right)^2+\left(\frac{k}{h\delta}\right)^2} \qquad \text{et} \qquad \varphi" = \arctan\left[\left(A-\frac{kA}{h\delta}\right)\Big/\frac{kA}{h\delta}\right] = \arctan\left(\frac{h\delta}{k}-1\right)$$

il vient :

$$T_{ext}(t) = T_0 + A"\cos(\omega t + \varphi - \varphi")$$

En reprenant ces calculs en sens inverse, on montre que, dans le cas d'une variation sinusoïdale de la température du milieu extérieur, le champ de températures interne est sinusoïdal et de même période. Son amplitude et son déphasage sont fonction du rapport *k/h*. (On a toujours *A*<*A*".)

2.3- Cas d'une superposition de deux sollicitations sinusoïdales de périodes très différentes, examen des déplacements de surface induits en régime périodique

Le tableau A3-1 donne, pour des valeurs classiques des caractéristiques thermoélastiques dans le cas des gneiss (a = 1,3. 10^{-6} $m^2.s^{-1}$, α = 7.10^{-6} K^{-1} et ν =0.24 ; cf. Chapitre 3), les caractéristiques décrivant la réponse thermique et thermomécanique du milieu à des variations journalières et annuelles de la température de surface, d'amplitudes respectives 8°C et 12,5°C (valeurs qui semblent raisonnables dans les conditions du climat montagnard régnant dans les hautes vallées des Alpes-Maritimes). On notera à la fois la faible épaisseur sur laquelle se font sentir des changements notables de température et la faible amplitude des déplacements de surface.

	Profondeur caractéristique de pénétration de l'onde thermique : δ (m)	Célérité de l'onde thermique : v ($m.s^{-1}$)	Amplitude des déplacements de la surface libre : D (mm)
Variations journalières : $\omega_1 = 2\pi / \tau_1$ τ_1 = 24 heures A_1 = 8°C	0,19	$1,4\ 10^{-5}$	0,012
Variations annuelles : $\omega_2 = 2\pi / \tau_2$ τ_2 = 365 jours A_2 = 12,5°C	3,61	$7,2\ 10^{-7}$	0,36

Tableau A3-1 : Effet de variations journalières et annuelles de la température de surface.
Les ω_i , τ_i et A_i désignent respectivement les pulsations, les périodes et les amplitudes.

Par linéarité du problème, la réponse à la combinaison (somme) des deux sollicitations s'obtient en additionnant les réponses à chacune d'elles, prise indépendamment (**principe de superposition**). En guise d'illustration, la Figure A3-2 montre quatre profils de température calculés analytiquement pour une telle combinaison des variations journalières et annuelles autour de la valeur moyenne T_0=12,5°C:

$$T(x=0,t) = T_0 + A_1 \cdot \cos\omega_1 t + A_2 \cdot \cos\omega_2 t$$

D'après le Tableau A3-1, les conséquences des variations annuelles de température semblent très largement prépondérantes sur celles des variations journalières en termes de profondeur de pénétration des effets thermique et d'amplitude des déplacements induits en surface (effet de **filtre passe-bas** déjà évoqué). Nous allons pourtant montrer qu'il en est autrement lorsqu'on s'intéresse aux déplacements de surface pendant une durée Δt telle que :

$$\tau_1 \leq \Delta t << \tau_2 \qquad \text{et} \qquad \tau_1 \approx \Delta t$$

(Δt est typiquement de l'ordre de 1 ou 2 jours)

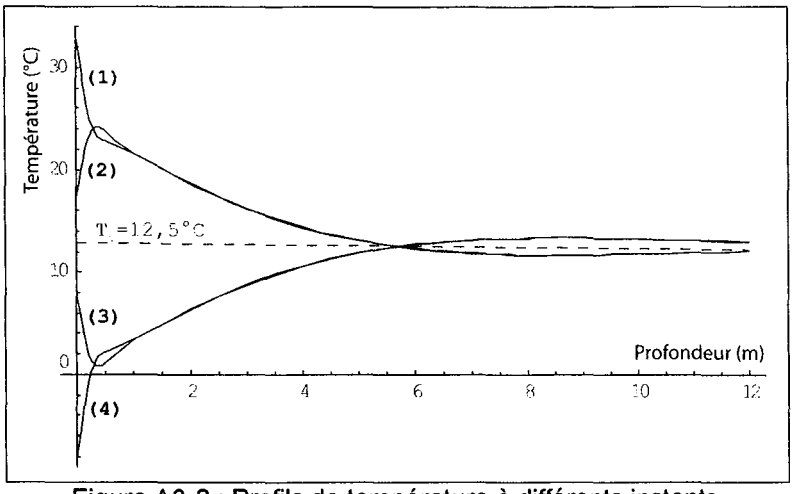


Figure A3-2 : Profils de température à différents instants.
Cas de la superposition de variations journalière et annuelle sinusoïdales de la température de surface (1 : heure la plus chaude du jour le plus chaud ; 2 : heure la plus froide du jour le chaud ; 3 : heure la plus chaude du jour le plus froid ; 4 : heure la plus froide du jour le plus froid).

Les déplacements de surface sont donnés par :

$$d(t)=\frac{1+\upsilon}{1-\upsilon}\alpha\sqrt{a}\cdot\left[A_1\sqrt{\frac{\tau_1}{2\pi}}\cdot\cos\left(\frac{2\pi}{\tau_1}t-\frac{\pi}{4}\right)+A_2\sqrt{\frac{\tau_2}{2\pi}}\cdot\cos\left(\frac{2\pi}{\tau_2}t-\frac{\pi}{4}\right)\right]-d_{1+2}$$

avec :

$$d_{1+2}=\frac{1+\upsilon}{1-\upsilon}\alpha\sqrt{a}\cdot\left[A_1\sqrt{\frac{\tau_1}{2\pi}}\cdot\cos\left(\varphi_1-\frac{\pi}{4}\right)+A_2\sqrt{\frac{\tau_2}{2\pi}}\cdot\cos\left(\varphi_2-\frac{\pi}{4}\right)\right]$$

Comme la durée d'auscultation Δt est supérieure à la période τ_1 de la sollicitation haute fréquence, l'auscultation entre les instants t_0 et $t_0+\Delta t$ mettra en évidence la totalité Δd_1 de l'amplitude des déplacements correspondant à une période complète de cette sollicitation, soit :

$$\Delta d_1=2\frac{1+\upsilon}{1-\upsilon}\alpha\sqrt{a}A_1\sqrt{\frac{\tau_1}{2\pi}}$$

En revanche, puisque la durée d'auscultation Δt est très inférieure à la période τ_2 de la sollicitation basse fréquence, l'auscultation ne révèlera qu'une faible partie Δd_2 de l'amplitude des déplacements correspondant à une période complète de cette sollicitation. Des considérations mathématiques permettent de majorer Δd_2 :

$$\Delta d_2=\frac{1+\upsilon}{1-\upsilon}\alpha\sqrt{a}A_2\sqrt{\frac{\tau_2}{2\pi}}\cdot\left|\cos\left(\frac{2\pi}{\tau_2}(t_0+\Delta t)+\varphi_2-\frac{\pi}{4}\right)-\cos\left(\frac{2\pi}{\tau_2}t_0+\varphi_2-\frac{\pi}{4}\right)\right|$$

donc :

$$\Delta d_2=\frac{1+\upsilon}{1-\upsilon}\alpha\sqrt{a}A_2\sqrt{\frac{\tau_2}{2\pi}}\cdot\left|\int_{\varsigma=t_0}^{t_0+\Delta t}\frac{\tau_2}{2\pi}\sin\left(\frac{2\pi}{\tau_2}\varsigma+\varphi_2-\frac{\pi}{4}\right)d\varsigma\right|\le\frac{1+\upsilon}{1-\upsilon}\alpha\sqrt{a}A_2\sqrt{\frac{\tau_2}{2\pi}}\cdot\int_{\varsigma=t_0}^{t_0+\Delta t}\frac{\tau_2}{2\pi}d\varsigma$$

et finalement :

$$\Delta d_2\le\frac{1+\upsilon}{1-\upsilon}\alpha\sqrt{a}A_2\sqrt{\frac{\tau_2}{2\pi}}\cdot\frac{2\pi}{\tau_2}\Delta t=\frac{1+\upsilon}{1-\upsilon}\alpha\sqrt{a}A_2\sqrt{\frac{2\pi}{\tau_2}}\Delta t$$

En supposant que $A_1 \approx A_2$ il vient :

$$\frac{\Delta d_2}{\Delta d_1} \leq \frac{A_2}{2A_1}\sqrt{\frac{2\pi}{\tau_1}}\sqrt{\frac{2\pi}{\tau_2}}\Delta t = \pi\frac{A_2}{A_1}\sqrt{\frac{\Delta t}{\tau_1}}\sqrt{\frac{\Delta t}{\tau_2}} \approx \pi\sqrt{\frac{\Delta t}{\tau_2}} \ll 1$$

Ceci signifie que la contribution de la sollicitation basse fréquence aux déplacements de surface est, sur une durée de l'ordre de la période de la sollicitation haute fréquence, négligeable devant la contribution de cette dernière. Du point de vue des déplacements de surface tout se passe donc, pendant la durée Δt, comme si seules intervenaient les variations de température liées à la sollicitation faute fréquence. (Ceci se comprend aisément si on remarque que, pendant la durée Δt l'essentiel des variations de température dans le massif sont liées aux variations journalières de surface. Les variations annuelles n'interviennent quasiment pas.)

2.4- Cas d'une variation de température en créneaux périodiques (solution en régime périodique)

Le considérations de la section précédente peuvent être directement utilisées dans le cas d'une chronique de températures en créneaux périodiques, telle que celle représentée sur la Figure A3-3. La température de la surface passe alternativement de la valeur T_0-A à la valeur T_0+A avec une période τ, en restant pendant une durée θ à sa valeur maximale. La valeur moyenne de la température de surface est donc :

$$T_{moy} = \frac{1}{\tau}\int_{t=0}^{\tau} T(x=0,t)\,dt = T_0 - A + \frac{2A\theta}{\tau}$$

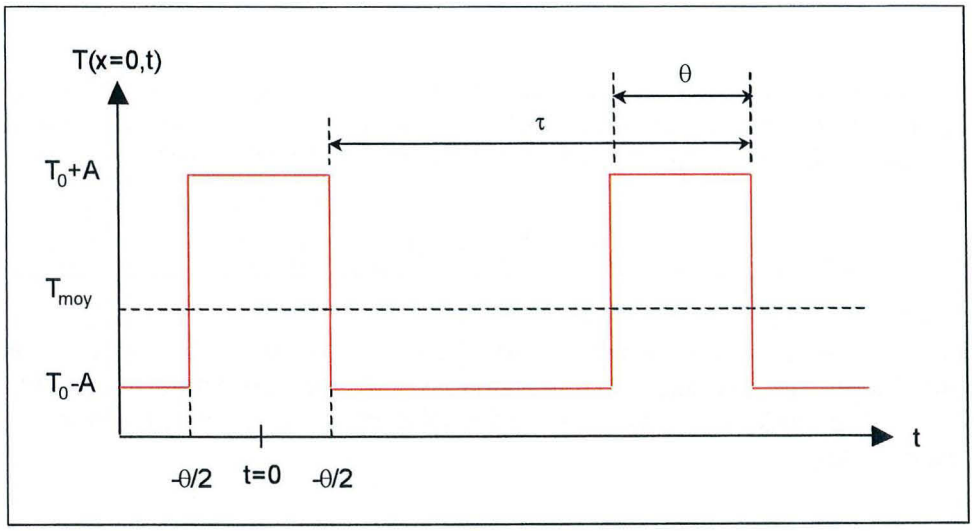


Figure A3-3 : Chronique de températures en créneaux périodiques.

La décomposition en **série de Fourier** de la température de surface s'écrit :

$$T(x=0,t) = T_{moy} + \frac{4A\theta}{\tau}\sum_{n=1}^{+\infty}\frac{\sin(n\pi\theta/\tau)}{n\pi\theta/\tau}\cos(2n\pi t/\tau)$$

Par le principe de superposition, le champ de température à l'intérieur du milieu en régime périodique s'écrit :

$$T(x,t) = T_{moy} + \frac{4A\theta}{\tau}\sum_{n=1}^{+\infty}\frac{\sin(n\omega\theta/\tau)}{n\omega\theta/\tau}e^{-x\sqrt{n}/\delta}\cdot\cos\left(\frac{2n\pi t}{\tau} - \frac{x\sqrt{n}}{\delta}\right)$$

Comme précédemment, les températures varient en profondeur autour de la valeur moyenne T_{moy} avec la même période qu'en surface (période du premier terme de la décomposition en série de Fourier). L'amplitude des variations de température décroît avec la profondeur jusqu'à ce que ces variations deviennent imperceptibles : $T(x=+\infty,t)=T_{moy}$.

On déduit du champ de températures l'expression du déplacement de la surface libre :

$$d(t) = -d_0 + \frac{1+\upsilon}{1-\upsilon}\frac{\alpha A\delta}{\sqrt{2}}\frac{4\theta}{\tau}\sum_{n=1}^{+\infty}\frac{1}{\sqrt{n}}\frac{\sin(n\pi\theta/\tau)}{n\pi\theta/\tau}\cos\left(\frac{2n\pi t}{\tau}-\frac{\pi}{4}\right)$$

avec :

$$\delta = \sqrt{\frac{a\tau}{\pi}} \qquad \text{et} \qquad d_0 = \frac{1+\upsilon}{1-\upsilon}\alpha A\delta\frac{2\theta}{\tau}\sum_{n=1}^{+\infty}\frac{1}{\sqrt{n}}\frac{\sin(n\pi\theta/\tau)}{n\pi\theta/\tau}$$

Là encore les déplacements sont périodiques de même période que les variations de température imposées en surface.

La présentation des solutions sous forme de séries de Fourier peut, à première vue, rendre difficile leur utilisation pratique. Heureusement, on peut bien souvent se contenter des premiers termes des séries pour obtenir une idée assez bonne des résultats.

2.5- Cas d'un saut de la température ou du flux de chaleur en surface (solution en régime transitoire)

Dans les exemples précédents, seules les solutions en régime périodique sont données, ce qui suppose que le milieu ne subit, globalement, ni échauffement ni refroidissement : sur une période, la chaleur fournie au milieu et la chaleur qui s'en échappe se compensent. La température moyenne en surface est de plus égale à celle vers laquelle tendent les températures en profondeur. L'utilisation des solutions fournies n'est donc pas évidente puisqu'elles supposent une régularité parfaite des variations de température ou de flux de chaleur imposées en surface, comme il peut sembler difficile *a priori* d'en trouver dans la réalité, à tout le moins sur de longues périodes. Il semble donc nécessaire de s'orienter vers des résolutions en régime transitoire. Les formulations analytiques sont complexes dans ce cas et il est souvent fait appel aux méthodes numériques. On présente pourtant ici deux cas simple dans lequel la solution analytique est connue.

2.5.1- Cas d'un saut de température

On considère le cas où le profil de température initial est uniforme, de valeur $T(x,t<0)=T_0$, et on applique à l'instant $t=0$ un saut de température sur la surface, qui fait brutalement passer celle-ci à la température T_1 : $T(x=0,t\geq 0)=T_0$. Le champ de température dans le milieu pour $t>0$ est classiquement donné sous la forme :

$$T(x,t) = T_0 + (T_1 - T_0)\cdot erfc\left(\frac{x}{2\sqrt{at}}\right)$$

où *erfc* désigne la fonction d'erreur complémentaire, calculée pour une loi normale centrée réduite :

$$erfc(y) = 1 - \int_{u=0}^{y} e^{-u^2}\,du$$

L'effet du changement de température en surface se propage donc progressivement dans le milieu : les températures à l'intérieur de celui-ci changent continûment et tendent asymptotiquement vers la valeur

T_1. On n'atteint donc jamais de nouvel équilibre thermique (températures constantes). On reste au contraire en **régime transitoire**.

On peut définir une vitesse de propagation apparente des variations de température dans le milieu en raisonnant sur l'augmentation progressive de la profondeur-limite à laquelle la variation de température devient significative, *i.e.* atteint un certain pourcentage de la variation maximale. Ce pourcentage est lié à une valeur ζ de la variable de la fonction d'erreur complémentaire. Ainsi, la profondeur-limite x_ζ à un instant t est-elle donnée régie par :

$$\frac{x_\zeta}{2\sqrt{at}} = \zeta$$

La vitesse de déplacement de cette profondeur-limite est donc :

$$v_\zeta = \frac{dx_\zeta}{dt_\zeta} = \zeta\sqrt{\frac{a}{t}}$$

On parlera de « vitesse de déplacement du front de variation significative ». Cette vitesse, très grande au tout début du phénomène, décroît rapidement avec le temps. (Rappelons que cette vitesse ne peut pas être assimilée à une vitesse de propagation des variations de températures *stricto sensu*, puisque, en toute rigueur, la perturbation thermique en surface se répercute instantanément à toutes les profondeurs.)

Moyennant quelques calculs sur lesquels on n'insistera pas ici, on montre alors que :

$$d(t) = 2\frac{1+\upsilon}{1-\upsilon}\alpha\left(T_1 - T_0\right)\sqrt{\frac{at}{\pi}}$$

Le déplacement de la surface libre croît donc progressivement avec le temps, dès l'application du changement de température.

2.5.2- Cas d'un saut de flux de chaleur

Pour finir, on considère le cas où le profil de température initial est uniforme, de valeur $T(x,t<0)=T_0$ et où le flux de chaleur à travers la surface libre est nul : $Q(x=0,t<0)=0$. A l'instant $t=0$, on suppose que ce flux passe brutalement à la valeur Q_0 : $Q(x=0,t\geq 0)=Q_0$. Le flux $Q(x=+\infty,t)$ est, quant à lui, constamment nul. Le champ de température dans le milieu pour $t>0$ est alors donné par :

$$T\left(x,t\right) = T_0 + \frac{Q_0}{k}\left[\sqrt{\frac{4at}{\pi}}\cdot e^{-x^2/4at} - x\cdot erfc\left(\frac{x}{2\sqrt{at}}\right)\right]$$

Ce qui fournit un flux de chaleur de la forme :

$$Q\left(x,t\right) = -k\frac{\partial T}{\partial x} = Q_0 erfc\left(\frac{x}{2\sqrt{at}}\right)$$

et un déplacement de la surface libre de la forme :

$$d(t) = \frac{1+\upsilon}{1-\upsilon}\alpha\frac{aQ_0}{k}t = \frac{1+\upsilon}{1-\upsilon}\frac{\alpha}{\rho c_p}Q_0 t$$

Les expressions simples de $T(x,t)$ et de $d(t)$ fournies dans les deux cas précédents peuvent servir de base pour l'estimation de la réponse thermomécanique du milieu à une variation brutale de la température ou du flux de chaleur en surface ou à toute succession de telles variations par le biais du principe de superposition des solutions. En approchant par une succession de paliers une chronique quelconque des températures ou de flux en surface, on peut même utiliser la formulation ci-dessus pour estimer la réponse à une telle chronique en régime transitoire. Par rapport aux calculs en régime périodique, le cas du palier présente l'avantage de permettre de prendre en compte le chauffage ou le refroidissement progressif du milieu. En revanche, la fait que la température initiale doive être uniforme peut être contraignant.

*****

***

*

ANNEXE 4 : CALCULS ANALYTIQUES DES EFFETS THERMOMECANIQUES DANS LE CAS D'UNE PLAQUE D'EPAISSEUR CONSTANTE

On considère la cas d'une « plaque » de milieu continu, de surface infinie dans toutes les directions et d'épaisseur L. Le problème est unidimensionnel, régi par la seule variable d'espace x. A l'instant t_0, la plaque est en équilibre mécanique à la température uniforme T_0. Entre les instants t_0 et t_1, on porte à la température T_1 une tranche de la plaque d'épaisseur l comme indiqué sur la Figure A4-1. On suppose qu'à l'instant t_1 un nouvel état d'équilibre mécanique s'est établi (bien qu'il n'y ait pas équilibre thermique) et qu'un dispositif permet de maintenir constante l'épaisseur de la plaque. On cherche ici à déterminer les déplacements u ainsi que les variations de la déformation normale et de la contrainte normale selon x (respectivement $\Delta\varepsilon_{xx}$ et $\Delta\sigma_{xx}$) associés à la variation de température entre les instants t_0 et t_1.

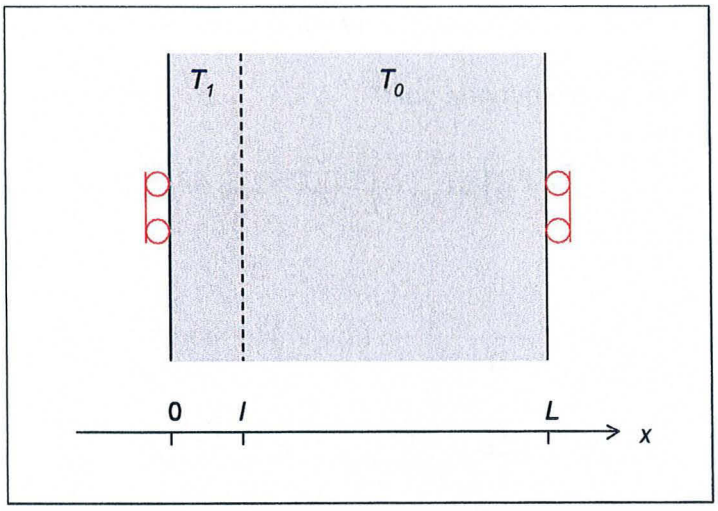


Figure A4-1 : Tranche d'épaisseur constante

L'équation de Navier anisotherme s'écrit :

$$(\lambda+2\mu)\cdot\frac{\partial^2 u}{\partial x^2}=\alpha(3\lambda+2\mu)\cdot\frac{\partial\Delta T}{\partial x}$$

Avec les conditions $u(x=0,t_1)=0$ et $u(x=L,t_1)=0$, on obtient par double intégration :

$$\begin{cases} u(x)=\gamma_1 x & \text{pour } 0\le x<l \\ u(x)=\gamma_2(x-L) & \text{pour } l<x\le L \end{cases}$$

où γ_1 et γ_2 sont deux constantes. Les déplacements en $x=l$ sont nécessairement continus, donc :

$$\gamma_2=\frac{l}{l-L}\gamma_1$$

En termes de déformations totales, il vient :

$$\Delta\varepsilon_{xx}(x) = \frac{\partial u}{\partial x}(x) = \begin{cases} \gamma_1 & \text{pour } 0 \le x < l \\ \gamma_2 = \dfrac{l}{l-L}\gamma_1 & \text{pour } l < x \le L \end{cases}$$

Or, la variation de déformation thermique entre t_0 et t_1 est :

$$\Delta\varepsilon_{xx,T}(x) = \alpha \cdot \Delta T(x) = \begin{cases} \alpha \cdot (T_1 - T_0) & \text{pour } 0 \le x < l \\ 0 & \text{pour } l < x \le L \end{cases}$$

On en déduit la variation de déformation mécanique :

$$\Delta\varepsilon_{xx,M}(x) = \Delta\varepsilon_{xx}(x) - \Delta\varepsilon_{xx,T}(x) = \begin{cases} \gamma_1 - \alpha \cdot (T_1 - T_0) & \text{pour } 0 \le x < l \\ \dfrac{l}{l-L}\gamma_1 & \text{pour } l < x \le L \end{cases}$$

Ainsi la variation de contrainte est-elle donnée par :

$$\Delta\sigma_{xx}(x) = 2\mu \cdot \Delta\varepsilon_{xx,M}(x) + \lambda \operatorname{tr}\left(\overline{\overline{\Delta\varepsilon_M}}(x)\right) = (3\lambda + 2\mu)\Delta\varepsilon_{xx,M}(x) = \frac{E}{1-2\upsilon}\Delta\varepsilon_{xx,M}(x)$$

et :

$$\Delta\sigma_{xx}(x) = \begin{cases} \dfrac{E}{1-2\upsilon} \cdot \left[\gamma_1 - \alpha(T_1 - T_0)\right] & \text{pour } 0 \le x < l \\ \dfrac{E}{1-2\upsilon} \cdot \dfrac{l}{l-L}\gamma_1 & \text{pour } l < x \le L \end{cases}$$

Par continuité des contraintes en $x=l$, il vient :

$$\left(1 - \frac{l}{l-L}\right)\gamma_1 = \alpha(T_1 - T_0)$$

Par suite :

$$\Delta\sigma_{xx}(x) = -\frac{E}{1-2\upsilon}\frac{l}{L}\alpha(T_1 - T_0)$$

En définitive, en modifiant la température sur une épaisseur l, aussi petite soit-elle, on provoque une modification uniforme de l'état de contrainte dans tout le matériau. (Tout se passe en fait comme si, au cours d'une sollicitation purement mécanique, on avait modifié l'épaisseur de la plaque d'une quantité égale à la déformation thermique totale.)

Ce calcul très simple montre que la zone affectée par une modification des paramètres mécaniques peut être beaucoup plus grande que celle affectée par une modification de la température. Il n'a cependant qu'une valeur conceptuelle puisqu'il suppose que les déplacements sont empêchés de part et d'autre de la plaque, ce qui n'est évidemment que rarement le cas dans la réalité, où une accommodation des déformations est le plus souvent possible, surtout lorsque la géométrie ne peut être ramenée à une seule dimension.

*****

***

*

ANNEXE 5 : CONDITIONS AUX LIMITES THERMIQUES EN SURFACE ET EN PROFONDEUR

Toute modélisation des phénomènes thermomécaniques de surface pose inévitablement le problème des conditions aux limites thermiques et mécaniques du modèle. D'un point de vue thermique, il faut en particulier préciser la température à l'instant initial et « *à tout instant postérieur à l'état initial et en tout point du pourtour du corps considéré, une grandeur qui peut être la température, le gradient normal de la température (i.e. le flux de chaleur) ou encore une combinaison entre ces grandeurs. Le pourtour peut être divisé en morceaux, une des conditions précédentes étant donnée sur chacun des morceaux.* » (Berest *et al.*, 1988, p 21). Nous nous attarderons d'abord sur la valeur à donner à cette « *grandeur* » en surface avant d'évoquer la condition aux limites thermique en profondeur.

1- MULTIPLICITE DES CONDITIONS AUX LIMITES THERMIQUE EN SURFACE

1.1- Condition en température imposée

D'un point de vue mathématique, la plus simple des conditions aux limites thermique en surface est la condition en température imposée : les températures de la surface varient en respectant une chronique de températures définie par l'utilisateur. (On peut éventuellement utiliser différentes chroniques, en appliquant chacune d'elles sur une partie de la surface.)

La qualité du modèle reposera alors en partie sur le choix judicieux de la (des) chronique(s) de températures. Ce choix peut s'appuyer sur le bon sens, sur des mesures de températures réalisées *in situ* sur le site à modéliser, ou sur un site voisin. Dans tous les cas, il ne faut pas oublier que la température de surface peut varier très notablement dans le temps et l'espace sous l'effet de différences de rayonnement solaire, de couverture nuageuse, de température de l'air, de la saison (Jenkins & Smith, 1990) , ce qui rend difficile la détermination d'une chronique de température de surface utilisable pour tous les modèles et en tous les points de la surface d'un modèle donné.

En première approximation, il est toujours possible de tester des chroniques-types, telles qu'une variation de température dépendant sinusoïdalement du temps. On peut également supposer que la température de surface diffère peu de la température de l'air, qui est aisément mesurable . Nous verrons plus loin ce que signifie cette approximation.

1.2- Conditions issues du bilan d'énergie thermique de la surface

Après la condition en température imposée, une autre condition aux limites classique est la condition en flux imposé. Comme précédemment, la détermination de la chronique de flux peut reposer sur des mesures de flux de chaleur à travers la surface considéré, *via* des mesures du gradient thermique existant au niveau de celle-ci. En l'absence de telles mesures, un bilan d'énergie thermique au niveau de la surface du milieu peut permettre de déterminer le flux de chaleur qui pénètre dans le sous-sol, soit Q_0. Sur la base des conventions de la Figure A5-1, ce dernier s'écrit :

$$Q_0 = -k \left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=0} = Q_1 - Q_2$$

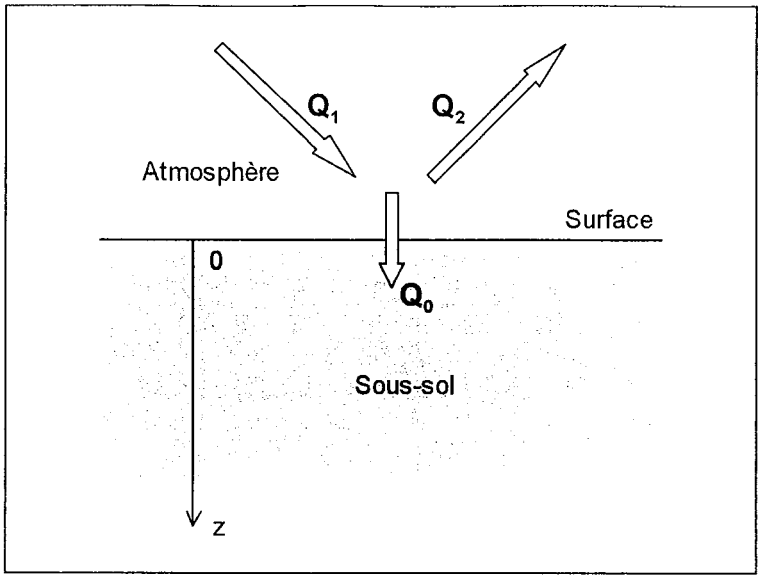


Figure A5-1 : Flux de chaleur échangés entre le sous-sol et l'atmosphère à travers la surface du sol.

1.2.1- Le bilan radiatif de la Terre : un bilan moyen équilibré

Etablir un bilan d'énergie thermique n'est pas un chose aisée, tant les modes d'échanges de chaleur à travers l'interface entre le sous-sol et l'atmosphère sont variés et leurs participations relatives au bilan global difficiles à quantifier. Le bilan moyen, calculé sur une année et pour une zone climatique donnée (voire parfois à l'échelle de la planète entière), est pourtant relativement bien connu (voir par exemple Kandel & Fouquart, 1992), notamment parce qu'il est un paramètre déterminant des phénomènes météorologiques et des évolutions climatiques. Ce bilan s'appelle le **bilan radiatif**, terme inexact car tous les échanges de chaleur ne se font pas par rayonnement.

Tel que présenté sur la Figure A5-2, le bilan au niveau de la surface du globe fait essentiellement apparaître, d'une part, le flux solaire (direct ou diffus) parvenant au sol et partiellement réfléchi par lui (essentiellement dans le domaine visible et l'infrarouge proche : ondes courtes) et, d'autre part, le rayonnement thermique infrarouge (ondes longues) de type « corps noir » émis par la Terre et par l'atmosphère (effet de serre). S'ajoutent à cela les phénomènes de transfert convectif et de perte de chaleur par changement de phase.

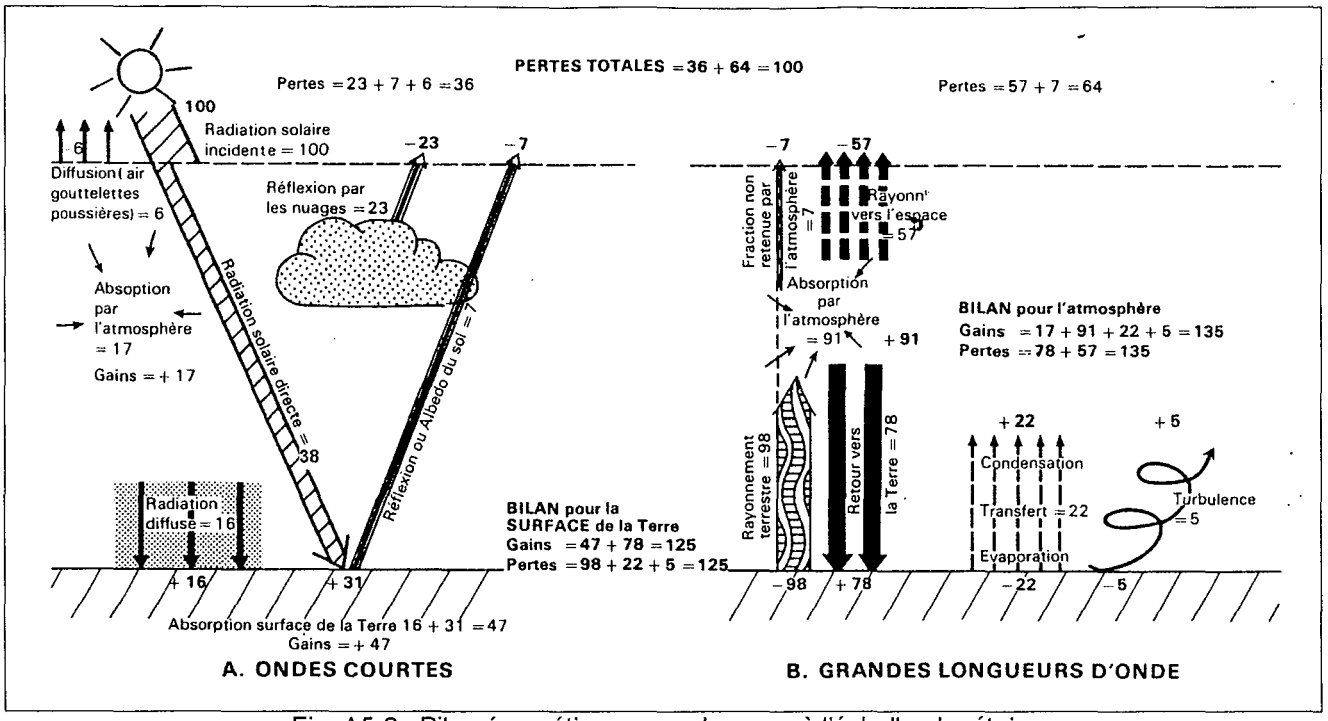


Fig. A5-2 : Bilan énergétique annuel moyen à l'échelle planétaire.
Les flux sont exprimé en pourcentages de la « radiation solaire incidente » au sommet de l'atmosphère, dont les mesures spatiales permettent d'estimer assez fidèlement la valeur à 342 W.m^{-2} (Kandel & Fouquart, 1992).
D'après Budyko, Barry et Chorley (référence exacte non déterminée)

1.2.2- Nécessité d'utiliser un bilan instantané non équilibré

Le bilan radiatif de la Terre ne tient pas compte des phénomènes se produisant dans le sous-sol, la surface étant assimilée à un « miroir » qui, en moyenne, renvoie vers l'atmosphère tout ce qu'elle a reçu d'elle. Sur un an et à l'échelle planétaire, Q_1=Q_2 en moyenne. Ceci exclut toute variation de l'énergie thermique et donc de la température du sous-sol (Q_0=*0* en moyenne), phénomène auquel nous nous intéressons justement. Pour expliquer les variations de température du sous-sol à l'échelle de quelques heures ou de quelques mois, il faut donc s'orienter vers un **bilan instantané**, contenant les mêmes composantes que le bilan annuel moyen, mais avec des valeurs différentes de telle manière que les deux flux Q_1 et Q_2 ne soient pas toujours strictement égaux et que la chaleur puisse, temporairement au moins, s'accumuler dans le sous-sol. Pour simplifier, on écrira l'équation bilan suivante, d'après Berest & Weber (1988, p106), Berger (1992, p 210), Mihalakakou *et al.* (1997) et Mihalakakou (2002) :

$$Q_0 = -k\left.\frac{\partial T}{\partial z}\right|_{z=0} = Q_1 - Q_2 = (1-A)\cdot Q_{soleil} + Q_{serre} - Q_{ray} - Q_{conv} - Q_{lat}$$

avec : $Q_{ray} = \varepsilon\sigma T_{z=0}^4$ (Loi de Stefan-Boltzmann, principe du corps noir)

$Q_{conv} = h\cdot(T_{z=0} - T_{air})$ (Loi de convection de Newton)

Les notations utilisées sont les suivantes, sur la base du vocabulaire de la Figure A5-2 :

Q_{soleil} : « *Radiation solaire directe* » et « *diffuse* » parvenant au niveau de la surface sous forme d'ondes courtes,
Q_{serre} : Flux de chaleur lié à l'effet de serre, *i.e.* émis vers le sol par l'atmosphère et les nuages sous forme d'ondes longues (« *retour vers la Terre* » sur la Figure A5-2),
Q_{ray} : « *Rayonnement terrestre* » de type corps noir, aux grandes longueurs d'onde,
Q_{conv} : Perte de chaleur par convection naturelle et forcée (« *turbulence* » sur la Figure A5-2),

Q_{lat} : Perte de chaleur latente lors des changements de phase de l'eau (évaporation, condensation), incorporant éventuellement l'effet du couvert végétal (évapotranspiration),
A : Albedo de la surface, *i.e.* fraction réfléchie du rayonnement solaire reçu ($A \approx 0,3$ à $0,4$ pour les gneiss, d'après Berger, 1992, p 443),
ε : Emissivité de la surface du sol par rapport au corps noir selon le principe du corps gris ($\varepsilon \approx 0,9$),
σ : Constante de Stefan-Boltzmann ($\sigma = 5,674\ 10^{-8}$ W.m^{-2}.K^{-4}),
h : Coefficient d'échange convectif de Newton
k : Conductivité thermique du sous-sol
$T_{z=0}$: Température de la surface du sol en K
T_{air} : Température de l'air au voisinage de la surface en K

D'après les valeurs indiquées sur la Figure A5-2, en moyenne sur une année à l'échelle planétaire, les flux se compensent :

$Q_{soleil} \approx (0,16 + 0,38 - 0,07) \times 342 \approx 160$ W.m^{-2}
$Q_{serre} \approx 0,78 \times 342 \approx 267$ W.m^{-2}
$Q_{ray} \approx 0,98 \times 342 \approx 335$ W.m^{-2}
$Q_{conv} \approx 0,05 \times 342 \approx 17$ W.m^{-2}
$Q_{lat} \approx 0,22 \times 342 \approx 75$ W.m^{-2} (Ce terme intervient en fait essentiellement au-dessus des océans.)

Les valeurs des différents flux de chaleur ne sont pas connues *a priori*, mais on peut raisonner en considérant des cas simples où un mode d'échange thermique entre la surface du sol et l'atmosphère est prépondérant sur les autres, sans nécessairement chercher à justifier cette prépondérance. On peut, par exemple, raisonnablement supposer que, lors des journées très ensoleillées, aux heures où la surface est exposée pleinement au soleil, le terme prédominant du membre de droite de l'équation bilan est le terme de radiation solaire :

$$Q_0 = -k \left.\frac{\partial T}{\partial z}\right|_{z=0} \approx (1-A) \cdot Q_{soleil}$$

On obtient alors une **condition aux limites en flux imposé**, le flux de chaleur à travers la surface du sol étant égal, à un coefficient près, au flux de chaleur solaire parvenant au niveau du sol de manière directe ou diffuse. Si ce flux n'est pas mesuré au niveau du sol, Mihalakakou *et al.* (1997) proposent de considérer, en première approximation, qu'il varie de manière sinusoïdale avec le temps.

Si, au contraire, le terme prédominant est le terme convectif (comme c'est peut-être le cas à l'ombre, lorsque l'amplitude de variation de la température de l'air est importante), il vient :

$$Q_0 = -k \left.\frac{\partial T}{\partial z}\right|_{z=0} \approx h \cdot (T_{z=0} - T_{air})$$

Cette condition aux limites fait intervenir à la fois la température et la flux au niveau de la surface. On parle de **condition aux limites en convection**. Ce type de condition n'est pas simple à utiliser, notamment parce que le coefficient d'échange convectif h peut varier considérablement suivant la nature de la convection (naturelle ou forcée) et suivant son moteur (vent, etc.). Mostrel & Givoni (1982) proposent d'utiliser la relation :

$$h = 0,5 + 1,2\sqrt{v_{vent}}$$

où v_{vent} désigne la vitesse du vent en m.s^{-1}. De manière générale, h peut être calculé en fonction de certains nombres adimensionnels (nombres de Rayleigh, Grashof, Prandtl, Nusslet). Nous n'entrerons pas dans les détails des calculs ici ; un exposé complet est disponible dans l'ouvrage de Holman (2002). On se contentera de noter que, si h est suffisamment grand, on retrouve une **condition aux limites en température imposée**, la température de la surface du sol étant égale à la température de l'air à son voisinage. Là aussi, Mihalakakou *et al.* (1997) suggèrent de considérer, une variation sinusoïdale avec le temps de la température.

En dernier lieu, si on considère que le terme de rayonnement de type corps gris est prédominant (par exemple la nuit, lorsque la température de la surface du sol et la température de l'air sont peu différentes), on obtient une **condition aux limites en rayonnement** :

$$Q_0 = -k \left.\frac{\partial T}{\partial z}\right|_{z=0} \approx \varepsilon \sigma T_{z=0}^4$$

1.3- Conclusion sur les conditions aux limites thermiques en surface

La digression ci-dessus montre qu'il n'existe pas une condition aux limites thermique évidente et immédiate, valable dans toutes les situations. La condition aux limite utilisée dépendra à la fois du problème étudié, des données disponibles (mesures de température en surface, mesure du flux solaire incident, etc.), du moment de la journée (jour ou nuit), des conditions météorologiques (ciel dégagé ou couvert), de la zone du modèle à laquelle la condition doit être appliquée (à l'ombre ou en plein soleil), etc. En première approximation, on recourt généralement à une condition aux limites en température ou en flux imposé, en considérant une température ou un flux variant de manière sinusoïdale avec le temps.

2- LA CONDITION AUX LIMITES THERMIQUE EN PROFONDEUR

S'il est évident qu'un modèle numérique visant à rendre compte des phénomènes thermomécaniques de surface aura l'interface air-roche comme limite supérieure (d'où la discussion de la section précédente), il n'en est pas moins nécessaire que ce modèle ait également une limite inférieure puisqu'il ne peut être d'extension infinie. Sur cette limite inférieure doit également être appliquée une condition aux limites thermique, dont il est question ici. Afin de rendre compte de son rôle, on considère une tranche de terrain comprise entre la surface du sol et une surface parallèle à celui-ci, située à une profondeur p (Figure A5-3). On supposera que p est juste suffisamment grand pour que le sous-sol « profond » soit affranchi de l'essentiel des perturbations thermiques journalières et annuelles de surface ($p \approx 100$ m peut convenir).

On peut considérer qu'il n'y a, en moyenne (sur une ou plusieurs années, par exemple), ni accumulation ni perte d'énergie thermique dans le sous-sol « superficiel », faute de quoi il subirait un échauffement ou un refroidissement progressif à l'échelle de quelques années, ce que rien n'atteste. Le bilan thermique annuel moyen à la surface ne peut donc être exactement nul, comme il a été dit plus haut, mais doit être égal au flux Q_g provenant du sous-sol « profond » et résultant de la déperdition de la chaleur primitive de la Terre ainsi que de la désintégration radioactive du noyau et de la croûte. Q_g est connu sous le nom de « **flux géothermique** ». En France, hormis quelques cas particuliers qui ne nous concernent pas (thermalisme, activités fumerolliennes, geysers, volcanisme...), ce flux de chaleur d'origine interne est sensiblement constant dans le temps et de l'ordre de 50 à 100 $mW.m^{-2}$ (Mechler, 1982, cité par Goy, 1996). Il est donc totalement imperceptible en surface, où il est masqué par les flux thermiques correspondant aux échanges avec l'atmosphère, qui lui sont supérieurs de 3 à 4 ordres de grandeur. (Se souvenir que le flux solaire arrivant au niveau du sol est de l'ordre de 160 $W.m^{-2}$.) C'est pour cette raison que le flux géothermique peut être négligé lors d'un bilan d'énergie en surface, ce dernier pouvant être considéré comme quasi-nul en moyenne.

En profondeur en revanche, une fois suffisamment atténués les effets thermiques des variations de température et de flux en surface, le flux géothermique est matérialisé par l'augmentation progressive de la température avec la profondeur de l'ordre de 30°C.km^{-1} (**gradient géothermique**).

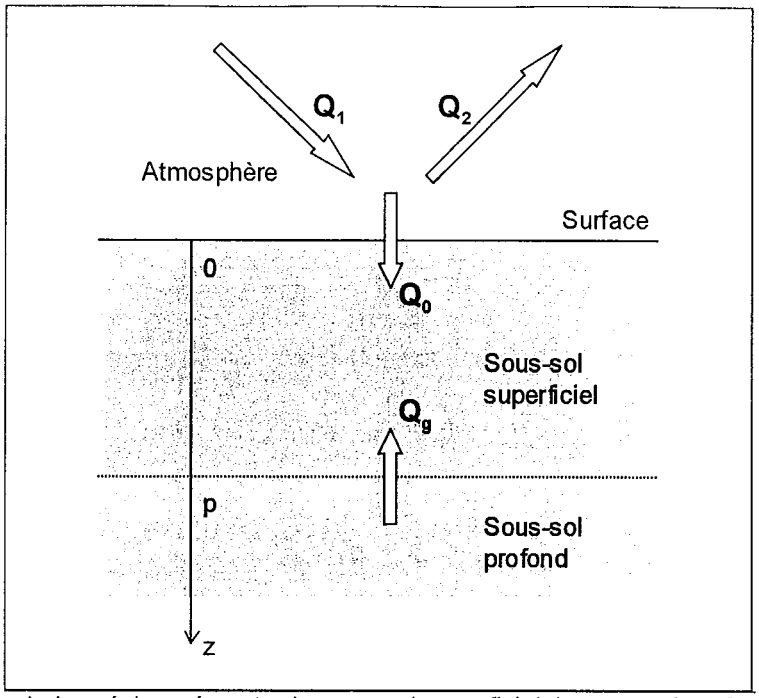


Fig. A5-3 : Flux de chaleur échangés entre le sous-sol superficiel, le sous-sol profond et l'atmosphère.

Pour être tout à fait exact, le calcul du profil thermique et des flux de chaleur dans le sous-sol « superficiel » doit donc tenir compte des échanges de chaleur à la fois en surface et à la profondeur *p*. En vertu du principe de superposition, la solution de problème peut être obtenue en additionnant les résultats de deux sous-problèmes, tels que présentés sur la Figure A5-4 :

- Dans le premier sous-problème (à gauche), un flux de chaleur périodique Q_0 de moyenne annuelle nulle (ou une variation périodique de température, ce qui revient au même) est appliqué à la surface. En régime périodique établi, les variations de surface s'atténuent très vite avec la profondeur, si bien que l'on peut considérer le flux à la profondeur *p* comme nul (ou tout à fait négligeable devant le flux géothermique) pour peu que *p* soit suffisamment grand.
- Dans le second sous-problème (à droite), le flux géothermique Q_g constant traverse le sous-sol « superficiel » de part en part.

Dans la pratique, on s'intéresse généralement uniquement aux variations de température et de flux dans le temps, ainsi qu'à leurs conséquences. De ce fait, on peut légitimement faire abstraction du second sous-problème, dans lequel toutes les variables sont constantes. Ceci autorise à ne pas tenir compte du flux géothermique et à utiliser, comme nous l'avons fait dans nos modèles numériques (Chapitre 3) une condition aux limites en flux nul (**limite adiabatique**) en profondeur, à la condition expresse que la limite profonde se trouve suffisamment loin des perturbations de surface.

En définitive, les phénomènes thermomécaniques de surface sont essentiellement régis par les conditions d'équilibre énergétique avec l'atmosphère « *où les flux d'énergie sont tellement plus intenses que dans le sous-sol, que la température* [et le flux de chaleur sont] *pratiquement imposé*[s] *par la météorologie* » (Goguel *in* Berest *et al.*, 1988, p 8).

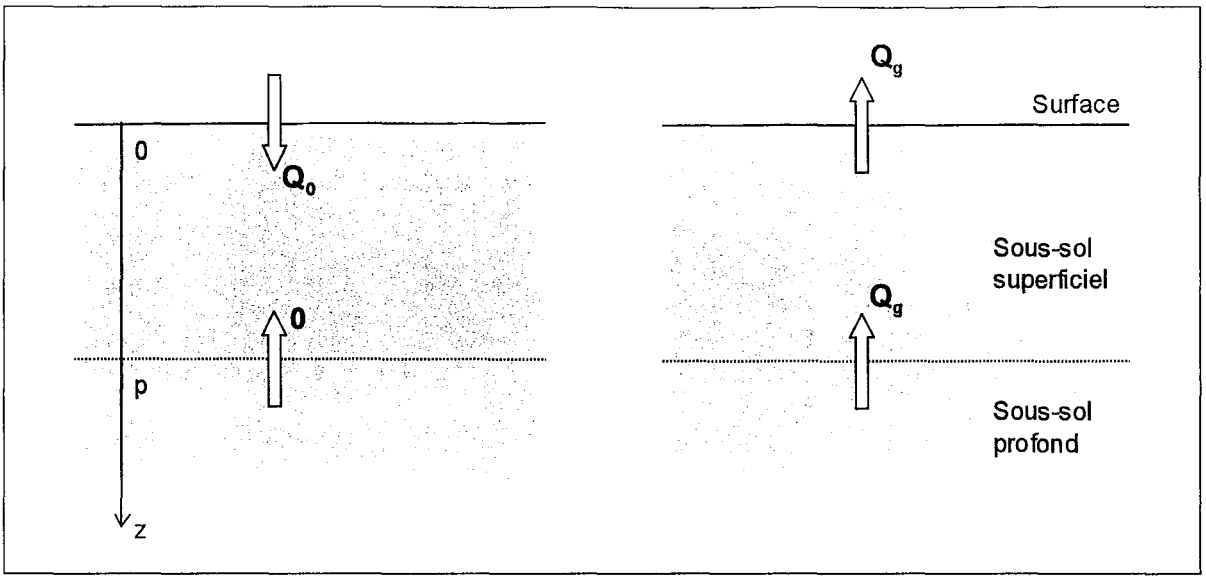


Fig. A5-4 : Flux de chaleur échangés entre le sous-sol superficiel, le sous-sol profond et l'atmosphère. Les flux variables (à gauche) et constants (à droite) ayant été séparés en vertu du principe de superposition.

*****
***
*

ANNEXE 6 : CALCULS ANALYTIQUES DE L'ETAT DE CONTRAINTES REGNANT DANS UN VERSANT ELASTIQUE INFINI

Considérons un milieu continu semi-infini dont la surface libre forme un angle β ($0 \leq \beta \leq 90°$) avec l'horizontal (Figure A6-1). Dans le versant ainsi déterminé règnent un champ de contraintes $\overline{\overline{\sigma}}$ et un champ de déformations $\overline{\overline{\varepsilon}}$ dérivant du champ de déplacement $\vec{u}$ (calculé par rapport à un état initial fictif dans lequel toutes ces grandeurs sont nulles). Nous supposerons que le comportement du milieu est élastique linéaire. Pour des raisons géométrique, le problème est régi par la seule variable d'espace z correspondant à la distance à la surface libre $\left(\frac{\partial \cdot}{\partial x} = \frac{\partial \cdot}{\partial y} = 0\right)$.

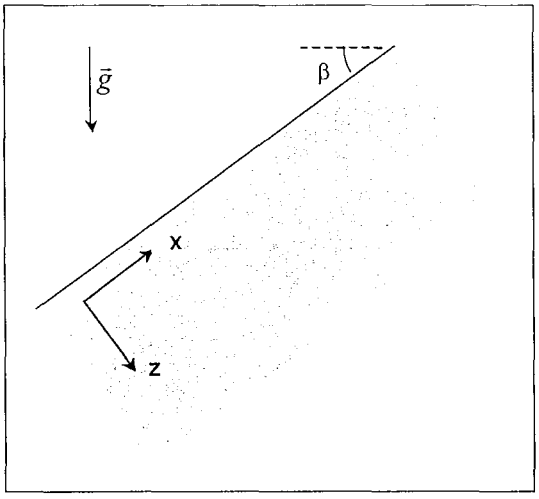


Figure A6-1 : Versant infini de pente β.

