



HAL
open science

Déformation et rupture des versants en terrain métamorphique anisotrope. Apport de l' étude des Ruines de Séchilienne.

Jean-Marc Vengeon

► **To cite this version:**

Jean-Marc Vengeon. Déformation et rupture des versants en terrain métamorphique anisotrope. Apport de l' étude des Ruines de Séchilienne.. Sciences de la Terre. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1998. Français. NNT : . tel-00502785

HAL Id: tel-00502785

<https://theses.hal.science/tel-00502785>

Submitted on 15 Jul 2010

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

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

Laboratoire Interdisciplinaire de Recherches Impliquant
la Géologie et la Mécanique

THESE

JMG

présentée par

Jean-Marc VENGEON

pour obtenir le titre de DOCTEUR

DE L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER - GRENOBLE 1

(Arrêtés ministériels du 5 juillet 1984 et du 30 mars 1992)

Spécialité : Géophysique - Géochimie - Géomécanique

**DEFORMATION ET RUPTURE DES VERSANTS EN
TERRAIN METAMORPHIQUE ANISOTROPE**

Apport de l'étude des Ruines de Séchilienne

Date de soutenance : 3 novembre 1998

Composition du jury :

Pierre Antoine	Examineur	Professeur émérite, Université Joseph Fourier, Grenoble
François Descoedres	Rapporteur	Professeur, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne
André Giraud	Directeur de thèse	Maître de Conférences, Université Joseph Fourier, Grenoble
Louis Rochet	Examineur	Ingénieur, Laboratoire Central des Ponts et Chaussées
Claudio Scavia	Rapporteur	Professeur, Politecnico di Torino

Laboratoire Interdisciplinaire de Recherches Impliquant
la Géologie et la Mécanique

THESE

présentée par

Jean-Marc VENGEON

pour obtenir le titre de DOCTEUR

DE L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER - GRENOBLE 1

(Arrêtés ministériels du 5 juillet 1984 et du 30 mars 1992)

Spécialité : Géophysique - Géochimie - Géomécanique

**DEFORMATION ET RUPTURE DES VERSANTS EN
TERRAIN METAMORPHIQUE ANISOTROPE**

Apport de l'étude des Ruines de Séchilienne

Date de soutenance : 3 novembre 1998

Composition du jury :

Pierre Antoine	Examineur	Professeur émérite, Université Joseph Fourier, Grenoble
François Descoeudres	Rapporteur	Professeur, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne
André Giraud	Directeur de thèse	Maître de Conférences, Université Joseph Fourier, Grenoble
Louis Rochet	Examineur	Ingénieur, Laboratoire Central des Ponts et Chaussées
Claudio Scavia	Rapporteur	Professeur, Politecnico di Torino

REMERCIEMENTS

Mes remerciements vont en tout premier lieu au professeur Pierre Antoine pour son appui sans faille ainsi que sa curiosité et son enthousiasme inépuisables. A ma sortie d'école, il y a dix ans, c'est lui qui m'a présenté l'ensemble des laboratoires grenoblois travaillant sur les risques naturels, et particulièrement le volet « géologie et mécanique ». C'est donc à lui que je dois l'envie même de me lancer dans cette « aventure ».

André Giraud a accepté d'être mon directeur de thèse et s'est battu pour que les financements soient au rendez-vous. Merci à lui de m'avoir accompagné dans mon « enquête » sur le phénomène obscur des mouvements de versants de grande ampleur et d'avoir été présent à chaque point de passage important.

Merci aux professeurs Descoedres et Scavia d'avoir accepté d'être les rapporteurs de mon jury, ainsi qu'à Louis Rochet, qui m'a fait profiter de son esprit critique et de ses idées novatrices sur le mécanisme de rupture interne.

Merci à Didier Hantz pour sa collaboration minutieuse au volet « simulation numérique » du projet, à Bernard Couturier pour son soutien enthousiaste à la reconnaissance du versant de Saint-Christophe-en-Oisans et à Yves Orengo pour la conception et la réalisation des mini-centrales d'acquisition hydrogéologiques. Plus généralement, je tiens à exprimer ma gratitude aux membres du laboratoire qui m'ont soutenu ou m'ont simplement fait profiter de leur présence chaleureuse (merci d'arrêter de me demander « quand est-ce que ça tombe ? »). Mention spéciale pour David Amitrano pour sa participation motivante, tant en science qu'en escalade. Ma pensée va aussi à Catherine Maisonneuve, qui aurait dû soutenir sa thèse quelques jours avant moi et qui nous manque terriblement. Merci à Gilles Ménard pour son éclectisme survolté : rien n'est exclu, tout est passionnant et on n'est pas à l'abri d'une bonne surprise (ça se recoupe avec ce qu'on observe en forage à Modane).

Je tiens également à remercier vivement plusieurs partenaires extérieurs qui ont joué un rôle capital dans la conception et la réalisation de ce travail.