1- TENSEURS DES CONTRAINTES ET DES DEFORMATIONS

L'équation d'équilibre s'écrit : $\mathrm{div}\,\overline{\overline{\sigma}} + \rho\vec{g} = \vec{0}$. On en tire :

$$\begin{cases} \dfrac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z} - \rho g \sin\beta = 0 \\ \dfrac{\partial \sigma_{yz}}{\partial z} = 0 \\ \dfrac{\partial \sigma_{zz}}{\partial z} + \rho g \cos\beta = 0 \end{cases}$$

Par continuité des contraintes au niveau de la surface libre, on a $\overline{\overline{\sigma}} \cdot \vec{z} = \vec{0}$ en $z = 0$. Par suite :

$$\begin{cases} \sigma_{xz} = \rho g \sin\beta z \\ \sigma_{yz} = 0 \\ \sigma_{zz} = -\rho g \cos\beta z \end{cases}$$

D'autre part, les déplacements étant nuls dans la direction *y* par symétrie (déformation plane), il vient :

$$\overline{\overline{\varepsilon}} = \text{sym grad } \vec{u} = \begin{bmatrix} 0 & 0 & \frac{1}{2}\frac{\partial u_x}{\partial z} \\ 0 & 0 & 0 \\ \frac{1}{2}\frac{\partial u_x}{\partial z} & 0 & \frac{\partial u_z}{\partial z} \end{bmatrix}$$

Avec la loi de comportement, on obtient alors, par identification des expressions du tenseur de contraintes :

$$\overline{\overline{\sigma}} = 2\mu\overline{\overline{\varepsilon}} + \lambda \text{tr}\left(\overline{\overline{\varepsilon}}\right)\cdot\overline{\overline{1}} = \begin{bmatrix} \lambda\frac{\partial u_z}{\partial z} & 0 & \mu\frac{\partial u_x}{\partial z} \\ 0 & \lambda\frac{\partial u_z}{\partial z} & 0 \\ \mu\frac{\partial u_x}{\partial z} & 0 & (\lambda+2\mu)\frac{\partial u_z}{\partial z} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \sigma_{xx} & \sigma_{xy} & \rho g \sin\beta z \\ \sigma_{xy} & \sigma_{yy} & 0 \\ \rho g \sin\beta z & 0 & -\rho g \cos\beta z \end{bmatrix}$$

Ainsi :

$$\sigma_{xx} = \sigma_{yy} = \lambda\frac{\partial u_z}{\partial z} = \frac{\lambda}{\lambda+2\mu}(\lambda+2\mu)\frac{\partial u_z}{\partial z} = -\frac{\lambda}{\lambda+2\mu}\rho g\cos\beta z = \frac{\upsilon}{\upsilon-1}\rho g\cos\beta z$$

Donc :

$$\overline{\overline{\sigma}} = \rho g z \begin{bmatrix} \frac{\upsilon}{\upsilon-1}\cos\beta & 0 & \sin\beta \\ 0 & \frac{\upsilon}{\upsilon-1}\cos\beta & 0 \\ \sin\beta & 0 & -\cos\beta \end{bmatrix}$$

2- ORIENTATION DES CONTRAINTES PRINCIPALES

D'après l'expression du tenseur des contraintes, la magnitude des contraintes principales dépend linéairement de la distance à la surface. Leur orientation, en revanche, est indépendante du point considéré.

On constate que *y* est une direction principale de contrainte principale associée : $\sigma_y = \frac{\upsilon}{\upsilon-1}\rho g\cos\beta z$. Les deux autres directions principales se trouvent dans le plan *xz*. Les contraintes principales associées sont respectivement, par ordre décroissant, σ_+ et σ_-.

On supposera désormais que $\upsilon \leq 1/2$, c'est-à-dire que : $\frac{\upsilon}{1-\upsilon}\rho g\cos\beta z \leq \rho g\cos\beta z$. Dans ce cas, la représentation de Mohr correspondant au plan *xz* est donnée sur les Figures A6-2 et A6-4. On constate graphiquement que $\sigma_- \leq \rho g\cos\beta z \leq 0$. σ_- est donc une contrainte de compression. En

revanche, σ_+ peut être en compression ou en traction suivant les cas. Pour savoir dans quel cas on se trouve, il suffit de déterminer le produit de ces deux contraintes principales :

$$\sigma_+\sigma_- = \rho^2 g^2 z^2 \cdot \begin{vmatrix} \frac{\upsilon}{\upsilon-1}\cos\beta & \sin\beta \\ \sin\beta & -\cos\beta \end{vmatrix} = \left(\frac{\upsilon}{1-\upsilon}\cos^2\beta - \sin^2\beta\right)\rho^2 g^2 z^2 = \left(\frac{1}{1-\upsilon}\cos^2\beta - 1\right)\rho^2 g^2 z^2$$

σ_+ est donc en compression lorsque $\cos^2\beta \geq 1-\upsilon$, *i.e.* lorsque $\sin\beta \leq \sqrt{\upsilon}$. Dans ce cas (pentes faibles), le cercle de Mohr correspondant au plan *xz* n'intercepte pas l'axe des contraintes tangentielles et, d'après la Figure A6-2, $\alpha \geq \beta$. La direction associée à σ_- est alors à pendage aval, comme sur la Figure A6-3. Dans le cas contraire (pentes fortes), σ_+ est en traction (Figure A6-4) et la direction associée à σ_- est alors à pendage amont ($\alpha \leq \beta$), comme sur la Figure A6-5.

Dans les deux cas, l'angle α peut être déterminé graphiquement par l'intermédiaire des Figures A6-2 et A6-4 ou bien analytiquement par la relation :

$$\tan 2\alpha = \frac{\rho g \sin\beta z}{\rho g \cos\beta z - \frac{\rho g \cos\beta z + \frac{\upsilon}{1-\upsilon}\rho g \cos\beta z}{2}} = \left(1 + \frac{1}{1-2\upsilon}\right)\tan\beta > \tan\beta$$

Grâce à cette expression, on constate que la direction de σ_+ ou de σ_- est parallèle à la surface topographique (α=0 ou α=π/2) si, et seulement si, β=0 (surface horizontale).

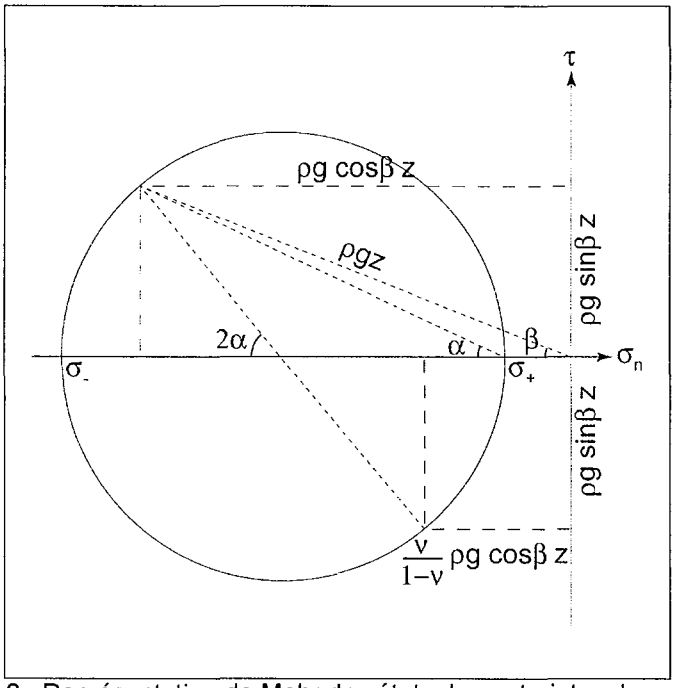


Figure A6-2 : Représentation de Mohr des états de contraintes dans le plan *xz*.
Cas où $1-\cos^2\beta \le \upsilon \le 1/2$ (σ_+ et σ_- en compression).

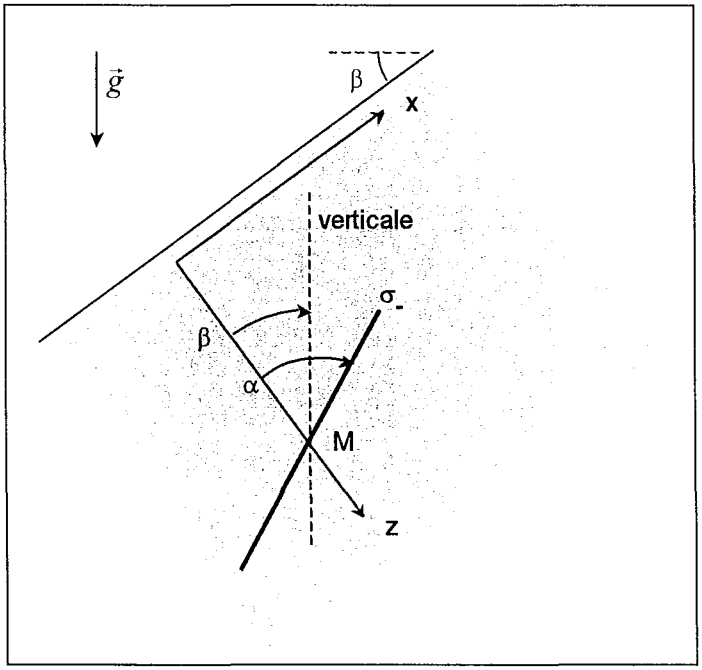


Figure A6-3 : Orientation de la direction principale correspondant à σ_- (contrainte mineure dans le plan *xz*) en M.
Cas où $1-\cos^2\beta \le \upsilon \le 1/2$.

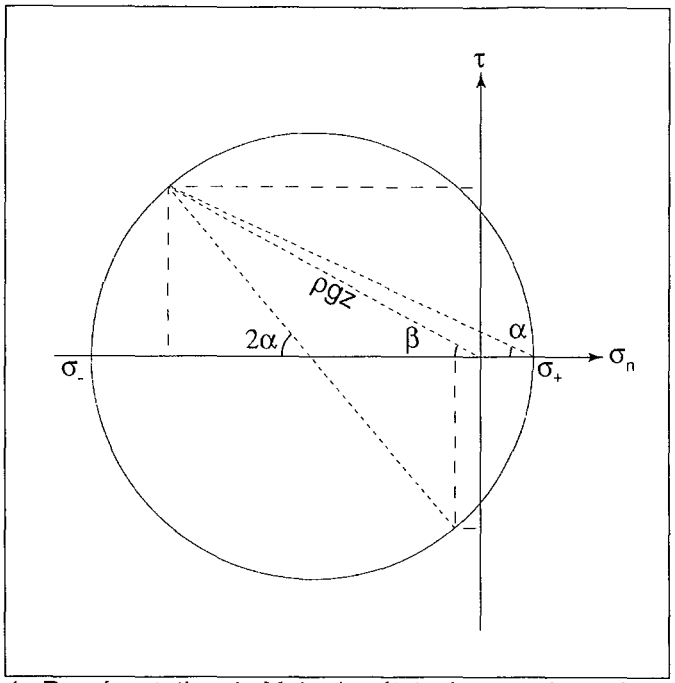


Figure A6-4 : Représentation de Mohr des états de contraintes dans le plan *xz*.
Cas où $\upsilon \leq 1/2$ et $\upsilon \leq 1-\cos^2\beta$ (σ_+ en traction et σ_- en compression).

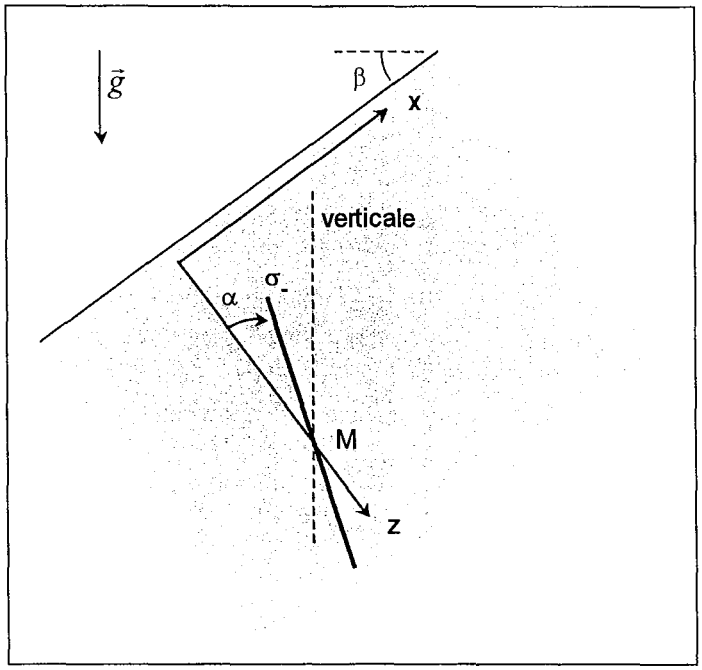


Figure A6-5 : Orientation de la direction principale correspondant à σ_- (contrainte mineure dans le plan *xz*) en M.
Cas où. $\upsilon \leq 1/2$ et $\upsilon \leq 1-\cos^2\beta$.

3- CALCULS ANALYTIQUES DANS D'AUTRES CAS

Les calculs analytiques de l'état de contraintes régnant dans une versant infini suivant d'autres lois de comportement peuvent être trouvés dans l'ouvrage de Bouvard-Lecoanet *et al.* (1988, pp 128-131) :

- milieu sans cohésion et d'angle de frottement $\Phi=\beta$, à la limite de plasticité (dans ce cas, on montre géométriquement que $2\alpha-\Phi=\pi/2$),
- milieu visqueux après relaxation complète.

De tels calculs sont délicats dans le cas de versants finis de forme quelconque, ce qui justifie le recours aux méthodes numériques (voir, par exemple, Arif (1998) pour des calculs en deux dimensions et Mayeur (1999), pour des calculs en trois dimensions), les solutions analytiques existant sous des hypothèses simplificatrices (McTigue & Mei, 1981 ; Savage, 1993 ; Pan *et al.*, 1994 ; Savage, 1994 ; Pan *et al.*, 1995) étant souvent issues de considérations mathématiques non triviales et donc difficilement applicables en pratique.

La Figures A6-6 montre les orientations et les magnitudes des contraintes principales calculées à l'équilibre élastique statique à l'aide du code aux éléments finis CESAR-LCPC pour un versant fini de 1000 m de hauteur et de pente $\beta=45°$, avec les caractéristiques mécaniques suivantes : ρ = 1,8 10^3 kg.m^{-3}, E = 30 MPa et ν =0,4. Les calculs sont bidimensionnels et réalisés selon l'hypothèse des déformations planes. Les bords droit, gauche et inférieur du modèle ne subissent pas de déplacement normal. D'après les calculs du §2, si le versant était infini, σ_+ serait en traction et σ_- en compression, avec $\alpha \approx 40°$ (σ_- à pendage amont). Dans la cas du versant fini qui nous occupe, on constate graphiquement plusieurs écarts notables au cas du versant infini :

- les deux contraintes principales sont en compression,
- σ_+ est nulle à la surface du versant et sa valeur absolue augmente lorsqu'on s'en éloigne,
- σ_- est nulle au niveau du plateau supérieur et sa valeur absolue augmente lorsqu'on s'en éloigne,
- au voisinage du versant, les directions principales correspondant à σ_+ et σ_- sont respectivement quasi-perpendiculaire et quasi-parallèle à la surface topographique. (σ_- est donc à pendage aval.)

Une conséquence importante du champ de contraintes décrit ci-dessus est que, contrairement au cas du versant infini, σ_- n'est pas nulle à la surface du versant et peut même prendre des valeurs compressives très importantes au pied de celui-ci, de l'ordre de 20 MPa dans notre cas. (De telles contraintes ne sont bien-sûr concevables que dans le cadre de l'élasticité. Elles sont parfaitement invraisemblables si on prend en compte les déformations plastiques du matériau.) Par ailleurs, la valeur absolue des contraintes σ_+ et σ_- augmente lorsqu'on s'éloigne de la surface topographique, comme dans le cas d'une surface horizontale conformément au principe du « **poids des terres** » (CFMR, 1999, p 147).

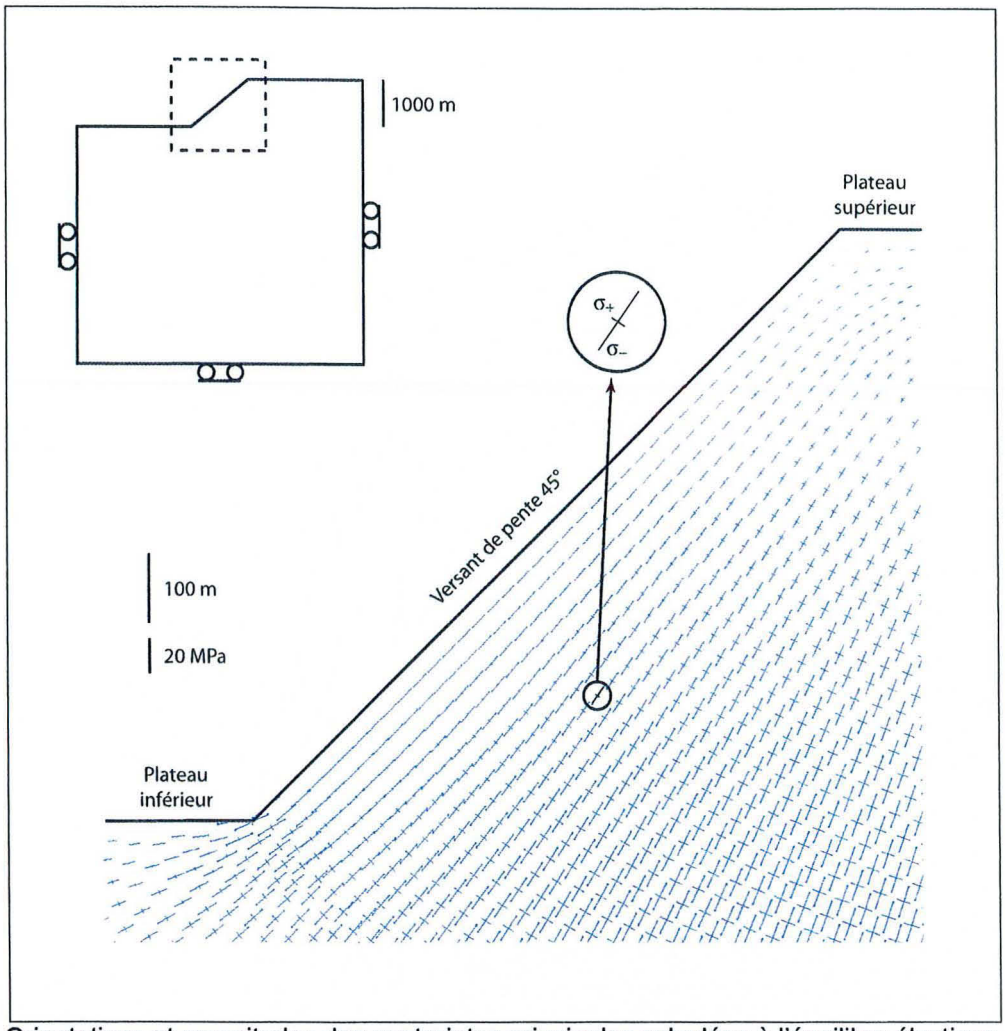


Figure A6-7 : Orientations et magnitudes des contraintes principales calculées à l'équilibre élastique avec CESAR. Les contraintes figurées sont toutes compressives. Rappelons que, dans le cadre de l'hypothèse des déformations planes, la contrainte principale perpendiculaire au plan de la figure peut être calculée à partir des deux contraintes principales de ce plan : $\sigma_{yy} = \upsilon(\sigma_+ + \sigma_-)$.

*****

***

*

ANNEXE 7 : ERREURS AFFECTANT LES MESURES TACHEOMETRIQUES DE PRECISION

« Les ténèbres de l'ignorance valent mieux que la fausse lumière de l'erreur. »
Jean-Jacques Rousseau

1- GENERALITES CONCERNANT L'ANALYSE DES ERREURS DE MESURES

Pour illustrer les principes de base de l'analyse des erreurs de mesure, usons d'une analogie avec le tir à la carabine sur une cible dont le centre représente la valeur vraie que le tireur souhaite atteindre (Figure A7-1). Les impacts des plombs représentent les résultats de 10 mesures successives.

Dans la situation la plus courante, les impacts sont répartis de manière apparemment aléatoire autour du centre de la cible (Figure a), des événements indéterminés et inattendus étant responsables des écarts des plombs par rapport au centre : nervosité du tireur, vent sur le terrain de tir, imperfections de la carabine etc. Un tireur plus expérimenté et placé dans de meilleures conditions de tir peut espérer atteindre le résultat présenté sur la Figure c. De petits écarts par rapport au centre subsisteront cependant toujours, aussi petits soient-il : ils sont inévitables. On dira qu'ils résultent d'**erreurs accidentelles** (ou **aléatoires** ou **fortuites**). Dans la situation de la Figure b, les impacts sont moins dispersés mais se concentrent autour d'un point différent du centre de la cible. Tout se passe donc comme si toutes les conditions pour de bons tirs étaient réunies, mais que le canon de la carabine était tordu ou le viseur mal réglé, ce qui fait dévier les balles systématiquement dans la même direction. Le tireur pourrait donc notablement améliorer sa performance en redressant son canon ou en réglant sa lunette de visée. Les écarts constatés étaient prévisibles, et même calculables : ils sont liés à des erreurs **systématiques** (ou **déterministes**).

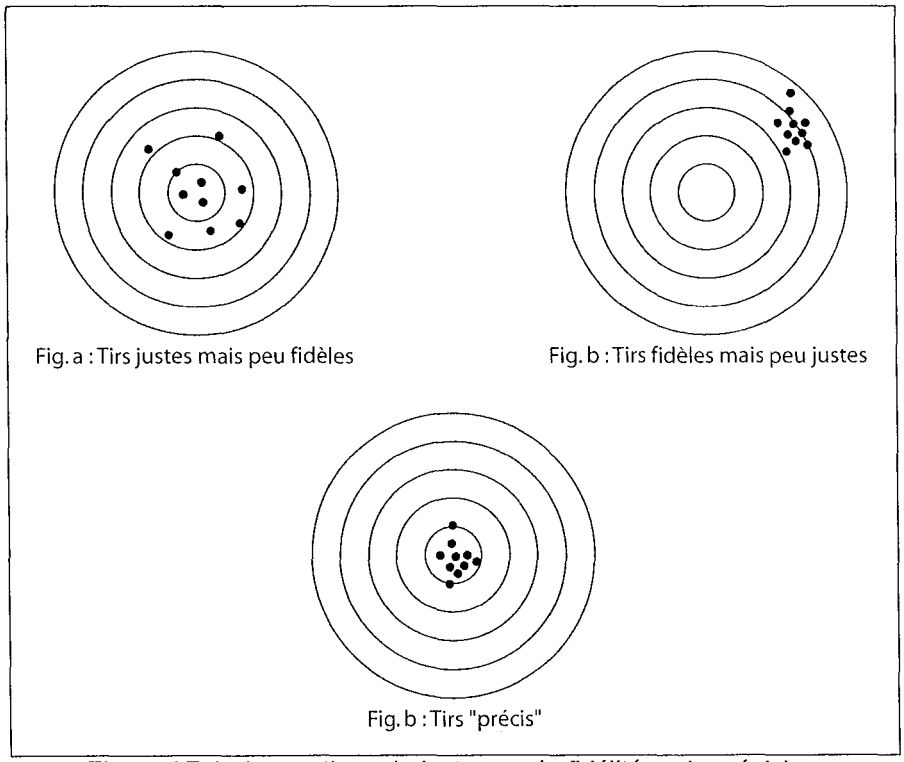


Figure A7-1 : Les notions de justesse, de fidélité et de précision, par analogie avec le tir à la carabine sur une cible.

Lorsque les erreurs systématiques sont faibles (Figure a), on dira que les tirs –et, par extension, le dispositif de mesure– sont **justes** (« *accurate* » en anglais). L'isobarycentre des impacts se situe alors à proximité du centre de la cible. A l'inverse, lorsque les erreurs aléatoires sont faibles (Figure b), on dira que les tirs et le dispositif de mesure sont **fidèles** (« *precise* » en anglais). La notion de fidélité traduit donc la **reproductibilité** (ou « **répétabilité** ») de mesures réalisées dans des conditions identiques ainsi que leur **dispersion**. Si, enfin, les tirs sont à la fois justes et fidèles (Figure c), on dira qu'il sont **précis**.

La distinction entre justesse, fidélité et précision est fondamentale. Il existe en effet souvent une différence majeure entre les mesures physiques (tachéométriques en ce qui nous concerne) et le tir à la carabine : dans le premier cas, les valeurs vraies sont la plupart du temps inconnues, comme si le centre de la cible n'était pas visible. Il est donc impossible – sauf à connaître la valeur des erreurs systématiques – de dire si le dispositif de mesure utilisé est juste ou non (Figure A7-2). Or, sans la justesse, le fidélité n'est rien. Ce qui démontre, si besoin en était, la nécessité d'**identifier** et de **corriger** les erreurs systématiques tout en **évaluant** et en **contrôlant** les erreurs aléatoires.

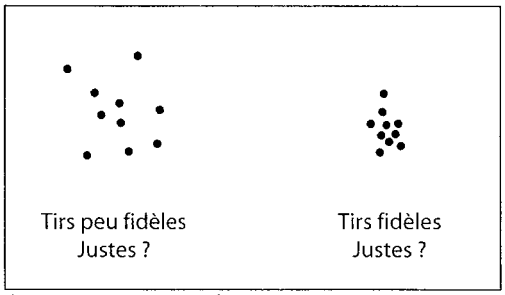


Figure A7-2 : Impossibilité de qualifier la justesse lorsque la valeur vraie (le centre de la cible) est inconnue.

2- IDENTIFICATION ET CORRECTION DES ERREURS SYSTEMATIQUES

Dans le cas des mesures tachéométriques, on distingue classiquement deux types d'erreurs sytématiques : les **erreurs externes** à l'appareil, liées à son environnement (et notamment au trajet du faisceau laser dans l'atmosphère : on parle alors d'**erreurs atmosphériques**), et les **erreurs internes** à l'appareil, liées à sa conception ou à son vieillissement. Nous passons ici en revue les principales causes d'erreur et leur correction. Pour de plus amples précisions, le lecteur est invité à consulter l'excellent ouvrage de Milles & Lagofun (2000) dans lequel il trouvera une multitude de détails concernant les sources d'erreurs systématiques envisageables.

2.1- Les erreurs systématiques externes

2.1.1- Erreurs atmosphériques affectant les mesures de distance

La distance *Dp* séparant le tachéomètre d'un prisme réflecteur est mesurée par l'intermédiaire d'une onde électromagnétique (un faisceau laser dans notre cas) de longueur d'onde λ émise par l'appareil et renvoyée vers lui par le prisme considéré (Figure A7-3). Le temps mis par l'onde pour faire le parcours aller-retour ne peut être mesuré avec une précision suffisante pour permettre de déterminer la distance au millimètre près, comme on souhaite le faire. C'est pourquoi le tachéomètre mesure plutôt la **longueur de déphasage** $\Delta\lambda$ existant entre l'onde émise et l'onde réfléchie. La distance est alors obtenue par la relation :

$$Dp = (n\lambda + \Delta\lambda)/2$$

L'ambiguïté sur la distance liée à l'indétermination du nombre entier *n* de longueurs d'ondes séparant l'émetteur du récepteur est levée par la combinaison de fréquences multiples.

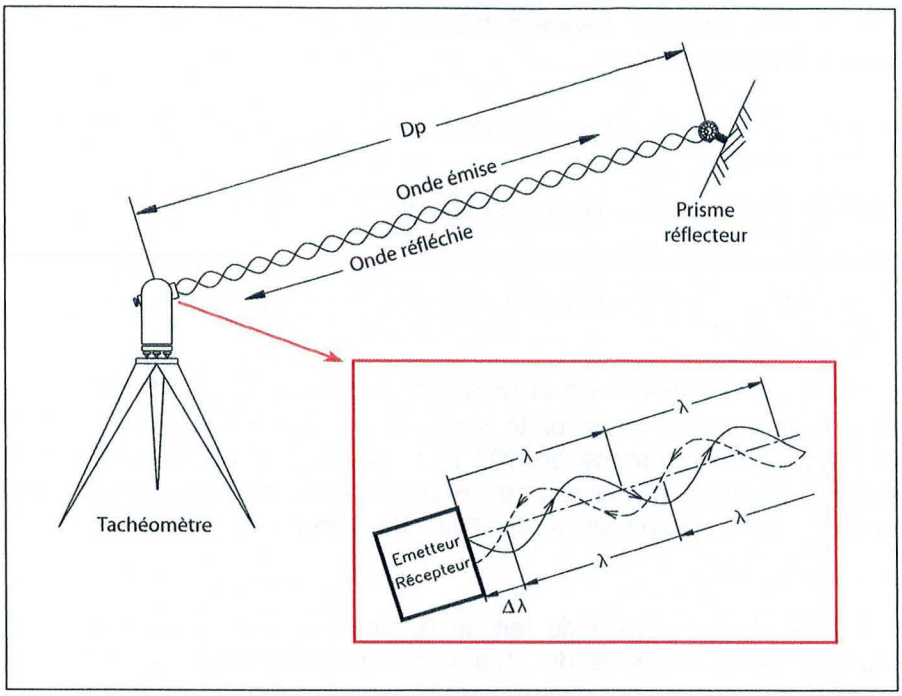


Figure A7-3 : Mesure de *Dp* par le biais de la longueur de déphasage $\Delta\lambda$ entre l'onde émise et l'onde réfléchie. D'après Milles & Lagofun (2000), modifié.

La mesure des distances repose donc sur la connaissance précise de la **longueur d'onde du faisceau laser**. Mais cette dernière n'est pas constante et varie avec l'indice de réfraction du milieu qu'elle traverse : l'air en l'occurrence. Il est donc nécessaire de corriger la distance brute *Dp* fournie par le tachéomètre (et calculée sur la base de la longueur d'onde dans le vide) afin de rendre compte de la longueur d'onde réelle, qui dépend des caractéristiques physiques de l'air (pression *p*, température *T* et humidité relative *h*) selon une relation établie par Barrell & Sears (1939). On obtient ainsi la distance corrigée $\tilde{D}p$ en utilisant un **coefficient de correction atmosphérique des distance** noté α et parfois exprimé en ppm (parties par million) du fait de la présence d'un coefficient $1/10^6$. Sa valeur peut être lue dans un abaque ou calculée au moyen d'une expression fournie par le constructeur du tachéomètre. Ici :

$$\tilde{D}p = Dp \cdot \left(1 + \frac{\alpha}{10^6}\right)$$

avec :
$$\alpha(p,T,h) = 283,04 - \left(\frac{0,29195 \cdot p}{1 + \frac{T}{273,16}} - \frac{4,126 \cdot h}{1 + \frac{T}{273,16}} \cdot 10^{x} \right)$$

et :
$$x = \frac{7,5 \cdot T}{237,3 + T} + 0,7857$$

p est exprimé en mbar, *T* en °C et *h* en %. Cette correction fondamentale peut être réalisée automatiquement par l'appareil à partir des données atmosphériques *p*, *T* et *h* qui lui fournies par l'utilisateur. Pour éviter l'effet de « boite noire », nous avons cependant préféré effectuer nous-mêmes les corrections *a posteriori*.

Dans la pratique, on montre que **le coefficient α ne dépend pratiquement pas de l'humidité relative mais varie fortement avec la pression et la température**, ce qui justifie pleinement la mesure *in situ* de ces deux paramètres. Pour de faibles variations δp et δT de la pression et de la température autour des valeurs moyennes à 660 m d'altitude, soient p_0=934 mbar (1013 mbar au niveau de la mer, en tenant compte de la décroissance linéaire habituelle de la pression de 1 mbar tous les 8,33 m) et T_0=15°C, on peut utiliser l'approximation :

$$\alpha(p_0+\delta p, T_0+\delta T)=\alpha(p_0,T_0)+\delta\alpha \approx \alpha(p_0,T_0)-0,277\cdot\delta p+0,917\cdot\delta T$$

La variation concomitante de la distance corrigée est alors :

$$\delta\tilde{D}p=\frac{\delta\alpha}{10^6}Dp=\left(-0,277.10^{-6}\cdot\delta p+0,917.10^{-6}\cdot\delta T\right)\cdot Dp$$

Une erreur de 3,6 mbar sur la mesure de la pression ou de 1,1°C sur la mesure de la température induisent donc chacune une erreur d'une unité sur α et donc une erreur de 0,1 mm sur la distance corrigée, pour une distance de référence de 100 m (1 ppm). On retiendra donc qu'une auscultation précise des variations de distance ne saurait être réalisée sans une mesure suffisamment précise des variations de pression et de température de l'air, de l'ordre de quelques millibars et 1 degré respectivement.

Le coefficient α varie dans l'espace du fait de la diminution de la pression atmosphérique avec l'altitude et d'éventuelles hétérogénéités du champ de températures. En toute rigueur, il faut donc déterminer un tel coefficient pour chaque prisme en utilisant des valeurs moyennes de la pression et de la température le long de la ligne de visée le reliant au tachéomètre. Mais de telles valeurs sont presque toujours inconnues, si bien que l'on doit se contenter de mesures de pression et de température de l'air réalisées par une station météorologique. La pression moyenne pour chaque prisme est alors déduite de la pression mesurée par la station en tenant compte de sa différence d'altitude avec le milieu de la ligne de visée (Figure A7-4). La température est, quant à elle, supposée homogène en première approximation et donc prise identique pour tous les prismes. Ce n'est pas choquant si on considère que les distances sont courtes et que les courants d'air assurent un « brassage » naturel de l'air et donc une homogénéisation de ses propriétés. La Figure A7-5 montre les coefficients de corrections ainsi calculés lors d'une campagne d'auscultation des Rochers de Valabres. Bien entendu, toute information supplémentaire sur la distribution des températures dans l'air peut permettre d'améliorer la qualité de la correction des distances.

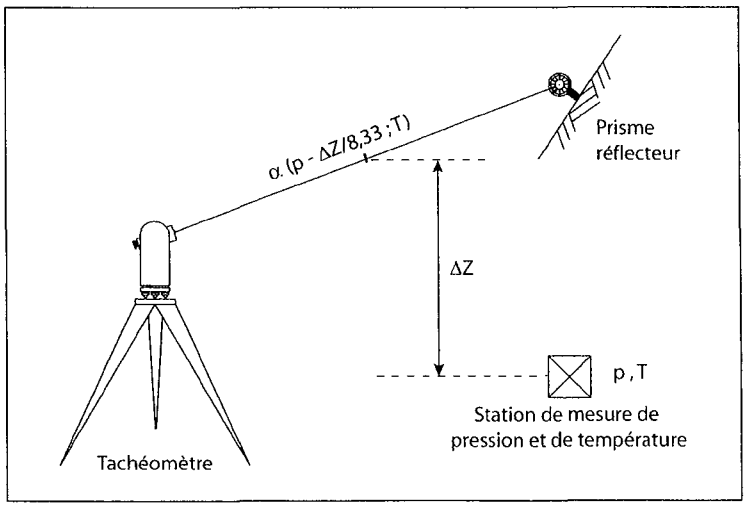


Figure A7-4 : Détermination du coefficient α pour un prisme réflecteur donné.
On utilise la pression p et la température T mesurées au niveau de la station météorologique. La pression est corrigée en tenant compte de la différence d'altitude ΔZ entre la station et le milieu de la ligne de visée. D'après Milles & Lagofun (2000), modifié.

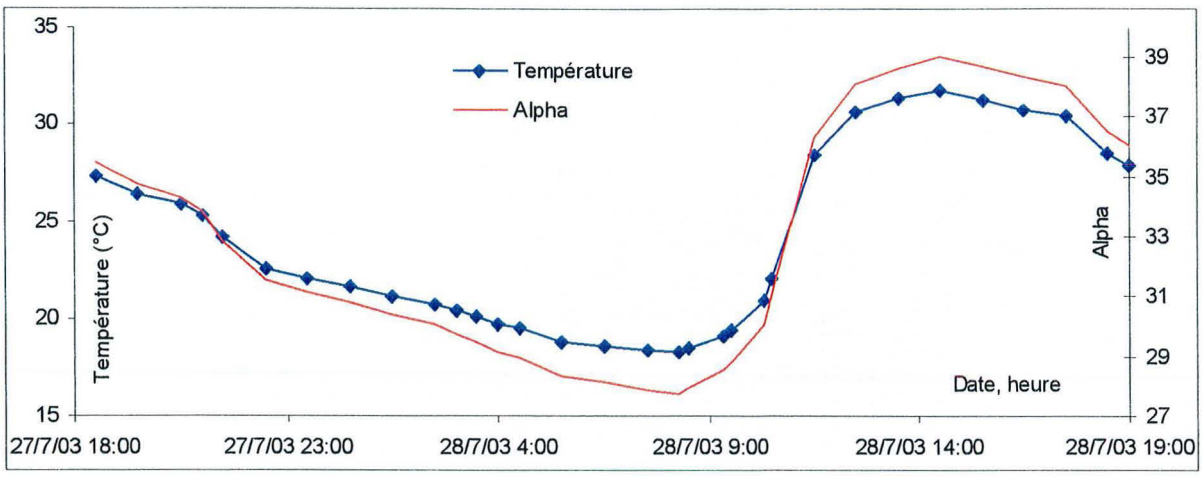


Figure A7-5 : Coefficient α calculé à partir de la température de l'air lors de la campagne d'été. On ne tient pas compte ici de la différence de pression liée à la différence d'altitude.

2.1.2- Erreurs atmosphériques affectant les mesures angulaires

L'hétérogénéité de l'indice de réfraction de l'air a une autre conséquence importante : le trajet du faisceau laser peut s'écarter notablement de la ligne droite par un **effet de mirage**. Il peut ainsi s'incurver dans le plan horizontal sous l'effet de la **réfraction latérale** liée, par exemple, au passage du faisceau à proximité d'une paroi chauffée par le soleil, ou s'incurver vers le bas (dans le plan vertical) sous l'effet de la **réfraction verticale** liée à la stratification horizontale de l'atmosphère en densité (Milles & Lagofun, 2000, p 101). Si ces phénomènes perturbent peu les mesures de distances, ils peuvent en revanche affecter de manière significative les mesures angulaires en faussant l'estimation des angles horizontaux (réfraction latérale) et des angles verticaux (réfraction verticale).

La réfraction latérale est difficile à évaluer et ne peut être corrigée *a posteriori*. Il est donc préférable d'éviter, autant que faire se peut, son occurrence en maintenant une distance suffisante (1 ou 2 mètres) entre le faisceau laser et d'éventuels « obstacles » qui pourraient se trouver à proximité de son parcours. La réfraction verticale peut en revanche être quantifiée dans les conditions habituelles et donc corrigée. Pour ce faire, on définit le **module de réfraction atmosphérique** (**MRA**) comme étant le rapport entre le rayon moyen de la Terre (R_T = 6380 km) et le rayon de courbure du faisceau laser. (La valeur du MRA varie au cours de la journée autour d'une valeur moyenne de 0,16.) L'angle vertical corrigé $\tilde{V}$ peut être calculé à partir de l'angle V mesuré par le tachéomètre et faussé par l'incurvation de la ligne de visée (Figure A7-6). Des considérations géométriques montrent que :

$$\cos\tilde{V} = \cos V - \frac{MRA}{2R_T}\tilde{D}p\sin^2 V$$

Il convient cependant, là aussi, d'éliminer dans la mesure du possible toute cause potentielle de réfraction verticale supplémentaire en évitant, par exemple, les visées rasantes au-dessus d'un cours d'eau ou du sol chauffé par le soleil.

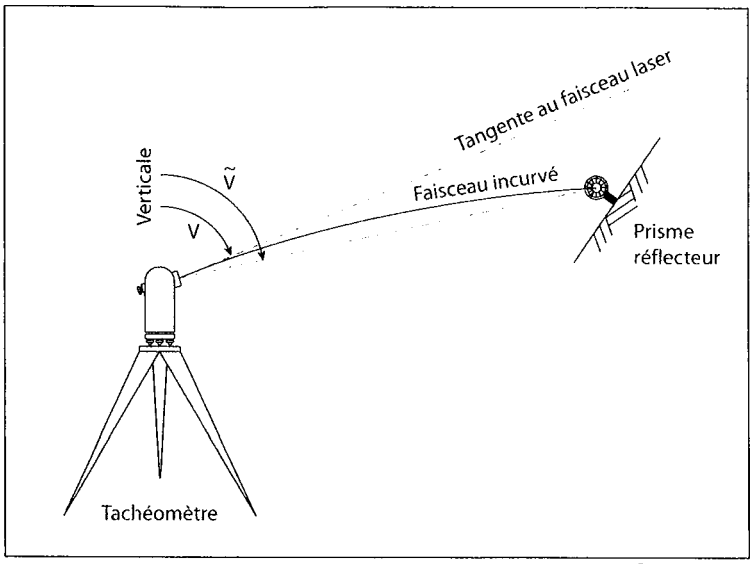


Figure A7-6 : Différence entre l'angle vertical mesuré V et l'angle vertical réel $\tilde{V}$ du fait de la réfraction verticale. D'après Milles & Lagofun (2000), modifié.

Le module de réfraction atmosphérique peut être mesuré *in situ* par la **méthode des visées réciproques simultanées** (Milles & Lagofun, 2000, p 252), mais cette dernière nécessite l'utilisation de deux tachéomètres ce qui en rend la mise en œuvre coûteuse et peu courante. Le MRA peut également être calculé analytiquement au moyen d'une modélisation des propriétés physiques de l'atmosphère (Santerre, 1983). La multitude des paramètres intervenant dans ce modèle le rend cependant quasiment inutilisable dans les conditions habituelles. C'est pourquoi on préfère généralement utiliser une valeur approximative du MRA, telle que celle qu'on peut lire sur la courbe présentée sur la Figure A7-7.

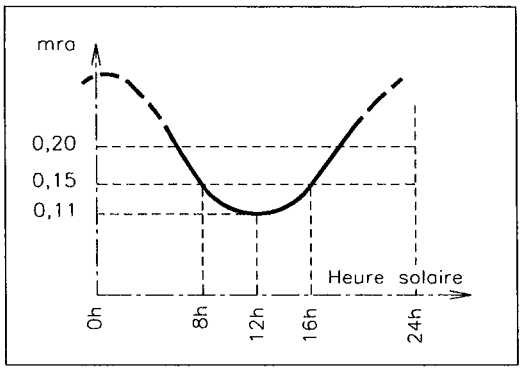


Figure A7-7 : Evolution approximative du MRA au cours de la journée, en fonction de l'heure solaire. Le minimum 0,11 est atteint aux heures les plus chaudes. D'après Milles *et al.* (2000).

Comme pour les mesures de distances, il est important de ne pas commettre d'erreur lors de l'évaluation du MRA. Fort heureusement, une telle erreur n'a qu'une très faible influence lorsque les visées sont réalisées sur de courtes distances, comme c'est le cas sur les Rochers de Valabres. En effet, on peut écrire (les angles étant exprimés en radians) :

$$\tilde{V} = \arccos\left(\cos V - \frac{MRA}{2R_T} \tilde{D}p \sin^2 V \right)$$

donc :

$$\frac{\partial \tilde{V}}{\partial MRA} = \frac{\frac{\tilde{D}p}{2R_T}\sin^2 V}{\sqrt{1-\left(\cos V - \frac{MRA}{2R_T}\tilde{D}p\sin^2 V\right)^2}} = \frac{\tilde{D}p}{2R_T}\cdot\frac{\sin^2 V}{\sqrt{1-\cos^2\tilde{V}}} = \frac{\tilde{D}p}{2R_T}\cdot\left(\frac{\sin V}{\sin\tilde{V}}\right)^2 \approx \frac{\tilde{D}p}{2R_T}$$

Par suite, pour une faible variation δMRA du module de réfraction atmosphérique, la variation correspondante $\delta\tilde{V}$ de l'angle vertical corrigé (exprimée en grades) est :

$$\delta\tilde{V} \approx \frac{100}{2\pi R_T}\tilde{D}p\cdot\delta MRA \approx 2,5.10^{-6}\,gr.m^{-1}\cdot\tilde{D}p\cdot\delta MRA$$

Une erreur de 0,2 unités sur la détermination du MRA (erreur maximale) n'entraîne donc, à 200 m, qu'une erreur de 10^{-4} grades sur l'angle vertical. (Rappelons qu'un angle droit vaut 100 grades, 100 gon, 90 degrés et $\pi/2$ radians).

2.1.3- Erreurs liées à la dérive des angles horizontaux

Au cours des auscultations réalisées sur les Rochers de Valabres, nous avons identifié une autre erreur systématique externe se manifestant par des variations d'angles horizontaux corrélées aux variations de température mesurées par la station météorologique et affectant tous les prismes de manière identique : augmentation puis diminution des angles horizontaux de tous les prismes de manière semblable lors de l'augmentation puis de la diminution de la température (Figure A7-8). Ces variations semblent traduire une rotation de l'ensemble des prisme autour d'un axe vertical situé au droit du tachéomètre, mais il est physiquement plus simple des les interpréter comme conséquences d'un phénomène de torsion du tachéomètre et/ou de son support par rapport au sol du fait des variations de température. Ce phénomène de **dérive des angles horizontaux** est connu par ailleurs (Milles et Lagofun, 2000, p 102). Pour le corriger, il était nécessaire de connaître l'amplitude de la dérive. Pour cela, nous avons eu recours à un (ou à plusieurs) prisme(s) « de référence » comme nous allons le voir dans le §2.1.4.

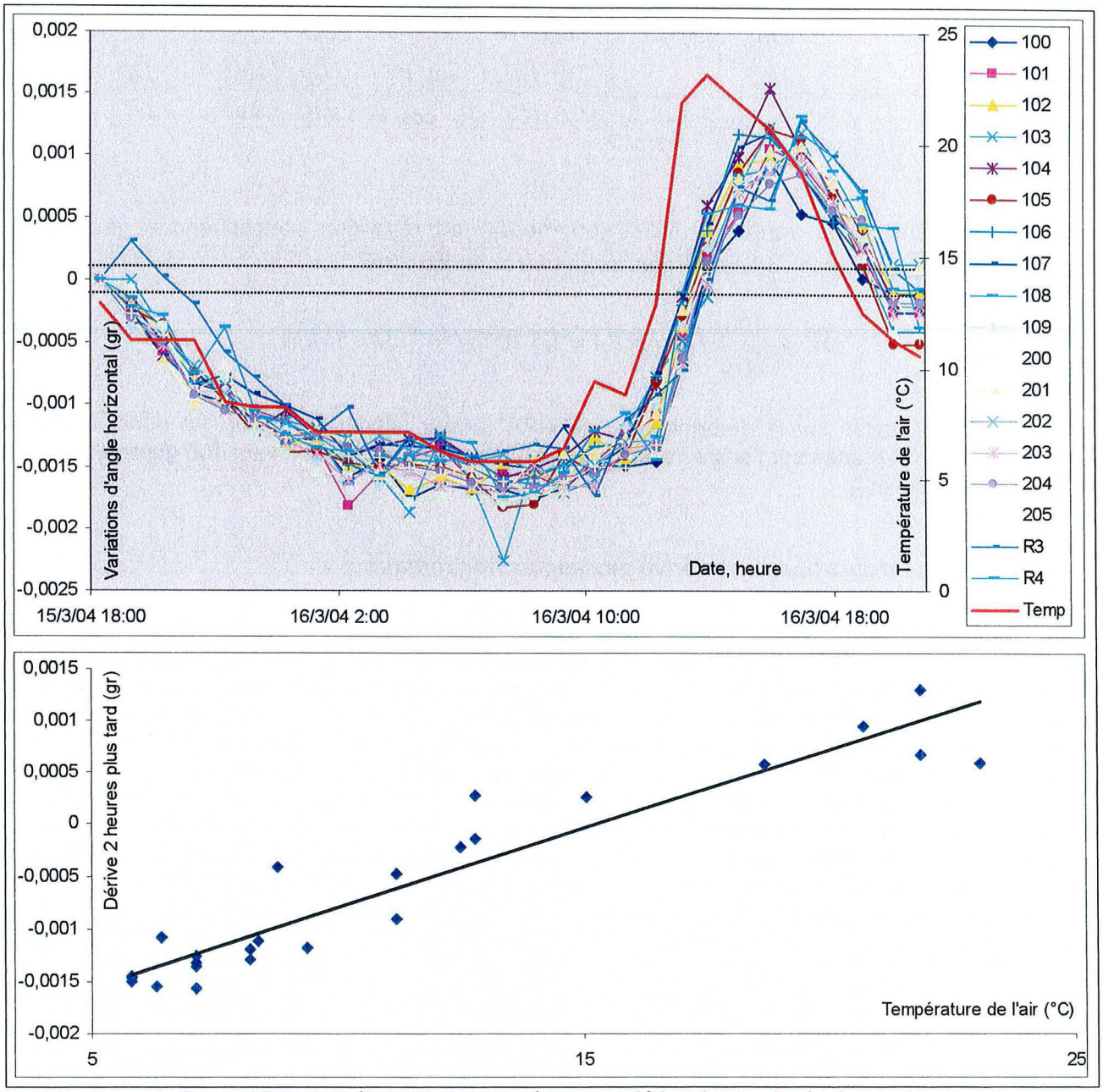


Figure A7-8 : Corrélation entre température et dérive des angles horizontaux.
En haut : Variations des mesures de Hz pour les différents prismes lors de la campagne d'hiver.
En bas : Représentation de la dérive en fonction de la température de l'air deux heures auparavant. La dérive est estimée à partir de la moyenne des variations d'angle horizontal de tous les prismes. Le retard de 2 heures peut, quant à lui, être attribué au décalage entre les variations de température et la manifestation de leurs conséquences. La dérive est de l'ordre de 2.10^{-4} gr.K^{-1}.

2.1.4- Correction des erreurs systématiques externes au moyen de prismes de référence

Nous avons vu que la correction des erreurs systématiques externes d'origine atmosphérique suppose la connaissance de 2 paramètres (le module de réfraction atmosphérique et le coefficient de correction des distance) qui peuvent être évalués *a priori* à partir d'abaques ou de relations physiques. Vu l'imperfection évidente de ces méthodes d'évaluation, il peut être préférable, lorsque cela est possible, de déterminer ces 2 paramètres *a posteriori* en utilisant les mesures réalisées sur des prismes dits « de **référence absolue** », pour lesquels les valeurs vraies de la distance (Dp_0) et de l'angle vertical (V_0) sont connues. Dans ce cas, si une mesure de ces grandeurs fournit les résultats Dp et V, les deux paramètres de correction peuvent être évalués par :

$$MRA = 2R_T \frac{\cos V - \cos V_0}{Dp_0 \cdot \sin^2 V} \quad \text{et} \quad \alpha = \left(\frac{Dp_0}{Dp} - 1 \right) \cdot 10^6$$

Pour améliorer la qualité des estimations du MRA et de α, il est préférable de diminuer au préalable l'impact des erreurs aléatoires en multipliant les mesures, comme nous le verrons plus loin. D'autre part, comme ces deux paramètres varient à la fois dans le temps et dans l'espace, il est nécessaire de les calculer à différents instants et surtout en visant à travers la même tranche d'air que pour les prismes auscultés.

Lors de mesures réalisées dans des conditions naturelles, il est souvent difficile, voire impossible, de définir de tels prismes de référence absolue pour lesquels les positions vraies sont connues. C'est pourquoi on est souvent obligé de se contenter de prismes de **référence relative** dont la position est invariante. Si ces prismes ne suffisent pas à calculer des paramètres de correction *a posteriori*, ils permettre en revanche de vérifier que les paramètres *a priori* ne sont pas incorrectes : dans ce cas, les valeurs corrigées de distance et d'angle vertical des prismes de référence doivent être constantes. Les prismes de référence relative suffisent également à corriger par compensation la dérive des angles horizontaux.

Dans la pratique, de tels repères fixes n'existent pas et il est plus facile d'utiliser, pour les corrections des mesures angulaires, des prismes situés suffisamment loin du tachéomètre pour que leurs mouvements éventuels ne se traduisent que par des très faibles variations angulaire. On parlera alors de prismes **« de référence angulaire relative »**. Il est, à l'évidence, quasiment impossible de définir de la même manière des prismes dont la distance au tachéomètre ne varierait pas. Une solution pourrait éventuellement venir de l'utilisation de prismes dont on pourrait faire varier la position avec une grande précision, par exemple au moyen d'un vis micrométrique.

2.2- Les erreurs systématiques internes

Les erreurs internes affectent presque exclusivement les mesures angulaires. La plupart du temps, ce sont des défauts géométriques du tachéomètre (défaut de perpendicularité des axes horizontaux et verticaux, par exemple) qui sont en cause. La valeur de l'erreur systématique induite n'est alors généralement pas connue *a priori*, mais il n'est pas nécessaire de la déterminer car les mesures sont implicitement corrigées par l'utilisation du **double retournement**. Ce procédé géométrique consiste à associer systématiquement à chaque mesure X une mesure « symétrique » X' réalisée après un demi-tour simultané de la lunette et de l'aliade, c'est-à-dire après un basculement de 180° (200 grades) du viseur autour des axes horizontaux et verticaux (Figure A7-9). Ainsi, si e désigne l'erreur systématique inconnue, on aura, aux erreurs aléatoires près (voir plus loin) :

$$X \approx X_0 + e \quad \text{et} \quad X' \approx X_0 - e$$

où X_0 désigne la valeur vraie. L'erreur systématique est donc éliminée en retenant la moyenne des deux mesures successives. Notons au passage qu'une estimation de l'erreur systématique peut être obtenue, si nécessaire, en calculant la demi-différence de deux mesures symétriques.

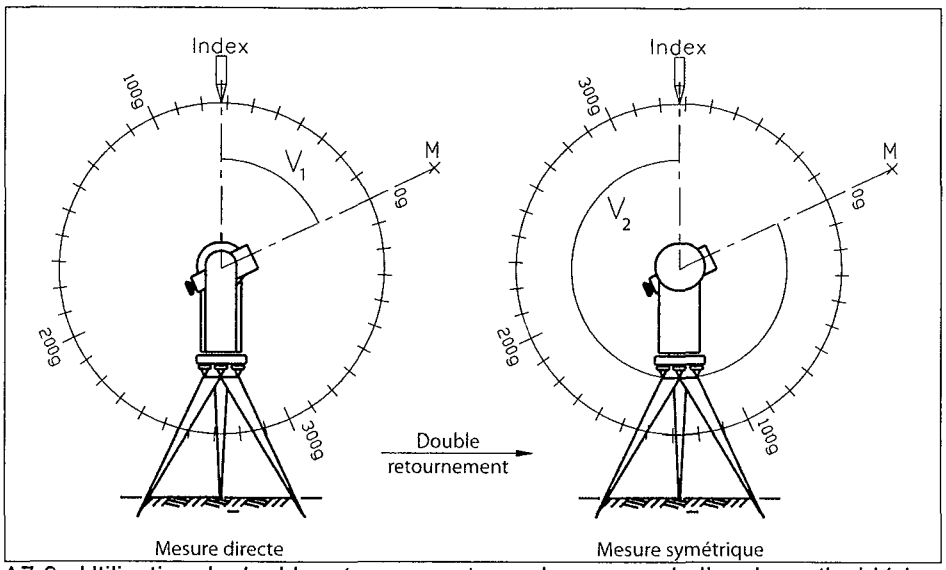


Figure A7-9 : Utilisation du double retournement pour la mesure de l'angle vertical V du point M. La première mesures est : $V=V_1=73{,}1$ gr. La seconde mesure, après double retournement est : $V'=400-V_2=72{,}9$ gr. On retiendra ainsi la valeur moyenne de 73 grades. (Dans cet exemple, l'erreur systématique est de 0,1 grades). D'après Milles & Lagofun (2000), modifié.

3- EVALUATION ET CONTROLE DES ERREURS ALEATOIRES

Une vue d'ensemble, très complète, du traitement des erreurs aléatoires peut être trouvée dans l'ouvrage de Taylor (2000). Nous nous limitons ici à une présentation succincte des aspects essentiels de la théorie et de leur application au cas des mesures tachéométriques.

3.1- Modèle probabiliste des erreurs aléatoires

On considère généralement que les erreurs accidentelles affectant la mesure d'une grandeur (de valeur vraie X_0) sont des réalisations d'une loi normale centrée dont l'écart-type σ est fonction des conditions de réalisation des mesures : opérateur, dispositif, environnement, etc. Sous cette hypothèse, la répartition de mesures de cette grandeur, réalisées dans des conditions identiques et entachées d'une même erreur systématique e, se fera selon une loi normale de moyenne X_0+e et d'écart-type σ. La **fidélité** du dispositif de mesure traduit donc le fait que σ est petit (Figure A7-10). Un dispositif fidèle permet ainsi de réaliser de bonnes estimations X_0+e. Ni X_0 ni σ n'étant connus *a priori*, il est nécessaire de les estimer.

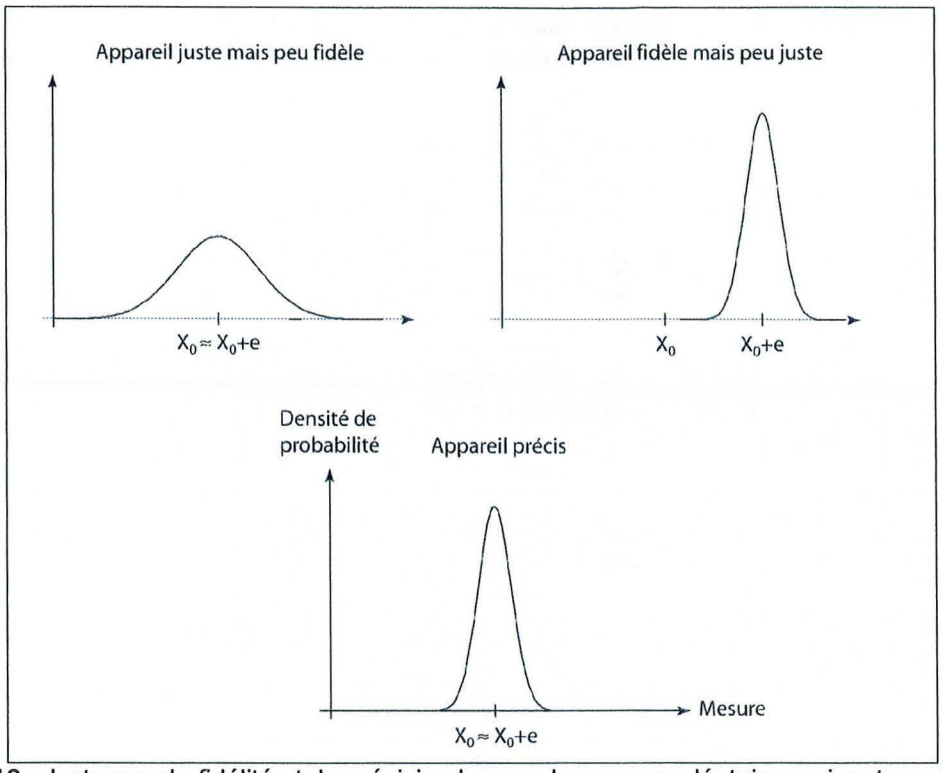


Figure A7-10 : Justesse, de fidélité et de précision lorsque les erreurs aléatoires suivent une loi normale.

3.2- Estimation de la valeur vraie X_0 et incertitude sur cette estimation liée aux erreurs aléatoires

Lorsqu'on ne réalise qu'une seule mesure (**mesure isolée**) de résultat X, la valeur la plus probable de X est X_0+e. On dispose donc de l'estimation :

$$X_0 \approx X - e$$

Rappelons que l'erreur systématique e peut être calculée (lorsqu'elle n'a pas pu être tout simplement évitée).

Si maintenant on réalise n mesures successives, soit X_1, X_2, ... et X_n, dans des conditions identiques, leur moyenne m sera une réalisation d'une loi normale de moyenne X_0+e et d'écart-type $\sigma/\sqrt{n}$. La valeur la plus probable de m est donc X_0+e (Figure A7-11) et on dispose de l'estimation :

$$X_0 \approx m - e$$

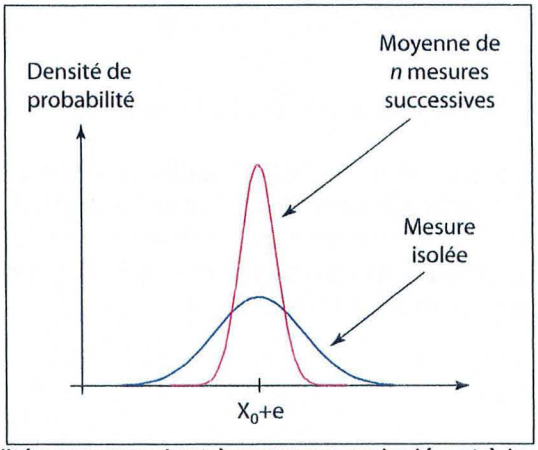


Figure A7-11 : Lois de probabilité correspondant à une mesure isolée et à la moyenne m de n mesures successives réalisées dans des conditions identiques. Les deux lois sont centrées sur la valeur X_0+e.

Il est possible de préciser la qualité de l'estimation de la valeur vraie réalisée à partir de mesures successives. Pour ce faire, on indique généralement un intervalle de variation de X_0 avec la probabilité p. Dans notre cas :

$$(m-e)-t_p\frac{\sigma^*}{\sqrt{n}} \le X_0 \le (m-e)+t_p\frac{\sigma^*}{\sqrt{n}}$$

avec : $m=\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}X_i$ et $\sigma^*=\sqrt{\frac{1}{n-1}\sum_{i=1}^{n}(X_i-m)^2}$

t_p désigne la valeur de la variable de la loi de Student-Fisher à n-1 degrés de libertés pour laquelle la probabilité p est équirépartie de part et d'autre de 0 (Figure A7-12).

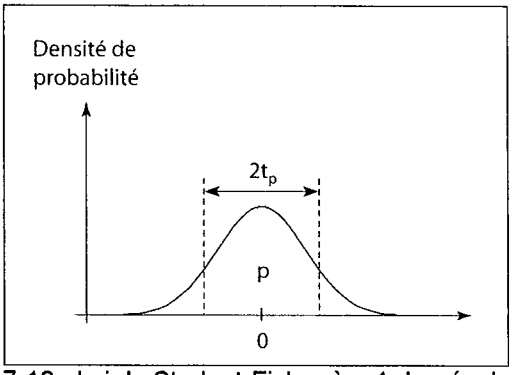


Figure A7-12 : Loi de Student-Fisher à n-1 degrés de libertés.
La probabilité p est équirépartie autour de la moyenne.

Le calcul réalisé ici avec les **mesures brutes** X_i peut être mené de la même manière avec les **mesures corrigées** $\tilde{X}_i = X_i - e$ (désignées par le symbole ~) obtenues après élimination des erreurs systématiques :

$$\tilde{m}-t_p\frac{\tilde{\sigma}^*}{\sqrt{n}} \le X_0 \le \tilde{m}+t_p\frac{\tilde{\sigma}^*}{\sqrt{n}}$$

avec : $\tilde{m}=\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\tilde{X}_i = m-e$ et $\tilde{\sigma}^*=\sqrt{\frac{1}{n-1}\sum_{i=1}^{n}\left(\tilde{X}_i-\tilde{m}\right)^2}=\sigma^*$

En définitive :

$$(m-e)-\varepsilon \le X_0 \le (m-e)+\varepsilon \qquad \text{ou} \qquad \tilde{m}-\varepsilon \le X_0 \le \tilde{m}+\varepsilon$$

La grandeur $\varepsilon = t_p\frac{\sigma^*}{\sqrt{n}} = t_p\frac{\tilde{\sigma}^*}{\sqrt{n}}$ est l'**incertitude** sur l'estimation de la valeur vraie (à la probabilité p) **liée aux erreurs aléatoires**. Elle permet de quantifier la **fidélité** du dispositif de mesure. Plus le nombre de mesures sera important, plus l'incertitude sera faible et plus la probabilité que la moyenne m soit proche de X_0+e sera élevée, les erreurs accidentelles ayant tendance à se compenser lorsqu'on les additionne les mesures effectuées. Si les erreurs aléatoires ne peuvent être évitées, leur impact pourra donc en revanche être limité par la répétition des mesures.

3.3- Estimation de l'écart-type σ

La quantité $\sigma^* = \tilde{\sigma}^*$ est une estimation de l'écart-type σ de la loi normale décrivant la répartition des erreurs aléatoires. Tout comme précédemment, la qualité de cette estimation est classiquement précisée en exhibant un intervalle de variation de σ correspondant à la probabilité *p* :

$$\sqrt{\frac{n-1}{\chi_2^2}} \cdot \sigma^* \leq \sigma \leq \sqrt{\frac{n-1}{\chi_1^2}} \cdot \sigma^*$$

Les quantités χ_1^2 et χ_2^2 correspondent à une l'équirépartition de la probabilité *p* pour une loi du χ^2 à *n*-1 degrés de liberté, comme indiqué sur la Figure A7-13.

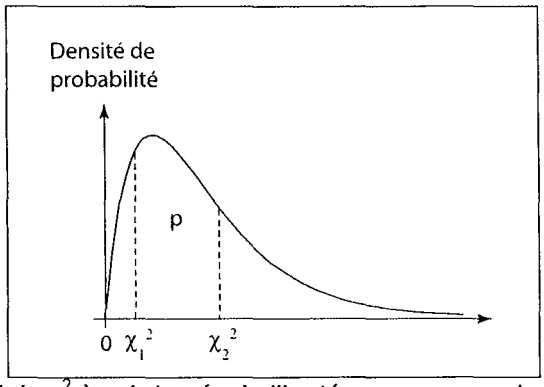


Figure A7-13 : Loi du χ^2 à *n*-1 degrés de libertés, avec une probabilité équirépartie.

4- MISE EN ŒUVRE PRATIQUE DE L'ANALYSE DES ERREURS LORS DES MESURES TACHEOMETRIQUES

4.1- Calcul des incertitudes liées aux erreurs aléatoires

La nécessité d'éliminer par double retournement les erreurs systématiques liées aux défauts géométriques du tachéomètre conduit à toujours réaliser un nombre paire *n*=2*k* de mesures successives pour chaque prisme, les *k* premières étant obtenues par mesure directe et les *k* suivantes après double retournement. On dispose ainsi de 2*k* mesures brutes d'angle horizontal (Hz_1 à Hz_n), d'angle vertical (V_1 à V_n) et de distance (Dp_1 à Dp_n).

Après application de la correction atmosphérique aux distances mesurées (coefficient α), on peut prendre $\tilde{m}_{Dp} = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} \tilde{D}p_i$ comme estimation de la distance vraie, l'incertitude sur cette estimation à la probabilité *p* étant:

$$\varepsilon_{Dp} = \frac{t_p}{\sqrt{n}} \sqrt{\frac{1}{n-1}\sum_{i=1}^{n} \left(\tilde{D}p_i - \tilde{m}_{Dp}\right)^2}$$

Si les $\tilde{V}_i$ désignent les valeurs des angles verticaux après la correction des effets de la réfraction atmosphérique (MRA), on prendra $\tilde{m}_V = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} \tilde{V}_i$ comme estimation de l'angle vertical vrai. L'erreur

systématique sur les angles verticaux liée aux défauts géométriques est ainsi implicitement corrigée. Le calcul de l'incertitude n'est en revanche pas possible par la méthode classique puisque la valeur de cette erreur n'est pas connue. On détermine donc une approximation de l'incertitude en séparant les mesures réalisées avant et après double retournement :

$$\varepsilon_V = \frac{t_p}{\sqrt{n}} \sqrt{\frac{1}{n-1}\left[\sum_{i=1}^{p}\left(\tilde{V}_i - \frac{1}{k}\sum_{i=1}^{k}\tilde{V}_i\right)^2 + \sum_{i=p+1}^{2p}\left(\tilde{V}_i - \frac{1}{k}\sum_{i=k+1}^{2k}\tilde{V}_i\right)^2\right]}$$

(Rappelons que les $\tilde{V}_i$ ne prennent pas en compte la correction de l'erreur systématique interne liée aux défauts géométriques du tachéomètre : celle-ci n'est jamais réalisée explicitement.) Le même calcul peut être réalisé pour les mesures d'angle horizontal, après la correction de dérive.

4.2- Incertitudes sur la correction des erreurs systématiques

L'erreur systématique *e* n'est généralement pas connue exactement (ou ne peut être corrigée totalement), mais seulement à un terme ε_S près, appelé **incertitude sur la correction des erreurs systématiques**. Dans ce cas, on a dispose de l'intervalle suivant pour l'estimation de la valeur vraie à la probabilité *p* :

$$\tilde{m} - \varepsilon_{tot} \le X_0 \le \tilde{m} + \varepsilon_{tot}$$

ε_{tot} *est l'**incertitude totale***. Elle vaut :

$$\varepsilon_{tot} = \varepsilon + \varepsilon_s$$

Cette relation montre qu'**il est parfaitement vain de multiplier à l'infini les mesures en espérant diminuer toujours davantage l'incertitude (totale) sur l'estimation de la valeur vraie** : celle-ci ne peut de toute manière pas être inférieure à l'incertitude sur l'erreur systématique, qui garde la même valeur, y compris lorsque les mesures sont répétées.

Ces considérations peuvent être illustrées par les mesures de distances : la correction de l'erreur systématique externe (coefficient α) ne peut être déterminée exactement, faute de mesures suffisamment précises de pression et de température. Si nous considérons que la pression et la température sont respectivement connues à ±0,5 mbar et à ±1°C près, l'incertitude sur le coefficient α est de (0,277 x 0,5 + 0,917 x 1), c'est-à-dire d'une unité environ. L'erreur concomitante sur la correction des erreurs systématiques sur les distances est alors de 0,1 mm sur une distance de 100 m (1 ppm). On écrira donc, avec la probabilité *p*, l'intervalle suivant d'estimation de la valeur vraie Dp_0 :

$$\tilde{m}_{Dp} - t_p \frac{\tilde{\sigma}^*_{Dp}}{\sqrt{n}} - 1\frac{\tilde{m}_{Dp}}{10^6} \le Dp_0 \le \tilde{m}_{Dp} + t_p \frac{\tilde{\sigma}^*_{Dp}}{\sqrt{n}} + 1\frac{\tilde{m}_{Dp}}{10^6}$$

La même approche peut être utilisée pour les mesures angulaires, mais il est difficile d'estimer l'incertitude sur la correction des erreurs systématiques internes par double retournement et sur la correction de la dérive d'angle horizontal. Nous avons en revanche déjà vu plus que l'incertitude sur la correction de la réfraction vertical (MRA) est de l'ordre de 10^{-4} grades à 200 m.

4.3- Comparaison d'estimations successives d'une même grandeur.

Lors des mesures tachéométriques réalisées sur les Rochers de Valabres, nous ne nous intéressons pas tant aux estimations instantanées des paramètres *Dp*, *V* et *Hz* pour les différents prismes, qu'aux évolutions de ces estimations dans le temps, tout l'objectif de notre travail étant de savoir si ces évolutions sont **significatives** ou non, c'est-à-dire traduisent (ou ne traduisent pas) des mouvements réels des points auscultés. Nous ne raisonnons donc pas sur des estimations, mais sur des différences d'estimations.

Soient $X_0(t)$ et $X(t)$ les valeurs vraies et brutes (*i.e.* mesurées) d'une grandeur à l'instant t. Soient également $e(t)$ et $e'(t)$ les erreurs systématiques et aléatoires à cet instant. Si t_1 et t_2 désignent deux instants, nous avons :

$$\begin{cases} X_0(t_1) = X(t_1) - e(t_1) - e'(t_1) \\ X_0(t_2) = X(t_2) - e(t_2) - e'(t_2) \end{cases}$$

Si les erreurs systématiques et les incertitudes correspondantes étaient constantes dans le temps, l'analyse des différences entre les valeurs brutes d'une grandeur à différents instants aurait supprimerait implicitement ces erreurs et, par là même, les incertitudes qui planent sur leur correction. Notre travail en serait facilité puisque seules persisteraient les erreurs aléatoires. Toute variation des valeurs mesurées dont l'amplitude ne pourrait être expliquée par les seules erreurs aléatoires traduirait alors nécessairement une variation des valeurs vraies et donc un **déplacement réel**, sans qu'il soit nécessaire de prendre en compte les erreurs systématiques :

$$X_0(t_2) - X_0(t_1) = \left[X(t_2) - X(t_1)\right] - \left[e'(t_2) - e'(t_1)\right]$$

Malheureusement les erreurs systématiques varient presque toutes au cours de la journée. Il faut tenir compte à la fois des erreurs aléatoires et des erreurs systématiques :

$$X_0(t_2) - X_0(t_1) = \left[X(t_2) - X(t_1)\right] - \left[e(t_2) - e(t_1)\right] - \left[e'(t_2) - e'(t_1)\right]$$

En particulier, une variation des valeurs mesurées dont l'amplitude n'est pas explicable par les seules erreurs aléatoires peut alors éventuellement traduire, non pas un déplacement réel, mais un **déplacement apparent** lié à une simple évolution des erreurs systématiques. Afin de pouvoir distinguer ces deux origines possibles de l'évolution des mesures, il est donc impératif de cerner au mieux l'évolution des erreurs systématiques et, conjointement, de tenir compte de l'incertitude ε_s existant sur leur correction. Ce dernier terme est souvent difficile à évaluer.

Cette pierre d'achoppement est illustrée sur la Figure A7-14 qui peut être vue, en quelque sorte, comme la synthèse de toutes les considérations présentées dans cette annexe : elle représente les estimations successives d'une même grandeur avec les incertitudes correspondantes. Les valeurs à l'instant t_0 sont prises comme référence. A l'instant t_1, la variation de l'estimation ne traduit pas nécessairement un changement réel car elle peut être attribuée aussi bien aux erreurs aléatoires qu'à un défaut de correction des erreurs systématiques. A l'instant t_2, les erreurs aléatoires ne sont plus suffisantes pour expliquer la variation de l'estimation. Celle-ci peut en revanche toujours être attribuée à une erreur survenue lors de la correction des erreurs systématiques. A l'instant t_3 en revanche, nous pouvons garantir, avec la probabilité p, que la variation de l'estimation est liée à une variation réelle de la grandeur mesurée.

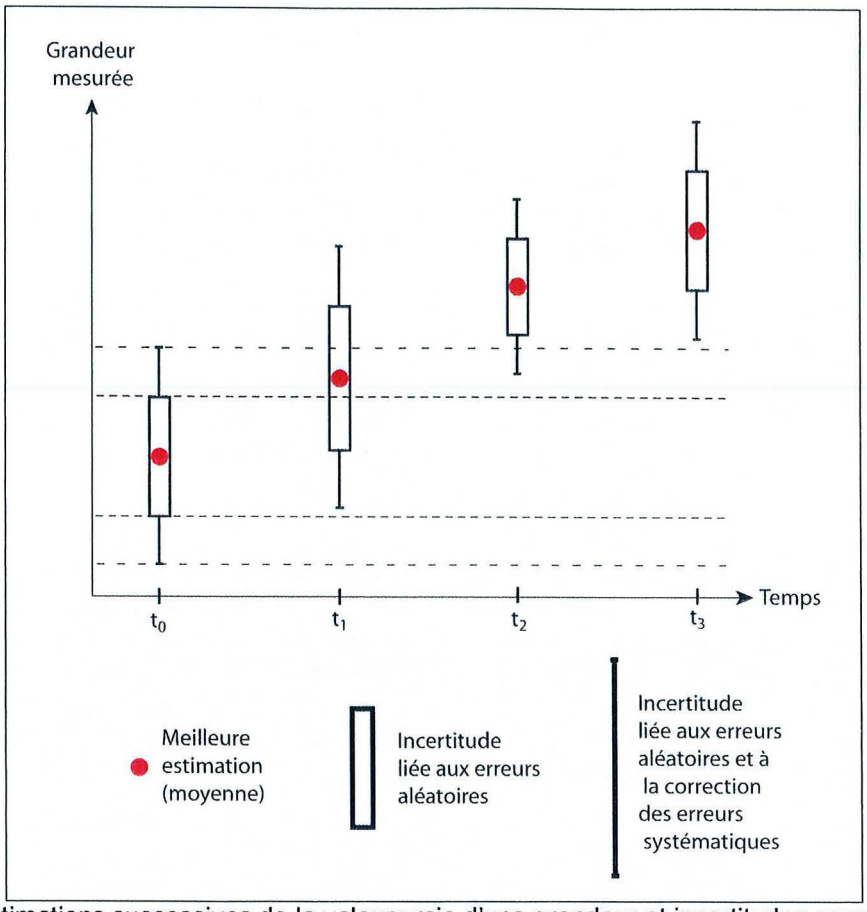


Figure A7-14 : Estimations successives de la valeur vraie d'une grandeur et incertitudes correspondantes.

*****

***

*

ANNEXE 8 : ESSAIS DE COMPRESSION SIMPLE REALISES SUR DES EPROUVETTES DE GNEISS DES GORGES DE VALABRES

En juin 2003, cinq blocs de gneiss à foliation plus ou moins bien marquée ont été prélevés dans un éboulis provenant des Rochers de Valabres et transportés au Laboratoire Régional des Ponts et Chaussées d'Aix-en-Provence, où des essais mécaniques ont été réalisés (Serratrice, 2003). Dans chaque bloc ont été taillées plusieurs éprouvettes avec, dans la mesure du possible, différentes orientations par rapport à la foliation. Au total, 16 éprouvettes ont ainsi été obtenues et utilisées pour la réalisation d'**essais de compression simple**. Parmi les 16 essais, 11 ont été effectués en conduisant directement l'éprouvette à la rupture et en mesurant la déformation entre les deux plateaux de la presse. Pour les 5 autres essais 2 cycles de charge-décharge sans rupture ont été réalisés dans un premier temps, en mesurant la déformation au moyen d'un extensomètre placé dans le tiers central de l'éprouvette. Ce système fournit une mesure plus précise de la déformation mais ne permet pas de suivre l'essai jusqu'à la rupture de l'échantillon. On a donc procédé, dans un second temps, à une mesure de déformation entre les plateaux.

Outre la mesure de la densité du gneiss (d, avec une valeur moyenne de 2.65 ± 0.02), les 16 essais réalisés (Tableau A8-1 et Figure A8-1) ont permis de déterminer, pour différentes valeurs de l'angle θ entre la direction de la foliation et l'axe de l'éprouvette (Figure A8-2) :

- des valeurs du **module de Young apparent** en chargement déduites des mesures extensométriques (E_e) et/ou des mesures entre les plateaux de la presse (E_p),
- des valeurs de la **résistance apparente à la compression simple** (σ_c).

L'adjectif « apparent » permet ici de qualifier les caractéristiques mécaniques issues des mesures réalisées selon l'axe de l'éprouvette, quelle que soit la direction selon laquelle celle-ci est taillée par rapport à la foliation. (Certains essais sont « hors-axes », c'est-à-dire ne respectent pas les directions de symétrie de la structure.)

Les résultats montrent que le gneiss des Rochers de Valabres constitue un matériau « banal », quoique assez fortement **anisotrope**. L'anisotropie en question est moins marquée en résistance qu'en déformation. En outre, sa forme est différente pour ces deux paramètres puisque le module de Young apparent est maximum pour $\theta=0$ et minimum pour $\theta=90°$ alors que la résistance apparente est minimale pour $\theta=45°$.

Anisotropie de déformation

Du fait de leur anisotropie, les gneiss des Rochers de Valabres ne sauraient être caractérisés par un seul module de Young et une seule résistance à la compression uniaxiale. La loi de Hooke décrivant le comportement élastique d'un matériau transversalement isotrope s'écrit en principe avec 5 coefficients : 2 modules de Young $E_{//}$ et $E_{\perp}$, 2 coefficients de Poisson $\nu_{//}$ et $\nu_{\perp}$, et 1 module de cisaillement G. On peut alors aisément montrer (cf. Amadei, 1996) que le module de Young axial apparent E_{app} vérifie :

$$\frac{1}{E_{app}} = \frac{1}{E_{\perp}}\sin^4\theta + 2\left(\frac{1}{G} - \frac{\upsilon_{\perp}}{E_{\perp}}\right)\cos^2\theta\sin^2\theta + \frac{1}{E_{//}}\cos^4\theta$$

Par calage de cette expression avec les mesures présentées sur la Figure A8-1, il est théoriquement possible de retrouver les valeurs des différents paramètres qu'elle contient. On peut en particulier utiliser les valeurs pour ce faire les valeurs mesurées pour $\theta=0$, $\theta=45°$et $\theta=90°$. Nous n'avons pas cherché à le faire ici.

LISTE DES FIGURES ET DES TABLEAUX DU VOLUME DES ANNEXES

LISTE DES FIGURES

Annexe 1

1. « *Ecroulement d'une falaise* » d'après la classification de Moret (1945) 1
2. « *Glissement de terrain* » d'après la classification de Moret (1945) 2
3. Classification de Karson & Kirkby 4
4. « *Indices morphométriques* » de Crozier 5
5. Classification de Hoek & Bray 5
6. Versant infini avec un niveau piézométrique parallèle à la topographie 8
7. Diagramme (σ' ; τ) 8
8. Anticlinal de vallée dû à un rebond post-incision 10
9. Classification de Flageollet 11
10. Classification de Meunier 12
11. Classification géologique simplifiée de Antoine & Giraud (1995) 12

Annexe 2

1. Evolution dans le temps des sollicitations et des variables caractérisant l'accommodation 19
2. Evolution, au cours du calcul, des sollicitations et ses variables mécaniques caractérisant l'accommodation 20
3. Evolution, au cours du calcul, des sollicitations et ses variables mécaniques caractérisant l'accommodation 22
4. Evolution, au cours du calcul, des sollicitations et ses variables mécaniques caractérisant l'accommodation 23
5. Evolution, au cours du calcul, des sollicitations et ses variables mécaniques caractérisant l'accommodation 26
6. Chronologique de l'enchaînement des sous-calculs T et M à partir de l'instant t_0 28

Annexe 3

1. Milieu semi-infini 33
2. Profils de température à différents instants 37
3. Chronique de températures en créneaux périodiques 38

Annexe 4

1. Tranche d'épaisseur constante 43

Annexe 5

1. Flux de chaleur échangés entre le sous-sol et l'atmosphère à travers la surface du sol 46
2. Bilan énergétique annuel moyen à l'échelle planétaire 47
3. Flux de chaleur échangés entre le sous-sol superficiel, le sous-sol profond et l'atmosphère 50
4. Flux de chaleur échangés entre le sous-sol superficiel, le sous-sol profond et l'atmosphère 51

Annexe 6

1. Versant infini de pente β 53
2. Représentation de Mohr des états de contraintes dans le plan *xz* 56
3. Orientation de la direction principale correspondant à σ_- (contrainte mineure dans le plan *xz*) en M 56
4. Représentation de Mohr des états de contraintes dans le plan *xz* 57
5. Orientation de la direction principale correspondant à σ_- (contrainte mineure dans le plan *xz*) en M 57
6. Orientations et magnitudes des contraintes principales calculées à l'équilibre élastique avec CESAR 59

Annexe 7

1. Les notions de justesse, de fidélité et de précision par analogie avec le tir à la carabine sur une cible 61
2. Impossibilité de qualifier la justesse lorsque la valeur vraie (le centre de la cible) est inconnue 62
3. Mesure de *Dp* par le biais de la longueur de déphasage $\Delta\lambda$ entre l'onde émise et l'onde réfléchie 63
4. Détermination du coefficient α pour un prisme réflecteur donné 64
5. Coefficient α calculé à partir de la température de l'air lors de la campagne d'été 65
6. Différence entre l'angle vertical mesuré V et l'angle vertical réel $\widetilde{V}$ du fait de la réfraction verticale 66
7. Evolution approximative du MRA au cours de la journée, en fonction de l'heure solaire 66
8. Corrélation entre température et dérive des angles horizontaux 68
9. Utilisation du double retournement pour la mesure de l'angle vertical *V* du point M 70
10. Justesse, fidélité et précision lorsque les erreurs aléatoires suivent une loi normale 71
11. Lois de probabilité correspondant à une mesure isolée et à la moyenne *m* de *n* mesures successives réalisées dans des conditions identiques 71
12. Loi de Student-Fisher à *n*-1 degrés de libertés 72
13. Loi du χ^2 à *n*-1 degrés de libertés, avec une probabilité équirépartie 73
14. Estimations successives de la valeur vraie d'une grandeur et incertitudes correspondantes 76

Annexe 8

1. Evolution des caractéristiques mécaniques apparentes en fonction de l'angle θ entre l'axe de l'éprouvette et les plans de foliation 78
2. Angle θ entre l'axe de l'éprouvette et les plans de foliation 78
3. Contrainte axiale à la rupture en fonction de l'angle entre l'axe de l'éprouvette et les plans de foliation 79

LISTE DES TABLEAUX

Annexe 1

1. Différentes catégories de mouvements de terrain d'après le classification de Skempton & Hutchinson 2
2. Classification de Yamada, Watari et Kobashi 3
3. Correspondance de termes proposée par Nemcok *et al.* (1972) 3
4. Classification de Varnes (1978) 6
5. « Classification » de Crozier 6
6. Classification de Millies-Lacroix 7
7. Classification de Sassa 9
8. Classification de Antoine & Giraud (1995) 13
9. Les principales classifications de mouvements de versant décrites dans la littérature 14-16
10. Application de la classification synthétique aux sites-laboratoires potentiels 17

Annexe 2

1. Caractéristiques des calculs thermomécaniques présentés dans le Chapitre 3 27

Annexe 3

1. Effet de variations journalières et annuelles de la température de surface 36

Annexe 8

1. Résultats des essais de compression simple réalisés sur les gneiss des Gorges de Valabres 77

RESUME

Les causes des mouvements de versant peuvent être classées en facteurs de prédisposition, préparatoires et déclencheurs, en fonction de l'échelle de temps à laquelle se développe leur action : alors que les facteurs déclencheurs constituent les causes les plus immédiates, et donc aussi les plus évidentes, de l'occurrence des instabilités, le rôle des facteurs préparatoires n'en est pas moins important. Dans ce mémoire, nous nous intéressons conjointement :

- à un versant potentiellement instable : le versant des Rochers de Valabres (Alpes-Maritimes), sur lequel la survenue des éboulements est mal comprise et qui a été équipé pour constituer un site-laboratoire,
- à un facteur préparatoire potentiel : les variations journalières de température de surface, dont les conséquences mécaniques sont souvent évoquées mais n'ont pratiquement jamais fait l'objet d'études quantitatives pour l'instant.

Les premières investigations menées sur les Rochers de Valabres, consistant en une caractérisation géométrique et mécanique du versant ainsi qu'en une modélisation numérique à l'équilibre-limite de celui-ci, montrent qu'il est prédisposé à l'instabilité par la configuration de son réseau de fractures. Cette dernière ne suffit cependant pas à expliquer entièrement la survenue des éboulements, tels que celui qui a affecté le versant en mai 2000.

Des calculs en contraintes-déformations apportent un élément d'explication supplémentaire de ces évènements en quantifiant l'impact des fluctuations journalières de la température de surface du massif rocheux sur sa stabilité. Bien que les variations significatives de température soient limitées au voisinage de la surface, leurs effets mécaniques peuvent induire des mouvements sur des fractures situées en profondeur. Dès lors, si la configuration géométrique est favorable, ces mouvements, insignifiants à l'échelle journalière, peuvent se cumuler de jour en jour jusqu'à provoquer le détachement d'un bloc du versant, constituant ainsi un facteur préparatoire des éboulements.

En outre, un dispositif d'auscultation tachéométrique a été mis en place sur le versant afin de tester sa capacité à capter les mouvements induits par les variations journalières de températures. Les résultats de deux campagnes de mesure d'une journée permettent de mettre en évidence les difficultés liées à l'incapacité de corriger totalement les erreurs affectant les mesures. Plusieurs améliorations du dispositif d'auscultation actuel sont donc proposées.

Le versant est également équipé d'un dispositif d'auscultation microsismique dont les premiers résultats sont présentés dans ce mémoire.

Mots-clés : Mouvement de versant, Eboulement, Thermomécanique, Auscultation, Modélisation numérique

ABSTRACT

The present dissertation describes a rockfall that has affected the *Rochers de Valabres* slope (France's Southern Alps region) and discusses one possible mechanism for the occurrence of this rockfall, along with the potential for future ones.

In the absence of an obvious explanatory trigger factor, we set out to examine whether natural daily surface temperature changes could have played a role in this event. In particular, it is suspected that these slight, yet repeated, perturbations may be a preparatory factor for rockfalls, with a day-to-day cumulative effect. A numerical model strengthens this hypothesis by showing that thermally-induced deformations can be sufficient to cause the gradual downward creep of a rock block located in an awkward position.

To investigate this notion more thoroughly, a currently-vulnerable part of the *Rochers de Valabres* slope has been instrumented with a high-precision geodetic monitoring system (total station). It is believed that this device is able to capture thermally-induced movements if specific precautions are taken. The instrumented rock volume is used as a test site in the aim of better understanding the consequences of surface temperature changes on slope stability. Measured data (with a precision level never before achieved on rock-slopes) are compared herein with numerical modelling results.

The initial conclusions of the long-term study we are conducting indicate that surface temperature changes play an important, while not easily-quantifiable, role in preparing rockfalls.

Keywords: Thermomechanics; Slope stability; Rockfalls; Geodetic monitoring; Numerical modelling

LAEGO-INERIS-INPL
Ecole des Mines de Nancy
Parc de Saurupt
54042 Nancy cédex

136037062 2

04 INPL 119N

INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE

Laboratoire Environnement, Géomécanique & Ouvrages (LAEGO)
Ecole Nationale Supérieure des Mines de Nancy

Ecole doctorale « Ressources, Procédés, Produits, Environnement »

(TT) 2004 GUNZBURGER, Y. 2

THESE

Présentée par

Yann GUNZBURGER

En vue de l'obtention du titre de

DOCTEUR DE L'I.N.P.L.

en Génie Civil – Hydrosystèmes – Géotechnique

Rôle de la thermique dans la prédisposition, la préparation et le déclenchement des mouvements de versants complexes

Exemple des Rochers de Valabres (Alpes-Maritimes)

– VOLUME DES ANNEXES –

Service Commun de la Documentation
INPL
Nancy-Brabois

Soutenue publiquement le 17 décembre 2004

Devant le jury composé de :

M. Denis JONGMANS (Rapporteur)
M. Claudio SCAVIA (Rapporteur)
M. Mehdi GHOREYCHI (Examinateur)
M. Christophe BONNARD (Examinateur)
M. Jean-Louis DURVILLE (Invité)
M. Jack-Pierre PIGUET (Directeur de Thèse)
Mme Véronique MERRIEN-SOUKATCHOFF (Co-directrice de Thèse)

TABLE DES MATIERES – VOLUME DES ANNEXES

ANNEXE 1 : LES CLASSIFICATIONS DE MOUVEMENTS DE VERSANT

1- Description des principales classifications 1
1.1- Classification de Moret - 1945 1
1.2- Classification de Koide - 1955 2
1.3- Classification de Skempton et Hutchinson - 1969 2
1.4- Classification de Yamada, Watari et Kobashi - 1971 3
1.5- Classification de Nemcok, Pasek et Rybar - 1972 3
1.6- Classification de Karson et Kirkby - 1972 3
1.7- Classification de Crozier - 1973 4
1.8- Classification de Hoek et Bray - 1974 5
1.9- Classification de Colas et Pilot - 1976 5
1.10- Classification de Varnes - 1978 6
1.11- Classification de Crozier - 1979 6
1.12- Classification de Millies-Lacroix - 1981 7
1.13- Classification de Sassa - 1985 7
1.14- Classification de Hutchinson - 1988 9
1.14.1- « Rebound » 10
1.14.2- « Sagging » 10
1.15- Classification de Flageollet - 1989 11
1.16- Classification de Meunier - 1991 11
1.17- Classification de Antoine et Giraud - 1995 12

2- tableau comparatif des principales classifications 13

3- Exemple d'Application de la classification synthétique 17

ANNEXE 2 : MODALITES DE REALISATION DES MODELISATIONS MECANIQUES ET THERMOMECANIQUES AVEC LE CODE DE CALCUL *UDEC* 19

1- Calculs mécaniques 19
1.1- Généralités 19
1.2- Calculs mécaniques (« pseudo-dynamiques ») en régime permanent 20
1.3- Calculs en régime transitoire 22
1.3.1- Accommodation par une succession d'états d'équilibre (« calculs pseudo-dynamiques transitoires ») 22
1.3.2- Accommodation sans états d'équilibre intermédiaires (« calculs dynamiques ») 24

2- Calculs thermomécaniques 24
2.1- Généralités 24
2.2- Déroulement d'une passe de calcul, enchaînement des sous-calculs thermiques (T) et mécaniques (M) 25
2.3- Conditions pratiques de réalisation des calculs thermomécaniques 27
2.3.1- Actualisation automatique des températures de surface (routine FISH) 27
2.3.2- Précautions supplémentaires à prendre pour assurer le bon déroulement des calculs, vérifications 28

ANNEXE 3 : CALCUL ANALYTIQUE DES EFFETS THERMOMECANIQUES DANS LE CAS D'UN MILIEU SEMI-INFINI 31

1- Déplacements induits par une modification du champ de températures 31

2- Cas particulier du milieu continu semi-infini 32
2.1- Considérations générales 32
2.2- Cas d'une variation de température sinusoïdale (solution en régime périodique) 34
2.2.1- Raisonnement en température 34
2.2.2- Raisonnement en flux de chaleur 35
2.2.3- Raisonnement mixte (échange convectif avec le milieu extérieur) 35
2.3- Cas d'une superposition de deux sollicitations sinusoïdales de périodes très différentes, examen des déplacements de surface induits en régime périodique 36
2.4- Cas d'une variation de température en créneaux périodiques (solution en régime périodique) 38
2.5- Cas d'un saut de la température ou du flux de chaleur en surface (solution en régime transitoire) 39
2.5.1- Cas d'un saut de température 39
2.5.2- Cas d'un saut de flux de chaleur 40

ANNEXE 4 : CALCULS ANALYTIQUES DES EFFETS THERMOMECANIQUES DANS LE CAS D'UNE PLAQUE D'EPAISSEUR CONSTANTE 43

ANNEXE 5 : CONDITIONS AUX LIMITES THERMIQUES EN SURFACE ET EN PROFONDEUR 45

1- Multiplicité des conditions aux limites thermique en surface 45
1.1- Condition en température imposée 45
1.2- Conditions issues du bilan d'énergie thermique de la surface 45
1.2.1- Le bilan radiatif de la Terre : un bilan moyen équilibré 46
1.2.2- Nécessité d'utiliser un bilan instantané non équilibré 47
1.3- Conclusion sur les conditions aux limites thermiques en surface 49

2- La condition aux limites thermique en profondeur 49

ANNEXE 6 : CALCULS ANALYTIQUES DE L'ETAT DE CONTRAINTES REGNANT DANS UN VERSANT ELASTIQUE INFINI 53

1- Tenseurs des contraintes et des déformations 53

2- Orientation des contraintes principales 54

3- Calculs analytiques dans d'autres cas 58

ANNEXE 7 : ERREURS AFFECTANT LES MESURES TACHEOMETRIQUES DE PRECISION 61

1- Généralités concernant l'analyse des erreurs de mesures 61

2- Identification et correction des erreurs systématiques 62
2.1- Les deux types d'erreurs externes 62
2.1.1- Erreurs atmosphériques affectant les mesures de distance 62
2.1.2- Erreurs atmosphériques affectant les mesures angulaires 65
2.1.3- Erreurs systématiques liées à la dérive des angles horizontaux 67
2.1.4- Correction des erreurs systématiques externes au moyen de prismes de référence 68
2.2- Les erreurs internes 69

3- Evaluation et contrôle des erreurs aléatoires 70
3.1- Modèle probabiliste des erreurs aléatoires 70
3.2- Estimation de la valeur vraie X_0 et incertitude sur cette estimation liée aux erreurs aléatoires 71
3.3- Estimation de l'écart-type σ 73

4- Mise en œuvre pratique de l'analyse des erreurs lors des mesures tachéométriques 73
4.1- Calcul des incertitudes liées aux erreurs aléatoires 73
4.2- Incertitudes sur la correction des erreurs systématiques 74
4.3- Comparaison d'estimations successives d'une même grandeur 75

ANNEXE 8 : ESSAIS DE COMPRESSION SIMPLE REALISES SUR DES EPROUVETTES DE GNEISS DES GORGES DE VALABRES 77

LISTE DES FIGURES ET DES TABLEAUX DU VOLUME DES ANNEXES 81

ANNEXE 1 : LES CLASSIFICATIONS DE MOUVEMENTS DE VERSANT

Nous présentons dans cette annexe quelques-unes des très nombreuses classifications de mouvements de versant décrites dans la littérature et dont un panorama pourra être trouvé dans le Tableau A1-9. Le Tableau A1-10 présente un exemple d'application aux différents sites qui ont été envisagés comme sites-laboratoires pour notre étude (cf. Chapitre 2) de la classification synthétique élaborée au Chapitre 1.

1- DESCRIPTION DES PRINCIPALES CLASSIFICATIONS

1.1- Classification de Moret - 1945

Plus qu'à une classification, le travail de Moret (1945) s'apparente à une énumération ordonnée d'un certain nombre de cas préhistoriques, historiques ou actuels de mouvements de versants des Alpes. Cette énumération est agrémentée de photographies, de croquis et de nombreux détails. Les cas sont regroupés en 9 classes, dont les limites ne sont pas toujours très nettes : « *écroulements* », « *glissements de terrain* », « *débâcles torrentielles* », « *débâcles glaciaires* », « *débâcles dues à la rupture de poches souterraines* », « *débâcles de lacs de barrages* », « *écroulements dus à des séismes* », « *glissements de terrains d'origine complexe* » et « *glissements par fauchage des couches* ».

Les deux premières classes sont, semble-t-il, les plus importantes :

- Les « écroulements » (Figure A1-1) affectent les terrains rocheux intacts : « *une masse rocheuse* [...] *se détache brusquement du socle en place auquel elle appartenait* ».
- Le terme « *glissements de terrains* » (Figure A1-2) désigne les « *mouvements du sol qui sont dus à la présence de formations argileuses ou marneuses plastiques* ». Ils peuvent donc concerner « *la roche en place altérée sur place et travaillée par les eaux météoriques* » tout comme les « *terrains* de transport qui forment, sur la roche en place, en certaines régions, une couverture meuble extrêmement puissante ». Dans ce cas, « *des crevasses prennent naissance et le terrain se fronce en donnant de grandes ondes solides* ».

La distinction entre ces deux classes est difficile à saisir aujourd'hui, mais il semble que le critère essentiel soit la déformabilité des matériaux : les « *écroulements* » affectent des matériaux peu déformables alors que les « *glissements de terrains* » concernent les matériaux très déformables.

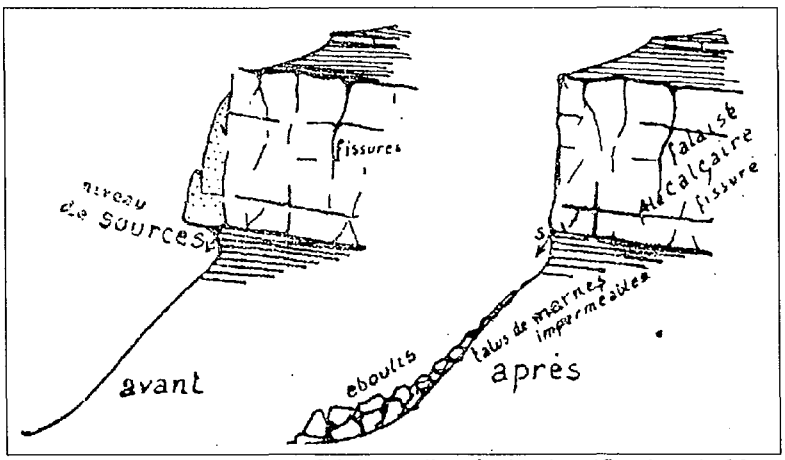


Figure A1-1 : « *Ecroulement d'une falaise* » d'après la classification de Moret (1945).

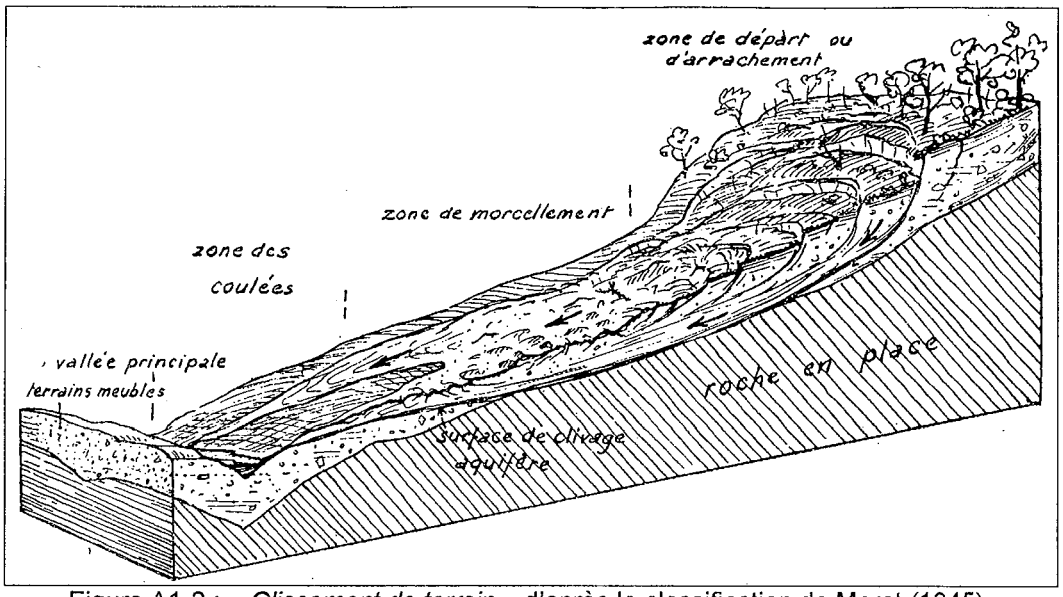


Figure A1-2 : « *Glissement de terrain* » d'après la classification de Moret (1945).

1.2- Classification de Koide - 1955

Cette classification explique très bien la distribution des mouvements de versant au Japon (Sassa, 1985), mais elle est méconnue dans le reste du monde. Elle distingue 3 classes :
- « *Failure* » (Ruptures brutales),
- « *Primary slides* » (Mouvements répétés du substratum rocheux fracturé),
- « *Secondary slides* » (Mouvements visqueux des sols riches en argile).

1.3- Classification de Skempton et Hutchinson - 1969

Cette classification géotechnique a pour critères les facteurs pouvant influencer la résistance au cisaillement (cohésion et angle de frottement interne) d'une surface de glissement potentielle préexistante (Tableau A1-1). De ce fait, cette classification ne s'applique qu'aux instabilités impliquant le cisaillement d'une telle surface.

			Pression de pore au niveau de la surface de glissement potentielle		
			Conditions non drainées (court terme)	Conditions intermédiaires	Conditions drainées (long terme)
Surface de glissement potentielle	Pas de surface de glissement potentielle préexistante		1.A	1.B	1.C
	Une surface de glissement potentielle préexistante	Réactivation d'une ancienne surface de glissement	2.1.A	2.1.B	2.1.C
		Glissement selon une surface non liée à un glissement (tectonique etc.)	2.2.A	2.2.B	2.2.C

Tableau A1-1: Différentes catégories de mouvements de terrain d'après le classification de Skempton & Hutchinson. D'après Hutchinson (1988).

1.4- Classification de Yamada, Watari et Kobashi - 1971

C'est une classification simple très utilisée au Japon. Elle ne distingue que deux classes (Tableau A1-2).

	« *Jisuberi* » (Glissement)	« *Yamakuzure* » (Rupture de versant)
Mouvements	Lents, successifs et répétitifs	Soudains, rapides, uniques
Pentes	Pentes relativement faibles (5-20°)	Pentes relativement fortes (>20°)
Masse mobile	Peu perturbée, conservant sa forme initiale	Assez perturbée
Surface de glissement	Préférentiellement selon un niveau argileux	Dans n'importe quel matériau

Tableau A1-2 : Classification de Yamada, Watari et Kobashi. D'après Sassa (1985).

1.5- Classification de Nemcok, Pasek et Rybar - 1972

Cette classification est illustrée par de très nombreux croquis représentant, entre autres, des mouvements de versant décrits en Tchécoslovaquie et affectant des sols, des roches tendres et des roches dures. Les auteurs distinguent 4 familles (qui sont subdivisées en plusieurs sous-familles selon des caractéristiques locales telles que le morphologie, la géologie, le climat, etc.) :

- Le « *glissement* » : mouvement d'une masse cohérente le long d'une ou de plusieurs surfaces de rupture bien définies,
- L'« *écoulement* » : mouvement analogue à celui d'un liquide,
- L'« *écroulement* » : mouvement brutal au cours duquel la masse mobile perd sa cohérence et momentanément son contact avec le substratum,
- Le « *fluage* » : mouvement à long terme (échelle géologique) s'effectuant à vitesse constante sans surface de glissement bien identifiée. En cas d'accélération, on peut passer à l'une des 3 autres familles.

Les auteurs proposent des équivalences entre les termes utilisés dans 3 langues (Tableau A1-3).

Anglais	Français	Allemand
Creep	Fluage	*Kriechen*
Sliding	Glissement	*Gleiten*
Flow	Ecoulement	*Fließen*
Fall	Ecroulement	*Fallen*

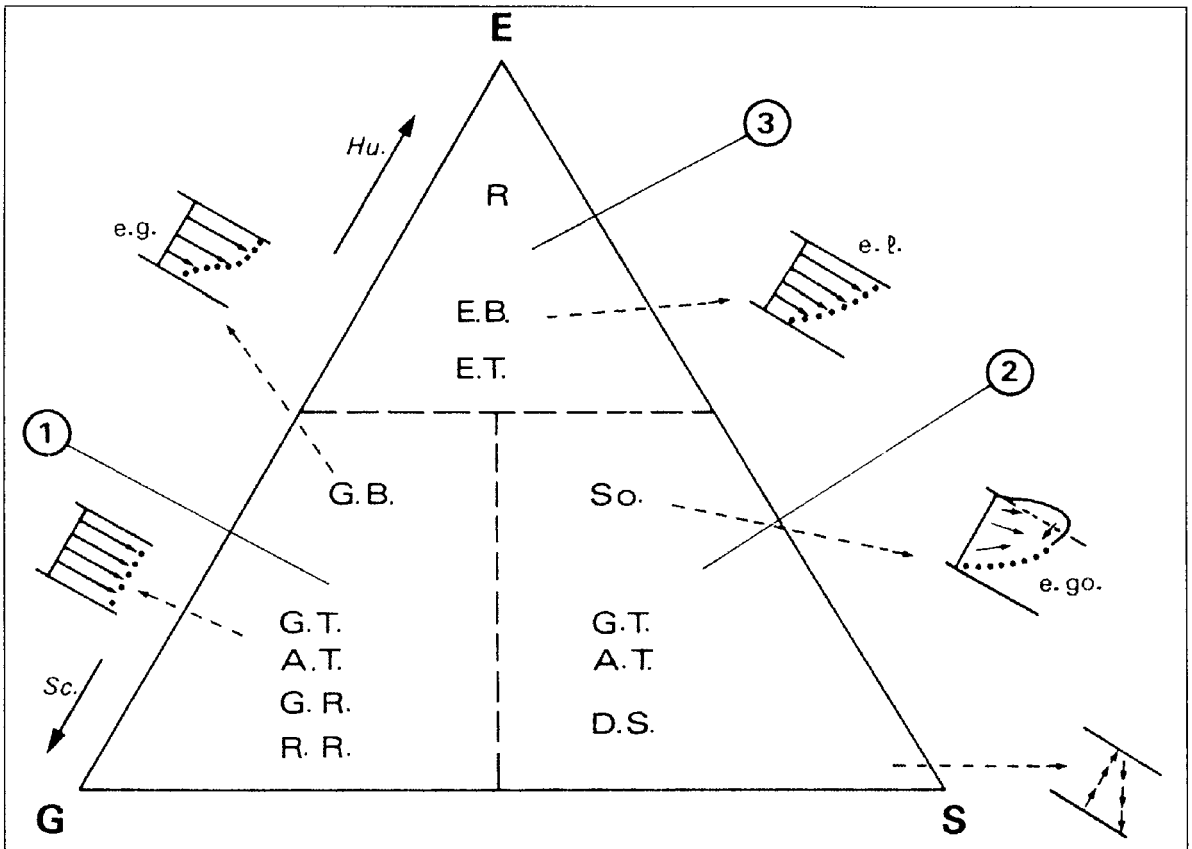
Tableau A1-3: Correspondance de termes proposée par Nemcok *et al.* (1972).

1.6- Classification de Karson et Kirkby - 1972

Cette classification peut être illustrée au moyen d'un diagramme triangulaire. Les 3 pôles « *écoulement* », « *glissement* » et « *soulèvement* » se distinguent selon 2 critères :

- Le profil de vitesses en coupe : les vitesses sont uniformes, parallèles à la topographie et présentent une discontinuité cinématique très marquée dans le cas des « *glissements* », elles diminuent progressivement vers la profondeur dans le cas des « *écoulements* », les vitesses sont moins pentées que la topographie dans le cas des « *soulèvements* ».
- La teneur en eau des matériaux : les « *écoulements* » concernent les matériaux à forte teneur en eau, alors que les « *glissements* » concernent les matériaux à faible teneur en eau.

Par leur position dans le diagramme triangulaire, 12 familles différentes peuvent être définies, comme indiqué sur la Figure A1-3.



Type de processus : E : écoulement ; **G** : glissement ; **S** : soulèvement. **hu** : humide. **Sc** : sec. **1 : mouvements de masse rapides. GB** : glissement boueux. **GT** : glissement de terre. **AT** : affaissement de terre. **GR** : glissement rocheux. **RR** : rupture de roche. **2 : mouvements de masse lents. GT** : glissement de terrain. **AT** : affaissement de terre. **DS** : déplacement du sol. **So** : solifluxion. **3 : transports par l'eau. R** : transports par rivière. **EB** : écoulement boueux. **ET** : écoulement de terre. **Vecteurs du déplacement** dans le profil. **e.g.** : écoulement-glissement. **e.l.** : écoulement liquide **e.go.** : écoulement avec gonflement.

Figure A1-3 : Classification de Karson & Kirkby. D'après Flageollet (1989).

1.7- Classification de Crozier - 1973

Il ne s'agit pas d'une véritable classification, mais plutôt de la définition de grandeurs destinées à décrire quantitativement la forme des loupes de glissement. Ces grandeurs sont qualifiés par Crozier d'« *indices morphométriques* ». Ils sont au nombre de 6 comme indiqué sur la Figure A1-4.

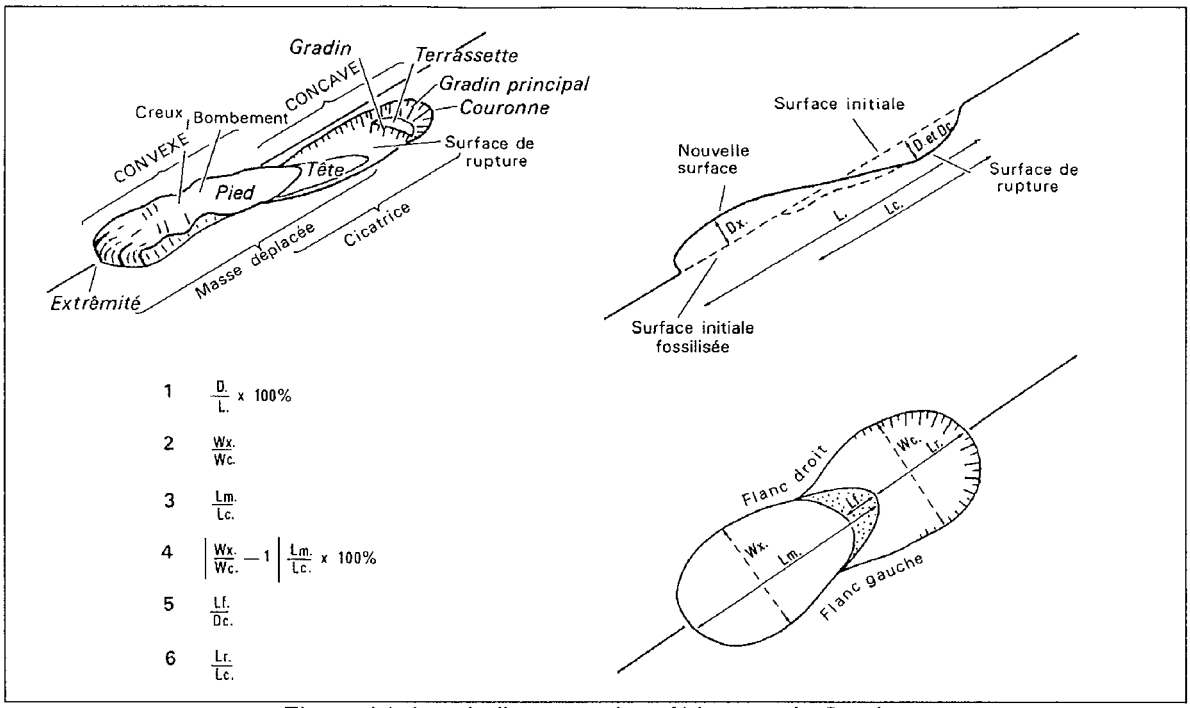


Figure A1-4 : « *Indices morphométriques* » de Crozier.
(1 : Indice de profondeur, 2 : Indice de dilatation, 3 : Indice de ténuité, 4 : Indice d'écoulement plastique, 5 : Indice d'écoulement visqueux, 6 : Indice de déplacement). D'après Flageollet (1989).

1.8- Classification de Hoek et Bray - 1974

C'est une classification très simple en 4 familles à partir de la forme des surfaces de discontinuité cinématique (Figure A1-5). Elle s'applique presque exclusivement aux massifs rocheux.

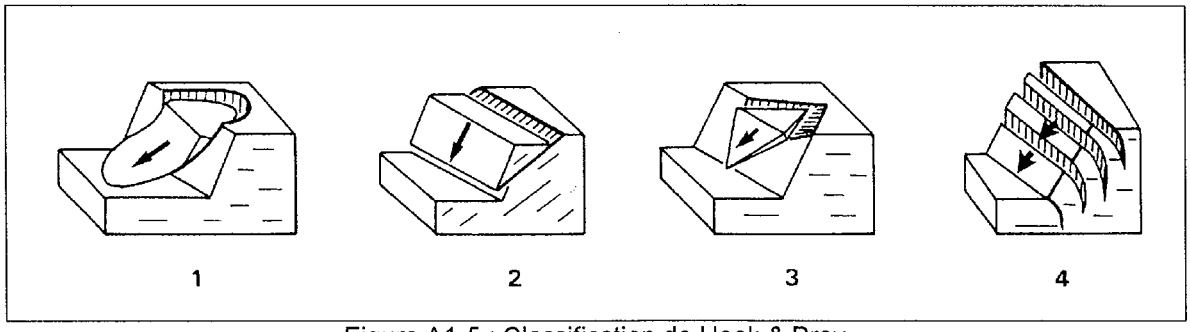


Figure A1-5 : Classification de Hoek & Bray.
(1 : « *Circular failure* », 2 : « *Plane failure* », 3 : « *Wedge failure* », 4 : « *Toppling* »). D'après Flageollet (1989).

1.9- Classification de Colas et Pilot - 1976

Il s'agit d'une ébauche (peu claire) de classification destinée à fournir un langage commun aux laboratoires de l'Equipement (Colas & Pilot, 1976). Elle reprend les familles proposées par le Comité International de Géologie de l'Ingénieur :

- « *Ecroulement* » : chute soudaine d'une masse rocheuse importante,
- « *Glissement* » : mouvement affectant des matériaux meubles,
- « *Fluage* » : mouvement lent sans modification des efforts appliqués, avec des déplacements continus et sans surface de rupture,
- « Coulées »

1.10- Classification de Varnes - 1978

C'est une classification à double entrée : le « *type de mouvement* » et le « *type de matériau* » (Tableau A1-4). Elle permet de définir 18 familles. Chacune d'elles est identifiée par un nom composé. Il faut préciser que la notion de « *type de mouvement* » est un critère relativement vague. On peut supposer qu'elle s'appuie essentiellement sur le champ de déplacements (mouvement vertical vers le bas dans le cas des « *falls* », mouvement de rotation dans le cas des « *topples* » etc.) ainsi que sur l'existence ou l'absence d'une surface de discontinuité cinématique (discontinuité cinématique majeure dans le cas des « *falls* », des « *topples* », des « *slides* » et des « *lateral spreads* », mais pas de discontinuités dans le cas des « *flows* »).

Type of movement		Type of material		
		Bed rock	Engineering soil	
			Coarse	Fine
I. Falls		Rock fall	Debris fall	Earth fall
II. Topples		Rock topple	Debris topple	Earth topple
III. Slides	Rotational	Rock slump	Debris slump	Earth slump
	Translational	Rock (block) slide	Debris (block) slide	Earth (block) slide
IV. Lateral spreads		Rock lateral spread	Debris spread	Earth lateral spread
V. Flows		Rock flow, (Deep creep)	Debris flow (Soil creep)	Earth flow (Soil creep)
VI. Complex		Combination of 2 or more principal types of movement		

Tableau A1-4: Classification de Varnes (1978).

1.11- Classification de Crozier - 1979

Cette fois encore, Crozier ne fournit pas de véritable classification. Il apporte des éléments supplémentaires à la classification de Varnes (§1.10) en indiquant, pour un certain nombre de ses familles, les gammes de vitesse correspondantes (Tableau A1-5).

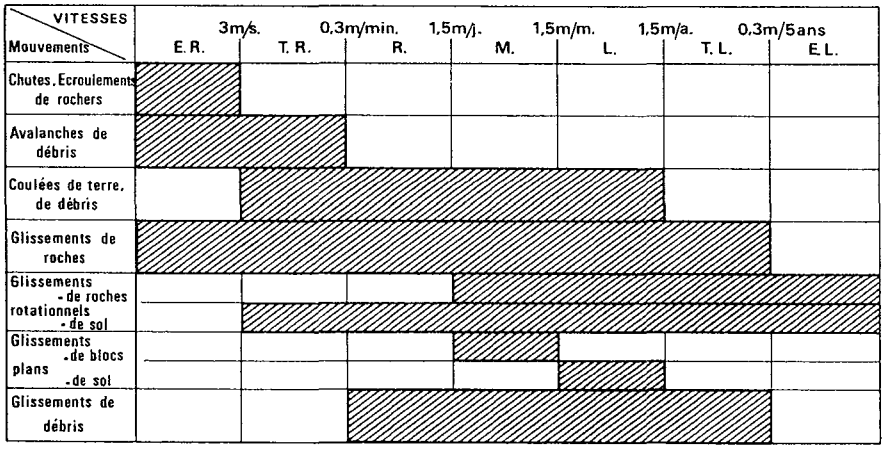


Tableau A1-5: « Classification » de Crozier.
(ER : extrêmement rapide, TR : très rapide, R : rapide, M : moyennement rapide/lent, L : lent, TL : très lent, EL : extrêmement lent). D'après Flageollet (1989).

1.12- Classification de Millies-Lacroix - 1981

Il s'agit d'une classification élémentaire en 4 familles (Tableau A1-6). La cinématique des mouvements est donnée par la représentation du déplacement en fonction du temps. Mis à part dans le cas du « *fluage* », 4 phases peuvent être observées (Lebourg, 2000) :

- Une « *phase de préparation* » où les déplacements sont lents et n'entraînent pas de désordres importants,
- Une « *phase de paroxysme* » où se manifeste une crise morpho-dynamique,
- Une « *phase d'amortissement* » où les vitesses diminuent progressivement,
- Une « *phase de stabilisation* » marquée par un retour à l'équilibre.

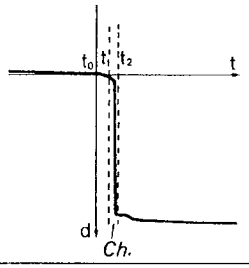
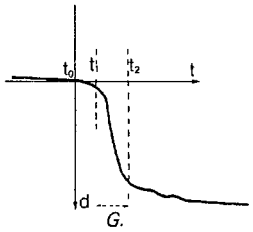
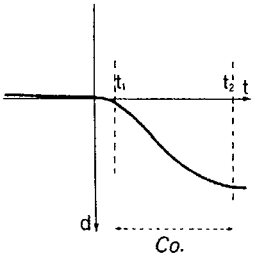
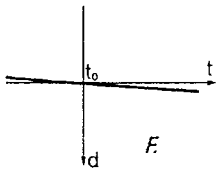
Type de discontinuité	Surface de séparation	Surface visible après le mouvement	Nature du matériau	Courbes de déplacement en fonction du temps	Dynamique
Rupture franche et irrégulière	Rupture, cassure, décrochement	Totalement à partiellement visible	Roche (consolidée)		« *Chute* »
Cisaillement avec surface plus ou moins lisse	Surface de glissement plane, circulaire ou courbe	Partiellement visible en amont	Sol (peu remanié) ou roche		« *Glissement* »
Surface ou zone irrégulière et rugueuse avec friction et arrachement du substratum	Surface de frottement ou de charriage	En partie à totalement cachée	Sol (remanié) ou sol + roche		« *Coulée* »
Zone de friction	Déformation ou rupture progressive	Totalement cachée	Sol		« *Fluage lent* »

Tableau A1-6 : Classification de Millies-Lacroix. D'après Millies-Lacroix (1981), Flageollet (1989) et Lebourg (2000).

1.13- Classification de Sassa - 1985

Cette classification est issue de la synthèse des classifications de Koide (§1.2), Yamada *et al.* (§1.4) et Varnes (§1.10). Selon les écrits de l'auteur (Sassa, 1985), elle consiste essentiellement en une modification de la classification de Varnes pour y adjoindre les 2 classifications japonaises précitées. Au final, deux critères sont retenus : la granulométrie des matériaux cisaillés et le type de cisaillement qu'ils subissent. L'augmentation du niveau piézométrique est considérée comme le facteur déclenchant des mouvements.

L'état de contrainte effective au point A (Figure A1-6), sur une surface de glissement potentielle à la profondeur z est donné par :

$$\sigma' = [\gamma_1.(z-z_w)+(\gamma_2-\gamma_w).z_w].\cos^2\theta$$
$$\tau = [\gamma_1.(z-z_w)+\gamma_2.z_w].\cos\theta.\sin\theta$$

où γ_1 et γ_2 représentent respectivement le poids volumique du sol sec et du sol saturé. Le point A correspondant dans le diagramme (σ' ; τ) se trouve sur le segment délimité par les deux points :

$$A_0\ (\sigma' = \gamma_1.z.\cos^2\theta\ ;\ \tau = \gamma_1.z.\cos\theta.\sin\theta)$$
$$A_s\ (\sigma' = (\gamma_2-\gamma_w).z.\cos^2\theta\ ;\ \tau = \gamma_2.z.\cos\theta.\sin\theta)$$

Ces points correspondent respectivement au cas où le niveau piézométrique se trouve sous la surface de glissement potentielle et au cas où il se confond avec la surface topographique. Lorsque le niveau piézométrique varie, le point se déplace sur le segment [A_0A_s] (Figure A1-7)

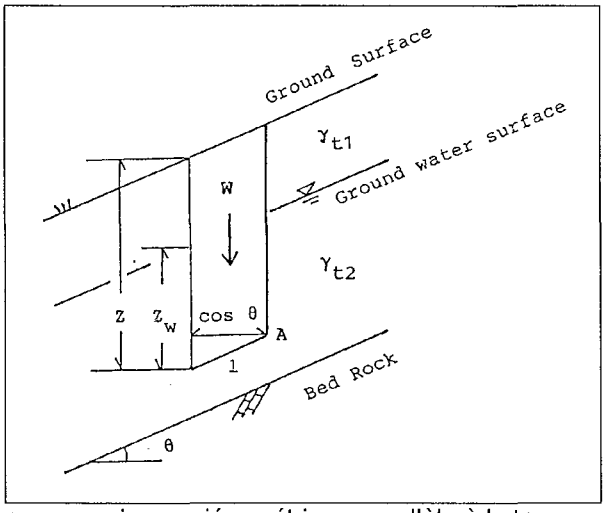


Figure A1-6 : Versant infini avec un niveau piézométrique parallèle à la topographie. D'après Sassa (1985).

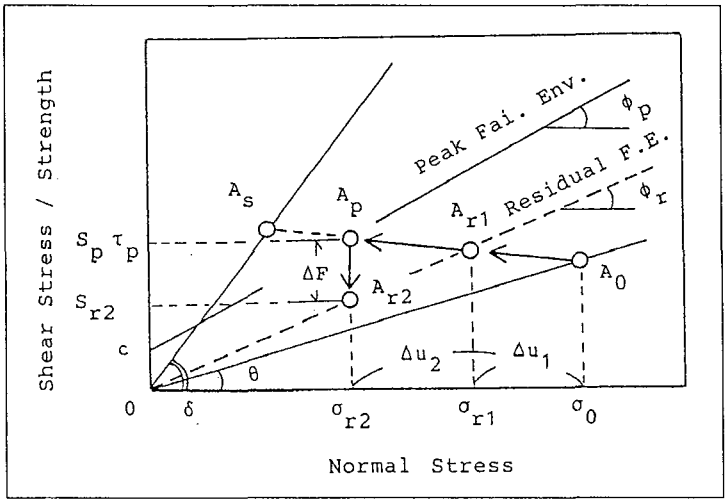


Figure A1-7 : Diagramme (σ' ; τ). D'après Sassa (1985).

Les 4 types de mouvements sont (Tableau A1-7) :

- « *Residual slide* » (Glissement résiduel) : les matériaux se trouvent dans des conditions de frottement résiduel. Lorsque le niveau piézométrique croît, le point A se déplace en partant de A_0 et on atteint la rupture en A_{r1}. La contrainte de cisaillement est alors maintenue constante si bien que la différence entre efforts et résistance reste faible. Le mouvement est donc lent. De plus, comme $\Phi_r \leq \Phi_p$, les glissements résiduels se produisent de préférence sur les pentes faibles.
- « *Peak slide* » (Glissement de pic) : les matériaux n'ont encore jamais connu de rupture. Lorsque le niveau piézométrique monte dans le massif, on atteint le pic de contrainte et la rupture se produit en A_p. Cette fois, les efforts sont maintenus à un niveau nettement supérieur à la résistance des matériaux qui chute brutalement au niveau résiduel (A_{r2}). Les mouvements sont donc rapides.
- « *Liquefaction* » : ce phénomène peut se produire lors d'une mise en charge rapide (séisme par exemple)
- « *Creep* » (Fluage) : ce phénomène, sans surface de glissement clairement identifiée, est lié à l'altération des matériaux et à l'augmentation du volume des vides due à l'érosion souterraine (évacuation des fines). Le « *creep* » peut être plus ou moins profond selon la profondeur à laquelle pénètrent les eaux. Contrairement aux glissements de pic et résiduels, le « *creep* » peut intervenir même pour des niveaux piézométriques très faibles.

		Granulométrie			
		Roche		Sol	
		« Bed rock »	« Fractured rock »	« Sandy soil »	« Clayey soil »
		Pas de grains	D > 2cm	2cm > D > 0.075mm	0.075mm > D
Type de cisaillement	« *peak slide* » (mouvement rapide)	I.A	I.B	I.C	I.D
	« *residual slide* » (mouvement lent)	II.A	II.B	II.C	II.D
	« *liquéfaction* » (chargement rapide)	III.A	III.B	III.C	III.D
	« *creep* » (pas de surface de glissement)	IV.A	IV.B	IV.C	IV.D

Tableau A1-7 : Classification de Sassa. D'après Sassa (1985), modifié.

1.14- Classification de Hutchinson - 1988

Il ne s'agit en fait pas seulement d'une classification, mais d'un véritable état de l'art dans lequel les 8 familles de mouvements de versant distinguées sont mises en relation avec leurs caractéristiques géologiques et hydrogéologiques (Hutchinson, 1988). A aucun moment les critères de classification ne sont clairement formulés, mais les nombreuses explications fournies et la riche bibliographie permettent de cerner les frontières (souvent approximatives) entre les 8 familles qui sont :

- « *Rebound* » (Rebond, relaxation),
- « *Creep* » (Fluage, reptation),
- « *Sagging* » (Affaissement des pentes montagneuses),
- « *Slides* » (Glissements),
- « *Debris movements of flow-like form* » (Coulées de débris),
- « *Toppling failure* » (Basculements, fauchages),
- « *Falls* » (Chutes de blocs),
- Mouvements composites

Les 2 catégories les plus developpées sont : « rebound » et « sagging ».

1.14.1- « Rebound »

« *When ground is unloaded, either artificially by excavation or naturally by erosion, the unloaded area responds, initially elastically and subsequently by slow swelling , with upward movements of its base and inward movements of its sides. These displacements lead to fractures and other fabric changes and further strength deterioration trough accelerated weathering.* »

Dans le cas de l'incision naturelle par les cours d'eau, le déchargement (quoique plus lent que dans le cas des excavations anthropiques ou de la fonte d'un glacier) est accompagné par un mouvement de rebond conduisant à la formation d'anticlinaux de vallée et au soulèvement des flancs. Ce phénomène est connu et décrit depuis de plusieurs décennies (Figure A1-8). La fragilisation résultante, surtout dans les vallées récemment sorties des glaces, est sans doute largement sous-estimé.

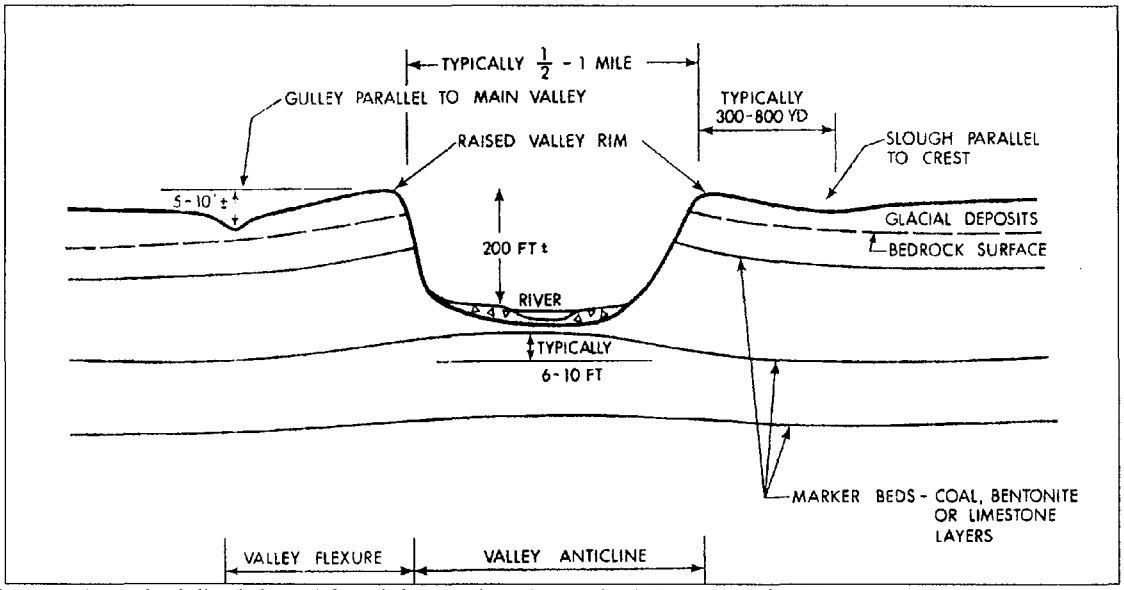


Figure A1-8 : Anticlinal de vallée dû à un rebond post-incision. D'après Matheson & Thomson (1973).

1.14.2- « Sagging »

Hutchinson fait référence à un modèle né de nombreuses descriptions de cas au cours des années 70-80 dans les Alpes autrichiennes, les montagnes japonaises, les Carpates, les Highlands d'Ecosse, les Montagnes Rocheuses. Le phénomène de « *sagging* » se caractérise par des déformations affectant les crêtes et les versants et donnant naissance à des morphostructures caractéristiques telles que des escarpements métriques à décamétriques, des grabens, des crêtes doubles, etc. L'absence d'indices de mouvements récents ainsi que de traces de déformation en pied de versant explique la réticence à considérer que cette morphologie puisse résulter d'un mouvement de versant. Ainsi, le terme « *sagging* » désigne-t-il les déformations profondes des versants qui, dans leur état actuel de développement ne peuvent être qualifiées de glissement de terrain, ce dernier phénomène en étant cependant une évolution possible. (« *Deep-seated deformations of mountain slopes which, in their present state of development, do not justify classification as landslides.* »)

La terminologie développée par Hutchinson pour les phénomènes de « *sagging* » s'appuie essentiellement sur une description de l'orientation des escarpements par rapport à la pente (à regard aval : « *downslope scarps* » ou bien à regard amont : « *up-slope scarps* » ou « *counterscarps* ») et par rapport au mouvement de la masse instable. Il met en relation la présence des différents types d'escarpements et la forme de la surface de glissement potentielle (nécessité de réarrangements internes). Il explique l'absence fréquente de gonflement en pied par une accommodation des déformations au sein du versant. L'évolution dans le temps du « *sagging* » va dans le sens du développement d'une surface de glissement de mieux en mieux identifiée (par coalescence de fractures).

1.15- Classification de Flageollet - 1989

Il s'agit d'une classification à double entrée (Flageollet, 1989). Les deux critères sont : la direction du déplacement et l'amplitude de celui-ci (Figure A1-9). Le second critère est assimilé à la « gravité » du mouvement.

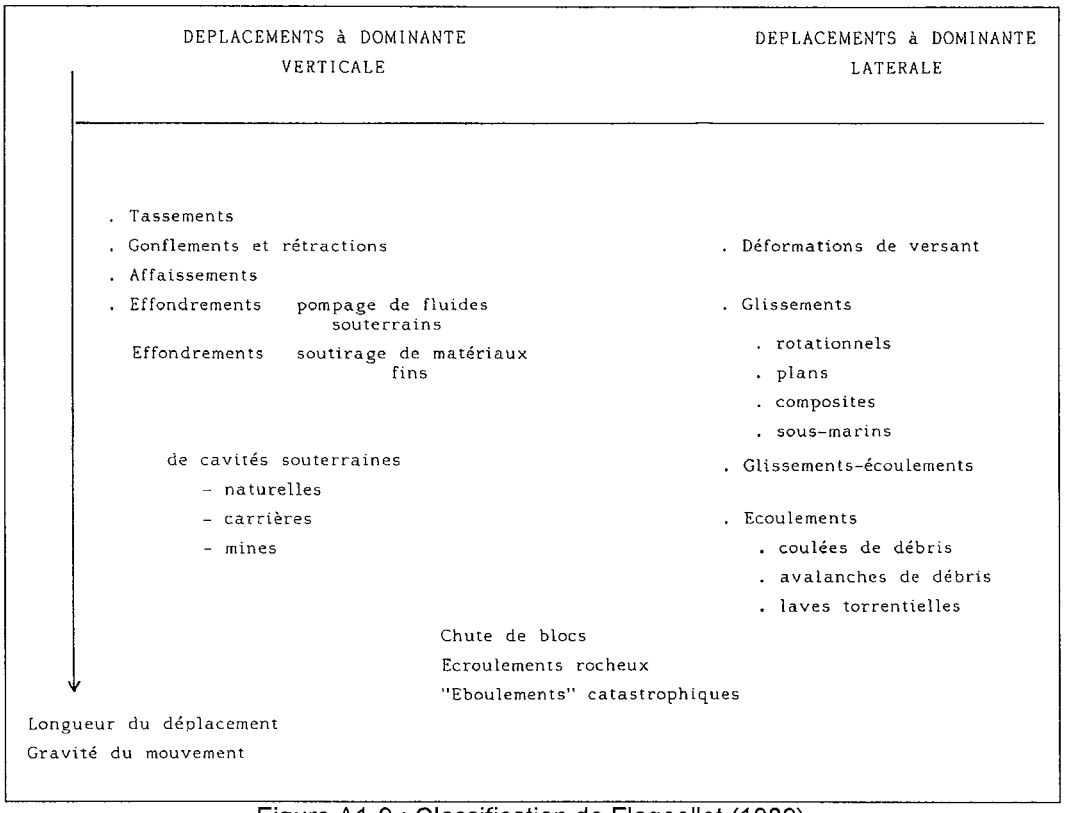


Figure A1-9 : Classification de Flageollet (1989).

1.16- Classification de Meunier - 1991

Malgré une présentation originale (Figure A1-10), il s'agit d'une classification à double entrée dont les deux critères sont la teneur en eau et la nature des matériaux (cohésifs ou granulaires).

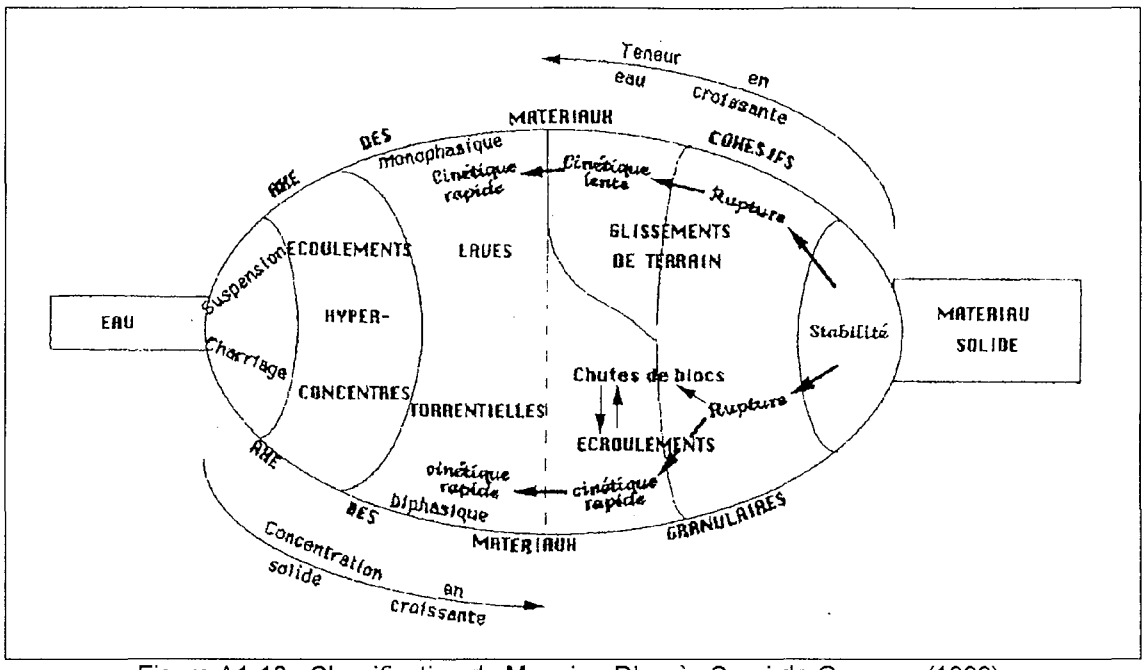


Figure A1-10 : Classification de Meunier. D'après Sorgi-de Gennaro (1999).

1.17- Classification de Antoine et Giraud - 1995

Cette classification à vocation opérationnelle doit, selon les désirs exprimés par les auteurs (Antoine, 1992 ; Antoine & Giraud, 1995), être utilisables par les non spécialistes pour des diagnostics rapides. C'est pourquoi elle s'appuie sur une classification géologique simplifiée qui permet de distinguer 9 types de matériaux (Figure A1-11).

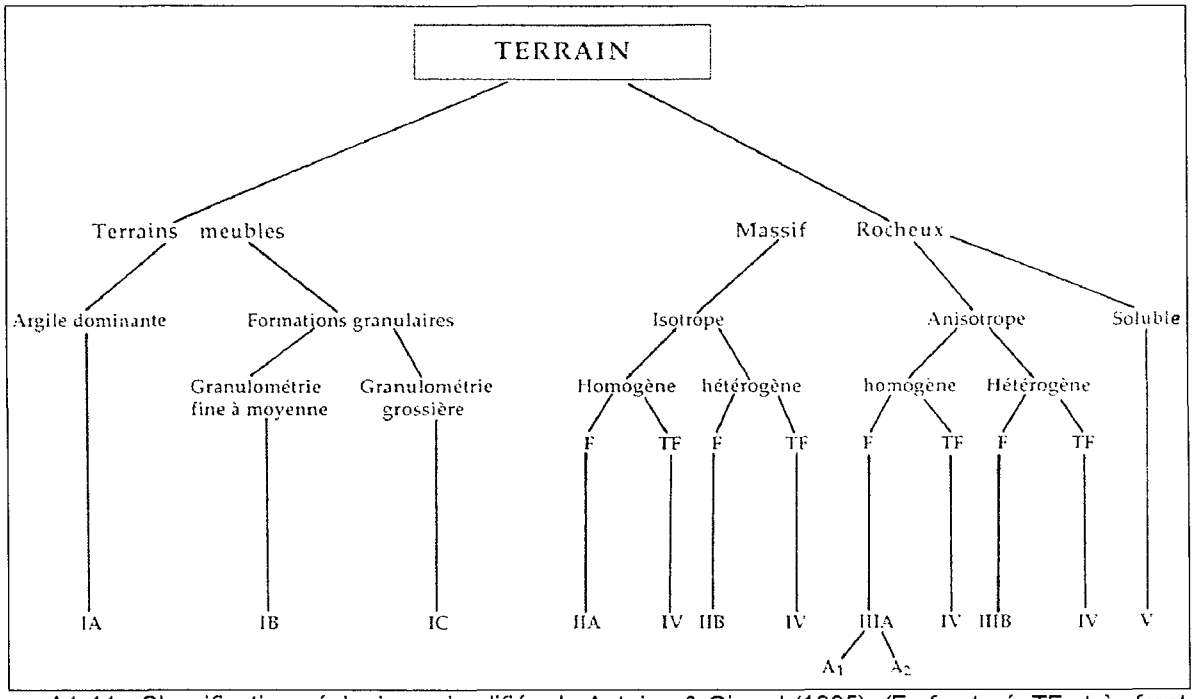


Figure A1-11 : Classification géologique simplifiée de Antoine & Giraud (1995). (F : fracturé, TF : très fracturé)

La classification des mouvements de versant qui en découle (Tableau A1-8) est l'occasion de mettre en évidence une opposition entre les « *mouvements préparatoires* » (fauchage, affaissement/subsidence, mouvements avec tassement et dilatance) et les « *mouvements vrais* » qui peuvent leur succéder. Les premiers sont des « *manifestations* [précoces] *de l'évolution gravitaire des versants ne présentant pas de caractère dangereux à court terme, la rupture du versant n'en étant que l'aboutissement. Les profonds remaniements imposés aux masses rocheuses ouvrent cependant la voie à des mouvements plus spécifiques, mieux individualisés constituant, eux, véritablement un danger potentiel* ».

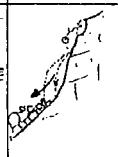
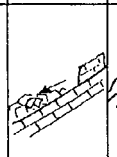
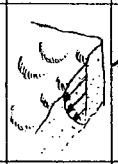
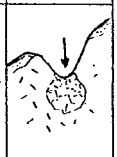
CRITÈRES		Fauchage	Tassement		Chute de blocs écroulements	Glissements		Ecoulements		Subsidence
			massif homogène	massif hétérogène		plan	circulaire	coulées	solifluxion	
										
Nature du terrain		III	III,IV	III B	II III A_2 III B IV	III, I	I A I B IV	I B I A III A_1	I B I A III A_1	V
Sens du Mouvement	↓				+					+
	↙	+	+	+	+	+	+	+	+	
Délimitation	Bonne				+	+	+	+		+
	Mauvaise	+	+	+					+	
Déplacement	Fort				+	+	+	+		Sans objet
	Faible	+	+	+		+	+		+	
Remaniement	Fort				+	+		+		
	Moyen	+	+	+		+	+		+	
	Faible	+	+	+		+	+	Sans objet	+	
Surface de Rupture	Absente	+	+						+	
	Préexistante			+	+	+				
	Engendrée						+			

Tableau A1-8 : Classification de Antoine & Giraud (1995).

Les nouveaux éléments apportés pas la classification d'Antoine et Giraud sont :

- Le lien fort entre les types de mouvement de versant et les formations géologiques qui les supportent (sur la base d'une classification géologique simplifiée),
- La distinction entre « *mouvements préparatoires* » et « *mouvements vrais* »,
- L'introduction du terme français « *tassement avec dilatance* » pour traduire le terme anglais « *sagging* » de Hutchinson (même s'il existe des différences importantes entre les 2 phénomènes : les déformations décrites par Hutchison sont essentiellement continues alors que celle de Antoine et Giraud sont essentiellement discontinues).

2- TABLEAU COMPARATIF DES PRINCIPALES CLASSIFICATIONS

Le Tableau A1-9 occupe les trois pages qui suivent.

Tableau A1-9 (1/3) :Les principales classifications de mouvements de versant décrites dans la littérature. Seuls quelques écrits ont pu être consultés. Ils ne sont donc pas tous reportés dans la liste des références bibliographiques du mémoire.

Auteur(s)	Année	Référence(s)	Nombre de classes	Nombre de critères			Critères de classification			Objectifs	Remarques
				Inst.	Ciném.	Dyn.	Critères instantanées	Critères cinématiques	Critères dynamiques		
COLLIN	1846	*Rech. exp. sur les gliss. spont., Carilian Goeury et Dalmont, Paris*	?	>1	?	?	Profondeur affectée par les mouvements	?	?	?	-
BALTZER	1880	*Neues Jahrbuch für Mineralogie, 2*	?	2	0	0	Taille du phénomène, Consistance des matériaux (?)	-	-	?	-
HEIM	1882	*Über Bergstürze, Natur. Gesell., Zürich, 83*	6	>1	>2	>1	Nature des matériaux	Mode de déplacement, Vitesse de déplacement	Vecteur du déplacement	?	Première classification prenant en compte le déplacement
HOWE	1909	*US Geol. Survey, Prof. paper 67, Washington*	4	1	0	0	Nature des matériaux (détritique/consolidé/mixte)	-	-	?	Classification basée sur des études de cas dans le Colorado
STINI	1910	*Die Muren, Innsbrück*	?	>1	0	0	Nature des matériaux	-	-	?	-
ALMAGIA	1910	*Mem. Soc. Geogr. Ital., Vol. 2*	6	1	1	1	Moprhologie de la masse mobile	Périodicité des mouvements	Causes des mouvements	?	Classification basée sur l'étude des "frane" en Italie
PENCK	1924	*Morphological analysis of landforms, Mc Millan Co., Londres (traduct. 1953)*	?	1	0	0	Pente	-	-	?	-
TERZAGHI	1925	*Erbaumechanik, Franz Deuticke, Leipzig*	16	>2	?	?	Nature des matériaux (cohésifs/granulaires), Teneur en eau	?	?	?	Première application de la mécanique des sols à la classification
LADD	1935	*Amer. Railway Eng. Assoc. Bull., 37*	5	2	0	0	Nature des matériaux, Structure du terrain	-	-	?	Classification basée sur une expérience de maintenance et de tracé des voies ferrées
SHARPE	1938	*Landslides and related phenomena, Columbia Univ. Press, New York*	4	?	?	?	?	?	?	?	Nombreux facteurs pris en compte
MORET	1945	*Les éboulements de terrains en montagne, Revue "Les Alpes", Grenoble*	9	>2	>2	>1	Nature des matériaux (formations superficielles/substratum), Morphologie de la masse mobile, etc...	Rapidité du mouvement, Orientation du mouvement, etc...	Action de l'eau d'infiltration	?	Classification basée sur la description de nombreux cas dans les Alpes
BENDEL	1948	*Ingenieur-Geologie, Springer Verlag, Vienne*	?	>1	0	0	Localisation (environnement)	-	-	?	-
KOIDE	1955	*cité par SASSA (1985)*	3	1	1	0	Lithologie (3 modalités)	Type de mouvement (mvts très rapides/mvts successifs et répétitifs/mvts de type coulée)	-	?	3 classes majeures : ruptures, mvts des pentes argileuses faibles, mvts du substratum fracturé
VARNES	1958	*Landslides types and processes, Highway Res. Board, Sp. rep. 29, Washington DC*	?	1	1	0	Nature des matériaux	Type de mouvement	-	?	Classification basée sur celle de SHARPE (1938)

Tableau A1-9 (2/3) :Les principales classifications de mouvements de versant décrites dans la littérature. Seuls quelques écrits ont pu être consultés. Ils ne sont donc pas tous reportés dans la liste des références bibliographiques du mémoire.

Auteur(s)	Année	Référence(s)	Nombre de classes	Nombre de critères			Critères de classification			Objectifs	Remarques
				Inst.	Ciném.	Dyn.	Critères instantanées	Critères cinématiques	Critères dynamiques		
RAPP	1960	*Zeitschrift für Geomorphologie, vol 1*	?	>4	0	0	Pente, Type de matériaux, Climat, Végétation, etc...	-	-	?	Approche de type géosystémique
SOWERS & SOWERS	1961	*Introd. Soils mech. and found., Mac Millan Co., New York*	?	?	?	?	?	?	?	?	Classification proche de celle de SHARPE (1938)
TERZAGHI & PECK	1961	*Méc. des sols appl. aux trav. pub. et au bâtim., Dunod, Paris*	?	2	0	0	Type de sol, Propriétés physiques du sol	-	-	?	-
JUMIKIS	1962	*Soil Mech., D. Van Nostrand Co., Princeton*	?	>2	?	?	Conformation de la surface de rupture (?), Caractéristiques mécaniques des matériaux	?	?	?	-
LANSER	1967	*Felsmechaniks and Ing. Geol., vol 1, 110*	?	>1	>2	0	Volume de matériaux (critère accessoire)	Type de déplacement, Vitesse de déplacement	-	?	-
ZARUBA & MENCL	1969	*Landsl. and their control, Acad. Prahia, Elsevier*	?	>1	>1	0	Nature des matériaux	Type de déplacement	-	?	-
SKEMPTON & HUTCHINSON	1969	*Proc. 7th Int. Conf. Soil Mech.and Found. Eng., Mexico*	27	>3	0	1	Existence/Absence d'une surface de faiblesse préexistante, Origine de celle-ci, Résistance au cisaillement sur cette surface	-	Comportement drainé (long terme) ou non drainé (court terme)	Calculs de stabilité	Classification des mouvements de sol impliquant un cisaillement
YAMADA, WATARI & KOBASHI	1971	*Actual state and preventive measures of landslides and slope failures, Sankaido*	2	2	1	1	Pente (faible/forte), Niveau de destructuration de la masse mobile	Type de mouvement (lent, répétitif et progressif/soudain, rapide et unique)	Localisation de la surface de rupture (dans un niveau argileux/n'importe où)	?	2 classes : "jisuberi" (landslide) et "yamakuzure" (slope failure)
NEMCOK, PASEY & RYBAR	1972	*Classification of landslides and other mass movements, Rock Mechanics, vol 4, 2*	4	>6	>2	>1	Lithologie, Nature des matériaux (Sol/Roche tendre/Roche dure), Fracturation, Surface affectée, Profondeur affectée, Existence/Absence d'une surface de rupture	Champ de déplacements, Rapidité du mouvement (4 classes)	Rhéologie des matériaux (liquide/solide, cohérent/non cohérent)	Faciliter la cartographie en géologie de l'ingénieur	-
CARSON & KIRKBY	1972	*Hillslope form and process, Cambridge Univ. Press*	12	1	1	0	Teneur en eau	Profil de vitesse	-	?	Notion de mouvement de versant très étendue
CROZIER	1973	*cité par FLAGEOLLET (1989)*	-	6	0	0	Indices morphométriques	-	-	?	Etude adaptée aux loupes de glissement. Ce n'est pas une vraie classification.
WHALLEY	1974	*Geogr. Papers 27, Roading Univ.*	5	1	0	0	Volume deplacé	-	-	?	S'applique uniquement aux chutes et écroulements
HOEK & BRAY	1974	*Rock Slope Eng., Instit. of Min. and Metall., London*	4	1	0	0	Forme de la surface de rupture (plan/dièdre/loupe/fauchge)	-	-	Calculs de stabilité (coefficients de sécurité)	Travail à l'échelle du talus uniquement
PASEK	1975	*Bull. IAEG, 12*	?	0	0	>1	-	-	Evolution prévisible et risques encourus	?	-

Tableau A1-9 (3/3) :Les principales classifications de mouvements de versant décrites dans la littérature. Seuls quelques écrits ont pu être consultés. Ils ne sont donc pas tous reportés dans la liste des références bibliographiques du mémoire.

Auteur(s)	Année	Référence(s)	Nombre de classes	Nombre de critères			Critères de classification			Objectifs	Remarques
				Inst.	Ciném.	Dyn.	Critères instantanées	Critères cinématiques	Critères dynamiques		
MERLA et al.	1976	*Bull. IAEG, n°14*	4	?	?	?	?	?	?	?	Classification basée sur des cas observés en Italie
BELL	1976	*Bull. IAEG, n°14*	?	?	1	1	-	Type de mouvement	Mode de rupture (?)	?	-
COLAS & PILOT	1976	*Bull. Liaison Labo. P. et Ch., n° spécial*	4	>3	>1	>1	Nature des matériaux, Fracturation, Forme de la surface de rupture	Rapidité du mouvement	Mécanisme (enchaînements de causes et d'effets)	Définir un langage commun pour les laboratoires de l'Equipement	Classification simpliste qui ne distingue pas bien les différentes catégories
LOMTADZE	1977	*Bull. IAEG, n°15*	?	2	0	0	Structure des matériaux, Plasticité des matériaux (?)	-	-	?	-
CARRARA et al.	1977	*Bull. IAEG, n°16*	?	>1	0	0	Moprhométrie	-	-	?	-
DELAUNAY et al.	1977	*Bull. IAEG, n°16*	6	?	?	?	?	?	?	?	-
VARNES	1978	*Transport. Res. Board, Sp. rep. 176, Washington DC*	18	1	1	0	Type de matériaux (bed rock/debris/earth)	Type de mouvement (chute/basculement/glissement/étalement latéral/écoulement/ complexe)	-	?	-
KLENGEL	1978	*Bull. IAEG, n°17*	4	0	1	0	-	Type de mouvement (translation/rotation)	-	?	Classification adaptée aux versants en roches dures
YAGUE	1978	*Bull. IAEG, n°17*	?	2	1	0	Compacité des matériaux (?), Teneur en eau	Rapidité du mouvement	-	?	-
MOSER	1978	*Bull. IAEG, n°17*	?	2	1	0	Nature des matériaux, Nature de la surface de rupture	Type du mouvement	-	?	Classification adaptée aux régions montagneuses
CROZIER	1979	*cité par SORGI-DE GENNARO (1999)*	7	1	2	0	cf. VARNES (1978)	cf. VARNES (1978), Gammes de vitesses	-	?	-
MILLIES-LACROIX	1981	*Bull. Liaison Labo. P. et Ch., n° spécial X*	4	>4	1	0	Nature des matériaux, Caractéristiques de la surface de rupture lorsqu'elle existe (régularité, rugosité, visibilité...)	Evolution des déplacements au cours du temps	-	?	-
SASSA	1985	*Proc. 4th Int. Symp. and Field Worksh. on Landsl., Tokyo*	16	1	1	0	Granulométrie des matériaux (bed rock/fractured rock/sandy soil/clayey soil)	-	Type géotechnique de cisaillement (cisaillement résiduel/cisaillement de pic/glissement par liquéfaction/creep)	Synthétiser les classification de VARNES, KOIDE et YAMADA *et al.*	-
HUTCHINSON	1988	*Proc. 5th Int. Symp. Landslides, Lausanne*	8	>2	>1	>1	Nature des matériaux, Morphologie	Rapidité du mouvement	Mécanisme (enchaînements de causes et d'effets)	?	C'est plutôt un état de l'art qu'une classification.
FLAGEOLLET	1989	*Les mouvements de terrain et leur prévention, Masson, Coll. Géograpghie*	11	0	2	0	-	Direction du déplacement (dominante horizontale ou latérale), Amplitude du déplacement	-	?	-
MEUNIER	1991	*Eléments d'hydraulique torrentielle, Etudes du CEMAGREF*	6	2	0	0	Teneur en eau, Nature des matériaux (cohésifs/granulaires)	-	-	?	-
ANTOINE & GIRAUD	1995	*Bull. IAEG, n°51 (cf. ANTOINE, Bull. IAEG, n°45, 1992)*	8	>5	>3	>3	Classification géologique simplifiée, Morphologie, Degré de remaniement, Délimitation des désordres, Existence/Absence d'une surface de rupture	Orientation du mouvement, Vitesse d'évolution, Amplitude du déplacement	Mouvements préparatoires/ vrais, Facteurs déclenchants, Lois physiques impliquées	Typologie opérationnelle utilisable par les non spécialistes	-

3- EXEMPLE D'APPLICATION DE LA CLASSIFICATION SYNTHETIQUE

Le Tableau A1-10 présente un exemple d'application de la classification synthétique exposée au §4 du Chapitre 1 à l'ensemble des mouvements de versant qui ont été envisagés comme site-laboratoire pour notre travail.

Site		Localisation	Catégories	Activité	Matériaux	Dimension caractéristique
Contournement routier de Besançon		Besançon (Doubs)	Glissement ?	Activation en 2004 ?	Marnes + Calcaires	100 m
Montagne des Piniès		Boulc-en-Diois (Drôme)	Coulée + Chute + Glissement	Actif (Crises en 1978 et 1986)	Molasse + Marnes + Calcaires	100 m
Claps-de-Luc		Luc-en-Diois (Drôme)	Glissement plan	Fossile ? (Crise en 1442)	Calcaires	100 m - 1 km
Bassin de Barles		Barles (Alpes-de-Haute-Provence)	Coulée + Glissement + Fluage	Fossile	Marnes + Calcaires + Form. sup.	10 - 100 m
Gorges du Tarn et de la Jonte		Millau (Lozère)	Chute + Glissement	Actif	Marnes + Calcaires	10 - 100 m
Haute vallée de la Tinée	Duminière (3 sites)	Saint-Etienne-de-Tinée (Alpes-Maritimes)	Chute + Glissement ?	Actif	Gneiss	10 - 100 m
	Gorges de Valabres	Saint-Sauveur-sur-Tinée (Alpes-Maritimes)	Chute + Glissement	Dormant ? (Eboulement en mai 2000)	Gneiss	10 - 100 m
	Le Pra	Le Pra (Alpes-Maritimes)	Chute + Glissement	Actif	Gneiss + Calcaires	10 - 100 m
	La Gratuse	Isola (Alpes-Maritimes)	Chute + Glissement	Dormant ? (Crise le 12/01/2001)	Gneiss	10 - 100 m
	Col de la Vallette	Isola 2000 (Alpes-Maritimes)	Chute + Glissement + Basculement	Fossile ?	Gneiss	10 - 100 m
	La Clapière	Saint-Etienne-de-Tinée (Alpes-Maritimes)	? (DSGSD)	Actif (Crise majeure en 1987)	Gneiss	1 km
	Bois de Malbosc	Isola (Alpes-Maritimes)	? (DSDSD)	Fossile ?	Gneiss	1 km
La Clape		Briançonnet (Alpes-Maritimes)	Glissement ?	Dormant ? (Crise le 11/11/1994)	Marnes + Calcaires + Eboulis	100 m - 1 km
Le Billan		Retenue de Grand'Maison (Isère)	Chute + Glissement + Basculement (Fauchage)	Fossile ? (Crise en 1986)	Gneiss	100 m - 1 km
Le Friolin		Peisey-Nancroix (Savoie)	Glissement + Tassement ?	Dormant ? (Crise de 1982 à 1984)	Gneiss + Gypse	1 km
Gourette		Les Eaux-Bonnes (Pyrénées-Atlantiques)	Glissement	Fossile ? (Crise en Août 1982)	Schistes	100 m - 1 km
Mesnil-Val		Mesnil-Val (Seine-Maritime)	Chute + Glissement	Actif	Craie	10 - 100 m
Vallées de la Têt et du Tech	Lo Sao	Jujols (Pyrénées-Orientales)	Glissement	Fossile	Schistes + Form. sup.	10 - 100 m
	Marignans	Serdinya (Pyrénées-Orientales)	Chute + Glissement ?	Fossile ?	Calcaires + Dolomies + Calcschistes	100 m - 1 km
	Thuès-les-Bains	Thuès-les-Bains (Pyrénées-Orientales)	Chute + Glissement	Actif	Gneiss + Granite + Micaschistes	100 m
	Col d'Arès (Bassin du Canidell)	Prats-de-Mollo (Pyrénées-Orientales)	Glissement ?	Fossile	Calcaires + Schistes + Volcanoséd.	100 m - 1 km
	L'Avallanosa	Prats-de-Mollo (Pyrénées-Orientales)	Chute + Glissement	Fossile ? (Crise en Oct. 1940)	Schistes + Quartzites	100 m
	Montferrer	Montferrer (Pyrénées-Orientales)	Glissement ?	Fossile	Calcaires + Schistes + Dolomies	100 m - 1 km
Col de Clavel (Le Clapier)		La Bastide (Var)	Glissement ?	Fossile ?	Calcaires + Dolomies	100 m - 1 km
La Toura		Saint-Christophe-en-Oisans (Isère)	? (DSGSD)	Fossile ?	Gneiss	100 m - 1 km
Ruines de Séchilienne		Séchilienne (Isère)	? (DSGSD)	Actif	Gneiss + Micaschistes	100 m - 1 km

Tableau A1-10 : Application de la classification synthétique aux sites-laboratoires potentiels.
Le terme *Deep Seated Gravitational Slope Deformation* (DSGSD) est à rapproché du « tassement avec dilatance » de la classification de Antoine et Giraud. (Pour plus d'informations, consulter Agliardi *et al.*, 2001)

*****

***

*

ANNEXE 2 : MODALITES DE REALISATION DES MODELISATIONS MECANIQUES ET THERMOMECANIQUES AVEC LE CODE DE CALCUL *UDEC*

1- CALCULS MECANIQUES

1.1- Généralités

Le code de calcul aux éléments distincts UDEC est utilisé pour déterminer la **réponse** d'un massif rocheux lorsqu'une **perturbation** est apportée à un état d'**équilibre mécanique initial**. Afin d'étudier cette réponse, on suit l'évolution dans le temps d'un certain nombre de **variables mécaniques** caractéristiques de l'**accommodation** du système à la perturbation, telles que les vitesses, les déplacements et les contraintes en quelques points-clés.

Dans la réalité, la perturbation se présente généralement sous la forme d'une modification plus ou moins progressive des **sollicitations** (**efforts**) appliquées au système : ces sollicitations passent, entre les instants t_0 et t_1, d'un niveau S_0, correspondant à l'équilibre initial, à un niveau S_1 auquel elles se stabilisent (Figure A2-1, haut). Cette modification des sollicitations peut intervenir, par exemple, lors d'un changement de la géométrie du système (excavation, déblai, remblai, etc.) ou lors d'une modification des forces en jeu (augmentation de la pression d'eau, séisme, etc.). En réponse à la perturbation, les variables mécaniques considérées passent d'un niveau V_0 (à l'instant t_0) à un niveau V_1 correspondant à un nouvel état d'équilibre mécanique (l'état d'**équilibre mécanique final**, dont on supposera ici l'existence) qui est atteint après un **régime transitoire** au cours duquel les variables mécaniques évoluent (Figure A2-1, bas). Ce niveau V_1 est atteint à l'instant t_2, postérieur à t_1 (bien souvent $t_1 \approx t_2$). Le système entre alors en **régime permanent**.

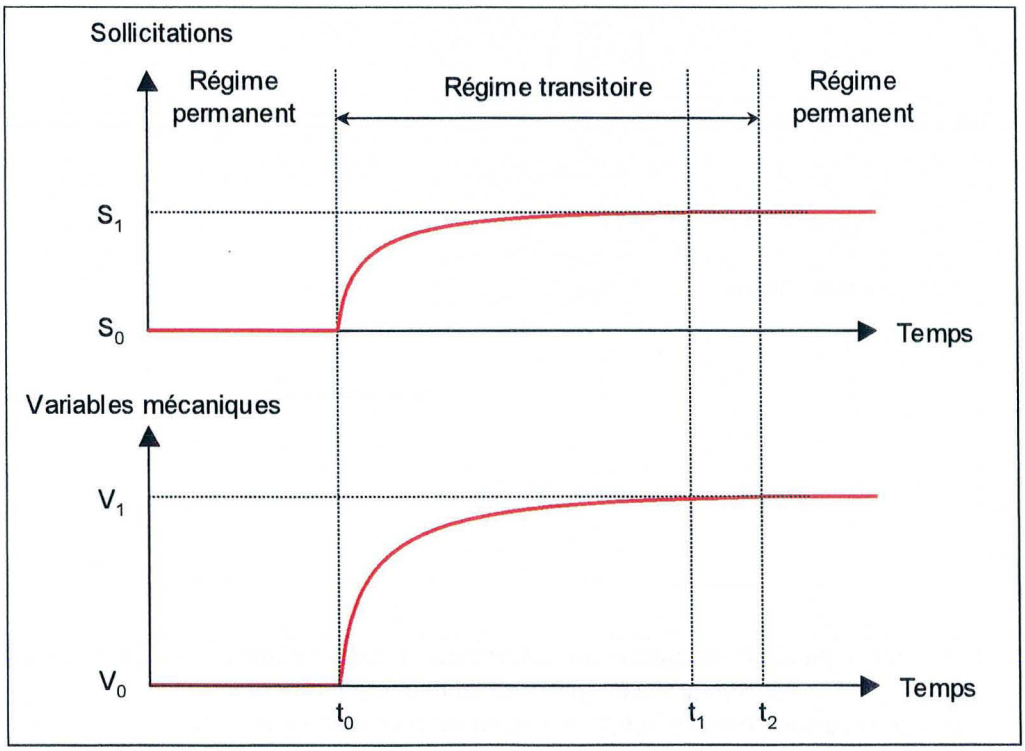


Figure A2-1 : Evolution dans le temps des sollicitations et des variables caractérisant l'accommodation.

1.2- Calculs mécaniques (« *pseudo-dynamiques* ») en régime permanent

Il arrive qu'il ne soit pas nécessaire de connaître le détail de l'évolution des variables mécaniques entre t_0 et t_1 (régime transitoire), mais qu'on ne s'intéresse qu'à leurs valeurs dans l'état final après t_2. On dira alors que l'on réalise un **calcul en régime permanent**. Dans ce cas, on soumet le système à une variation instantanée des sollicitations, de S_0 à S_1 (Figure A2-2, haut), et le code de calcul détermine un état d'équilibre final compatible avec les caractéristiques particulières du modèle (géométrie, lois de comportement, conditions aux limites, etc.). Pour ce faire, UDEC résout de manière algorithmique l'**équation de la dynamique** :

$$\rho \frac{\partial \vec{u}}{\partial t} = \text{div } \overline{\overline{\sigma}} + \vec{f}_v$$

où ρ, $\vec{u}$, $\overline{\overline{\sigma}}$ et $\vec{f}_v$ désignent respectivement la masse volumique, la vitesse, le tenseur des contraintes et les forces volumiques. La **convergence** des variables mécaniques vers l'état d'équilibre final se fait progressivement, au fil des **itérations** ou **cycles de calcul** (Figure A2-2, milieu).

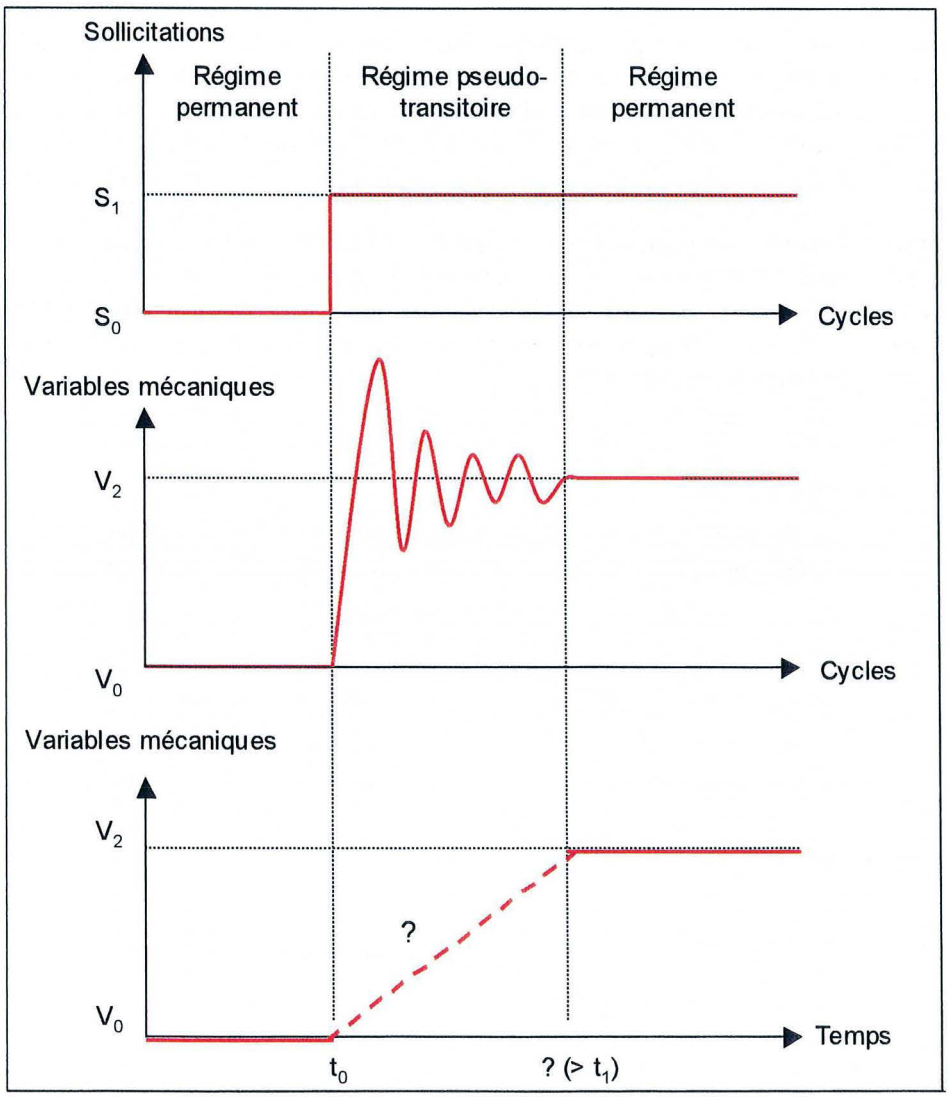


Figure A2-2 : Evolution, au cours du calcul, des sollicitations et ses variables mécaniques caractérisant l'accommodation (graphes du haut et du milieu).
La reconstitution de l'évolution dans le temps des variables mécaniques (graphe du bas) est imprécise.

Afin d'accélérer le processus de convergence, UDEC utilise un **amortissement numérique** de type visqueux (*static solution damping*) destiné à faire se dissiper le plus rapidement possible toute l'énergie « vibratoire » du système. L'équation de la dynamique utilisée comporte donc un terme supplémentaire dépendant d'un coefficient de frottement visqueux ζ :

$$\rho \frac{\partial \vec{u}}{\partial t} = \text{div } \overline{\overline{\sigma}} + \vec{f}_v - \zeta \vec{u}$$

Comme ζ est déterminé de manière purement numérique, la phase de convergence n'a pas, dans le cas général, de signification physique bien qu'elle présente parfois certaines similitudes avec le régime transitoire réel. En particulier, le temps *t* utilisé dans les calculs est **fictif** et sans rapport direct avec le temps réel. On parle donc, pour qualifier la phase de convergence, de **phase « pseudo-transitoire »**, de **phase « pseudo-dynamique »**, ou encore de **phase « de relaxation »**. (On verra plus loin que UDEC peut également être utilisé pour effectuer une modélisation du régime transitoire réel.) Dans un calcul en régime permanent, on n'a donc pas accès à la dimension temporelle de l'évolution des variables mécaniques entre le régime permanent initial et le régime permanent final (Figure A2-2, bas). En particulier, on ne sait pas à quel moment le système atteint l'équilibre final. (t_2 est inconnu.)

Dans la pratique, les limitations en précision du calcul numérique font que le régime permanent n'est jamais atteint exactement. On considère donc généralement que l'on est suffisamment proche de l'état d'équilibre (*i.e.* que le nombre d'itérations est suffisant pour que le calcul puisse être stoppé) lorsque :

- les incréments de déplacements entre deux itérations deviennent négligeables par rapport aux déplacements totaux depuis le début du calcul,
- les vitesses sont quasi-nulles (*u* de l'ordre de 10^{-7} à 10^{-9} m.s^{-1} du fait de la limitation en précision),
- l'orientation des vitesses $\vec{u}$ aux différents nœuds semble aléatoire et varie d'une itération à la suivante,
- les efforts non compensés (*unbalanced force*) sont quasi-nuls.

Si toutes ces conditions sont réunies, on dira que **le calcul a convergé**. Si en revanche le calcul ne converge pas, même au bout d'un (très) grand nombre d'itérations, on sera amené à conclure qu'il n'existe pas d'état d'équilibre final compatible avec les conditions du modèle. Il faut alors voir si cette non convergence a une origine physique ou numérique.

Dans certains cas, l'état final est entièrement déterminé par la connaissance de l'état initial et des perturbations appliquées ; il ne dépend pas des états intermédiaires par lesquels on passe pour l'atteindre. Il est alors parfaitement légitime de faire abstraction du régime pseudo-transitoire et de ne considérer que le résultat obtenu lorsque les calculs ont convergé, c'est-à-dire lorsque l'on a atteint l'équilibre final. Ce dernier étant unique, on est assuré que V_2=V_1. (C'est le cas notamment en élasticité linéaire.)

En revanche, il arrive que l'état final dépende plus ou moins fortement du chemin de sollicitation suivi. Il peut alors s'avérer trompeur de ne pas regarder en détail le régime pseudo-transitoire. Dans les calculs élastoplastiques, par exemple, les oscillations des variables mécaniques se produisant au cours du régime transitoire suite à l'application brutale de la perturbation considérée (Figure A2-2, milieu) peuvent induire l'apparition de points plastiques et donc des reports de contraintes. Par suite, si le régime pseudo-transitoire diffère trop du régime transitoire réel, il est possible que l'état final calculé (V_2) diffère de l'état final réel (V_1), ce qui peut entraîner des interprétations erronées. On parlera à l'égard de tels problèmes d'« **artefacts pseudo-transitoires** » (ou d'« **artefacts pseudo-dynamiques** »). Pour les éviter, on applique la sollicitations par paliers, comme le montre la Figure. A2-3.

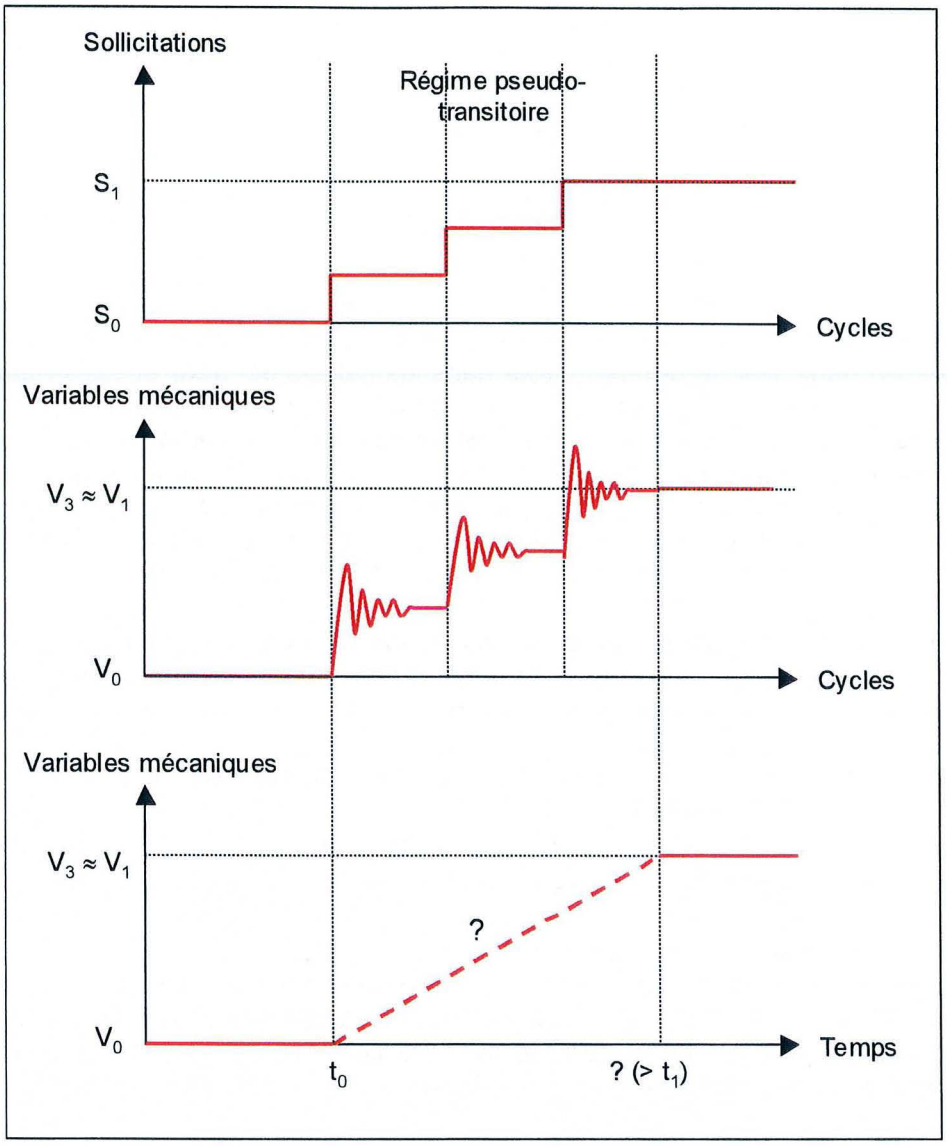


Figure A2-3 : Evolution, au cours du calcul, des sollicitations et ses variables mécaniques caractérisant l'accommodation (graphes du haut et du milieu).
La perturbation étant appliquée en plusieurs fois, les oscillation des variables mécaniques au cours du régime pseudo-transitoire sont limitées, ce qui évite que l'état final calculé V_3 ne s'écarte trop de l'état final réel V_1.

1.3- Calculs en régime transitoire

Si l'évolution des variables mécaniques au cours du régime transitoire doit être précisée, deux cas distincts se présentent, suivant que la perturbation est appliquée suffisamment lentement ou non.

1.3.1- Accommodation par une succession d'états d'équilibre (« calculs pseudo-dynamiques transitoires »)

Si la perturbation est appliquée de manière suffisamment lente pour que le système puisse s'y accommoder progressivement, on assimile souvent l'évolution du système à une succession d'états d'équilibre. On parle alors de **perturbation quasi-statique**. (Dans la nature, les états successifs ne correspondent généralement pas, à proprement parler, à des équilibres, mais ils s'en approchent, les vitesses de déplacement étant très faibles et les variables mécaniques du problème quasiment constantes.) Dans un tel cas, on applique la perturbation comme une succession de petites

perturbations instantanées (Figure A2-4). Après chacune d'elles, on veille à attendre l'atténuation des oscillations du régime pseudo-transitoire avant d'appliquer la perturbation suivante.

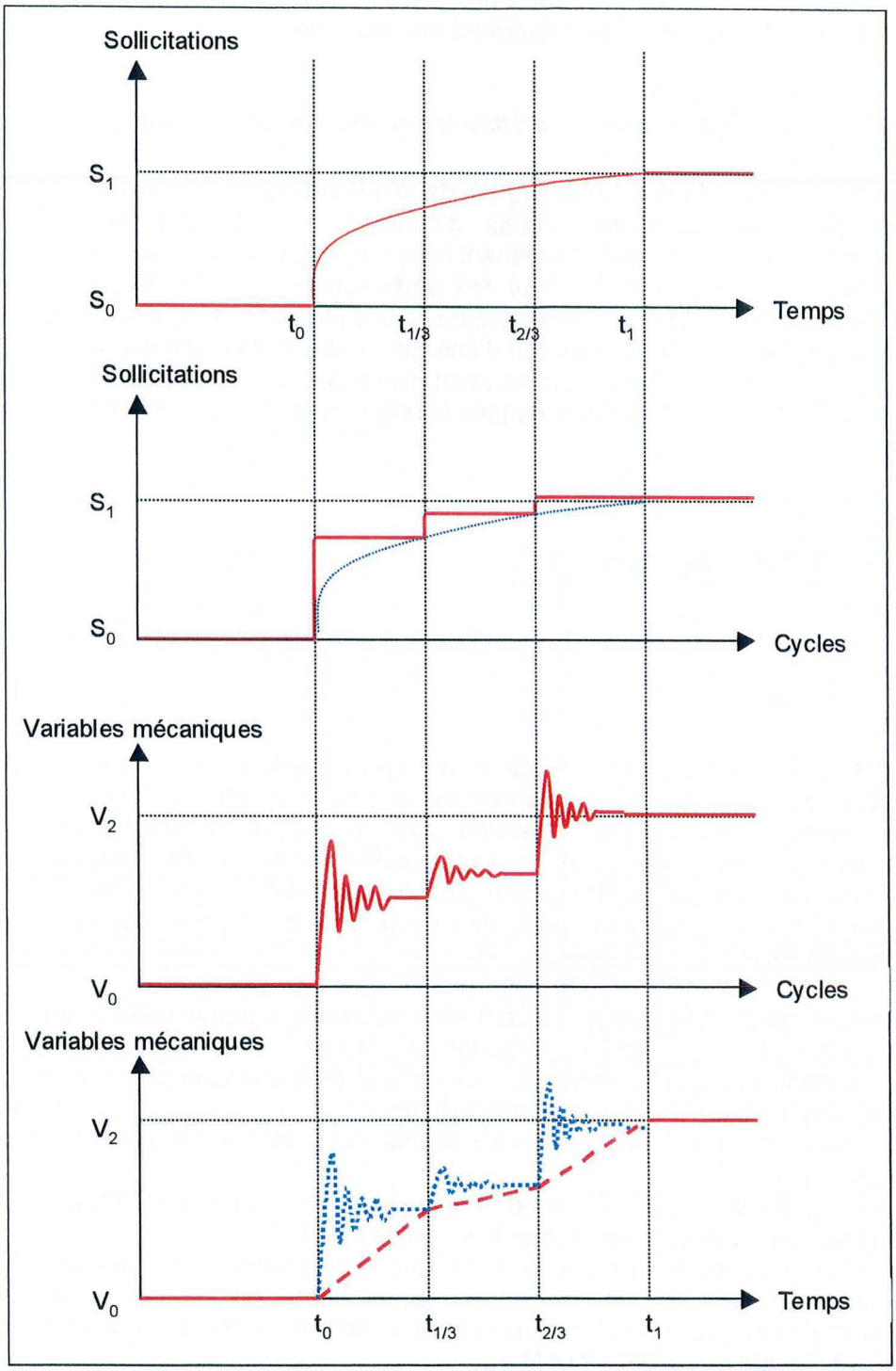


Figure A2-4 : Evolution au cours du calcul des sollicitations et ses variables mécaniques caractérisant l'accommodation (graphes du milieu).
Les perturbations résultent de la décomposition de la perturbation réelle (haut) en une succession de perturbations instantanées suite auxquelles le système atteint à chaque fois un état d'équilibre intermédiaire. Ceci rend possible la reconstitution de l'évolution dans le temps des variables mécaniques (bas).

Il est ainsi possible de décomposer l'intervalle de temps correspondant au régime transitoire en autant de petits régimes pseudo-transitoires qu'on le souhaite et donc de décrire précisément l'évolution dans le temps des variables mécaniques. En ce sens, l'enchaînement des cycles de calcul peut être assimilé à l'écoulement d'un **temps fictif**. Cette modélisation sera d'autant plus proche de la réalité que l'on suivra plus fidèlement le chemin de sollicitation réel. Bien entendu, comme précédemment, des artefacts « pseudo-dynamiques » peuvent, dans certains cas, venir gêner le calcul et il convient donc d'appliquer la perturbation aussi progressivement que possible.

1.3.2- Accommodation sans états d'équilibre intermédiaires (« calculs dynamiques »)

Si au contraire la perturbation est appliquée de manière trop brutale pour que l'on puisse considérer une évolution par une succession d'états d'équilibre, on est contraint de réaliser un **calcul explicitement dynamique**, sans amortissement numérique. Les cycles de calculs sont alors reliés à un temps réel. C'est le cas, par exemple, pour des perturbations de haute fréquence ou de courte durée (séismes, explosions, etc.). Ceci entraîne quelques complications supplémentaires. En particulier, les phénomènes de génération et de dissipation d'énergie cinétique vont occuper une place centrale dans la modélisation. On ne s'attardera pas ici sur ce point qui ne concerne pas directement l'étude des Rochers de Valabres puisque les sollicitations thermiques impliquées sont peu « violentes ».

2- CALCULS THERMOMECANIQUES

2.1- Généralités

Si on conserve le formalisme précédent, on peut considérer que les calculs thermomécaniques sont semblables aux calculs mécaniques présentés plus haut, à ceci près que la perturbation mécanique appliquée au système résulte des variations dans le temps du champ de température et des déformations concomitantes. Une complication supplémentaire résulte cependant du fait que cette perturbation n'est plus connue *a priori*, mais doit au contraire être calculée en tenant compte de la propagation de la chaleur par conduction, des conditions aux limites thermiques et de la présence d'éventuels puits ou sources de chaleur.

Le couplage thermomécanique pouvant être considéré comme partiel dans notre cas (§2.2 du Chapitre 3), nous pouvons calculer l'évolution du champ de températures indépendamment des phénomènes mécaniques qu'elle entraîne. Les calculs thermomécaniques se décomposent donc en **deux sous-calculs** destinés à déterminer respectivement :

- l'évolution dans le temps du champ de température et les déformations thermiques induites (perturbation),
- l'évolution dans le temps des variables mécaniques provoquée par l'apparition des déformations thermiques (accommodation mécanique à la perturbation).

Nous nous plaçons ici dans le cas simple où la seule perturbation appliquée au système est liée à la dilatation thermique. (Plusieurs perturbations d'origines différentes peuvent se superposer dans le cas général.) Le premier sous-calcul est donc (presque) purement thermique (« **sous-calcul T** ») ; le second est purement mécanique (« **sous-calcul M** »).

Il convient de préciser ici que, d'un point de vue thermique, les fractures sont considérées, dans UDEC, comme transmettant intégralement et instantanément les flux de chaleur lorsqu'elles sont fermées (conductivité thermique infinie) et comme thermiquement isolantes lorsqu'elles sont ouvertes (conductivité thermique nulle). Cette approximation ne tient pas compte du transfert de chaleur lié au fluide (eau ou air) contenu dans la fracture.

Dans le cas des Rochers de Valabres, les variations du champ de température sont dues à la propagation par conduction à l'intérieur du massif rocheux des fluctuations de température (ou de flux de

chaleur) en surface. Ces fluctuations se produisant en permanence, les températures dans le massif –et de ce fait les sollicitations appliquées au système– subissent des modifications permanentes, à tout le moins dans les zones les plus superficielles (cf. Annexe 3). On n'atteint donc jamais de régime thermique permanent (champ de températures constant) ni, par conséquent, d'état d'équilibre mécanique *stricto sensu*. Ceci exclut de recourir à des calculs du type de ceux présentés dans le §1.1. Il est au contraire indispensable de faire des calculs en régime transitoire.

Cependant, comme les variations de température en surface sont généralement relativement lentes (probablement de l'ordre de quelques degrés par minute au maximum, sauf peut-être lors des passages brutaux de l'ombre au soleil, voir la Figure 4-20 du Chapitre 4), on peut admettre que l'accommodation du système est du type **quasi-statique**. On a donc recours à un calcul de même nature que celui présenté au §1.2.1, dans lequel la perturbation est modélisée par paliers successifs correspondants à des intervalles de temps Δt : tout se passe comme si, au début de chaque intervalle de temps, on appliquait l'ensemble de la perturbation que le système subit, dans la réalité, au cours de cette période Δt. Dans notre cas, l'objectif du premier sous-calcul est donc de déterminer le champ de température (et les déformations thermiques induites) tous les Δt.

2.2- Déroulement d'une passe de calcul, enchaînement des sous-calculs thermiques (T) et mécaniques (M)

En élasticité et avec un couplage considéré comme partiel, les deux sous-calculs T et M pourraient, en théorie au moins, être réalisés en totalité l'un après l'autre, le second utilisant les résultats du premier. Mais ceci oblige à conserver en mémoire l'évolution des températures en chaque point, ce qui ralentit considérablement la modélisation. De ce fait, les deux sous-calculs ne sont pas réalisés successivement, mais **enchaînés automatiquement** au sein de chaque intervalle de temps Δt (Figure A2-5) : au sein d'un tel intervalle (on parlera de « **passe de calcul** »), on réalise d'abord le calcul de la perturbation totale survenant pendant cet intervalle (sous-calcul T) puis le calcul de l'accommodation du système à cette perturbation (sous-calcul M).

Les sous-calculs T sont réalisés de manière itérative, au cours de chaque intervalle Δt, par une succession de **cycles thermiques**. Un cycle thermique permet de déterminer l'évolution de champ de température par conduction et les déformations thermiques induites pendant un temps Δt_T appelé « **pas de temps thermique** ». Δt_T peut être déterminé automatiquement par UDEC (**algorithme explicite** utilisé par défaut) ou choisi par l'utilisateur (**algorithme implicite**, méthode de Crank-Nicholson). Dans les deux cas, il ne doit pas être trop grand si on veut garantir le bon déroulement des calculs de conduction. L'algorithme implicite est plus « consommateur » de mémoire que l'algorithme explicite dans le cas général. Mais, dans les cas favorables (gradients thermiques faibles, variations de température lentes), il est souvent préféré au second car il permet alors d'utiliser un pas de temps beaucoup plus grand et donc d'augmenter la vitesse du calcul.

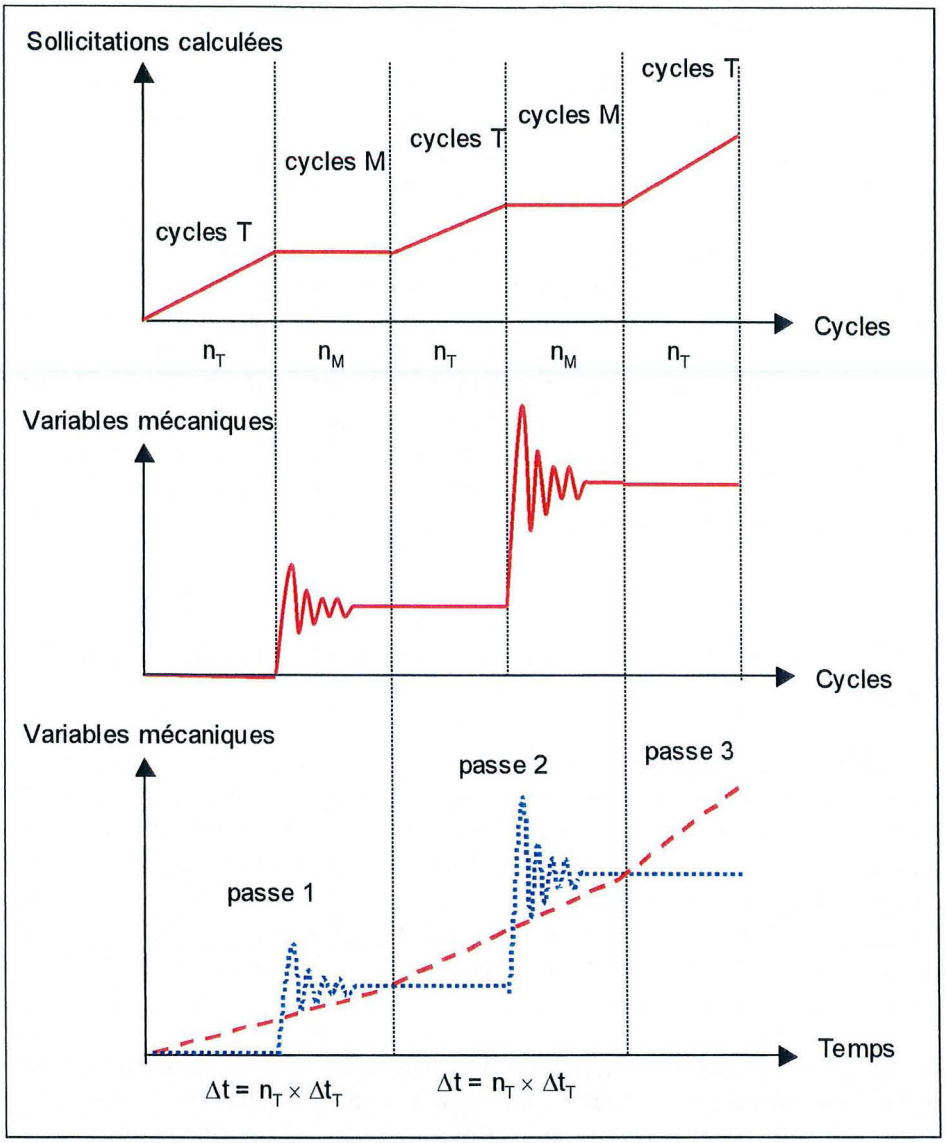


Figure A2-5 : Evolution au cours du calcul des sollicitations et ses variables mécaniques caractérisant l'accommodation (graphes du haut et du milieu).
L'évolution des sollicitations appliquées au système est déterminée par les sous-calculs T (haut). L'évolution au cours du calcul des variables mécaniques caractérisant l'accommodation aux perturbations telle qu'elle est déterminée par les sous-calcul M (milieu)

Une passe de calcul commence donc par un nombre n_T de cycles thermiques tel que : $n_T = \Delta t / \Delta t_T$. Elle se poursuit par le sous-calcul M (**relaxation**) qui est, lui aussi, réalisé de manière itérative, à travers une succession de n_M **cycles mécaniques**. Les paramètres n_M , n_T, Δt et Δt_T (algorithme implicite uniquement) sont au choix de l'utilisateur (fonctions *SET NMECH*, *set NTHER* et *SET THDT* de UDEC). Afin de garantir le bon déroulement de calculs thermomécaniques, il faut veiller à bien les sélectionner en gardant à l'esprit les impératifs qualitatifs suivants :

- Δt doit être suffisamment petit pour que la variation du champ de température pendant cet intervalle ne soit pas trop brutale et n'induise pas d'artefacts pseudo-dynamiques.
- Δt doit être suffisamment petit pour que le chemin de sollicitation modélisé (par paliers de longueur Δt) soit assez proche du chemin de sollicitation réel. Ceci suppose en particulier que Δt soit suffisamment inférieur au temps caractéristique de la perturbation réelle (la période des oscillations des températures de surface, par exemple).
- Puisqu'on se place dans l'hypothèse de l'accommodation quasi-statique, n_M doit être suffisamment grand pour que l'on parvienne à un nouvel état d'équilibre avant d'entamer la passe suivante (amortissement du régime pseudo-transitoire). De plus, Δt doit être supérieur à la durée d'accommodation du système aux perturbations élémentaires. (Cette condition n'est pas très contraignante puisque cette accommodation est presque instantanée.)

- Enfin, dans le cas de l'algorithme implicite, Δt_T doit être choisi suffisamment petit pour assurer la convergence du sous-calcul T.

De manière générale, pour un pas de temps thermique Δt_T donné, augmenter n_M et diminuer Δt ou n_T permettra de reproduire plus fidèlement les phénomènes réels, mais accroîtra corrélativement les temps de calculs nécessaires. Un compromis doit donc être trouvé en fonction du degré de précision souhaité par l'utilisateur. Ce dernier peut être caractérisé par le rapport $n_M/(n_T \cdot \Delta t_T)$ qui représente, en quelque sorte, le rapport entre le nombre d'itérations pour résorber (accommoder) la perturbation survenant pendant une passe et l'amplitude de cette perturbation. Le Tableau A2-1 fournit quelques exemples de valeurs numériques correspondant aux modèles présentés dans le Chapitre 3.

		n_M	n_T	Δt_T	$n_M/(n_T \cdot \Delta t_T)$
Bloc triangulaire (§3.4.2 et 3.4.3)	Calcul élastique	5000	30	60 s	2,8
	Calcul élastoplastique	10000	30	60 s	5,6
Modèle F (§4.3 et 4.4)	Calcul élastique	1000	10	20 s	5
	Calcul élastoplastique	6000	10	20 s	30

Tableau A2-1 : Caractéristiques des calculs thermomécaniques présentés dans le Chapitre 3. Ces calculs utilisent l'algorithme thermique implicite. Le nombre de cycles de relaxation par unité de temps réel est plus important en plasticité qu'en élasticité.

Par ailleurs, l'évolution des variables mécaniques au cours des cycles mécaniques n'a pas nécessairement de signification physique puisque les calculs sont réalisés selon un mode pseudo-dynamique. Ce sont donc les cycles thermiques qui servent de « métronome » au calcul et donnent accès à l'écoulement du temps réel.

2.3- Conditions pratiques de réalisation des calculs thermomécaniques

2.3.1- Actualisation automatique des températures de surface (routine FISH)

Dans les situations que nous avons étudiées, le calcul du champ de température dans le massif tous les Δt tient compte de la propagation de la chaleur par conduction et des variations des températures au niveau de la surface. Ces dernières sont directement dictées par la condition aux limites thermique utilisée : une chronique de températures $T_{surf}(t)$ est imposée à tous les nœuds du maillage (*corners*) qui constituent le bord libre du modèle.

Dans UDEC, une température donnée peut être imposée à un nœud en utilisant la commande *TFIX*. Ceci suppose de connaître les coordonnées du nœud en question. Or, du fait des déformations thermiques, ces coordonnées changent au cours du calcul, ce qui rend difficile l'application « manuelle » des conditions aux limites. Pour des raisons pratiques, nous avons donc eu recours à un processus d'**actualisation automatique** des températures des nœuds externes reposant sur une courte routine écrite dans ce but avec le langage FISH. Ce dernier est un langage de programmation interne à UDEC qui permet à l'utilisateur d'ajouter au code de nouvelles fonctions qui sont difficiles, voire impossibles, à obtenir à partir des seules fonctions de base. Pour plus de simplicité dans l'écriture de la routine, l'actualisation des températures est réalisé une fois par passe (i.e. tous les Δt), lors du premier cycle du sous-calcul mécanique (Figure A2-6), pour tous les nœuds dont la liste est placée dans un fichier *Corners.txt*. (La liste complète des nœuds constituant le bord du modèle peut être obtenue en utilisant la commande *PRINT BOUNDARY STATE*.) La chronique de températures à appliquer est enregistrée dans un fichier *VarTemp.txt*. Le texte de la routine est donné sur la page suivante à titre indicatif.

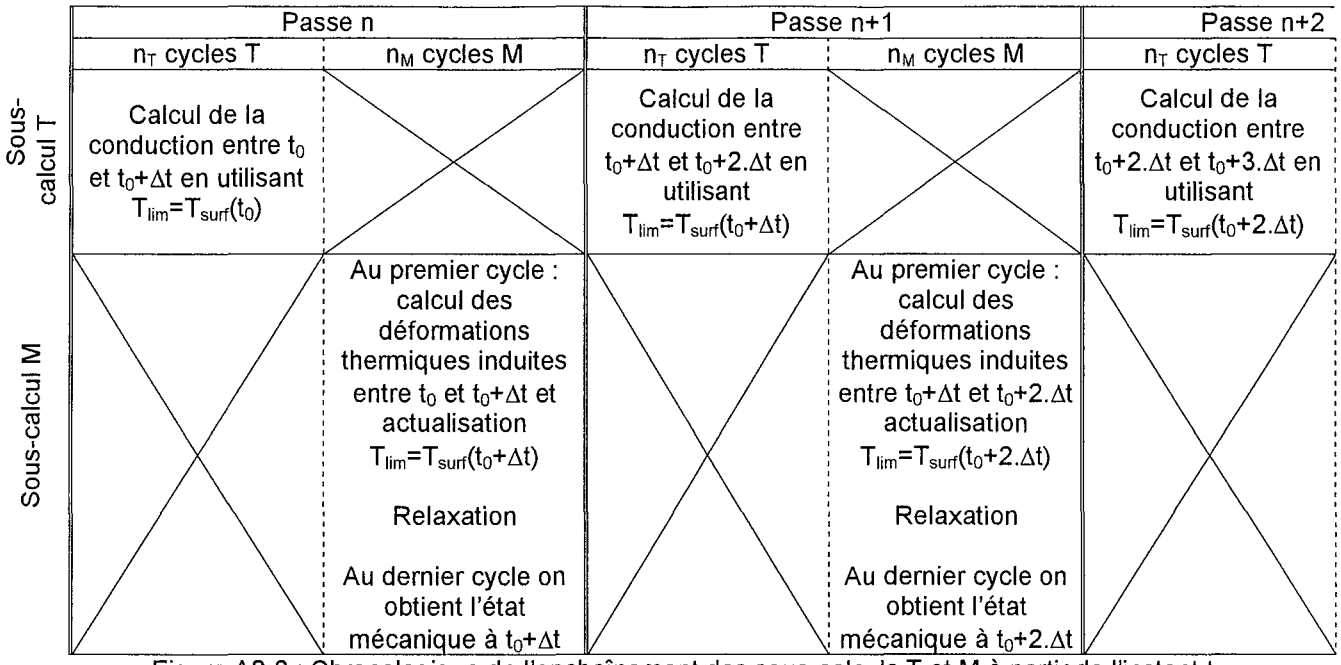


Figure A2-6 : Chronologique de l'enchaînement des sous-calculs T et M à partir de l'instant t_0. L'actualisation de la température des nœuds externes T_{lim} est effectuée au premier cycle mécanique de chaque passe sur la base de la chronique de température T_{surf} fournie par l'utilisateur.

2.3.2- Précautions supplémentaires à prendre pour assurer le bon déroulement des calculs, Vérifications

Des précautions supplémentaires doivent être prises pour assurer le bon déroulement des calculs thermomécaniques. En particulier, étant donné les faibles profondeur de pénétration à l'intérieur du massif rocheux des variations journalières de température (Annexe 3) et le gradient thermique corrélativement élevé en surface, le maillage au voisinage de la surface doit être suffisamment fin pour permettre de bien reproduire la propagation de la chaleur et les effets mécaniques induits. En particulier, les mailles devront être de taille significativement plus petite que la profondeur caractéristique de pénétration des « ondes thermiques » (voir Figure 3-16 du Chapitre 3).

Hormis dans les cas les plus simples, il n'existe pas de solution analytique du problème thermomécanique à laquelle les résultats de la modélisation puissent être comparés pour en vérifier le bon déroulement. Cette vérification s'appuie donc généralement plutôt sur le bon sens, des comparaisons avec des cas plus simples (cf. Annexe 3) en termes d'ordres de grandeur des variables, de formes des courbes, etc. Un critère simple pour s'assurer que les calculs se déroulent correctement consiste à vérifier que l'on atteint bien un état d'équilibre (vitesses nulles) à la fin de chaque passe. Un tel critère n'est bien sûr pas suffisant.

```
*Initialiser les paramètres de la routine
*tps=Temps réel lors dernier cycle thermique effectué
*dx,dy=Tolérances spatiales pour appliquer la température
def Initialisation
tps=0
dx=0.001
dy=0.001
command
table 1 read VarTemp.txt
table 2 read Corners.txt
endcommand
nbre=table_size(2)
end

*Appliquer au corner d'adresse Adr la  temperature Temp
def Appl_Temp_Adr
xC=cor_x(Adr)
yC=cor_y(Adr)
xCm=xC-dx
xCp=xC+dx
yCm=yC-dy
yCp=yC+dy
command
tfix Temp range xCm xCp yCm yCp
endcommand
end

*Appliquer à tous les corner de Corners.txt la temperature Temp
def Appl_Temp_Liste
i=0
loop while i < nbre
Adr2=table(2,i)
Adr=int(Adr2)
Appl_Temp_Adr
i=i+1
endloop
end

*Appliquer à tous les corner de Corners.txt la temperature à l'instant tpsT
def Appl_VarT_Liste
Temp=table(1,tpsT)
Appl_Temp_Liste
end

*Gerer la condition aux limites thermique au cours du calcul
*L'actualisation a lieu au début du premier cycle M de chaque passe
*tpsT=Temps réel courant
def Appliquer_CLT
whilestepping
tpsT=thtime
if tps=tpsT then

else
Appl_VarT_Liste
tps=thtime
endif
end
```

*****

***

*

ANNEXE 3 : CALCUL ANALYTIQUE DES EFFETS THERMOMECANIQUES DANS LE CAS D'UN MILIEU SEMI-INFINI

1- DEPLACEMENTS INDUITS PAR UNE MODIFICATION DU CHAMP DE TEMPERATURES

On se place dans le cas d'un milieu continu dans lequel règne un champ de température variable *T(M,t)* où *M* désigne un point courant et *t* le temps. Le milieu est initialement en état d'équilibre. Entre les instants *t*=0 (état initial) et *t* (instant courant), une variation $\Delta T(M,t)$ du champ de température (dont la cause n'a pas d'importance ici) induit, par dilatation, un champ de déplacements $\vec{u}(M,t)$ qu'on souhaitons déterminer. On exclut toute autre cause de déplacements, les forces volumiques extérieures $\overrightarrow{f_v}$ étant en particulier considérées comme constantes. Pour simplifier, on suppose que le milieu continu a un comportement **thermoélastique linéaire** caractérisé par un module de Young *E*, un coefficient de Poisson ν (correspondant à des coefficients de Lamé λ et μ), une diffusivité thermique a et un coefficient de dilatation thermique α. Ces coefficients sont ici supposés constants.

Si la variation de température est suffisamment lente pour que soit respectée l'**hypothèse de la perturbation quasi-statique** (Annexe 2), l'**équation de l'équilibre** $\operatorname{div}\overline{\overline{\sigma}}+\overrightarrow{f_v}=\vec{0}$ est vérifiée à tout instant. Si $\Delta\overline{\overline{\sigma}}$ désigne la variation de l'état de contraintes entre l'état initial et l'instant *t*, on peut alors écrire par différence :

$$\operatorname{div}\Delta\overline{\overline{\sigma}}=\vec{0}$$

La **loi de comportement** thermoélastique donne par ailleurs :

$$\Delta\overline{\overline{\sigma}}=2\mu\cdot\Delta\overline{\overline{\varepsilon}}+\lambda\operatorname{tr}\left(\Delta\overline{\overline{\varepsilon}}\right)\cdot\overline{\overline{1}}-\left(3\lambda+2\mu\right)\alpha\cdot\Delta T\cdot\overline{\overline{1}}$$

L'équation d'équilibre s'écrit donc :

$$\operatorname{div}\left(\lambda\ \operatorname{tr}\left(\Delta\overline{\overline{\varepsilon}}\right)\cdot\overline{\overline{1}}+2\mu\cdot\Delta\overline{\overline{\varepsilon}}\right)-\alpha\left(3\lambda+2\mu\right)\cdot\operatorname{div}\left(\Delta T\cdot\overline{\overline{1}}\right)=\vec{0}$$

En reportant la relation $\overline{\overline{\varepsilon}}=\operatorname{sym}\operatorname{grad}\vec{u}$ dans cette égalité et en développant, on obtient l'**équation de Navier anisotherme** :

$$\left(\lambda+\mu\right)\cdot\operatorname{grad}\operatorname{div}\vec{u}+\mu\cdot\nabla^2\vec{u}-\alpha\left(3\lambda+2\mu\right)\cdot\operatorname{grad}\Delta T=\vec{0}$$

dont on propose de chercher une solution sous la forme $\vec{u}=\overrightarrow{\operatorname{grad}}\,\Phi$, ce qui n'est pas toujours possible puisque les déplacements ne dérivent pas nécessairement d'un potentiel. Dans le cas favorable, on montre que l'équation de Navier donne :

$$\nabla^2\Phi=\frac{3\lambda+2\mu}{\lambda+2\mu}\alpha\cdot\Delta T=\frac{1+\upsilon}{1-\upsilon}\alpha\cdot\Delta T$$

Or, l'**équation de la chaleur** s'écrit :

$$\frac{\partial T}{\partial t}=a\cdot\nabla^2T$$

Ceci permet d'établir que :

$$\Delta T(M,t) = T(M,t) - T(M,t=0) = \int_{\tau=0}^{t} \frac{\partial T}{\partial t}(M,\tau)\,d\tau = \int_{\tau=0}^{t} a \cdot \nabla^2 T(M,\tau)\,d\tau = a \cdot \nabla^2 \int_{\tau=0}^{t} T(M,\tau)\,d\tau$$

On obtient alors aisément une solution en Φ de l'équation de Navier :

$$\Phi(M,t) = \Phi_0(M,t) + \frac{1+\upsilon}{1-\upsilon}\alpha a \int_{\tau=0}^{t} T(M,\tau)\,d\tau$$

dont on déduit une solution en déplacements :

$$\vec{u}(M,t) = \overrightarrow{\text{grad}}\ \Phi(M,t) = \overrightarrow{u_0}(M,t) + \frac{1+\upsilon}{1-\upsilon}\alpha a \int_{\tau=0}^{t} \overrightarrow{\text{grad}}\ T(M,\tau)\,d\tau$$

On passe volontairement sur les considérations mathématiques sous-jacentes au raisonnement. Φ_0 et $\overrightarrow{u_0}$ désignent des constantes d'intégration déterminées par les conditions particulières du problème (conditions initiales et conditions aux limites). Notons que la solution proposée est indépendante du module de Young du matériau et s'écrit uniquement avec le coefficient de Poisson.

On s'est contenté ici de calculer le champ de déplacements induits par les seules variations de température. Si le problème considéré est plus complexe et met en jeu une modification simultanée des températures et des forces volumiques extérieures, il suffit, par linéarité, d'ajouter aux déplacements exhibés ci-dessus les déplacements induits par les sollicitations supplémentaires.

2- CAS PARTICULIER DU MILIEU CONTINU SEMI-INFINI

Pour plus de détails concernant les considérations présentées dans cette section, le lecteur est renvoyé aux ouvrages de Berest *et al.* (1988) et Holman (2002).

2.1- Considérations générales

On est généralement dans l'incapacité de formuler une solution analytique des problèmes de thermomécanique, ce qui rend nécessaire le recours à des méthode de résolution numérique, comme c'est souvent le cas lorsqu'on veut appréhender le comportement d'un système régi par des équations aux dérivées partielles. Pourtant, dans un certain nombre de cas simples, la solution analytique est facilement accessible. On présente ici un tel cas : celui d'un milieu continu semi-infini. Le lecteur se convaincra aisément de l'utilité de cet exemple en voyant que sa solution analytique peut être comparée aux solutions numériques obtenues dans des situations plus complexes (cf. Chapitre 3).

On considère ici le cas d'un milieu continu semi-infini homogène (Fig. A3-1) A l'intérieur du milieu règne un champ de température variable décrit par $T(x,t)$, où x représente la seule variable d'espace (le problème est unidimensionnel) et t le temps. Le bord libre est soumis à une variation de température imposée $T(x=0,t)$ qui induit, par conduction, la modification du champ de températures interne et, par dilatation, l'apparition de déformations thermiques et d'un champ de déplacements $u(x,t)$ calculé par rapport à l'état à $t=0$. On supposera que $u(x=+\infty,t)=0$, ce qui revient à dire que les déformations du milieu se traduisent entièrement par un déplacement de la surface libre $u(x=0,t)$.

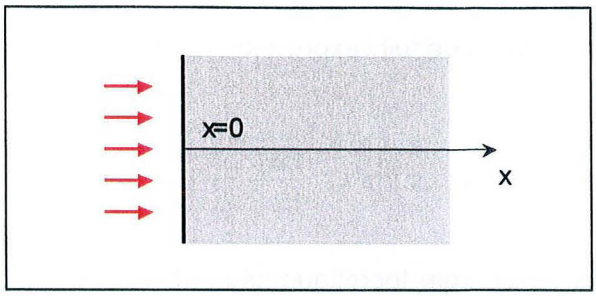


Figure A3-1 : Milieu semi-infini.
Les flèches indiquent la partie soumise à des variations de température imposées.

Dans le cas unidimensionnel, il est plus simple de repartir de l'équation de Navier anisotherme qui s'écrit alors :

$$(\lambda+2\mu)\cdot\frac{\partial^2 u}{\partial x^2}-\alpha(3\lambda+2\mu)\cdot\frac{\partial \Delta T}{\partial x}=0$$

Après une double intégration, il vient :

$$u(x,t)=\frac{1+\upsilon}{1-\upsilon}\alpha\int_{\xi=+\infty}^{x}\Delta T(\xi,t)d\xi+C(t)\cdot x+D(t)$$

où *C* et *D* sont deux fonctions du temps, indépendantes de x. Pour satisfaire les conditions $u(x=+\infty,t)=0$ (pour tout *t*) et $u(x,t=0)=0$ (pour tout *x*), il suffit que ces deux fonctions soient nulles :

$$u(x,t)=-\frac{1+\upsilon}{1-\upsilon}\alpha\int_{\xi=x}^{+\infty}\Delta T(\xi,t)d\xi$$

On tient alors la solution du problème. Le déplacement de la surface libre vers l'extérieur (dans le sens des *x* négatifs) s'écrit ainsi :

$$d(t)=-u(x=0,t)=\frac{1+\upsilon}{1-\upsilon}\alpha\int_{\xi=0}^{+\infty}\Delta T(\xi,t)d\xi$$

On peut remarquer que cette solution diffère par un coefficient de proportionnalité de celle qui aurait obtenue « intuitivement », en ne considérant que les effets de la dilatation thermique, sans tenir compte des propriétés élastiques du milieu (calcul dit en « **déformations thermiques libres** ») :

$$d_{libre}(t)=\int_{\xi=0}^{+\infty}\Delta\varepsilon_T(\xi,t)d\xi=\alpha\int_{\xi=0}^{+\infty}\Delta T(\xi,t)d\xi$$

Par ailleurs, avec le même raisonnement que plus haut, on a également :

$$d(t)=\frac{1+\upsilon}{1-\upsilon}\alpha\int_{\xi=0}^{+\infty}\Delta T(\xi,t)d\xi=\frac{1+\upsilon}{1-\upsilon}\alpha\int_{\xi=0}^{+\infty}\int_{\tau=0}^{t}\frac{\partial T}{\partial t}(\xi,\tau)d\tau d\xi=\frac{1+\upsilon}{1-\upsilon}\alpha\int_{\tau=0}^{t}\int_{\xi=0}^{+\infty}\frac{\partial T}{\partial t}(\xi,\tau)d\xi d\tau$$

Avec l'équation de la chaleur, il vient alors :

$$d(t)=\frac{1+\upsilon}{1-\upsilon}\alpha a\int_{\tau=0}^{t}\int_{\xi=0}^{+\infty}\frac{\partial^2 T}{\partial x^2}(\xi,\tau)d\xi d\tau=-\frac{1+\upsilon}{1-\upsilon}\alpha a\int_{\tau=0}^{t}\left[\frac{\partial T}{\partial x}(x=0,\tau)-\frac{\partial T}{\partial x}(x=+\infty,\tau)\right]d\tau$$

Par application de la loi de Fourier, on en déduit l'expression du déplacement de surface en fonction des flux de chaleur Q :

$$d(t) = \frac{1+\upsilon}{1-\upsilon}\frac{\alpha a}{k}\int_{\tau=0}^{t}\left[Q(x=0,\tau)-Q(x=+\infty,\tau)\right]d\tau = \frac{1+\upsilon}{1-\upsilon}\frac{\alpha}{\rho c_p}\left[\int_{\tau=0}^{t}Q(x=0,\tau)d\tau - \int_{\tau=0}^{t}Q(x=+\infty,\tau)d\tau\right]$$

puis en fonction de la variation de l'énergie thermique totale du milieu entre les instants $t=0$ et t, soit $E_T(t)$:

$$d(t) = \frac{1+\upsilon}{1-\upsilon}\frac{\alpha}{\rho c_p}\Delta E_T(t)$$

Le déplacement de la surface libre traduit donc le bilan d'énergie thermique du milieu.

2.2- Cas d'une variation de température sinusoïdale (solution en régime périodique)

2.2.1- Raisonnement en température

On se place ici dans le cas où la température imposée à la limite subit des variations sinusoïdales d'amplitude A et de pulsation ω autour de la valeur moyenne T_0 :

$$T(x=0,t) = T_0 + A\cdot\cos(\omega t+\varphi)$$

Le profil de températures est connu en **régime périodique,** c'est-à-dire si la variation de température est imposée, identique à elle-même, depuis un temps infini. (Dans la pratique, on s'approche d'un tel régime en attendant suffisamment longtemps la résorption des phénomènes transitoires, cf. Chapitre 3.) Le profil est classiquement donné sous la forme :

$$T(x,t) = T_0 + Ae^{-x/\delta}\cdot\cos\left(\omega t - \frac{x}{\delta} + \varphi\right)$$

$\delta = \sqrt{2a/\omega}$ est qualifié de **profondeur caractéristique de pénétration**. Cette grandeur dépend de la pulsation, tout comme la célérité de l'onde $v = \sqrt{2a\omega}$.

Bien que cette notion n'ait pas de sens dans le cas général (l'équation de la chaleur étant de type parabolique), tout se passe donc comme si une **onde thermique**, de même pulsation que la température imposée à la limite, se propageait depuis la surface vers l'intérieur du milieu, en s'atténuant avec la profondeur : à une profondeur donnée, la température varie donc sinusoïdalement, avec la même période qu'en surface, mais avec une amplitude moindre et avec un certain retard. Notons au passage que $T(x=+\infty,t)=T_0$.

Le champ de déplacements est donné par :

$$u(x,t) = -\frac{1+\upsilon}{1-\upsilon}\frac{\alpha A\delta}{\sqrt{2}}e^{-x/\delta}\cdot\left[\cos\left(\omega t - \frac{x}{\delta} + \varphi - \frac{\pi}{4}\right) - \cos\left(-\frac{x}{\delta} + \varphi - \frac{\pi}{4}\right)\right]$$

Le déplacement de la surface libre vers l'extérieur (dans le sens des x négatifs) s'écrit donc :

$$d(t) = -u(x=0,t) = D\cos\left(\omega t + \varphi - \frac{\pi}{4}\right) - d_0$$

avec :

$$d_0 = D\cos\left(\varphi - \frac{\pi}{4}\right) \qquad \text{et} \qquad D = \frac{1+\upsilon}{1-\upsilon}\frac{\alpha A\delta}{\sqrt{2}} = \frac{1+\upsilon}{1-\upsilon}\alpha\sqrt{a}\cdot\frac{A}{\sqrt{\omega}}$$

On pourra remarquer que ce déplacement est sinusoïdal, de même période que la sollicitation thermique appliquée sur la surface, mais qu'il a un retard d'un huitième de période sur cette dernière. Son amplitude *D* dépend des caractéristiques thermoélastique du milieu (α, ν et a), de la période et de l'amplitude de la variation de température imposée (*A* et ω), mais pas du module de Young du milieu.

2.2.2- *Raisonnement en flux de chaleur*

Le flux de chaleur traversant la surface libre du milieu, c'est-à-dire l'interface roche-air dans notre cas, peut être déterminé grâce à la loi de Fourier :

$$Q(x=0,t) = -k\cdot\frac{\partial T}{\partial x}(x=0,t) = \frac{kA\sqrt{2}}{\delta}\cos\left(\omega t + \varphi + \frac{\pi}{4}\right)$$

Le flux de chaleur est donc, lui aussi, sinusoïdal et de même période que la variation de température. Il est en avance d'un huitième de période sur celle-ci et, par suite, d'un quart de période sur les déplacements de surface.

Ainsi, si on se place dans le cas où ce n'est plus la température mais le flux de chaleur qui est imposé à la surface (cf. Annexe 5), on aura :

$$Q(x=0,t) = A'\cos(\omega t + \varphi')$$

$$T(x,t) = T_0 + \frac{A'\delta}{k\sqrt{2}}e^{-x/\delta}\cdot\cos\left(\omega t - \frac{x}{\delta} + \varphi' - \frac{\pi}{4}\right)$$

$$d(t) = \frac{1+\upsilon}{1-\upsilon}\frac{\alpha A'\delta^2}{2k}\cos\left(\omega t + \varphi' - \frac{\pi}{2}\right) - d_0$$

2.2.3- *Raisonnement mixte (échange convectif avec le milieu extérieur)*

Si le transfert de chaleur à travers la surface se fait par le biais d'un échange convectif avec le milieu extérieur de température variable $T_{ext}(t)$, la **loi de convection de Newton** s'écrit :

$$Q(x=0,t) = -k\cdot\frac{\partial T}{\partial x}(x=0,t) = h\cdot\left[T_{ext}(t) - T(x=0,t)\right]$$

où *h* désigne le coefficient de convection. Par suite :

$$T_{ext}(t) = T(x=0,t) - \frac{k}{h}\cdot\frac{\partial T}{\partial x}(x=0,t) = T_0 + A\cdot\cos(\omega t+\varphi) - \frac{k}{h}\frac{A\sqrt{2}}{\delta}\cos\left(\omega t + \varphi + \frac{\pi}{4}\right)$$

et :

$$T_{ext}(t) = T_0 + \left(A - \frac{kA}{h\delta}\right)\cdot\cos(\omega t+\varphi) + \frac{kA}{h\delta}\cdot\sin\left(\omega t + \varphi + \frac{\pi}{4}\right)$$

Si on pose :

$$A" = A \cdot \sqrt{\left(1-\frac{k}{h\delta}\right)^2+\left(\frac{k}{h\delta}\right)^2} \qquad \text{et} \qquad \varphi" = \arctan\left[\left(A-\frac{kA}{h\delta}\right)\Big/\frac{kA}{h\delta}\right] = \arctan\left(\frac{h\delta}{k}-1\right)$$

il vient :

$$T_{ext}(t) = T_0 + A"\cos(\omega t + \varphi - \varphi")$$

En reprenant ces calculs en sens inverse, on montre que, dans le cas d'une variation sinusoïdale de la température du milieu extérieur, le champ de températures interne est sinusoïdal et de même période. Son amplitude et son déphasage sont fonction du rapport *k/h*. (On a toujours *A*<*A*".)

2.3- Cas d'une superposition de deux sollicitations sinusoïdales de périodes très différentes, examen des déplacements de surface induits en régime périodique

Le tableau A3-1 donne, pour des valeurs classiques des caractéristiques thermoélastiques dans le cas des gneiss (a = 1,3. 10^{-6} $m^2.s^{-1}$, α = 7.10^{-6} K^{-1} et ν =0.24 ; cf. Chapitre 3), les caractéristiques décrivant la réponse thermique et thermomécanique du milieu à des variations journalières et annuelles de la température de surface, d'amplitudes respectives 8°C et 12,5°C (valeurs qui semblent raisonnables dans les conditions du climat montagnard régnant dans les hautes vallées des Alpes-Maritimes). On notera à la fois la faible épaisseur sur laquelle se font sentir des changements notables de température et la faible amplitude des déplacements de surface.

	Profondeur caractéristique de pénétration de l'onde thermique : δ (m)	Célérité de l'onde thermique : v ($m.s^{-1}$)	Amplitude des déplacements de la surface libre : D (mm)
Variations journalières : $\omega_1 = 2\pi / \tau_1$ τ_1 = 24 heures A_1 = 8°C	0,19	$1,4\ 10^{-5}$	0,012
Variations annuelles : $\omega_2 = 2\pi / \tau_2$ τ_2 = 365 jours A_2 = 12,5°C	3,61	$7,2\ 10^{-7}$	0,36

Tableau A3-1 : Effet de variations journalières et annuelles de la température de surface.
Les ω_i , τ_i et A_i désignent respectivement les pulsations, les périodes et les amplitudes.

Par linéarité du problème, la réponse à la combinaison (somme) des deux sollicitations s'obtient en additionnant les réponses à chacune d'elles, prise indépendamment (**principe de superposition**). En guise d'illustration, la Figure A3-2 montre quatre profils de température calculés analytiquement pour une telle combinaison des variations journalières et annuelles autour de la valeur moyenne T_0=12,5°C:

$$T(x=0,t) = T_0 + A_1 \cdot \cos\omega_1 t + A_2 \cdot \cos\omega_2 t$$

D'après le Tableau A3-1, les conséquences des variations annuelles de température semblent très largement prépondérantes sur celles des variations journalières en termes de profondeur de pénétration des effets thermique et d'amplitude des déplacements induits en surface (effet de **filtre passe-bas** déjà évoqué). Nous allons pourtant montrer qu'il en est autrement lorsqu'on s'intéresse aux déplacements de surface pendant une durée Δt telle que :

$$\tau_1 \leq \Delta t << \tau_2 \qquad \text{et} \qquad \tau_1 \approx \Delta t$$

(Δt est typiquement de l'ordre de 1 ou 2 jours)

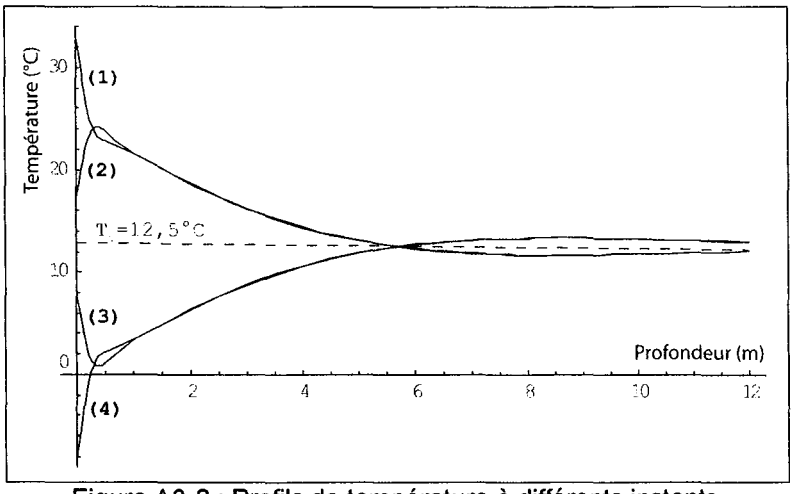


Figure A3-2 : Profils de température à différents instants.
Cas de la superposition de variations journalière et annuelle sinusoïdales de la température de surface (1 : heure la plus chaude du jour le plus chaud ; 2 : heure la plus froide du jour le chaud ; 3 : heure la plus chaude du jour le plus froid ; 4 : heure la plus froide du jour le plus froid).

Les déplacements de surface sont donnés par :

$$d(t)=\frac{1+\upsilon}{1-\upsilon}\alpha\sqrt{a}\cdot\left[A_1\sqrt{\frac{\tau_1}{2\pi}}\cdot\cos\left(\frac{2\pi}{\tau_1}t-\frac{\pi}{4}\right)+A_2\sqrt{\frac{\tau_2}{2\pi}}\cdot\cos\left(\frac{2\pi}{\tau_2}t-\frac{\pi}{4}\right)\right]-d_{1+2}$$

avec :

$$d_{1+2}=\frac{1+\upsilon}{1-\upsilon}\alpha\sqrt{a}\cdot\left[A_1\sqrt{\frac{\tau_1}{2\pi}}\cdot\cos\left(\varphi_1-\frac{\pi}{4}\right)+A_2\sqrt{\frac{\tau_2}{2\pi}}\cdot\cos\left(\varphi_2-\frac{\pi}{4}\right)\right]$$

Comme la durée d'auscultation Δt est supérieure à la période τ_1 de la sollicitation haute fréquence, l'auscultation entre les instants t_0 et $t_0+\Delta t$ mettra en évidence la totalité Δd_1 de l'amplitude des déplacements correspondant à une période complète de cette sollicitation, soit :

$$\Delta d_1=2\frac{1+\upsilon}{1-\upsilon}\alpha\sqrt{a}A_1\sqrt{\frac{\tau_1}{2\pi}}$$

En revanche, puisque la durée d'auscultation Δt est très inférieure à la période τ_2 de la sollicitation basse fréquence, l'auscultation ne révèlera qu'une faible partie Δd_2 de l'amplitude des déplacements correspondant à une période complète de cette sollicitation. Des considérations mathématiques permettent de majorer Δd_2 :

$$\Delta d_2=\frac{1+\upsilon}{1-\upsilon}\alpha\sqrt{a}A_2\sqrt{\frac{\tau_2}{2\pi}}\cdot\left|\cos\left(\frac{2\pi}{\tau_2}(t_0+\Delta t)+\varphi_2-\frac{\pi}{4}\right)-\cos\left(\frac{2\pi}{\tau_2}t_0+\varphi_2-\frac{\pi}{4}\right)\right|$$

donc :

$$\Delta d_2=\frac{1+\upsilon}{1-\upsilon}\alpha\sqrt{a}A_2\sqrt{\frac{\tau_2}{2\pi}}\cdot\left|\int_{\varsigma=t_0}^{t_0+\Delta t}\frac{\tau_2}{2\pi}\sin\left(\frac{2\pi}{\tau_2}\varsigma+\varphi_2-\frac{\pi}{4}\right)d\varsigma\right|\le\frac{1+\upsilon}{1-\upsilon}\alpha\sqrt{a}A_2\sqrt{\frac{\tau_2}{2\pi}}\cdot\int_{\varsigma=t_0}^{t_0+\Delta t}\frac{\tau_2}{2\pi}d\varsigma$$

et finalement :

$$\Delta d_2\le\frac{1+\upsilon}{1-\upsilon}\alpha\sqrt{a}A_2\sqrt{\frac{\tau_2}{2\pi}}\cdot\frac{2\pi}{\tau_2}\Delta t=\frac{1+\upsilon}{1-\upsilon}\alpha\sqrt{a}A_2\sqrt{\frac{2\pi}{\tau_2}}\Delta t$$

En supposant que $A_1 \approx A_2$ il vient :

$$\frac{\Delta d_2}{\Delta d_1} \leq \frac{A_2}{2A_1}\sqrt{\frac{2\pi}{\tau_1}}\sqrt{\frac{2\pi}{\tau_2}}\Delta t = \pi\frac{A_2}{A_1}\sqrt{\frac{\Delta t}{\tau_1}}\sqrt{\frac{\Delta t}{\tau_2}} \approx \pi\sqrt{\frac{\Delta t}{\tau_2}} \ll 1$$

Ceci signifie que la contribution de la sollicitation basse fréquence aux déplacements de surface est, sur une durée de l'ordre de la période de la sollicitation haute fréquence, négligeable devant la contribution de cette dernière. Du point de vue des déplacements de surface tout se passe donc, pendant la durée Δt, comme si seules intervenaient les variations de température liées à la sollicitation faute fréquence. (Ceci se comprend aisément si on remarque que, pendant la durée Δt l'essentiel des variations de température dans le massif sont liées aux variations journalières de surface. Les variations annuelles n'interviennent quasiment pas.)

2.4- Cas d'une variation de température en créneaux périodiques (solution en régime périodique)

Le considérations de la section précédente peuvent être directement utilisées dans le cas d'une chronique de températures en créneaux périodiques, telle que celle représentée sur la Figure A3-3. La température de la surface passe alternativement de la valeur T_0-A à la valeur T_0+A avec une période τ, en restant pendant une durée θ à sa valeur maximale. La valeur moyenne de la température de surface est donc :

$$T_{moy} = \frac{1}{\tau}\int_{t=0}^{\tau} T(x=0,t)\,dt = T_0 - A + \frac{2A\theta}{\tau}$$

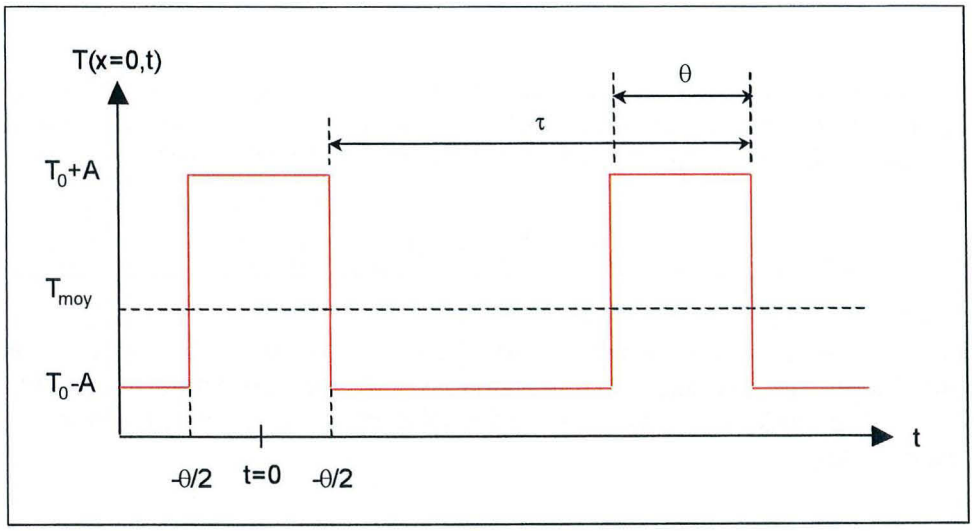


Figure A3-3 : Chronique de températures en créneaux périodiques.

La décomposition en **série de Fourier** de la température de surface s'écrit :

$$T(x=0,t) = T_{moy} + \frac{4A\theta}{\tau}\sum_{n=1}^{+\infty}\frac{\sin(n\pi\theta/\tau)}{n\pi\theta/\tau}\cos(2n\pi t/\tau)$$

Par le principe de superposition, le champ de température à l'intérieur du milieu en régime périodique s'écrit :

$$T(x,t) = T_{moy} + \frac{4A\theta}{\tau}\sum_{n=1}^{+\infty}\frac{\sin(n\omega\theta/\tau)}{n\omega\theta/\tau}e^{-x\sqrt{n}/\delta}\cdot\cos\left(\frac{2n\pi t}{\tau} - \frac{x\sqrt{n}}{\delta}\right)$$

Comme précédemment, les températures varient en profondeur autour de la valeur moyenne T_{moy} avec la même période qu'en surface (période du premier terme de la décomposition en série de Fourier). L'amplitude des variations de température décroît avec la profondeur jusqu'à ce que ces variations deviennent imperceptibles : $T(x=+\infty,t)=T_{moy}$.

On déduit du champ de températures l'expression du déplacement de la surface libre :

$$d(t) = -d_0 + \frac{1+\upsilon}{1-\upsilon}\frac{\alpha A\delta}{\sqrt{2}}\frac{4\theta}{\tau}\sum_{n=1}^{+\infty}\frac{1}{\sqrt{n}}\frac{\sin(n\pi\theta/\tau)}{n\pi\theta/\tau}\cos\left(\frac{2n\pi t}{\tau}-\frac{\pi}{4}\right)$$

avec :

$$\delta = \sqrt{\frac{a\tau}{\pi}} \qquad \text{et} \qquad d_0 = \frac{1+\upsilon}{1-\upsilon}\alpha A\delta\frac{2\theta}{\tau}\sum_{n=1}^{+\infty}\frac{1}{\sqrt{n}}\frac{\sin(n\pi\theta/\tau)}{n\pi\theta/\tau}$$

Là encore les déplacements sont périodiques de même période que les variations de température imposées en surface.

La présentation des solutions sous forme de séries de Fourier peut, à première vue, rendre difficile leur utilisation pratique. Heureusement, on peut bien souvent se contenter des premiers termes des séries pour obtenir une idée assez bonne des résultats.

2.5- Cas d'un saut de la température ou du flux de chaleur en surface (solution en régime transitoire)

Dans les exemples précédents, seules les solutions en régime périodique sont données, ce qui suppose que le milieu ne subit, globalement, ni échauffement ni refroidissement : sur une période, la chaleur fournie au milieu et la chaleur qui s'en échappe se compensent. La température moyenne en surface est de plus égale à celle vers laquelle tendent les températures en profondeur. L'utilisation des solutions fournies n'est donc pas évidente puisqu'elles supposent une régularité parfaite des variations de température ou de flux de chaleur imposées en surface, comme il peut sembler difficile *a priori* d'en trouver dans la réalité, à tout le moins sur de longues périodes. Il semble donc nécessaire de s'orienter vers des résolutions en régime transitoire. Les formulations analytiques sont complexes dans ce cas et il est souvent fait appel aux méthodes numériques. On présente pourtant ici deux cas simple dans lequel la solution analytique est connue.

2.5.1- Cas d'un saut de température

On considère le cas où le profil de température initial est uniforme, de valeur $T(x,t<0)=T_0$, et on applique à l'instant $t=0$ un saut de température sur la surface, qui fait brutalement passer celle-ci à la température T_1 : $T(x=0,t\geq 0)=T_0$. Le champ de température dans le milieu pour $t>0$ est classiquement donné sous la forme :

$$T(x,t) = T_0 + (T_1 - T_0)\cdot erfc\left(\frac{x}{2\sqrt{at}}\right)$$

où *erfc* désigne la fonction d'erreur complémentaire, calculée pour une loi normale centrée réduite :

$$erfc(y) = 1 - \int_{u=0}^{y} e^{-u^2}\,du$$

L'effet du changement de température en surface se propage donc progressivement dans le milieu : les températures à l'intérieur de celui-ci changent continûment et tendent asymptotiquement vers la valeur

T_1. On n'atteint donc jamais de nouvel équilibre thermique (températures constantes). On reste au contraire en **régime transitoire**.

On peut définir une vitesse de propagation apparente des variations de température dans le milieu en raisonnant sur l'augmentation progressive de la profondeur-limite à laquelle la variation de température devient significative, *i.e.* atteint un certain pourcentage de la variation maximale. Ce pourcentage est lié à une valeur ζ de la variable de la fonction d'erreur complémentaire. Ainsi, la profondeur-limite x_ζ à un instant t est-elle donnée régie par :

$$\frac{x_\zeta}{2\sqrt{at}} = \zeta$$

La vitesse de déplacement de cette profondeur-limite est donc :

$$v_\zeta = \frac{dx_\zeta}{dt_\zeta} = \zeta\sqrt{\frac{a}{t}}$$

On parlera de « vitesse de déplacement du front de variation significative ». Cette vitesse, très grande au tout début du phénomène, décroît rapidement avec le temps. (Rappelons que cette vitesse ne peut pas être assimilée à une vitesse de propagation des variations de températures *stricto sensu*, puisque, en toute rigueur, la perturbation thermique en surface se répercute instantanément à toutes les profondeurs.)

Moyennant quelques calculs sur lesquels on n'insistera pas ici, on montre alors que :

$$d(t) = 2\frac{1+\upsilon}{1-\upsilon}\alpha\left(T_1 - T_0\right)\sqrt{\frac{at}{\pi}}$$

Le déplacement de la surface libre croît donc progressivement avec le temps, dès l'application du changement de température.

2.5.2- Cas d'un saut de flux de chaleur

Pour finir, on considère le cas où le profil de température initial est uniforme, de valeur $T(x,t<0)=T_0$ et où le flux de chaleur à travers la surface libre est nul : $Q(x=0,t<0)=0$. A l'instant $t=0$, on suppose que ce flux passe brutalement à la valeur Q_0 : $Q(x=0,t\geq 0)=Q_0$. Le flux $Q(x=+\infty,t)$ est, quant à lui, constamment nul. Le champ de température dans le milieu pour $t>0$ est alors donné par :

$$T\left(x,t\right) = T_0 + \frac{Q_0}{k}\left[\sqrt{\frac{4at}{\pi}}\cdot e^{-x^2/4at} - x\cdot erfc\left(\frac{x}{2\sqrt{at}}\right)\right]$$

Ce qui fournit un flux de chaleur de la forme :

$$Q\left(x,t\right) = -k\frac{\partial T}{\partial x} = Q_0 erfc\left(\frac{x}{2\sqrt{at}}\right)$$

et un déplacement de la surface libre de la forme :

$$d(t) = \frac{1+\upsilon}{1-\upsilon}\alpha\frac{aQ_0}{k}t = \frac{1+\upsilon}{1-\upsilon}\frac{\alpha}{\rho c_p}Q_0 t$$

Les expressions simples de $T(x,t)$ et de $d(t)$ fournies dans les deux cas précédents peuvent servir de base pour l'estimation de la réponse thermomécanique du milieu à une variation brutale de la température ou du flux de chaleur en surface ou à toute succession de telles variations par le biais du principe de superposition des solutions. En approchant par une succession de paliers une chronique quelconque des températures ou de flux en surface, on peut même utiliser la formulation ci-dessus pour estimer la réponse à une telle chronique en régime transitoire. Par rapport aux calculs en régime périodique, le cas du palier présente l'avantage de permettre de prendre en compte le chauffage ou le refroidissement progressif du milieu. En revanche, la fait que la température initiale doive être uniforme peut être contraignant.

*****

***

*

ANNEXE 4 : CALCULS ANALYTIQUES DES EFFETS THERMOMECANIQUES DANS LE CAS D'UNE PLAQUE D'EPAISSEUR CONSTANTE

On considère la cas d'une « plaque » de milieu continu, de surface infinie dans toutes les directions et d'épaisseur L. Le problème est unidimensionnel, régi par la seule variable d'espace x. A l'instant t_0, la plaque est en équilibre mécanique à la température uniforme T_0. Entre les instants t_0 et t_1, on porte à la température T_1 une tranche de la plaque d'épaisseur l comme indiqué sur la Figure A4-1. On suppose qu'à l'instant t_1 un nouvel état d'équilibre mécanique s'est établi (bien qu'il n'y ait pas équilibre thermique) et qu'un dispositif permet de maintenir constante l'épaisseur de la plaque. On cherche ici à déterminer les déplacements u ainsi que les variations de la déformation normale et de la contrainte normale selon x (respectivement $\Delta\varepsilon_{xx}$ et $\Delta\sigma_{xx}$) associés à la variation de température entre les instants t_0 et t_1.

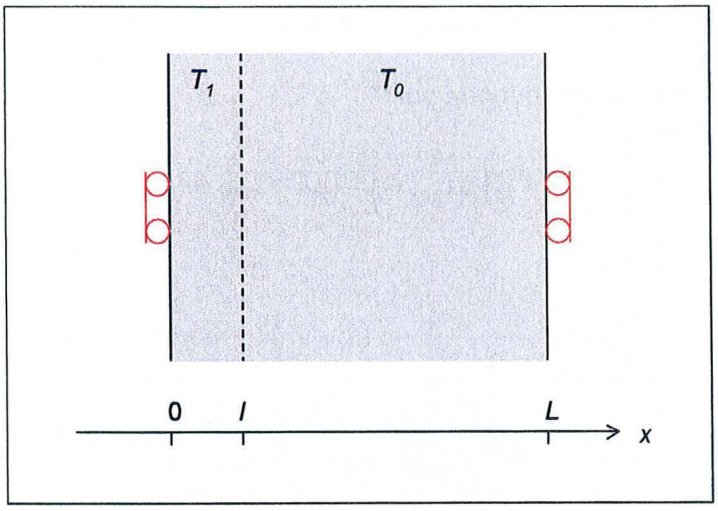


Figure A4-1 : Tranche d'épaisseur constante

L'équation de Navier anisotherme s'écrit :

$$(\lambda+2\mu)\cdot\frac{\partial^2 u}{\partial x^2}=\alpha(3\lambda+2\mu)\cdot\frac{\partial\Delta T}{\partial x}$$

Avec les conditions $u(x=0,t_1)=0$ et $u(x=L,t_1)=0$, on obtient par double intégration :

$$\begin{cases} u(x)=\gamma_1 x & \text{pour } 0\le x<l \\ u(x)=\gamma_2(x-L) & \text{pour } l<x\le L \end{cases}$$

où γ_1 et γ_2 sont deux constantes. Les déplacements en $x=l$ sont nécessairement continus, donc :

$$\gamma_2=\frac{l}{l-L}\gamma_1$$

En termes de déformations totales, il vient :

$$\Delta\varepsilon_{xx}(x) = \frac{\partial u}{\partial x}(x) = \begin{cases} \gamma_1 & \text{pour } 0 \le x < l \\ \gamma_2 = \dfrac{l}{l-L}\gamma_1 & \text{pour } l < x \le L \end{cases}$$

Or, la variation de déformation thermique entre t_0 et t_1 est :

$$\Delta\varepsilon_{xx,T}(x) = \alpha \cdot \Delta T(x) = \begin{cases} \alpha \cdot (T_1 - T_0) & \text{pour } 0 \le x < l \\ 0 & \text{pour } l < x \le L \end{cases}$$

On en déduit la variation de déformation mécanique :

$$\Delta\varepsilon_{xx,M}(x) = \Delta\varepsilon_{xx}(x) - \Delta\varepsilon_{xx,T}(x) = \begin{cases} \gamma_1 - \alpha \cdot (T_1 - T_0) & \text{pour } 0 \le x < l \\ \dfrac{l}{l-L}\gamma_1 & \text{pour } l < x \le L \end{cases}$$

Ainsi la variation de contrainte est-elle donnée par :

$$\Delta\sigma_{xx}(x) = 2\mu \cdot \Delta\varepsilon_{xx,M}(x) + \lambda \operatorname{tr}\left(\overline{\overline{\Delta\varepsilon_M}}(x)\right) = (3\lambda + 2\mu)\Delta\varepsilon_{xx,M}(x) = \frac{E}{1-2\upsilon}\Delta\varepsilon_{xx,M}(x)$$

et :

$$\Delta\sigma_{xx}(x) = \begin{cases} \dfrac{E}{1-2\upsilon} \cdot \left[\gamma_1 - \alpha(T_1 - T_0)\right] & \text{pour } 0 \le x < l \\ \dfrac{E}{1-2\upsilon} \cdot \dfrac{l}{l-L}\gamma_1 & \text{pour } l < x \le L \end{cases}$$

Par continuité des contraintes en $x=l$, il vient :

$$\left(1 - \frac{l}{l-L}\right)\gamma_1 = \alpha(T_1 - T_0)$$

Par suite :

$$\Delta\sigma_{xx}(x) = -\frac{E}{1-2\upsilon}\frac{l}{L}\alpha(T_1 - T_0)$$

En définitive, en modifiant la température sur une épaisseur l, aussi petite soit-elle, on provoque une modification uniforme de l'état de contrainte dans tout le matériau. (Tout se passe en fait comme si, au cours d'une sollicitation purement mécanique, on avait modifié l'épaisseur de la plaque d'une quantité égale à la déformation thermique totale.)

Ce calcul très simple montre que la zone affectée par une modification des paramètres mécaniques peut être beaucoup plus grande que celle affectée par une modification de la température. Il n'a cependant qu'une valeur conceptuelle puisqu'il suppose que les déplacements sont empêchés de part et d'autre de la plaque, ce qui n'est évidemment que rarement le cas dans la réalité, où une accommodation des déformations est le plus souvent possible, surtout lorsque la géométrie ne peut être ramenée à une seule dimension.

*****

***

*

ANNEXE 5 : CONDITIONS AUX LIMITES THERMIQUES EN SURFACE ET EN PROFONDEUR

Toute modélisation des phénomènes thermomécaniques de surface pose inévitablement le problème des conditions aux limites thermiques et mécaniques du modèle. D'un point de vue thermique, il faut en particulier préciser la température à l'instant initial et « *à tout instant postérieur à l'état initial et en tout point du pourtour du corps considéré, une grandeur qui peut être la température, le gradient normal de la température (i.e. le flux de chaleur) ou encore une combinaison entre ces grandeurs. Le pourtour peut être divisé en morceaux, une des conditions précédentes étant donnée sur chacun des morceaux.* » (Berest *et al.*, 1988, p 21). Nous nous attarderons d'abord sur la valeur à donner à cette « *grandeur* » en surface avant d'évoquer la condition aux limites thermique en profondeur.

1- MULTIPLICITE DES CONDITIONS AUX LIMITES THERMIQUE EN SURFACE

1.1- Condition en température imposée

D'un point de vue mathématique, la plus simple des conditions aux limites thermique en surface est la condition en température imposée : les températures de la surface varient en respectant une chronique de températures définie par l'utilisateur. (On peut éventuellement utiliser différentes chroniques, en appliquant chacune d'elles sur une partie de la surface.)

La qualité du modèle reposera alors en partie sur le choix judicieux de la (des) chronique(s) de températures. Ce choix peut s'appuyer sur le bon sens, sur des mesures de températures réalisées *in situ* sur le site à modéliser, ou sur un site voisin. Dans tous les cas, il ne faut pas oublier que la température de surface peut varier très notablement dans le temps et l'espace sous l'effet de différences de rayonnement solaire, de couverture nuageuse, de température de l'air, de la saison (Jenkins & Smith, 1990) , ce qui rend difficile la détermination d'une chronique de température de surface utilisable pour tous les modèles et en tous les points de la surface d'un modèle donné.

En première approximation, il est toujours possible de tester des chroniques-types, telles qu'une variation de température dépendant sinusoïdalement du temps. On peut également supposer que la température de surface diffère peu de la température de l'air, qui est aisément mesurable . Nous verrons plus loin ce que signifie cette approximation.

1.2- Conditions issues du bilan d'énergie thermique de la surface

Après la condition en température imposée, une autre condition aux limites classique est la condition en flux imposé. Comme précédemment, la détermination de la chronique de flux peut reposer sur des mesures de flux de chaleur à travers la surface considéré, *via* des mesures du gradient thermique existant au niveau de celle-ci. En l'absence de telles mesures, un bilan d'énergie thermique au niveau de la surface du milieu peut permettre de déterminer le flux de chaleur qui pénètre dans le sous-sol, soit Q_0. Sur la base des conventions de la Figure A5-1, ce dernier s'écrit :

$$Q_0 = -k \left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=0} = Q_1 - Q_2$$

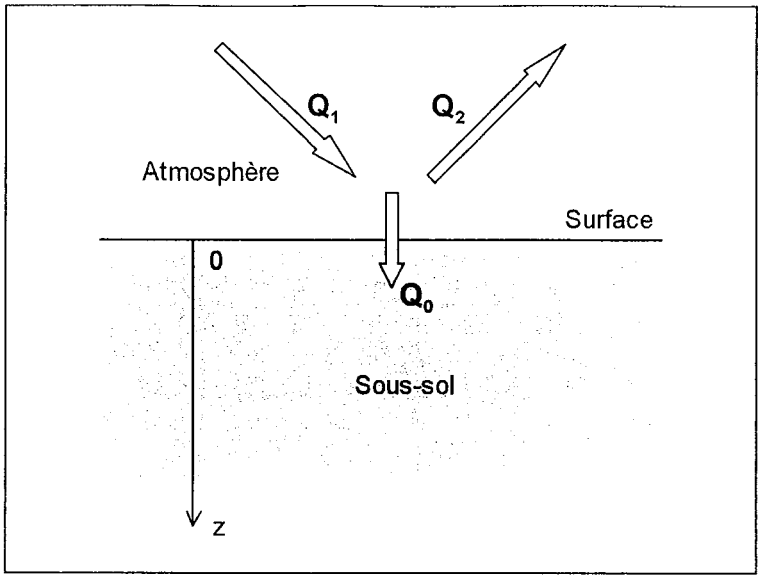


Figure A5-1 : Flux de chaleur échangés entre le sous-sol et l'atmosphère à travers la surface du sol.

1.2.1- Le bilan radiatif de la Terre : un bilan moyen équilibré

Etablir un bilan d'énergie thermique n'est pas un chose aisée, tant les modes d'échanges de chaleur à travers l'interface entre le sous-sol et l'atmosphère sont variés et leurs participations relatives au bilan global difficiles à quantifier. Le bilan moyen, calculé sur une année et pour une zone climatique donnée (voire parfois à l'échelle de la planète entière), est pourtant relativement bien connu (voir par exemple Kandel & Fouquart, 1992), notamment parce qu'il est un paramètre déterminant des phénomènes météorologiques et des évolutions climatiques. Ce bilan s'appelle le **bilan radiatif**, terme inexact car tous les échanges de chaleur ne se font pas par rayonnement.

Tel que présenté sur la Figure A5-2, le bilan au niveau de la surface du globe fait essentiellement apparaître, d'une part, le flux solaire (direct ou diffus) parvenant au sol et partiellement réfléchi par lui (essentiellement dans le domaine visible et l'infrarouge proche : ondes courtes) et, d'autre part, le rayonnement thermique infrarouge (ondes longues) de type « corps noir » émis par la Terre et par l'atmosphère (effet de serre). S'ajoutent à cela les phénomènes de transfert convectif et de perte de chaleur par changement de phase.

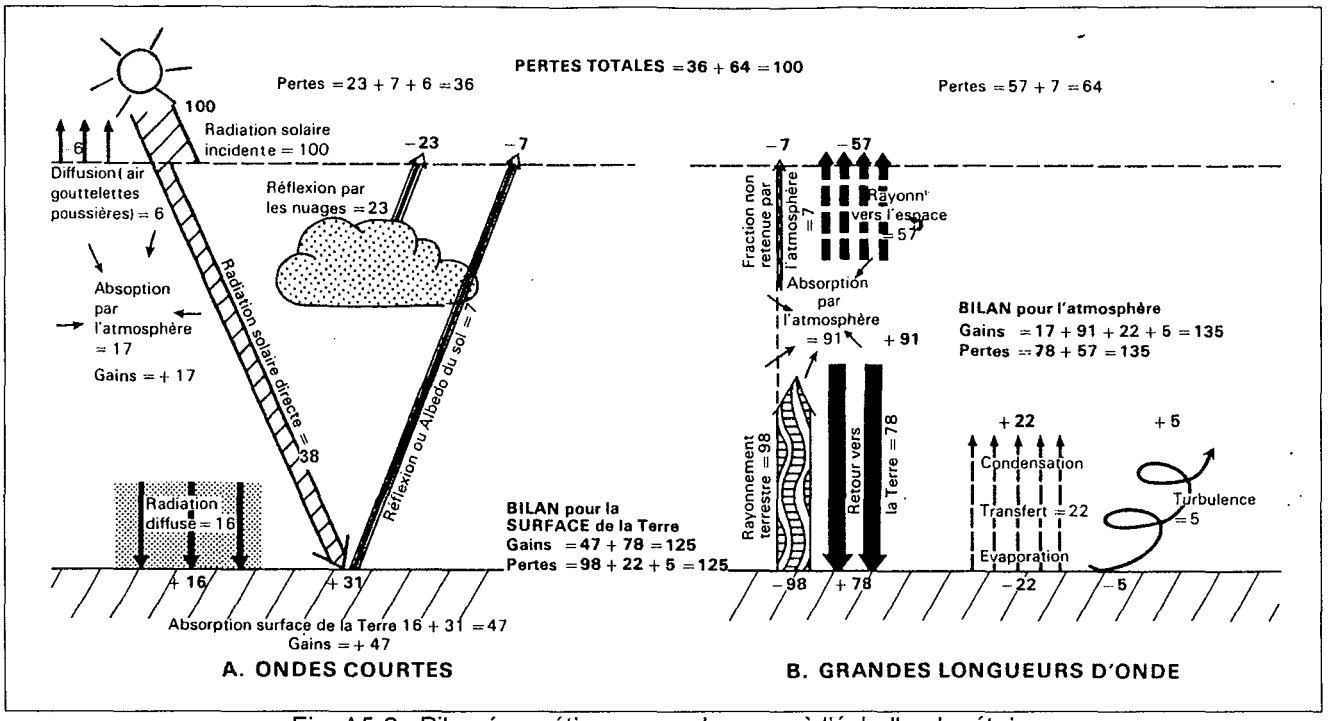


Fig. A5-2 : Bilan énergétique annuel moyen à l'échelle planétaire.
Les flux sont exprimé en pourcentages de la « radiation solaire incidente » au sommet de l'atmosphère, dont les mesures spatiales permettent d'estimer assez fidèlement la valeur à 342 W.m^{-2} (Kandel & Fouquart, 1992).
D'après Budyko, Barry et Chorley (référence exacte non déterminée)

1.2.2- Nécessité d'utiliser un bilan instantané non équilibré

Le bilan radiatif de la Terre ne tient pas compte des phénomènes se produisant dans le sous-sol, la surface étant assimilée à un « miroir » qui, en moyenne, renvoie vers l'atmosphère tout ce qu'elle a reçu d'elle. Sur un an et à l'échelle planétaire, Q_1=Q_2 en moyenne. Ceci exclut toute variation de l'énergie thermique et donc de la température du sous-sol (Q_0=*0* en moyenne), phénomène auquel nous nous intéressons justement. Pour expliquer les variations de température du sous-sol à l'échelle de quelques heures ou de quelques mois, il faut donc s'orienter vers un **bilan instantané**, contenant les mêmes composantes que le bilan annuel moyen, mais avec des valeurs différentes de telle manière que les deux flux Q_1 et Q_2 ne soient pas toujours strictement égaux et que la chaleur puisse, temporairement au moins, s'accumuler dans le sous-sol. Pour simplifier, on écrira l'équation bilan suivante, d'après Berest & Weber (1988, p106), Berger (1992, p 210), Mihalakakou *et al.* (1997) et Mihalakakou (2002) :

$$Q_0 = -k\left.\frac{\partial T}{\partial z}\right|_{z=0} = Q_1 - Q_2 = (1-A)\cdot Q_{soleil} + Q_{serre} - Q_{ray} - Q_{conv} - Q_{lat}$$

avec : $Q_{ray} = \varepsilon\sigma T_{z=0}^4$ (Loi de Stefan-Boltzmann, principe du corps noir)

$Q_{conv} = h\cdot(T_{z=0} - T_{air})$ (Loi de convection de Newton)

Les notations utilisées sont les suivantes, sur la base du vocabulaire de la Figure A5-2 :

Q_{soleil} : « *Radiation solaire directe* » et « *diffuse* » parvenant au niveau de la surface sous forme d'ondes courtes,
Q_{serre} : Flux de chaleur lié à l'effet de serre, *i.e.* émis vers le sol par l'atmosphère et les nuages sous forme d'ondes longues (« *retour vers la Terre* » sur la Figure A5-2),
Q_{ray} : « *Rayonnement terrestre* » de type corps noir, aux grandes longueurs d'onde,
Q_{conv} : Perte de chaleur par convection naturelle et forcée (« *turbulence* » sur la Figure A5-2),

Q_{lat} : Perte de chaleur latente lors des changements de phase de l'eau (évaporation, condensation), incorporant éventuellement l'effet du couvert végétal (évapotranspiration),
A : Albedo de la surface, *i.e.* fraction réfléchie du rayonnement solaire reçu ($A \approx 0,3$ à $0,4$ pour les gneiss, d'après Berger, 1992, p 443),
ε : Emissivité de la surface du sol par rapport au corps noir selon le principe du corps gris ($\varepsilon \approx 0,9$),
σ : Constante de Stefan-Boltzmann ($\sigma = 5,674\ 10^{-8}$ W.m^{-2}.K^{-4}),
h : Coefficient d'échange convectif de Newton
k : Conductivité thermique du sous-sol
$T_{z=0}$: Température de la surface du sol en K
T_{air} : Température de l'air au voisinage de la surface en K

D'après les valeurs indiquées sur la Figure A5-2, en moyenne sur une année à l'échelle planétaire, les flux se compensent :

$Q_{soleil} \approx (0,16 + 0,38 - 0,07) \times 342 \approx 160$ W.m^{-2}
$Q_{serre} \approx 0,78 \times 342 \approx 267$ W.m^{-2}
$Q_{ray} \approx 0,98 \times 342 \approx 335$ W.m^{-2}
$Q_{conv} \approx 0,05 \times 342 \approx 17$ W.m^{-2}
$Q_{lat} \approx 0,22 \times 342 \approx 75$ W.m^{-2} (Ce terme intervient en fait essentiellement au-dessus des océans.)

Les valeurs des différents flux de chaleur ne sont pas connues *a priori*, mais on peut raisonner en considérant des cas simples où un mode d'échange thermique entre la surface du sol et l'atmosphère est prépondérant sur les autres, sans nécessairement chercher à justifier cette prépondérance. On peut, par exemple, raisonnablement supposer que, lors des journées très ensoleillées, aux heures où la surface est exposée pleinement au soleil, le terme prédominant du membre de droite de l'équation bilan est le terme de radiation solaire :

$$Q_0 = -k \left.\frac{\partial T}{\partial z}\right|_{z=0} \approx (1-A) \cdot Q_{soleil}$$

On obtient alors une **condition aux limites en flux imposé**, le flux de chaleur à travers la surface du sol étant égal, à un coefficient près, au flux de chaleur solaire parvenant au niveau du sol de manière directe ou diffuse. Si ce flux n'est pas mesuré au niveau du sol, Mihalakakou *et al.* (1997) proposent de considérer, en première approximation, qu'il varie de manière sinusoïdale avec le temps.

Si, au contraire, le terme prédominant est le terme convectif (comme c'est peut-être le cas à l'ombre, lorsque l'amplitude de variation de la température de l'air est importante), il vient :

$$Q_0 = -k \left.\frac{\partial T}{\partial z}\right|_{z=0} \approx h \cdot (T_{z=0} - T_{air})$$

Cette condition aux limites fait intervenir à la fois la température et la flux au niveau de la surface. On parle de **condition aux limites en convection**. Ce type de condition n'est pas simple à utiliser, notamment parce que le coefficient d'échange convectif h peut varier considérablement suivant la nature de la convection (naturelle ou forcée) et suivant son moteur (vent, etc.). Mostrel & Givoni (1982) proposent d'utiliser la relation :

$$h = 0,5 + 1,2\sqrt{v_{vent}}$$

où v_{vent} désigne la vitesse du vent en m.s^{-1}. De manière générale, h peut être calculé en fonction de certains nombres adimensionnels (nombres de Rayleigh, Grashof, Prandtl, Nusslet). Nous n'entrerons pas dans les détails des calculs ici ; un exposé complet est disponible dans l'ouvrage de Holman (2002). On se contentera de noter que, si h est suffisamment grand, on retrouve une **condition aux limites en température imposée**, la température de la surface du sol étant égale à la température de l'air à son voisinage. Là aussi, Mihalakakou *et al.* (1997) suggèrent de considérer, une variation sinusoïdale avec le temps de la température.

En dernier lieu, si on considère que le terme de rayonnement de type corps gris est prédominant (par exemple la nuit, lorsque la température de la surface du sol et la température de l'air sont peu différentes), on obtient une **condition aux limites en rayonnement** :

$$Q_0 = -k \left.\frac{\partial T}{\partial z}\right|_{z=0} \approx \varepsilon \sigma T_{z=0}^4$$

1.3- Conclusion sur les conditions aux limites thermiques en surface

La digression ci-dessus montre qu'il n'existe pas une condition aux limites thermique évidente et immédiate, valable dans toutes les situations. La condition aux limite utilisée dépendra à la fois du problème étudié, des données disponibles (mesures de température en surface, mesure du flux solaire incident, etc.), du moment de la journée (jour ou nuit), des conditions météorologiques (ciel dégagé ou couvert), de la zone du modèle à laquelle la condition doit être appliquée (à l'ombre ou en plein soleil), etc. En première approximation, on recourt généralement à une condition aux limites en température ou en flux imposé, en considérant une température ou un flux variant de manière sinusoïdale avec le temps.

2- LA CONDITION AUX LIMITES THERMIQUE EN PROFONDEUR

S'il est évident qu'un modèle numérique visant à rendre compte des phénomènes thermomécaniques de surface aura l'interface air-roche comme limite supérieure (d'où la discussion de la section précédente), il n'en est pas moins nécessaire que ce modèle ait également une limite inférieure puisqu'il ne peut être d'extension infinie. Sur cette limite inférieure doit également être appliquée une condition aux limites thermique, dont il est question ici. Afin de rendre compte de son rôle, on considère une tranche de terrain comprise entre la surface du sol et une surface parallèle à celui-ci, située à une profondeur p (Figure A5-3). On supposera que p est juste suffisamment grand pour que le sous-sol « profond » soit affranchi de l'essentiel des perturbations thermiques journalières et annuelles de surface ($p \approx 100$ m peut convenir).

On peut considérer qu'il n'y a, en moyenne (sur une ou plusieurs années, par exemple), ni accumulation ni perte d'énergie thermique dans le sous-sol « superficiel », faute de quoi il subirait un échauffement ou un refroidissement progressif à l'échelle de quelques années, ce que rien n'atteste. Le bilan thermique annuel moyen à la surface ne peut donc être exactement nul, comme il a été dit plus haut, mais doit être égal au flux Q_g provenant du sous-sol « profond » et résultant de la déperdition de la chaleur primitive de la Terre ainsi que de la désintégration radioactive du noyau et de la croûte. Q_g est connu sous le nom de « **flux géothermique** ». En France, hormis quelques cas particuliers qui ne nous concernent pas (thermalisme, activités fumerolliennes, geysers, volcanisme...), ce flux de chaleur d'origine interne est sensiblement constant dans le temps et de l'ordre de 50 à 100 $mW.m^{-2}$ (Mechler, 1982, cité par Goy, 1996). Il est donc totalement imperceptible en surface, où il est masqué par les flux thermiques correspondant aux échanges avec l'atmosphère, qui lui sont supérieurs de 3 à 4 ordres de grandeur. (Se souvenir que le flux solaire arrivant au niveau du sol est de l'ordre de 160 $W.m^{-2}$.) C'est pour cette raison que le flux géothermique peut être négligé lors d'un bilan d'énergie en surface, ce dernier pouvant être considéré comme quasi-nul en moyenne.

En profondeur en revanche, une fois suffisamment atténués les effets thermiques des variations de température et de flux en surface, le flux géothermique est matérialisé par l'augmentation progressive de la température avec la profondeur de l'ordre de 30°C.km^{-1} (**gradient géothermique**).

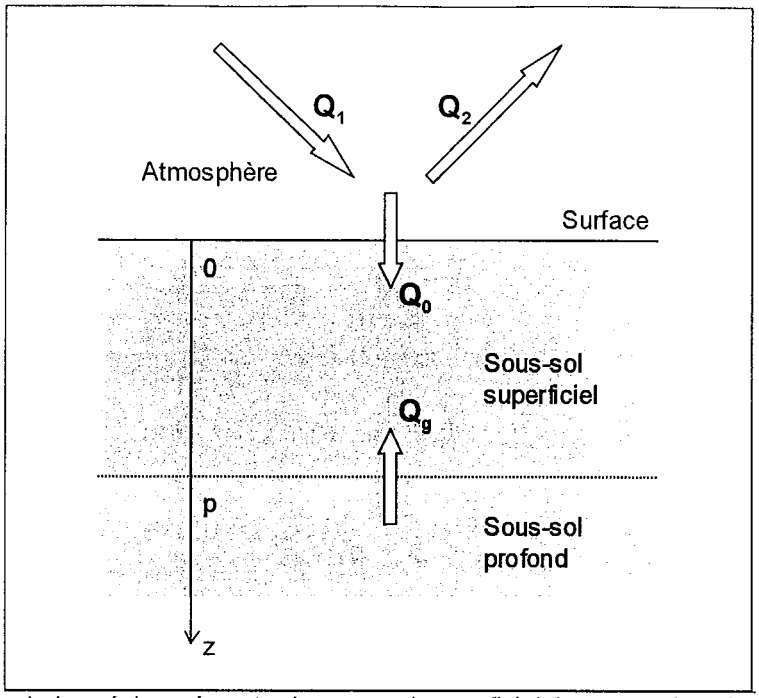


Fig. A5-3 : Flux de chaleur échangés entre le sous-sol superficiel, le sous-sol profond et l'atmosphère.

Pour être tout à fait exact, le calcul du profil thermique et des flux de chaleur dans le sous-sol « superficiel » doit donc tenir compte des échanges de chaleur à la fois en surface et à la profondeur *p*. En vertu du principe de superposition, la solution de problème peut être obtenue en additionnant les résultats de deux sous-problèmes, tels que présentés sur la Figure A5-4 :

- Dans le premier sous-problème (à gauche), un flux de chaleur périodique Q_0 de moyenne annuelle nulle (ou une variation périodique de température, ce qui revient au même) est appliqué à la surface. En régime périodique établi, les variations de surface s'atténuent très vite avec la profondeur, si bien que l'on peut considérer le flux à la profondeur *p* comme nul (ou tout à fait négligeable devant le flux géothermique) pour peu que *p* soit suffisamment grand.
- Dans le second sous-problème (à droite), le flux géothermique Q_g constant traverse le sous-sol « superficiel » de part en part.

Dans la pratique, on s'intéresse généralement uniquement aux variations de température et de flux dans le temps, ainsi qu'à leurs conséquences. De ce fait, on peut légitimement faire abstraction du second sous-problème, dans lequel toutes les variables sont constantes. Ceci autorise à ne pas tenir compte du flux géothermique et à utiliser, comme nous l'avons fait dans nos modèles numériques (Chapitre 3) une condition aux limites en flux nul (**limite adiabatique**) en profondeur, à la condition expresse que la limite profonde se trouve suffisamment loin des perturbations de surface.

En définitive, les phénomènes thermomécaniques de surface sont essentiellement régis par les conditions d'équilibre énergétique avec l'atmosphère « *où les flux d'énergie sont tellement plus intenses que dans le sous-sol, que la température* [et le flux de chaleur sont] *pratiquement imposé*[s] *par la météorologie* » (Goguel *in* Berest *et al.*, 1988, p 8).

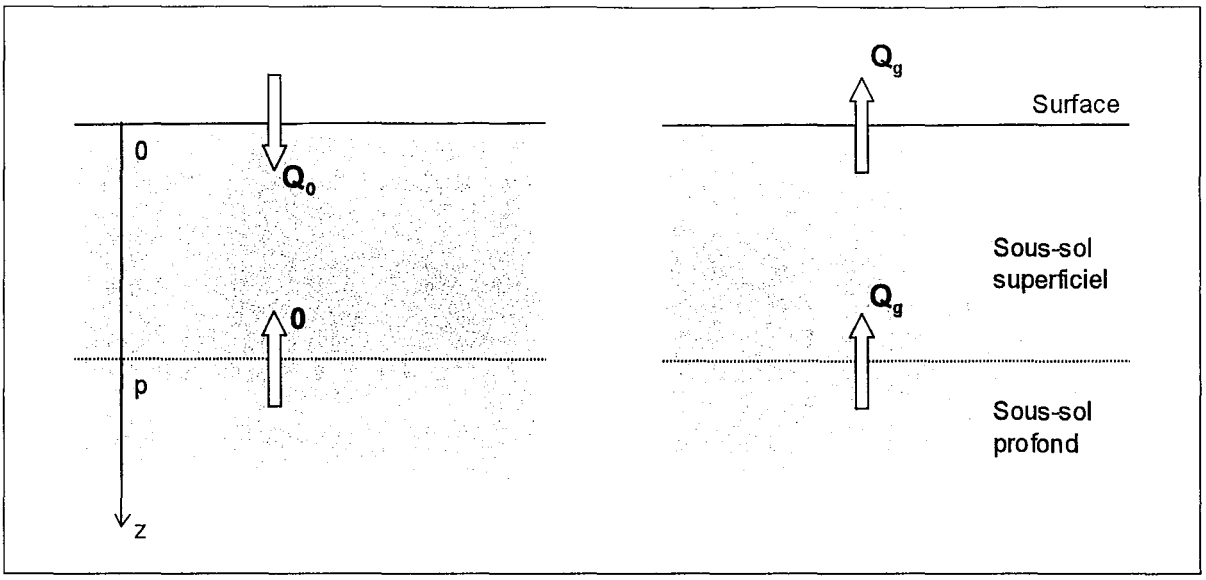


Fig. A5-4 : Flux de chaleur échangés entre le sous-sol superficiel, le sous-sol profond et l'atmosphère. Les flux variables (à gauche) et constants (à droite) ayant été séparés en vertu du principe de superposition.

*****
***
*

ANNEXE 6 : CALCULS ANALYTIQUES DE L'ETAT DE CONTRAINTES REGNANT DANS UN VERSANT ELASTIQUE INFINI

Considérons un milieu continu semi-infini dont la surface libre forme un angle β ($0 \leq \beta \leq 90°$) avec l'horizontal (Figure A6-1). Dans le versant ainsi déterminé règnent un champ de contraintes $\overline{\overline{\sigma}}$ et un champ de déformations $\overline{\overline{\varepsilon}}$ dérivant du champ de déplacement $\vec{u}$ (calculé par rapport à un état initial fictif dans lequel toutes ces grandeurs sont nulles). Nous supposerons que le comportement du milieu est élastique linéaire. Pour des raisons géométrique, le problème est régi par la seule variable d'espace z correspondant à la distance à la surface libre $\left(\frac{\partial \cdot}{\partial x} = \frac{\partial \cdot}{\partial y} = 0\right)$.

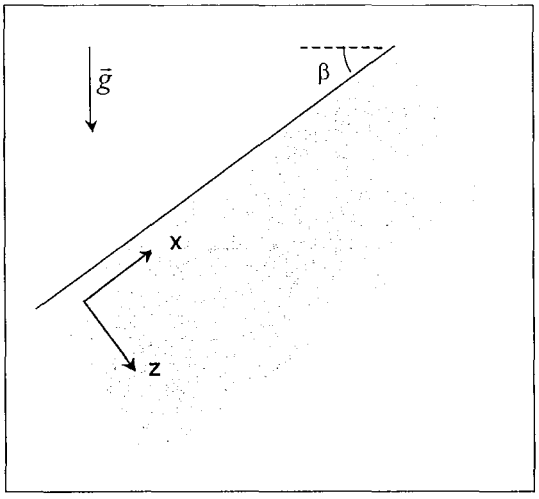


Figure A6-1 : Versant infini de pente β.

1- TENSEURS DES CONTRAINTES ET DES DEFORMATIONS

L'équation d'équilibre s'écrit : $\mathrm{div}\,\overline{\overline{\sigma}} + \rho\vec{g} = \vec{0}$. On en tire :

$$\begin{cases} \dfrac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z} - \rho g \sin\beta = 0 \\ \dfrac{\partial \sigma_{yz}}{\partial z} = 0 \\ \dfrac{\partial \sigma_{zz}}{\partial z} + \rho g \cos\beta = 0 \end{cases}$$

Par continuité des contraintes au niveau de la surface libre, on a $\overline{\overline{\sigma}} \cdot \vec{z} = \vec{0}$ en $z = 0$. Par suite :

$$\begin{cases} \sigma_{xz} = \rho g \sin\beta z \\ \sigma_{yz} = 0 \\ \sigma_{zz} = -\rho g \cos\beta z \end{cases}$$

D'autre part, les déplacements étant nuls dans la direction *y* par symétrie (déformation plane), il vient :

$$\overline{\overline{\varepsilon}} = \text{sym grad } \vec{u} = \begin{bmatrix} 0 & 0 & \frac{1}{2}\frac{\partial u_x}{\partial z} \\ 0 & 0 & 0 \\ \frac{1}{2}\frac{\partial u_x}{\partial z} & 0 & \frac{\partial u_z}{\partial z} \end{bmatrix}$$

Avec la loi de comportement, on obtient alors, par identification des expressions du tenseur de contraintes :

$$\overline{\overline{\sigma}} = 2\mu\overline{\overline{\varepsilon}} + \lambda \text{tr}\left(\overline{\overline{\varepsilon}}\right)\cdot\overline{\overline{1}} = \begin{bmatrix} \lambda\frac{\partial u_z}{\partial z} & 0 & \mu\frac{\partial u_x}{\partial z} \\ 0 & \lambda\frac{\partial u_z}{\partial z} & 0 \\ \mu\frac{\partial u_x}{\partial z} & 0 & (\lambda+2\mu)\frac{\partial u_z}{\partial z} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \sigma_{xx} & \sigma_{xy} & \rho g \sin\beta z \\ \sigma_{xy} & \sigma_{yy} & 0 \\ \rho g \sin\beta z & 0 & -\rho g \cos\beta z \end{bmatrix}$$

Ainsi :

$$\sigma_{xx} = \sigma_{yy} = \lambda\frac{\partial u_z}{\partial z} = \frac{\lambda}{\lambda+2\mu}(\lambda+2\mu)\frac{\partial u_z}{\partial z} = -\frac{\lambda}{\lambda+2\mu}\rho g\cos\beta z = \frac{\upsilon}{\upsilon-1}\rho g\cos\beta z$$

Donc :

$$\overline{\overline{\sigma}} = \rho g z \begin{bmatrix} \frac{\upsilon}{\upsilon-1}\cos\beta & 0 & \sin\beta \\ 0 & \frac{\upsilon}{\upsilon-1}\cos\beta & 0 \\ \sin\beta & 0 & -\cos\beta \end{bmatrix}$$

2- ORIENTATION DES CONTRAINTES PRINCIPALES

D'après l'expression du tenseur des contraintes, la magnitude des contraintes principales dépend linéairement de la distance à la surface. Leur orientation, en revanche, est indépendante du point considéré.

On constate que *y* est une direction principale de contrainte principale associée : $\sigma_y = \frac{\upsilon}{\upsilon-1}\rho g\cos\beta z$. Les deux autres directions principales se trouvent dans le plan *xz*. Les contraintes principales associées sont respectivement, par ordre décroissant, σ_+ et σ_-.

On supposera désormais que $\upsilon \leq 1/2$, c'est-à-dire que : $\frac{\upsilon}{1-\upsilon}\rho g\cos\beta z \leq \rho g\cos\beta z$. Dans ce cas, la représentation de Mohr correspondant au plan *xz* est donnée sur les Figures A6-2 et A6-4. On constate graphiquement que $\sigma_- \leq \rho g\cos\beta z \leq 0$. σ_- est donc une contrainte de compression. En

revanche, σ_+ peut être en compression ou en traction suivant les cas. Pour savoir dans quel cas on se trouve, il suffit de déterminer le produit de ces deux contraintes principales :

$$\sigma_+\sigma_- = \rho^2 g^2 z^2 \cdot \begin{vmatrix} \frac{\upsilon}{\upsilon-1}\cos\beta & \sin\beta \\ \sin\beta & -\cos\beta \end{vmatrix} = \left(\frac{\upsilon}{1-\upsilon}\cos^2\beta - \sin^2\beta\right)\rho^2 g^2 z^2 = \left(\frac{1}{1-\upsilon}\cos^2\beta - 1\right)\rho^2 g^2 z^2$$

σ_+ est donc en compression lorsque $\cos^2\beta \geq 1-\upsilon$, *i.e.* lorsque $\sin\beta \leq \sqrt{\upsilon}$. Dans ce cas (pentes faibles), le cercle de Mohr correspondant au plan *xz* n'intercepte pas l'axe des contraintes tangentielles et, d'après la Figure A6-2, $\alpha \geq \beta$. La direction associée à σ_- est alors à pendage aval, comme sur la Figure A6-3. Dans le cas contraire (pentes fortes), σ_+ est en traction (Figure A6-4) et la direction associée à σ_- est alors à pendage amont ($\alpha \leq \beta$), comme sur la Figure A6-5.

Dans les deux cas, l'angle α peut être déterminé graphiquement par l'intermédiaire des Figures A6-2 et A6-4 ou bien analytiquement par la relation :

$$\tan 2\alpha = \frac{\rho g \sin\beta z}{\rho g \cos\beta z - \frac{\rho g \cos\beta z + \frac{\upsilon}{1-\upsilon}\rho g \cos\beta z}{2}} = \left(1 + \frac{1}{1-2\upsilon}\right)\tan\beta > \tan\beta$$

Grâce à cette expression, on constate que la direction de σ_+ ou de σ_- est parallèle à la surface topographique (α=0 ou α=π/2) si, et seulement si, β=0 (surface horizontale).

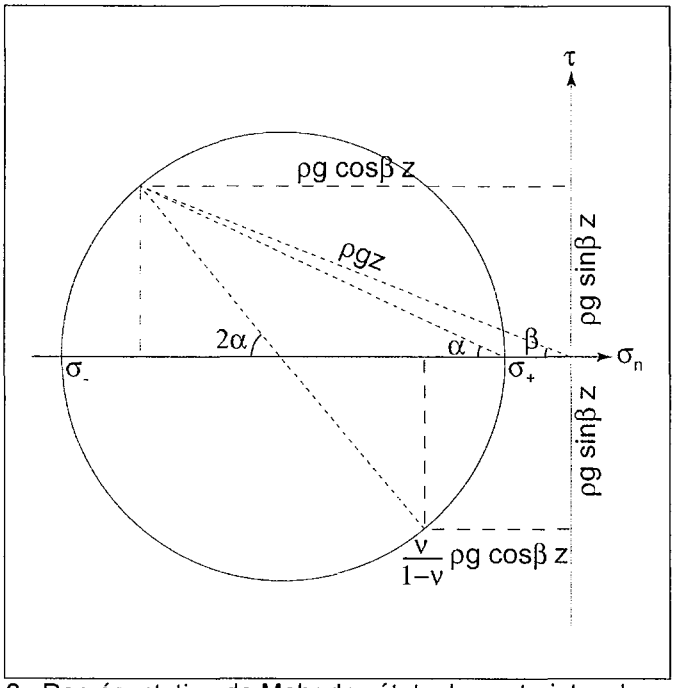


Figure A6-2 : Représentation de Mohr des états de contraintes dans le plan *xz*.
Cas où $1-\cos^2\beta \le \upsilon \le 1/2$ (σ_+ et σ_- en compression).

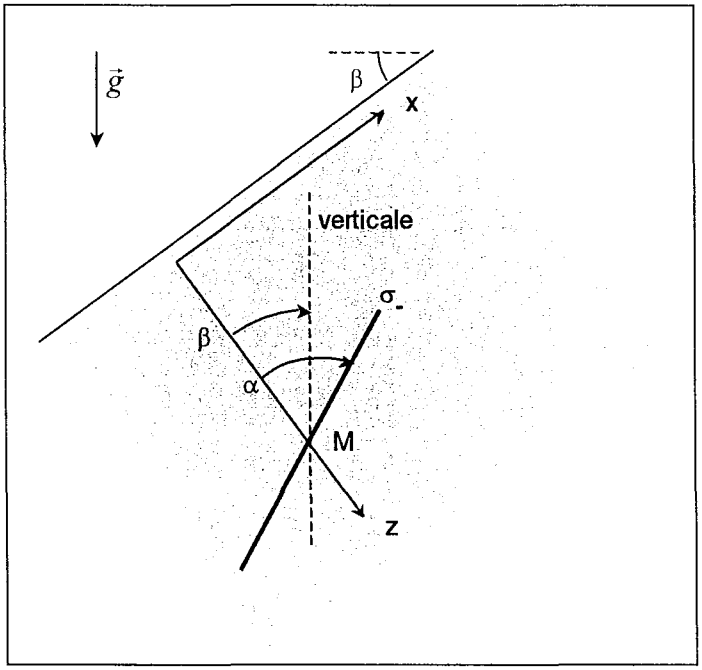


Figure A6-3 : Orientation de la direction principale correspondant à σ_- (contrainte mineure dans le plan *xz*) en M.
Cas où $1-\cos^2\beta \le \upsilon \le 1/2$.

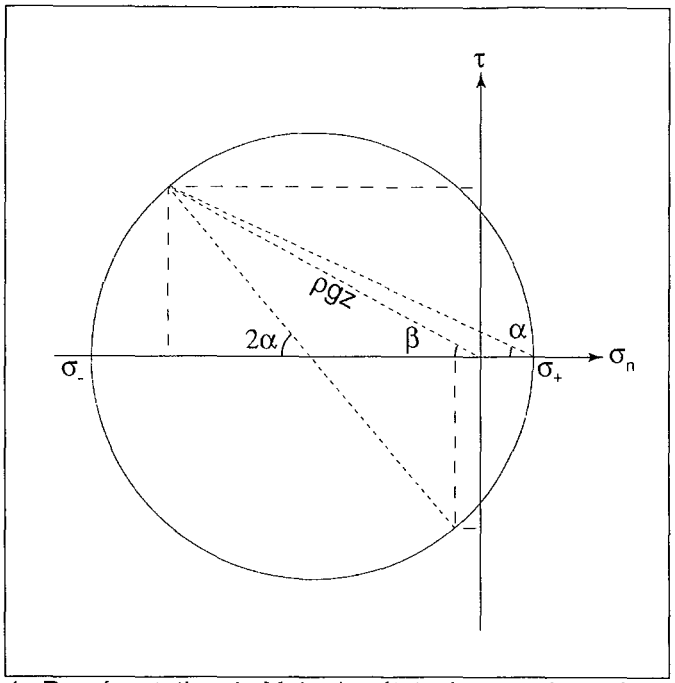


Figure A6-4 : Représentation de Mohr des états de contraintes dans le plan *xz*.
Cas où $\upsilon \leq 1/2$ et $\upsilon \leq 1-\cos^2\beta$ (σ_+ en traction et σ_- en compression).

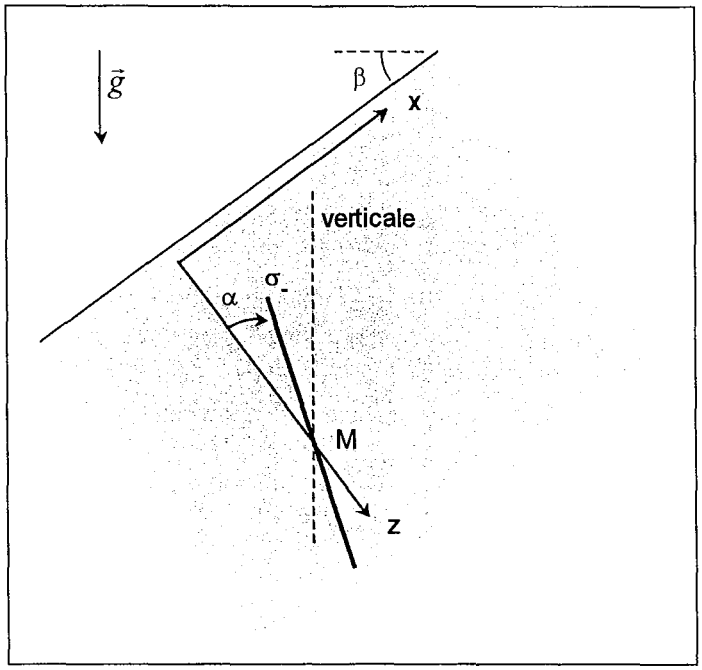


Figure A6-5 : Orientation de la direction principale correspondant à σ_- (contrainte mineure dans le plan *xz*) en M.
Cas où. $\upsilon \leq 1/2$ et $\upsilon \leq 1-\cos^2\beta$.

3- CALCULS ANALYTIQUES DANS D'AUTRES CAS

Les calculs analytiques de l'état de contraintes régnant dans une versant infini suivant d'autres lois de comportement peuvent être trouvés dans l'ouvrage de Bouvard-Lecoanet *et al.* (1988, pp 128-131) :

- milieu sans cohésion et d'angle de frottement $\Phi=\beta$, à la limite de plasticité (dans ce cas, on montre géométriquement que $2\alpha-\Phi=\pi/2$),
- milieu visqueux après relaxation complète.

De tels calculs sont délicats dans le cas de versants finis de forme quelconque, ce qui justifie le recours aux méthodes numériques (voir, par exemple, Arif (1998) pour des calculs en deux dimensions et Mayeur (1999), pour des calculs en trois dimensions), les solutions analytiques existant sous des hypothèses simplificatrices (McTigue & Mei, 1981 ; Savage, 1993 ; Pan *et al.*, 1994 ; Savage, 1994 ; Pan *et al.*, 1995) étant souvent issues de considérations mathématiques non triviales et donc difficilement applicables en pratique.

La Figures A6-6 montre les orientations et les magnitudes des contraintes principales calculées à l'équilibre élastique statique à l'aide du code aux éléments finis CESAR-LCPC pour un versant fini de 1000 m de hauteur et de pente $\beta=45°$, avec les caractéristiques mécaniques suivantes : ρ = 1,8 10^3 kg.m^{-3}, E = 30 MPa et ν =0,4. Les calculs sont bidimensionnels et réalisés selon l'hypothèse des déformations planes. Les bords droit, gauche et inférieur du modèle ne subissent pas de déplacement normal. D'après les calculs du §2, si le versant était infini, σ_+ serait en traction et σ_- en compression, avec $\alpha \approx 40°$ (σ_- à pendage amont). Dans la cas du versant fini qui nous occupe, on constate graphiquement plusieurs écarts notables au cas du versant infini :

- les deux contraintes principales sont en compression,
- σ_+ est nulle à la surface du versant et sa valeur absolue augmente lorsqu'on s'en éloigne,
- σ_- est nulle au niveau du plateau supérieur et sa valeur absolue augmente lorsqu'on s'en éloigne,
- au voisinage du versant, les directions principales correspondant à σ_+ et σ_- sont respectivement quasi-perpendiculaire et quasi-parallèle à la surface topographique. (σ_- est donc à pendage aval.)

Une conséquence importante du champ de contraintes décrit ci-dessus est que, contrairement au cas du versant infini, σ_- n'est pas nulle à la surface du versant et peut même prendre des valeurs compressives très importantes au pied de celui-ci, de l'ordre de 20 MPa dans notre cas. (De telles contraintes ne sont bien-sûr concevables que dans le cadre de l'élasticité. Elles sont parfaitement invraisemblables si on prend en compte les déformations plastiques du matériau.) Par ailleurs, la valeur absolue des contraintes σ_+ et σ_- augmente lorsqu'on s'éloigne de la surface topographique, comme dans le cas d'une surface horizontale conformément au principe du « **poids des terres** » (CFMR, 1999, p 147).

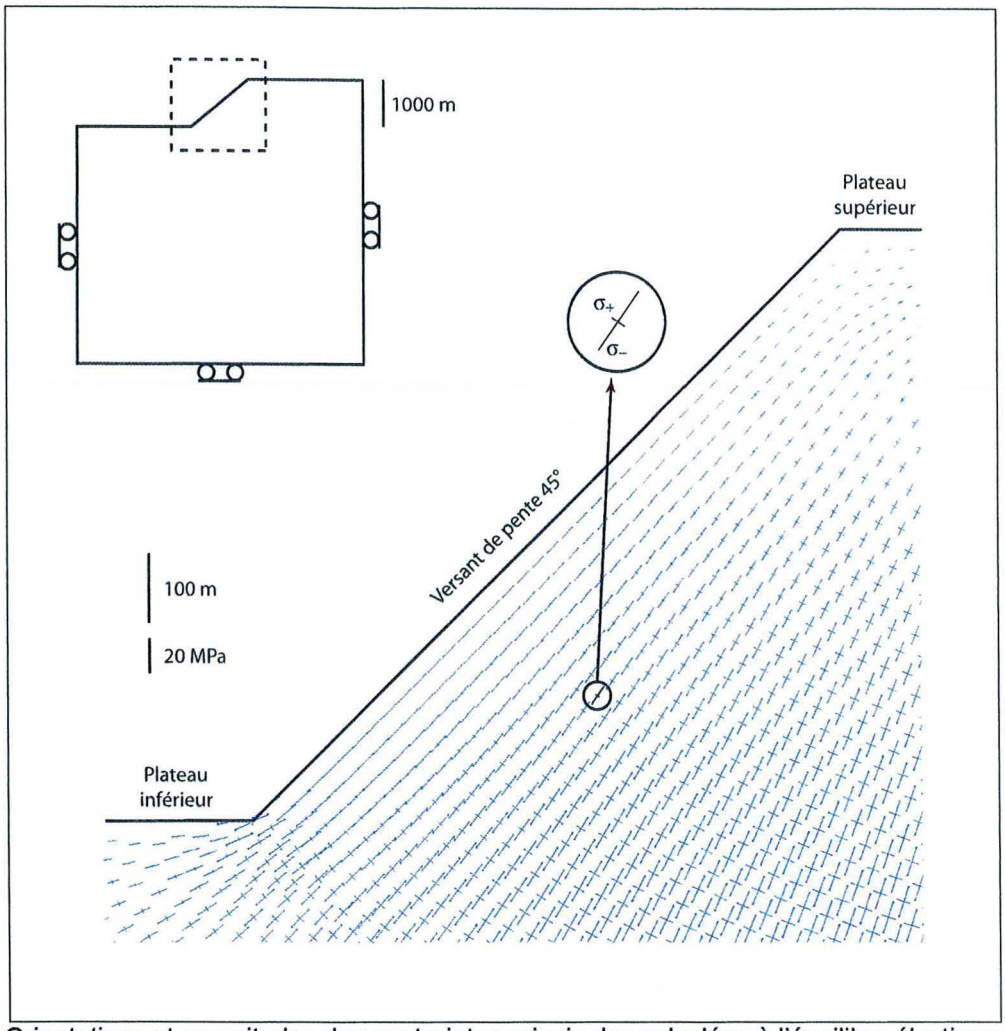


Figure A6-7 : Orientations et magnitudes des contraintes principales calculées à l'équilibre élastique avec CESAR. Les contraintes figurées sont toutes compressives. Rappelons que, dans le cadre de l'hypothèse des déformations planes, la contrainte principale perpendiculaire au plan de la figure peut être calculée à partir des deux contraintes principales de ce plan : $\sigma_{yy} = \upsilon(\sigma_+ + \sigma_-)$.

*****

***

*

ANNEXE 7 : ERREURS AFFECTANT LES MESURES TACHEOMETRIQUES DE PRECISION

« Les ténèbres de l'ignorance valent mieux que la fausse lumière de l'erreur. »
Jean-Jacques Rousseau

1- GENERALITES CONCERNANT L'ANALYSE DES ERREURS DE MESURES

Pour illustrer les principes de base de l'analyse des erreurs de mesure, usons d'une analogie avec le tir à la carabine sur une cible dont le centre représente la valeur vraie que le tireur souhaite atteindre (Figure A7-1). Les impacts des plombs représentent les résultats de 10 mesures successives.

Dans la situation la plus courante, les impacts sont répartis de manière apparemment aléatoire autour du centre de la cible (Figure a), des événements indéterminés et inattendus étant responsables des écarts des plombs par rapport au centre : nervosité du tireur, vent sur le terrain de tir, imperfections de la carabine etc. Un tireur plus expérimenté et placé dans de meilleures conditions de tir peut espérer atteindre le résultat présenté sur la Figure c. De petits écarts par rapport au centre subsisteront cependant toujours, aussi petits soient-il : ils sont inévitables. On dira qu'ils résultent d'**erreurs accidentelles** (ou **aléatoires** ou **fortuites**). Dans la situation de la Figure b, les impacts sont moins dispersés mais se concentrent autour d'un point différent du centre de la cible. Tout se passe donc comme si toutes les conditions pour de bons tirs étaient réunies, mais que le canon de la carabine était tordu ou le viseur mal réglé, ce qui fait dévier les balles systématiquement dans la même direction. Le tireur pourrait donc notablement améliorer sa performance en redressant son canon ou en réglant sa lunette de visée. Les écarts constatés étaient prévisibles, et même calculables : ils sont liés à des erreurs **systématiques** (ou **déterministes**).

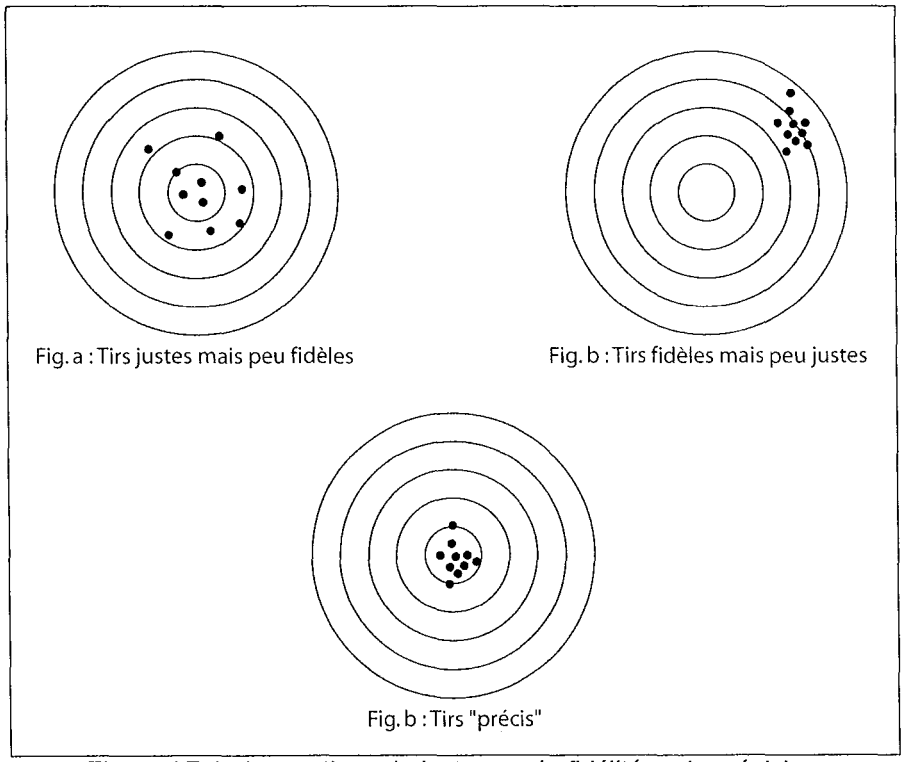


Figure A7-1 : Les notions de justesse, de fidélité et de précision, par analogie avec le tir à la carabine sur une cible.

Lorsque les erreurs systématiques sont faibles (Figure a), on dira que les tirs –et, par extension, le dispositif de mesure– sont **justes** (« *accurate* » en anglais). L'isobarycentre des impacts se situe alors à proximité du centre de la cible. A l'inverse, lorsque les erreurs aléatoires sont faibles (Figure b), on dira que les tirs et le dispositif de mesure sont **fidèles** (« *precise* » en anglais). La notion de fidélité traduit donc la **reproductibilité** (ou « **répétabilité** ») de mesures réalisées dans des conditions identiques ainsi que leur **dispersion**. Si, enfin, les tirs sont à la fois justes et fidèles (Figure c), on dira qu'il sont **précis**.

La distinction entre justesse, fidélité et précision est fondamentale. Il existe en effet souvent une différence majeure entre les mesures physiques (tachéométriques en ce qui nous concerne) et le tir à la carabine : dans le premier cas, les valeurs vraies sont la plupart du temps inconnues, comme si le centre de la cible n'était pas visible. Il est donc impossible – sauf à connaître la valeur des erreurs systématiques – de dire si le dispositif de mesure utilisé est juste ou non (Figure A7-2). Or, sans la justesse, le fidélité n'est rien. Ce qui démontre, si besoin en était, la nécessité d'**identifier** et de **corriger** les erreurs systématiques tout en **évaluant** et en **contrôlant** les erreurs aléatoires.

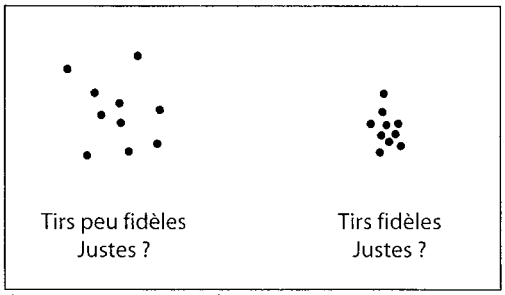


Figure A7-2 : Impossibilité de qualifier la justesse lorsque la valeur vraie (le centre de la cible) est inconnue.

2- IDENTIFICATION ET CORRECTION DES ERREURS SYSTEMATIQUES

Dans le cas des mesures tachéométriques, on distingue classiquement deux types d'erreurs sytématiques : les **erreurs externes** à l'appareil, liées à son environnement (et notamment au trajet du faisceau laser dans l'atmosphère : on parle alors d'**erreurs atmosphériques**), et les **erreurs internes** à l'appareil, liées à sa conception ou à son vieillissement. Nous passons ici en revue les principales causes d'erreur et leur correction. Pour de plus amples précisions, le lecteur est invité à consulter l'excellent ouvrage de Milles & Lagofun (2000) dans lequel il trouvera une multitude de détails concernant les sources d'erreurs systématiques envisageables.

2.1- Les erreurs systématiques externes

2.1.1- Erreurs atmosphériques affectant les mesures de distance

La distance *Dp* séparant le tachéomètre d'un prisme réflecteur est mesurée par l'intermédiaire d'une onde électromagnétique (un faisceau laser dans notre cas) de longueur d'onde λ émise par l'appareil et renvoyée vers lui par le prisme considéré (Figure A7-3). Le temps mis par l'onde pour faire le parcours aller-retour ne peut être mesuré avec une précision suffisante pour permettre de déterminer la distance au millimètre près, comme on souhaite le faire. C'est pourquoi le tachéomètre mesure plutôt la **longueur de déphasage** $\Delta\lambda$ existant entre l'onde émise et l'onde réfléchie. La distance est alors obtenue par la relation :

$$Dp = (n\lambda + \Delta\lambda)/2$$

L'ambiguïté sur la distance liée à l'indétermination du nombre entier *n* de longueurs d'ondes séparant l'émetteur du récepteur est levée par la combinaison de fréquences multiples.

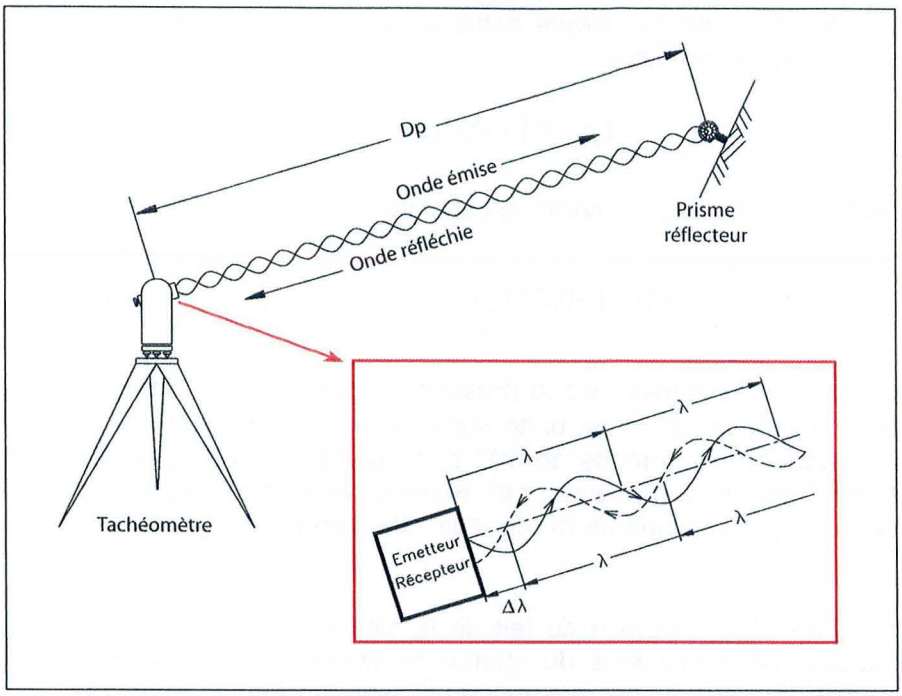


Figure A7-3 : Mesure de *Dp* par le biais de la longueur de déphasage $\Delta\lambda$ entre l'onde émise et l'onde réfléchie. D'après Milles & Lagofun (2000), modifié.

La mesure des distances repose donc sur la connaissance précise de la **longueur d'onde du faisceau laser**. Mais cette dernière n'est pas constante et varie avec l'indice de réfraction du milieu qu'elle traverse : l'air en l'occurrence. Il est donc nécessaire de corriger la distance brute *Dp* fournie par le tachéomètre (et calculée sur la base de la longueur d'onde dans le vide) afin de rendre compte de la longueur d'onde réelle, qui dépend des caractéristiques physiques de l'air (pression *p*, température *T* et humidité relative *h*) selon une relation établie par Barrell & Sears (1939). On obtient ainsi la distance corrigée $\tilde{D}p$ en utilisant un **coefficient de correction atmosphérique des distance** noté α et parfois exprimé en ppm (parties par million) du fait de la présence d'un coefficient $1/10^6$. Sa valeur peut être lue dans un abaque ou calculée au moyen d'une expression fournie par le constructeur du tachéomètre. Ici :

$$\tilde{D}p = Dp \cdot \left(1 + \frac{\alpha}{10^6}\right)$$

avec :
$$\alpha(p,T,h) = 283,04 - \left(\frac{0,29195 \cdot p}{1 + \frac{T}{273,16}} - \frac{4,126 \cdot h}{1 + \frac{T}{273,16}} \cdot 10^{x} \right)$$

et :
$$x = \frac{7,5 \cdot T}{237,3 + T} + 0,7857$$

p est exprimé en mbar, *T* en °C et *h* en %. Cette correction fondamentale peut être réalisée automatiquement par l'appareil à partir des données atmosphériques *p*, *T* et *h* qui lui fournies par l'utilisateur. Pour éviter l'effet de « boite noire », nous avons cependant préféré effectuer nous-mêmes les corrections *a posteriori*.

Dans la pratique, on montre que **le coefficient α ne dépend pratiquement pas de l'humidité relative mais varie fortement avec la pression et la température**, ce qui justifie pleinement la mesure *in situ* de ces deux paramètres. Pour de faibles variations δp et δT de la pression et de la température autour des valeurs moyennes à 660 m d'altitude, soient p_0=934 mbar (1013 mbar au niveau de la mer, en tenant compte de la décroissance linéaire habituelle de la pression de 1 mbar tous les 8,33 m) et T_0=15°C, on peut utiliser l'approximation :

$$\alpha(p_0+\delta p, T_0+\delta T)=\alpha(p_0,T_0)+\delta\alpha \approx \alpha(p_0,T_0)-0,277\cdot\delta p+0,917\cdot\delta T$$

La variation concomitante de la distance corrigée est alors :

$$\delta\tilde{D}p=\frac{\delta\alpha}{10^6}Dp=\left(-0,277.10^{-6}\cdot\delta p+0,917.10^{-6}\cdot\delta T\right)\cdot Dp$$

Une erreur de 3,6 mbar sur la mesure de la pression ou de 1,1°C sur la mesure de la température induisent donc chacune une erreur d'une unité sur α et donc une erreur de 0,1 mm sur la distance corrigée, pour une distance de référence de 100 m (1 ppm). On retiendra donc qu'une auscultation précise des variations de distance ne saurait être réalisée sans une mesure suffisamment précise des variations de pression et de température de l'air, de l'ordre de quelques millibars et 1 degré respectivement.

Le coefficient α varie dans l'espace du fait de la diminution de la pression atmosphérique avec l'altitude et d'éventuelles hétérogénéités du champ de températures. En toute rigueur, il faut donc déterminer un tel coefficient pour chaque prisme en utilisant des valeurs moyennes de la pression et de la température le long de la ligne de visée le reliant au tachéomètre. Mais de telles valeurs sont presque toujours inconnues, si bien que l'on doit se contenter de mesures de pression et de température de l'air réalisées par une station météorologique. La pression moyenne pour chaque prisme est alors déduite de la pression mesurée par la station en tenant compte de sa différence d'altitude avec le milieu de la ligne de visée (Figure A7-4). La température est, quant à elle, supposée homogène en première approximation et donc prise identique pour tous les prismes. Ce n'est pas choquant si on considère que les distances sont courtes et que les courants d'air assurent un « brassage » naturel de l'air et donc une homogénéisation de ses propriétés. La Figure A7-5 montre les coefficients de corrections ainsi calculés lors d'une campagne d'auscultation des Rochers de Valabres. Bien entendu, toute information supplémentaire sur la distribution des températures dans l'air peut permettre d'améliorer la qualité de la correction des distances.

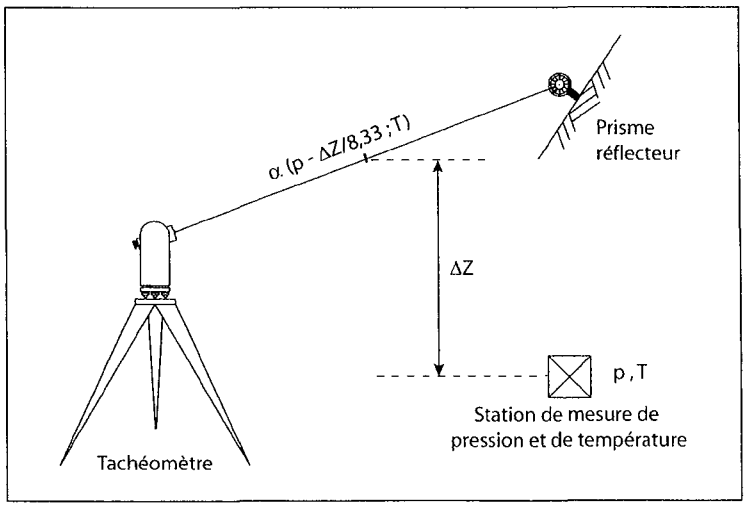


Figure A7-4 : Détermination du coefficient α pour un prisme réflecteur donné.
On utilise la pression p et la température T mesurées au niveau de la station météorologique. La pression est corrigée en tenant compte de la différence d'altitude ΔZ entre la station et le milieu de la ligne de visée. D'après Milles & Lagofun (2000), modifié.

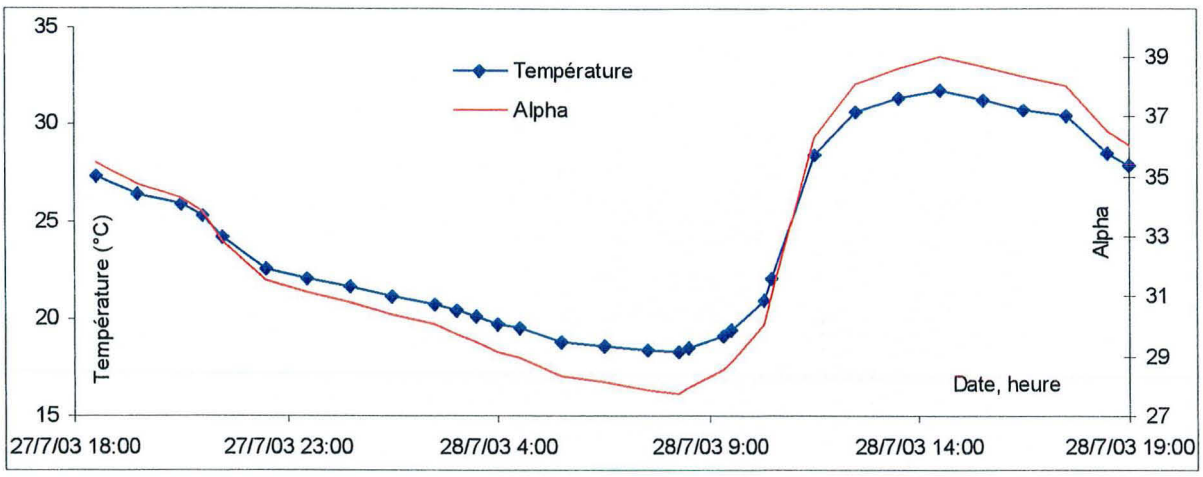


Figure A7-5 : Coefficient α calculé à partir de la température de l'air lors de la campagne d'été. On ne tient pas compte ici de la différence de pression liée à la différence d'altitude.

2.1.2- Erreurs atmosphériques affectant les mesures angulaires

L'hétérogénéité de l'indice de réfraction de l'air a une autre conséquence importante : le trajet du faisceau laser peut s'écarter notablement de la ligne droite par un **effet de mirage**. Il peut ainsi s'incurver dans le plan horizontal sous l'effet de la **réfraction latérale** liée, par exemple, au passage du faisceau à proximité d'une paroi chauffée par le soleil, ou s'incurver vers le bas (dans le plan vertical) sous l'effet de la **réfraction verticale** liée à la stratification horizontale de l'atmosphère en densité (Milles & Lagofun, 2000, p 101). Si ces phénomènes perturbent peu les mesures de distances, ils peuvent en revanche affecter de manière significative les mesures angulaires en faussant l'estimation des angles horizontaux (réfraction latérale) et des angles verticaux (réfraction verticale).

La réfraction latérale est difficile à évaluer et ne peut être corrigée *a posteriori*. Il est donc préférable d'éviter, autant que faire se peut, son occurrence en maintenant une distance suffisante (1 ou 2 mètres) entre le faisceau laser et d'éventuels « obstacles » qui pourraient se trouver à proximité de son parcours. La réfraction verticale peut en revanche être quantifiée dans les conditions habituelles et donc corrigée. Pour ce faire, on définit le **module de réfraction atmosphérique** (**MRA**) comme étant le rapport entre le rayon moyen de la Terre (R_T = 6380 km) et le rayon de courbure du faisceau laser. (La valeur du MRA varie au cours de la journée autour d'une valeur moyenne de 0,16.) L'angle vertical corrigé $\tilde{V}$ peut être calculé à partir de l'angle V mesuré par le tachéomètre et faussé par l'incurvation de la ligne de visée (Figure A7-6). Des considérations géométriques montrent que :

$$\cos\tilde{V} = \cos V - \frac{MRA}{2R_T}\tilde{D}p\sin^2 V$$

Il convient cependant, là aussi, d'éliminer dans la mesure du possible toute cause potentielle de réfraction verticale supplémentaire en évitant, par exemple, les visées rasantes au-dessus d'un cours d'eau ou du sol chauffé par le soleil.

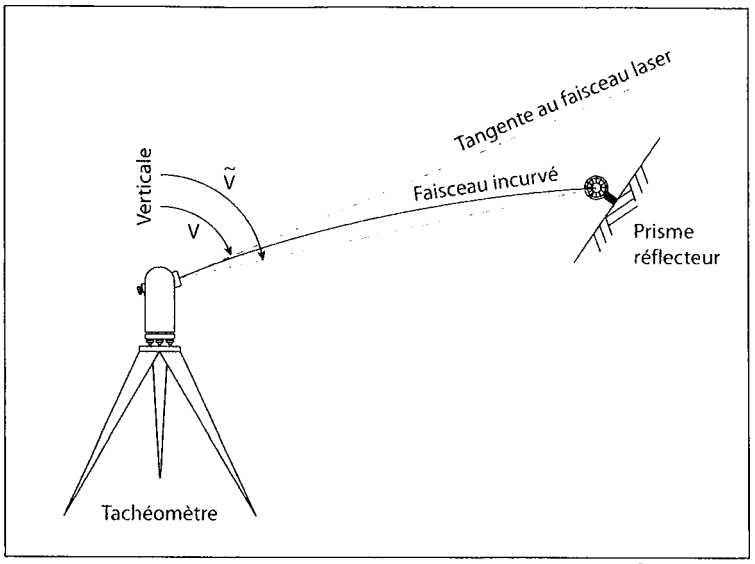


Figure A7-6 : Différence entre l'angle vertical mesuré V et l'angle vertical réel $\tilde{V}$ du fait de la réfraction verticale. D'après Milles & Lagofun (2000), modifié.

Le module de réfraction atmosphérique peut être mesuré *in situ* par la **méthode des visées réciproques simultanées** (Milles & Lagofun, 2000, p 252), mais cette dernière nécessite l'utilisation de deux tachéomètres ce qui en rend la mise en œuvre coûteuse et peu courante. Le MRA peut également être calculé analytiquement au moyen d'une modélisation des propriétés physiques de l'atmosphère (Santerre, 1983). La multitude des paramètres intervenant dans ce modèle le rend cependant quasiment inutilisable dans les conditions habituelles. C'est pourquoi on préfère généralement utiliser une valeur approximative du MRA, telle que celle qu'on peut lire sur la courbe présentée sur la Figure A7-7.

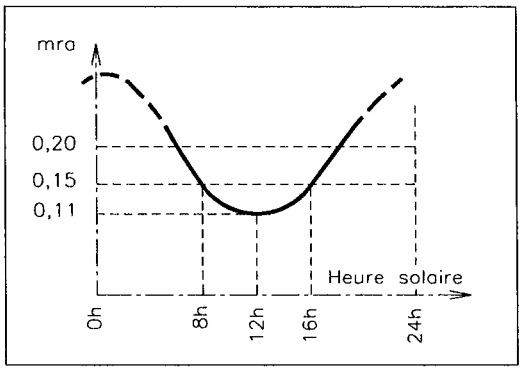


Figure A7-7 : Evolution approximative du MRA au cours de la journée, en fonction de l'heure solaire. Le minimum 0,11 est atteint aux heures les plus chaudes. D'après Milles *et al.* (2000).

Comme pour les mesures de distances, il est important de ne pas commettre d'erreur lors de l'évaluation du MRA. Fort heureusement, une telle erreur n'a qu'une très faible influence lorsque les visées sont réalisées sur de courtes distances, comme c'est le cas sur les Rochers de Valabres. En effet, on peut écrire (les angles étant exprimés en radians) :

$$\tilde{V} = \arccos\left(\cos V - \frac{MRA}{2R_T} \tilde{D}p \sin^2 V \right)$$

donc :

$$\frac{\partial \tilde{V}}{\partial MRA} = \frac{\frac{\tilde{D}p}{2R_T}\sin^2 V}{\sqrt{1-\left(\cos V - \frac{MRA}{2R_T}\tilde{D}p\sin^2 V\right)^2}} = \frac{\tilde{D}p}{2R_T}\cdot\frac{\sin^2 V}{\sqrt{1-\cos^2\tilde{V}}} = \frac{\tilde{D}p}{2R_T}\cdot\left(\frac{\sin V}{\sin\tilde{V}}\right)^2 \approx \frac{\tilde{D}p}{2R_T}$$

Par suite, pour une faible variation δMRA du module de réfraction atmosphérique, la variation correspondante $\delta\tilde{V}$ de l'angle vertical corrigé (exprimée en grades) est :

$$\delta\tilde{V} \approx \frac{100}{2\pi R_T}\tilde{D}p\cdot\delta MRA \approx 2,5.10^{-6}\,gr.m^{-1}\cdot\tilde{D}p\cdot\delta MRA$$

Une erreur de 0,2 unités sur la détermination du MRA (erreur maximale) n'entraîne donc, à 200 m, qu'une erreur de 10^{-4} grades sur l'angle vertical. (Rappelons qu'un angle droit vaut 100 grades, 100 gon, 90 degrés et $\pi/2$ radians).

2.1.3- Erreurs liées à la dérive des angles horizontaux

Au cours des auscultations réalisées sur les Rochers de Valabres, nous avons identifié une autre erreur systématique externe se manifestant par des variations d'angles horizontaux corrélées aux variations de température mesurées par la station météorologique et affectant tous les prismes de manière identique : augmentation puis diminution des angles horizontaux de tous les prismes de manière semblable lors de l'augmentation puis de la diminution de la température (Figure A7-8). Ces variations semblent traduire une rotation de l'ensemble des prisme autour d'un axe vertical situé au droit du tachéomètre, mais il est physiquement plus simple des les interpréter comme conséquences d'un phénomène de torsion du tachéomètre et/ou de son support par rapport au sol du fait des variations de température. Ce phénomène de **dérive des angles horizontaux** est connu par ailleurs (Milles et Lagofun, 2000, p 102). Pour le corriger, il était nécessaire de connaître l'amplitude de la dérive. Pour cela, nous avons eu recours à un (ou à plusieurs) prisme(s) « de référence » comme nous allons le voir dans le §2.1.4.

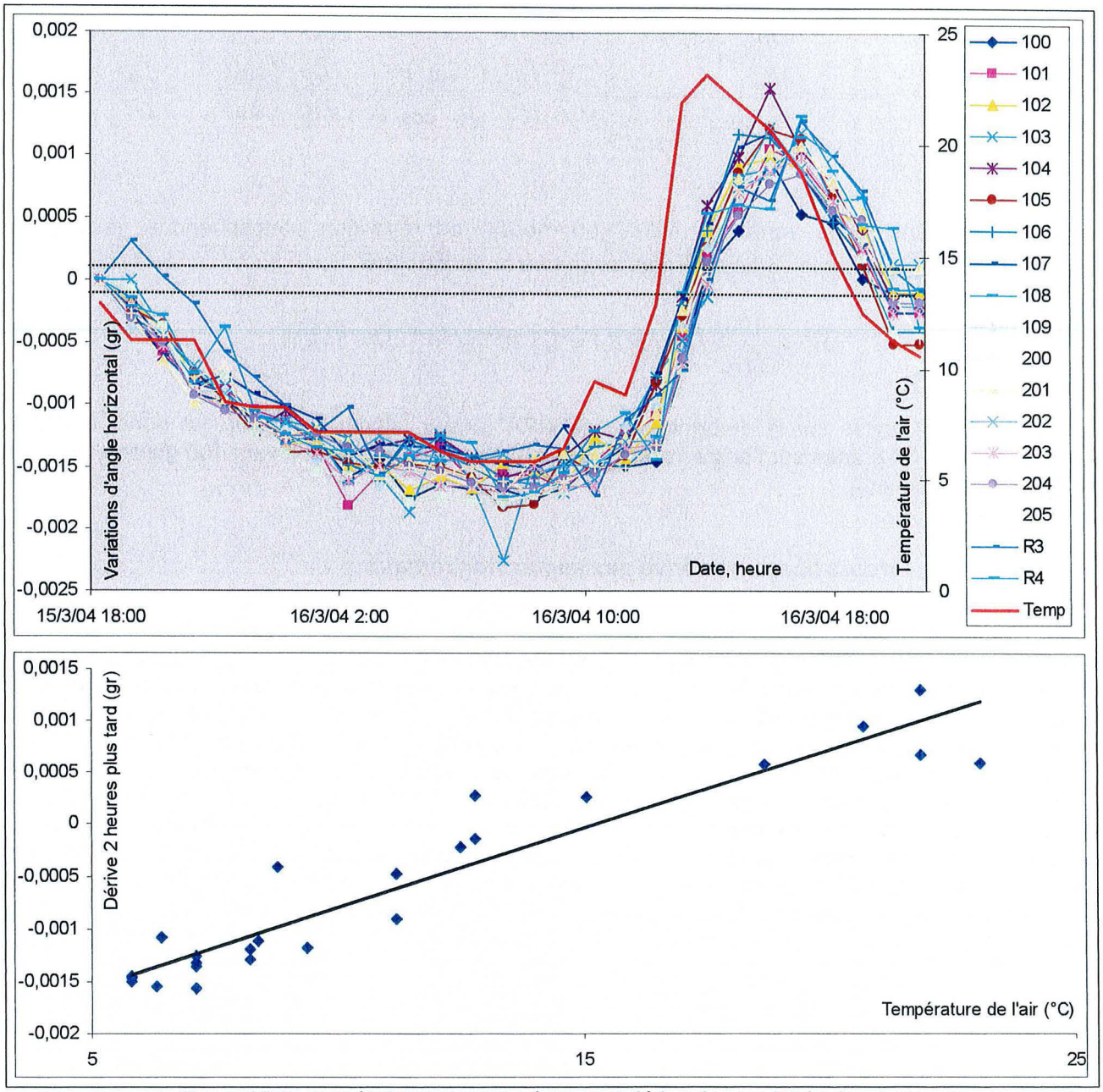


Figure A7-8 : Corrélation entre température et dérive des angles horizontaux.
En haut : Variations des mesures de Hz pour les différents prismes lors de la campagne d'hiver.
En bas : Représentation de la dérive en fonction de la température de l'air deux heures auparavant. La dérive est estimée à partir de la moyenne des variations d'angle horizontal de tous les prismes. Le retard de 2 heures peut, quant à lui, être attribué au décalage entre les variations de température et la manifestation de leurs conséquences. La dérive est de l'ordre de 2.10^{-4} gr.K^{-1}.

2.1.4- Correction des erreurs systématiques externes au moyen de prismes de référence

Nous avons vu que la correction des erreurs systématiques externes d'origine atmosphérique suppose la connaissance de 2 paramètres (le module de réfraction atmosphérique et le coefficient de correction des distance) qui peuvent être évalués *a priori* à partir d'abaques ou de relations physiques. Vu l'imperfection évidente de ces méthodes d'évaluation, il peut être préférable, lorsque cela est possible, de déterminer ces 2 paramètres *a posteriori* en utilisant les mesures réalisées sur des prismes dits « de **référence absolue** », pour lesquels les valeurs vraies de la distance (Dp_0) et de l'angle vertical (V_0) sont connues. Dans ce cas, si une mesure de ces grandeurs fournit les résultats Dp et V, les deux paramètres de correction peuvent être évalués par :

$$MRA = 2R_T \frac{\cos V - \cos V_0}{Dp_0 \cdot \sin^2 V} \quad \text{et} \quad \alpha = \left(\frac{Dp_0}{Dp} - 1 \right) \cdot 10^6$$

Pour améliorer la qualité des estimations du MRA et de α, il est préférable de diminuer au préalable l'impact des erreurs aléatoires en multipliant les mesures, comme nous le verrons plus loin. D'autre part, comme ces deux paramètres varient à la fois dans le temps et dans l'espace, il est nécessaire de les calculer à différents instants et surtout en visant à travers la même tranche d'air que pour les prismes auscultés.

Lors de mesures réalisées dans des conditions naturelles, il est souvent difficile, voire impossible, de définir de tels prismes de référence absolue pour lesquels les positions vraies sont connues. C'est pourquoi on est souvent obligé de se contenter de prismes de **référence relative** dont la position est invariante. Si ces prismes ne suffisent pas à calculer des paramètres de correction *a posteriori*, ils permettre en revanche de vérifier que les paramètres *a priori* ne sont pas incorrectes : dans ce cas, les valeurs corrigées de distance et d'angle vertical des prismes de référence doivent être constantes. Les prismes de référence relative suffisent également à corriger par compensation la dérive des angles horizontaux.

Dans la pratique, de tels repères fixes n'existent pas et il est plus facile d'utiliser, pour les corrections des mesures angulaires, des prismes situés suffisamment loin du tachéomètre pour que leurs mouvements éventuels ne se traduisent que par des très faibles variations angulaire. On parlera alors de prismes **« de référence angulaire relative »**. Il est, à l'évidence, quasiment impossible de définir de la même manière des prismes dont la distance au tachéomètre ne varierait pas. Une solution pourrait éventuellement venir de l'utilisation de prismes dont on pourrait faire varier la position avec une grande précision, par exemple au moyen d'un vis micrométrique.

2.2- Les erreurs systématiques internes

Les erreurs internes affectent presque exclusivement les mesures angulaires. La plupart du temps, ce sont des défauts géométriques du tachéomètre (défaut de perpendicularité des axes horizontaux et verticaux, par exemple) qui sont en cause. La valeur de l'erreur systématique induite n'est alors généralement pas connue *a priori*, mais il n'est pas nécessaire de la déterminer car les mesures sont implicitement corrigées par l'utilisation du **double retournement**. Ce procédé géométrique consiste à associer systématiquement à chaque mesure X une mesure « symétrique » X' réalisée après un demi-tour simultané de la lunette et de l'aliade, c'est-à-dire après un basculement de 180° (200 grades) du viseur autour des axes horizontaux et verticaux (Figure A7-9). Ainsi, si e désigne l'erreur systématique inconnue, on aura, aux erreurs aléatoires près (voir plus loin) :

$$X \approx X_0 + e \quad \text{et} \quad X' \approx X_0 - e$$

où X_0 désigne la valeur vraie. L'erreur systématique est donc éliminée en retenant la moyenne des deux mesures successives. Notons au passage qu'une estimation de l'erreur systématique peut être obtenue, si nécessaire, en calculant la demi-différence de deux mesures symétriques.

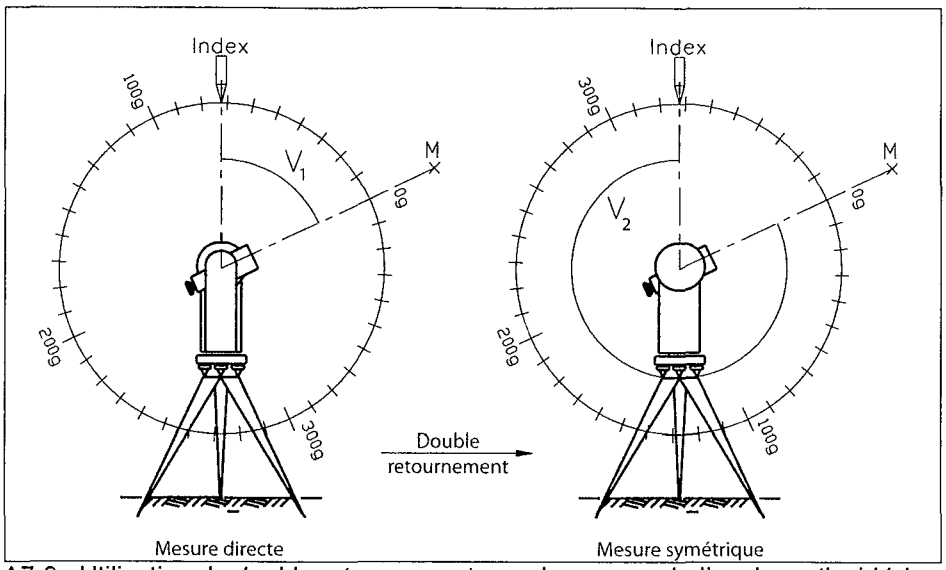


Figure A7-9 : Utilisation du double retournement pour la mesure de l'angle vertical V du point M. La première mesures est : $V=V_1=73{,}1$ gr. La seconde mesure, après double retournement est : $V'=400-V_2=72{,}9$ gr. On retiendra ainsi la valeur moyenne de 73 grades. (Dans cet exemple, l'erreur systématique est de 0,1 grades). D'après Milles & Lagofun (2000), modifié.

3- EVALUATION ET CONTROLE DES ERREURS ALEATOIRES

Une vue d'ensemble, très complète, du traitement des erreurs aléatoires peut être trouvée dans l'ouvrage de Taylor (2000). Nous nous limitons ici à une présentation succincte des aspects essentiels de la théorie et de leur application au cas des mesures tachéométriques.

3.1- Modèle probabiliste des erreurs aléatoires

On considère généralement que les erreurs accidentelles affectant la mesure d'une grandeur (de valeur vraie X_0) sont des réalisations d'une loi normale centrée dont l'écart-type σ est fonction des conditions de réalisation des mesures : opérateur, dispositif, environnement, etc. Sous cette hypothèse, la répartition de mesures de cette grandeur, réalisées dans des conditions identiques et entachées d'une même erreur systématique e, se fera selon une loi normale de moyenne X_0+e et d'écart-type σ. La **fidélité** du dispositif de mesure traduit donc le fait que σ est petit (Figure A7-10). Un dispositif fidèle permet ainsi de réaliser de bonnes estimations X_0+e. Ni X_0 ni σ n'étant connus *a priori*, il est nécessaire de les estimer.

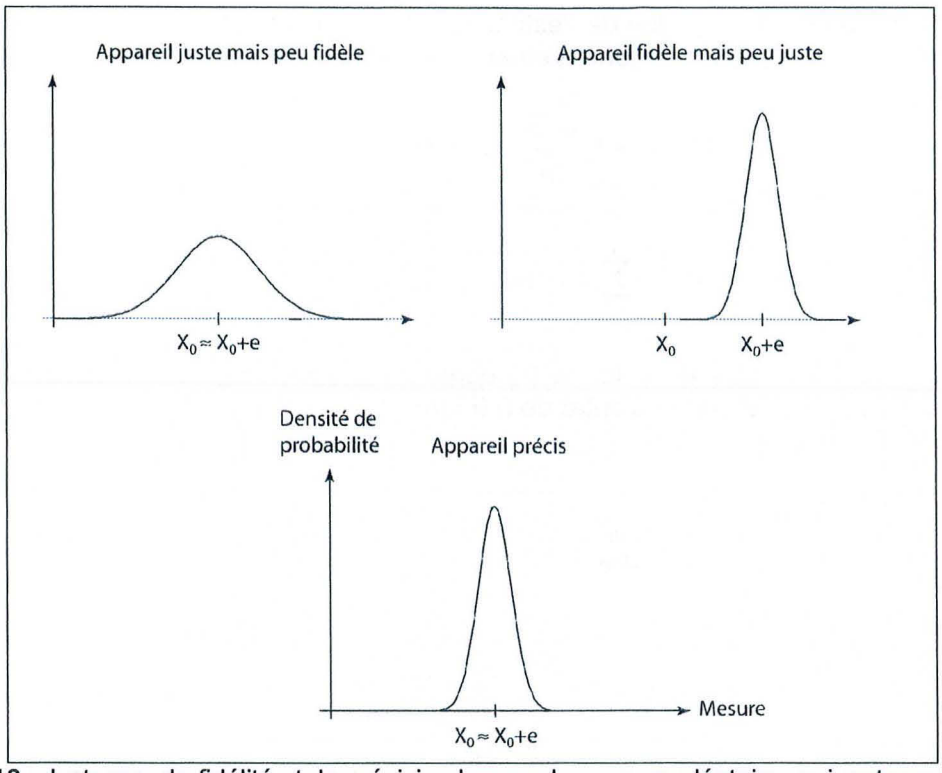


Figure A7-10 : Justesse, de fidélité et de précision lorsque les erreurs aléatoires suivent une loi normale.

3.2- Estimation de la valeur vraie X_0 et incertitude sur cette estimation liée aux erreurs aléatoires

Lorsqu'on ne réalise qu'une seule mesure (**mesure isolée**) de résultat X, la valeur la plus probable de X est X_0+e. On dispose donc de l'estimation :

$$X_0 \approx X - e$$

Rappelons que l'erreur systématique e peut être calculée (lorsqu'elle n'a pas pu être tout simplement évitée).

Si maintenant on réalise n mesures successives, soit X_1, X_2, ... et X_n, dans des conditions identiques, leur moyenne m sera une réalisation d'une loi normale de moyenne X_0+e et d'écart-type $\sigma/\sqrt{n}$. La valeur la plus probable de m est donc X_0+e (Figure A7-11) et on dispose de l'estimation :

$$X_0 \approx m - e$$

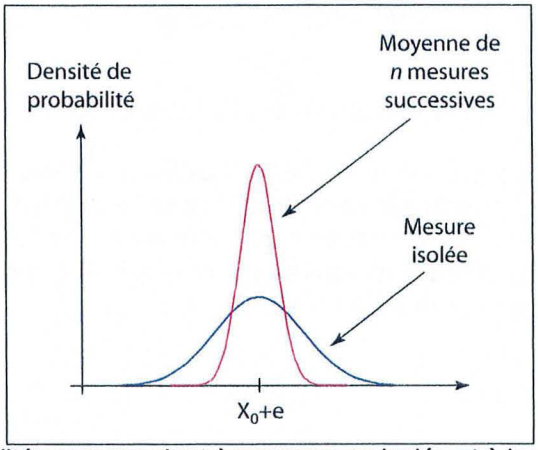


Figure A7-11 : Lois de probabilité correspondant à une mesure isolée et à la moyenne m de n mesures successives réalisées dans des conditions identiques. Les deux lois sont centrées sur la valeur X_0+e.

Il est possible de préciser la qualité de l'estimation de la valeur vraie réalisée à partir de mesures successives. Pour ce faire, on indique généralement un intervalle de variation de X_0 avec la probabilité p. Dans notre cas :

$$(m-e)-t_p\frac{\sigma^*}{\sqrt{n}} \le X_0 \le (m-e)+t_p\frac{\sigma^*}{\sqrt{n}}$$

avec : $m=\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}X_i$ et $\sigma^*=\sqrt{\frac{1}{n-1}\sum_{i=1}^{n}(X_i-m)^2}$

t_p désigne la valeur de la variable de la loi de Student-Fisher à n-1 degrés de libertés pour laquelle la probabilité p est équirépartie de part et d'autre de 0 (Figure A7-12).

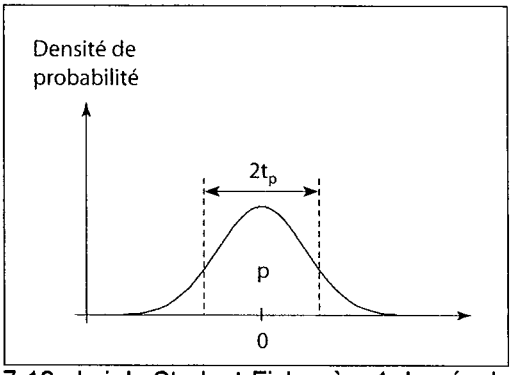


Figure A7-12 : Loi de Student-Fisher à n-1 degrés de libertés.
La probabilité p est équirépartie autour de la moyenne.

Le calcul réalisé ici avec les **mesures brutes** X_i peut être mené de la même manière avec les **mesures corrigées** $\tilde{X}_i = X_i - e$ (désignées par le symbole ~) obtenues après élimination des erreurs systématiques :

$$\tilde{m}-t_p\frac{\tilde{\sigma}^*}{\sqrt{n}} \le X_0 \le \tilde{m}+t_p\frac{\tilde{\sigma}^*}{\sqrt{n}}$$

avec : $\tilde{m}=\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\tilde{X}_i = m-e$ et $\tilde{\sigma}^*=\sqrt{\frac{1}{n-1}\sum_{i=1}^{n}\left(\tilde{X}_i-\tilde{m}\right)^2}=\sigma^*$

En définitive :

$$(m-e)-\varepsilon \le X_0 \le (m-e)+\varepsilon \qquad \text{ou} \qquad \tilde{m}-\varepsilon \le X_0 \le \tilde{m}+\varepsilon$$

La grandeur $\varepsilon = t_p\frac{\sigma^*}{\sqrt{n}} = t_p\frac{\tilde{\sigma}^*}{\sqrt{n}}$ est l'**incertitude** sur l'estimation de la valeur vraie (à la probabilité p) **liée aux erreurs aléatoires**. Elle permet de quantifier la **fidélité** du dispositif de mesure. Plus le nombre de mesures sera important, plus l'incertitude sera faible et plus la probabilité que la moyenne m soit proche de X_0+e sera élevée, les erreurs accidentelles ayant tendance à se compenser lorsqu'on les additionne les mesures effectuées. Si les erreurs aléatoires ne peuvent être évitées, leur impact pourra donc en revanche être limité par la répétition des mesures.

3.3- Estimation de l'écart-type σ

La quantité $\sigma^* = \tilde{\sigma}^*$ est une estimation de l'écart-type σ de la loi normale décrivant la répartition des erreurs aléatoires. Tout comme précédemment, la qualité de cette estimation est classiquement précisée en exhibant un intervalle de variation de σ correspondant à la probabilité *p* :

$$\sqrt{\frac{n-1}{\chi_2^2}} \cdot \sigma^* \leq \sigma \leq \sqrt{\frac{n-1}{\chi_1^2}} \cdot \sigma^*$$

Les quantités χ_1^2 et χ_2^2 correspondent à une l'équirépartition de la probabilité *p* pour une loi du χ^2 à *n*-1 degrés de liberté, comme indiqué sur la Figure A7-13.

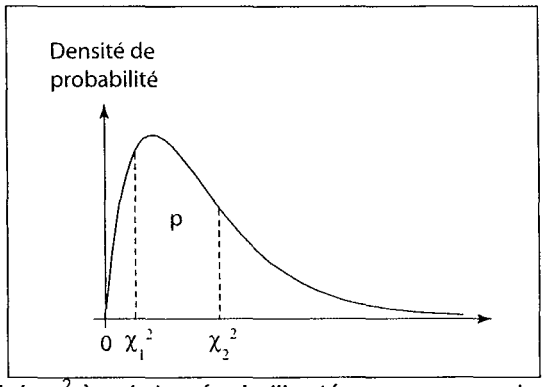


Figure A7-13 : Loi du χ^2 à *n*-1 degrés de libertés, avec une probabilité équirépartie.

4- MISE EN ŒUVRE PRATIQUE DE L'ANALYSE DES ERREURS LORS DES MESURES TACHEOMETRIQUES

4.1- Calcul des incertitudes liées aux erreurs aléatoires

La nécessité d'éliminer par double retournement les erreurs systématiques liées aux défauts géométriques du tachéomètre conduit à toujours réaliser un nombre paire *n*=2*k* de mesures successives pour chaque prisme, les *k* premières étant obtenues par mesure directe et les *k* suivantes après double retournement. On dispose ainsi de 2*k* mesures brutes d'angle horizontal (Hz_1 à Hz_n), d'angle vertical (V_1 à V_n) et de distance (Dp_1 à Dp_n).

Après application de la correction atmosphérique aux distances mesurées (coefficient α), on peut prendre $\tilde{m}_{Dp} = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} \tilde{D}p_i$ comme estimation de la distance vraie, l'incertitude sur cette estimation à la probabilité *p* étant:

$$\varepsilon_{Dp} = \frac{t_p}{\sqrt{n}} \sqrt{\frac{1}{n-1}\sum_{i=1}^{n} \left(\tilde{D}p_i - \tilde{m}_{Dp}\right)^2}$$

Si les $\tilde{V}_i$ désignent les valeurs des angles verticaux après la correction des effets de la réfraction atmosphérique (MRA), on prendra $\tilde{m}_V = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} \tilde{V}_i$ comme estimation de l'angle vertical vrai. L'erreur

systématique sur les angles verticaux liée aux défauts géométriques est ainsi implicitement corrigée. Le calcul de l'incertitude n'est en revanche pas possible par la méthode classique puisque la valeur de cette erreur n'est pas connue. On détermine donc une approximation de l'incertitude en séparant les mesures réalisées avant et après double retournement :

$$\varepsilon_V = \frac{t_p}{\sqrt{n}} \sqrt{\frac{1}{n-1}\left[\sum_{i=1}^{p}\left(\tilde{V}_i - \frac{1}{k}\sum_{i=1}^{k}\tilde{V}_i\right)^2 + \sum_{i=p+1}^{2p}\left(\tilde{V}_i - \frac{1}{k}\sum_{i=k+1}^{2k}\tilde{V}_i\right)^2\right]}$$

(Rappelons que les $\tilde{V}_i$ ne prennent pas en compte la correction de l'erreur systématique interne liée aux défauts géométriques du tachéomètre : celle-ci n'est jamais réalisée explicitement.) Le même calcul peut être réalisé pour les mesures d'angle horizontal, après la correction de dérive.

4.2- Incertitudes sur la correction des erreurs systématiques

L'erreur systématique *e* n'est généralement pas connue exactement (ou ne peut être corrigée totalement), mais seulement à un terme ε_S près, appelé **incertitude sur la correction des erreurs systématiques**. Dans ce cas, on a dispose de l'intervalle suivant pour l'estimation de la valeur vraie à la probabilité *p* :

$$\tilde{m} - \varepsilon_{tot} \le X_0 \le \tilde{m} + \varepsilon_{tot}$$

ε_{tot} *est l'**incertitude totale***. Elle vaut :

$$\varepsilon_{tot} = \varepsilon + \varepsilon_s$$

Cette relation montre qu'**il est parfaitement vain de multiplier à l'infini les mesures en espérant diminuer toujours davantage l'incertitude (totale) sur l'estimation de la valeur vraie** : celle-ci ne peut de toute manière pas être inférieure à l'incertitude sur l'erreur systématique, qui garde la même valeur, y compris lorsque les mesures sont répétées.

Ces considérations peuvent être illustrées par les mesures de distances : la correction de l'erreur systématique externe (coefficient α) ne peut être déterminée exactement, faute de mesures suffisamment précises de pression et de température. Si nous considérons que la pression et la température sont respectivement connues à ±0,5 mbar et à ±1°C près, l'incertitude sur le coefficient α est de (0,277 x 0,5 + 0,917 x 1), c'est-à-dire d'une unité environ. L'erreur concomitante sur la correction des erreurs systématiques sur les distances est alors de 0,1 mm sur une distance de 100 m (1 ppm). On écrira donc, avec la probabilité *p*, l'intervalle suivant d'estimation de la valeur vraie Dp_0 :

$$\tilde{m}_{Dp} - t_p \frac{\tilde{\sigma}^*_{Dp}}{\sqrt{n}} - 1\frac{\tilde{m}_{Dp}}{10^6} \le Dp_0 \le \tilde{m}_{Dp} + t_p \frac{\tilde{\sigma}^*_{Dp}}{\sqrt{n}} + 1\frac{\tilde{m}_{Dp}}{10^6}$$

La même approche peut être utilisée pour les mesures angulaires, mais il est difficile d'estimer l'incertitude sur la correction des erreurs systématiques internes par double retournement et sur la correction de la dérive d'angle horizontal. Nous avons en revanche déjà vu plus que l'incertitude sur la correction de la réfraction vertical (MRA) est de l'ordre de 10^{-4} grades à 200 m.

4.3- Comparaison d'estimations successives d'une même grandeur.

Lors des mesures tachéométriques réalisées sur les Rochers de Valabres, nous ne nous intéressons pas tant aux estimations instantanées des paramètres *Dp*, *V* et *Hz* pour les différents prismes, qu'aux évolutions de ces estimations dans le temps, tout l'objectif de notre travail étant de savoir si ces évolutions sont **significatives** ou non, c'est-à-dire traduisent (ou ne traduisent pas) des mouvements réels des points auscultés. Nous ne raisonnons donc pas sur des estimations, mais sur des différences d'estimations.

Soient $X_0(t)$ et $X(t)$ les valeurs vraies et brutes (*i.e.* mesurées) d'une grandeur à l'instant t. Soient également $e(t)$ et $e'(t)$ les erreurs systématiques et aléatoires à cet instant. Si t_1 et t_2 désignent deux instants, nous avons :

$$\begin{cases} X_0(t_1) = X(t_1) - e(t_1) - e'(t_1) \\ X_0(t_2) = X(t_2) - e(t_2) - e'(t_2) \end{cases}$$

Si les erreurs systématiques et les incertitudes correspondantes étaient constantes dans le temps, l'analyse des différences entre les valeurs brutes d'une grandeur à différents instants aurait supprimerait implicitement ces erreurs et, par là même, les incertitudes qui planent sur leur correction. Notre travail en serait facilité puisque seules persisteraient les erreurs aléatoires. Toute variation des valeurs mesurées dont l'amplitude ne pourrait être expliquée par les seules erreurs aléatoires traduirait alors nécessairement une variation des valeurs vraies et donc un **déplacement réel**, sans qu'il soit nécessaire de prendre en compte les erreurs systématiques :

$$X_0(t_2) - X_0(t_1) = \left[X(t_2) - X(t_1)\right] - \left[e'(t_2) - e'(t_1)\right]$$

Malheureusement les erreurs systématiques varient presque toutes au cours de la journée. Il faut tenir compte à la fois des erreurs aléatoires et des erreurs systématiques :

$$X_0(t_2) - X_0(t_1) = \left[X(t_2) - X(t_1)\right] - \left[e(t_2) - e(t_1)\right] - \left[e'(t_2) - e'(t_1)\right]$$

En particulier, une variation des valeurs mesurées dont l'amplitude n'est pas explicable par les seules erreurs aléatoires peut alors éventuellement traduire, non pas un déplacement réel, mais un **déplacement apparent** lié à une simple évolution des erreurs systématiques. Afin de pouvoir distinguer ces deux origines possibles de l'évolution des mesures, il est donc impératif de cerner au mieux l'évolution des erreurs systématiques et, conjointement, de tenir compte de l'incertitude ε_s existant sur leur correction. Ce dernier terme est souvent difficile à évaluer.

Cette pierre d'achoppement est illustrée sur la Figure A7-14 qui peut être vue, en quelque sorte, comme la synthèse de toutes les considérations présentées dans cette annexe : elle représente les estimations successives d'une même grandeur avec les incertitudes correspondantes. Les valeurs à l'instant t_0 sont prises comme référence. A l'instant t_1, la variation de l'estimation ne traduit pas nécessairement un changement réel car elle peut être attribuée aussi bien aux erreurs aléatoires qu'à un défaut de correction des erreurs systématiques. A l'instant t_2, les erreurs aléatoires ne sont plus suffisantes pour expliquer la variation de l'estimation. Celle-ci peut en revanche toujours être attribuée à une erreur survenue lors de la correction des erreurs systématiques. A l'instant t_3 en revanche, nous pouvons garantir, avec la probabilité p, que la variation de l'estimation est liée à une variation réelle de la grandeur mesurée.

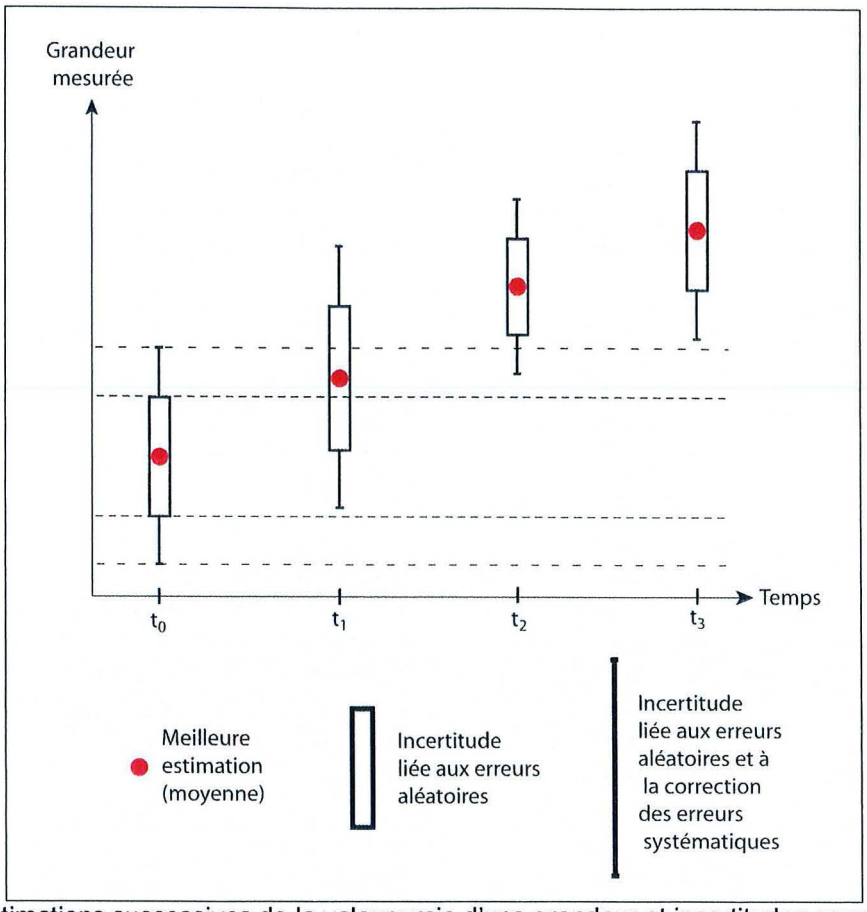


Figure A7-14 : Estimations successives de la valeur vraie d'une grandeur et incertitudes correspondantes.

*****

***

*

ANNEXE 8 : ESSAIS DE COMPRESSION SIMPLE REALISES SUR DES EPROUVETTES DE GNEISS DES GORGES DE VALABRES

En juin 2003, cinq blocs de gneiss à foliation plus ou moins bien marquée ont été prélevés dans un éboulis provenant des Rochers de Valabres et transportés au Laboratoire Régional des Ponts et Chaussées d'Aix-en-Provence, où des essais mécaniques ont été réalisés (Serratrice, 2003). Dans chaque bloc ont été taillées plusieurs éprouvettes avec, dans la mesure du possible, différentes orientations par rapport à la foliation. Au total, 16 éprouvettes ont ainsi été obtenues et utilisées pour la réalisation d'**essais de compression simple**. Parmi les 16 essais, 11 ont été effectués en conduisant directement l'éprouvette à la rupture et en mesurant la déformation entre les deux plateaux de la presse. Pour les 5 autres essais 2 cycles de charge-décharge sans rupture ont été réalisés dans un premier temps, en mesurant la déformation au moyen d'un extensomètre placé dans le tiers central de l'éprouvette. Ce système fournit une mesure plus précise de la déformation mais ne permet pas de suivre l'essai jusqu'à la rupture de l'échantillon. On a donc procédé, dans un second temps, à une mesure de déformation entre les plateaux.

Outre la mesure de la densité du gneiss (d, avec une valeur moyenne de 2.65 ± 0.02), les 16 essais réalisés (Tableau A8-1 et Figure A8-1) ont permis de déterminer, pour différentes valeurs de l'angle θ entre la direction de la foliation et l'axe de l'éprouvette (Figure A8-2) :

- des valeurs du **module de Young apparent** en chargement déduites des mesures extensométriques (E_e) et/ou des mesures entre les plateaux de la presse (E_p),
- des valeurs de la **résistance apparente à la compression simple** (σ_c).

L'adjectif « apparent » permet ici de qualifier les caractéristiques mécaniques issues des mesures réalisées selon l'axe de l'éprouvette, quelle que soit la direction selon laquelle celle-ci est taillée par rapport à la foliation. (Certains essais sont « hors-axes », c'est-à-dire ne respectent pas les directions de symétrie de la structure.)

Les résultats montrent que le gneiss des Rochers de Valabres constitue un matériau « banal », quoique assez fortement **anisotrope**. L'anisotropie en question est moins marquée en résistance qu'en déformation. En outre, sa forme est différente pour ces deux paramètres puisque le module de Young apparent est maximum pour $\theta=0$ et minimum pour $\theta=90°$ alors que la résistance apparente est minimale pour $\theta=45°$.

Anisotropie de déformation

Du fait de leur anisotropie, les gneiss des Rochers de Valabres ne sauraient être caractérisés par un seul module de Young et une seule résistance à la compression uniaxiale. La loi de Hooke décrivant le comportement élastique d'un matériau transversalement isotrope s'écrit en principe avec 5 coefficients : 2 modules de Young $E_{//}$ et $E_{\perp}$, 2 coefficients de Poisson $\nu_{//}$ et $\nu_{\perp}$, et 1 module de cisaillement G. On peut alors aisément montrer (cf. Amadei, 1996) que le module de Young axial apparent E_{app} vérifie :

$$\frac{1}{E_{app}} = \frac{1}{E_{\perp}}\sin^4\theta + 2\left(\frac{1}{G} - \frac{\upsilon_{\perp}}{E_{\perp}}\right)\cos^2\theta\sin^2\theta + \frac{1}{E_{//}}\cos^4\theta$$

Par calage de cette expression avec les mesures présentées sur la Figure A8-1, il est théoriquement possible de retrouver les valeurs des différents paramètres qu'elle contient. On peut en particulier utiliser les valeurs pour ce faire les valeurs mesurées pour $\theta=0$, $\theta=45°$et $\theta=90°$. Nous n'avons pas cherché à le faire ici.

LISTE DES FIGURES ET DES TABLEAUX DU VOLUME DES ANNEXES

LISTE DES FIGURES

Annexe 1

1. « *Ecroulement d'une falaise* » d'après la classification de Moret (1945) 1
2. « *Glissement de terrain* » d'après la classification de Moret (1945) 2
3. Classification de Karson & Kirkby 4
4. « *Indices morphométriques* » de Crozier 5
5. Classification de Hoek & Bray 5
6. Versant infini avec un niveau piézométrique parallèle à la topographie 8
7. Diagramme (σ' ; τ) 8
8. Anticlinal de vallée dû à un rebond post-incision 10
9. Classification de Flageollet 11
10. Classification de Meunier 12
11. Classification géologique simplifiée de Antoine & Giraud (1995) 12

Annexe 2

1. Evolution dans le temps des sollicitations et des variables caractérisant l'accommodation 19
2. Evolution, au cours du calcul, des sollicitations et ses variables mécaniques caractérisant l'accommodation 20
3. Evolution, au cours du calcul, des sollicitations et ses variables mécaniques caractérisant l'accommodation 22
4. Evolution, au cours du calcul, des sollicitations et ses variables mécaniques caractérisant l'accommodation 23
5. Evolution, au cours du calcul, des sollicitations et ses variables mécaniques caractérisant l'accommodation 26
6. Chronologique de l'enchaînement des sous-calculs T et M à partir de l'instant t_0 28

Annexe 3

1. Milieu semi-infini 33
2. Profils de température à différents instants 37
3. Chronique de températures en créneaux périodiques 38

Annexe 4

1. Tranche d'épaisseur constante 43

Annexe 5

1. Flux de chaleur échangés entre le sous-sol et l'atmosphère à travers la surface du sol 46
2. Bilan énergétique annuel moyen à l'échelle planétaire 47
3. Flux de chaleur échangés entre le sous-sol superficiel, le sous-sol profond et l'atmosphère 50
4. Flux de chaleur échangés entre le sous-sol superficiel, le sous-sol profond et l'atmosphère 51

Annexe 6

1. Versant infini de pente β 53
2. Représentation de Mohr des états de contraintes dans le plan *xz* 56
3. Orientation de la direction principale correspondant à σ_- (contrainte mineure dans le plan *xz*) en M 56
4. Représentation de Mohr des états de contraintes dans le plan *xz* 57
5. Orientation de la direction principale correspondant à σ_- (contrainte mineure dans le plan *xz*) en M 57
6. Orientations et magnitudes des contraintes principales calculées à l'équilibre élastique avec CESAR 59

Annexe 7

1. Les notions de justesse, de fidélité et de précision par analogie avec le tir à la carabine sur une cible 61
2. Impossibilité de qualifier la justesse lorsque la valeur vraie (le centre de la cible) est inconnue 62
3. Mesure de *Dp* par le biais de la longueur de déphasage $\Delta\lambda$ entre l'onde émise et l'onde réfléchie 63
4. Détermination du coefficient α pour un prisme réflecteur donné 64
5. Coefficient α calculé à partir de la température de l'air lors de la campagne d'été 65
6. Différence entre l'angle vertical mesuré V et l'angle vertical réel $\widetilde{V}$ du fait de la réfraction verticale 66
7. Evolution approximative du MRA au cours de la journée, en fonction de l'heure solaire 66
8. Corrélation entre température et dérive des angles horizontaux 68
9. Utilisation du double retournement pour la mesure de l'angle vertical *V* du point M 70
10. Justesse, fidélité et précision lorsque les erreurs aléatoires suivent une loi normale 71
11. Lois de probabilité correspondant à une mesure isolée et à la moyenne *m* de *n* mesures successives réalisées dans des conditions identiques 71
12. Loi de Student-Fisher à *n*-1 degrés de libertés 72
13. Loi du χ^2 à *n*-1 degrés de libertés, avec une probabilité équirépartie 73
14. Estimations successives de la valeur vraie d'une grandeur et incertitudes correspondantes 76

Annexe 8

1. Evolution des caractéristiques mécaniques apparentes en fonction de l'angle θ entre l'axe de l'éprouvette et les plans de foliation 78
2. Angle θ entre l'axe de l'éprouvette et les plans de foliation 78
3. Contrainte axiale à la rupture en fonction de l'angle entre l'axe de l'éprouvette et les plans de foliation 79

LISTE DES TABLEAUX

Annexe 1

1. Différentes catégories de mouvements de terrain d'après le classification de Skempton & Hutchinson 2
2. Classification de Yamada, Watari et Kobashi 3
3. Correspondance de termes proposée par Nemcok *et al.* (1972) 3
4. Classification de Varnes (1978) 6
5. « Classification » de Crozier 6
6. Classification de Millies-Lacroix 7
7. Classification de Sassa 9
8. Classification de Antoine & Giraud (1995) 13
9. Les principales classifications de mouvements de versant décrites dans la littérature 14-16
10. Application de la classification synthétique aux sites-laboratoires potentiels 17

Annexe 2

1. Caractéristiques des calculs thermomécaniques présentés dans le Chapitre 3 27

Annexe 3

1. Effet de variations journalières et annuelles de la température de surface 36

Annexe 8

1. Résultats des essais de compression simple réalisés sur les gneiss des Gorges de Valabres 77

RESUME

Les causes des mouvements de versant peuvent être classées en facteurs de prédisposition, préparatoires et déclencheurs, en fonction de l'échelle de temps à laquelle se développe leur action : alors que les facteurs déclencheurs constituent les causes les plus immédiates, et donc aussi les plus évidentes, de l'occurrence des instabilités, le rôle des facteurs préparatoires n'en est pas moins important. Dans ce mémoire, nous nous intéressons conjointement :

- à un versant potentiellement instable : le versant des Rochers de Valabres (Alpes-Maritimes), sur lequel la survenue des éboulements est mal comprise et qui a été équipé pour constituer un site-laboratoire,
- à un facteur préparatoire potentiel : les variations journalières de température de surface, dont les conséquences mécaniques sont souvent évoquées mais n'ont pratiquement jamais fait l'objet d'études quantitatives pour l'instant.

Les premières investigations menées sur les Rochers de Valabres, consistant en une caractérisation géométrique et mécanique du versant ainsi qu'en une modélisation numérique à l'équilibre-limite de celui-ci, montrent qu'il est prédisposé à l'instabilité par la configuration de son réseau de fractures. Cette dernière ne suffit cependant pas à expliquer entièrement la survenue des éboulements, tels que celui qui a affecté le versant en mai 2000.

Des calculs en contraintes-déformations apportent un élément d'explication supplémentaire de ces évènements en quantifiant l'impact des fluctuations journalières de la température de surface du massif rocheux sur sa stabilité. Bien que les variations significatives de température soient limitées au voisinage de la surface, leurs effets mécaniques peuvent induire des mouvements sur des fractures situées en profondeur. Dès lors, si la configuration géométrique est favorable, ces mouvements, insignifiants à l'échelle journalière, peuvent se cumuler de jour en jour jusqu'à provoquer le détachement d'un bloc du versant, constituant ainsi un facteur préparatoire des éboulements.

En outre, un dispositif d'auscultation tachéométrique a été mis en place sur le versant afin de tester sa capacité à capter les mouvements induits par les variations journalières de températures. Les résultats de deux campagnes de mesure d'une journée permettent de mettre en évidence les difficultés liées à l'incapacité de corriger totalement les erreurs affectant les mesures. Plusieurs améliorations du dispositif d'auscultation actuel sont donc proposées.

Le versant est également équipé d'un dispositif d'auscultation microsismique dont les premiers résultats sont présentés dans ce mémoire.

Mots-clés : Mouvement de versant, Eboulement, Thermomécanique, Auscultation, Modélisation numérique

ABSTRACT

The present dissertation describes a rockfall that has affected the *Rochers de Valabres* slope (France's Southern Alps region) and discusses one possible mechanism for the occurrence of this rockfall, along with the potential for future ones.

In the absence of an obvious explanatory trigger factor, we set out to examine whether natural daily surface temperature changes could have played a role in this event. In particular, it is suspected that these slight, yet repeated, perturbations may be a preparatory factor for rockfalls, with a day-to-day cumulative effect. A numerical model strengthens this hypothesis by showing that thermally-induced deformations can be sufficient to cause the gradual downward creep of a rock block located in an awkward position.

To investigate this notion more thoroughly, a currently-vulnerable part of the *Rochers de Valabres* slope has been instrumented with a high-precision geodetic monitoring system (total station). It is believed that this device is able to capture thermally-induced movements if specific precautions are taken. The instrumented rock volume is used as a test site in the aim of better understanding the consequences of surface temperature changes on slope stability. Measured data (with a precision level never before achieved on rock-slopes) are compared herein with numerical modelling results.

The initial conclusions of the long-term study we are conducting indicate that surface temperature changes play an important, while not easily-quantifiable, role in preparing rockfalls.

Keywords: Thermomechanics; Slope stability; Rockfalls; Geodetic monitoring; Numerical modelling

LAEGO-INERIS-INPL
Ecole des Mines de Nancy
Parc de Saurupt
54042 Nancy cédex