Le Pôle Grenoblois d'Etude et de Recherche pour la Prévention des Risques Naturels a joué un rôle majeur dans ce travail par le bouillonnement incessant qu'il entretient, les rencontres qu'il provoque et par son aide au montage et au financement des projets de recherche. Merci donc à François Gillet et Françoise Zanolini, ainsi qu'à Francis Robach pour son implication personnelle et passionnée dans le projet « Electromagnétisme, Eau, Risques » (financé par le Conseil Général de l'Isère).

Non contentes de nous distribuer une eau de qualité incomparable (naturellement pure !), Mesdames Chouteau et Catalon, hydrogéologues du SIERG (Syndicat Intercommunal des Eaux de la Région Grenobloise), ont réalisé les analyses hydrochimiques des eaux prélevées à Séchilienne et m'ont initié aux subtilités des solutions aqueuses (non alcoolisées, hélas). L'analyse isotopique de ces écoulements a été réalisée au Centre de Recherches Géodynamiques de Thônon et interprétées avec l'aide de Philippe Olive.

Fondamentalement, cette étude n'aurait pas été possible sans l'appui de mes collègues et néanmoins amis du Groupe Mécanique des Roches du CETE de Lyon, dirigés par Henri Evrard, qui sont en charge de toutes les mesures de déplacement sur le site de Séchilienne, pour le compte de la Direction Départementale de l'Équipement. Merci également à Pierre Potherat, géologue au LCPC, pour son apport à l'étude structurale.

Ces trois années de thèse ont été financées par la Région Rhône-Alpes, dans le cadre du projet « Versants Instables » du programme Risques Naturels du contrat de plan Etat – Région Rhône Alpes. Les analyses isotopiques ont été financées par le Conseil Général de l'Isère (crédits du Pôle Grenoblois) et l'Institut National des Sciences de l'Univers. Que tous ces organismes soient remerciés de leur soutien.

Merci enfin à tous ceux qui, par leurs questions, m'ont amené à préciser mon propos et dont les marques d'intérêt m'ont soutenu

SOMMAIRE

SOMMAIRE	1
INTRODUCTION	11
Contexte de l'étude.....	11
La démarche suivie.....	12
PREMIERE PARTIE : MECANISMES DE DEFORMATION DES VERSANTS ROCHEUX EN TERRAIN METAMORPHIQUE ANISOTROPE.....	15
Introduction	15
1 La problématique de la déformation et de la rupture des versants rocheux.....	16
1.1 Echelle de temps et héritage géologique.....	16
1.2 Rythmes d'évolution et indices morphologiques	16
1.3 Scénarios d'évolution possibles.....	17
1.4 Mécanismes de déformation et structure géologique.....	18
2 Mécanismes à surface de rupture structurale.....	18
2.1 Héritage géologique	18
2.2 Evolution de la résistance au cisaillement des discontinuités rocheuses	19
2.3 Evolution des mouvements translationnels suivant le type de terrain	21
2.4 Complexité d'un "glissement plan" en terrain cristallophyllien : le versant instable de Rosone.....	21
3 Déformation induite par une anisotropie structurale conduisant a une surface de rupture non structurale.....	27
3.1 Conditions d'apparition	27
3.2 Evolutions possibles	27
3.3 Le glissement de La Clapière.....	28
3.4 Les enseignements tirés de La Clapière	30
4 Mécanismes de déformation associés à une rupture interne de la roche	30
Conclusion.....	31
DEUXIEME PARTIE : ETUDE DU VERSANT DES RUINES DE	

SECHILIENNE	33
Introduction	33
1 Etude géologique du versant des Ruines de Séchilienne.....	35
1.1 Contexte géologique régional	35
1.2 Géomorphologie du versant des Ruines de Séchilienne	41
1.3 Géologie du versant sud du Mont Sec	42
1.4 Données structurales	46
2 Analyse de la déformation du versant des Ruines de Séchilienne	62
2.1 La surveillance d'un versant instable.....	62
2.2 Auscultation et surveillance du versant des Ruines de Séchilienne.....	63
2.3 Analyse des déplacements mesurés en surface du Mont-Sec	65
2.4 Analyse des déplacements mesurés en souterrain.....	71
2.5 Synthèse de la déformation du versant des Ruines de Séchilienne.....	78
3 Recherche d'un mécanisme possible de déformation.....	78
3.1 Etude de l'influence de discontinuités verticales lors du creusement d'une vallée.....	80
3.2 Etude de la déformation d'un versant découpé par deux familles de fractures continues très redressées.....	92
3.3 Perspectives de modélisation de la fracturation par la méthode des éléments distincts.....	104
3.4 Réflexion sur la prise en compte l'influence mécanique des écoulements hydrauliques.....	113
3.5 Synthèse de l'approche de simulation numérique.....	115
4 Etude hydrogéologique du versant des Ruines de Séchilienne	116
4.1 Généralités sur l'hydraulique des milieux fracturés.....	116
4.2 La commande hydraulique.....	119
4.3 Objectifs et moyens de l'étude hydrogéologique	122
4.4 Mesures physiques sur le terrain	125
4.5 Mesures hydrochimiques au laboratoire	131
4.6 Synthèse des résultats apportés par l'hydrochimie et les analyses isotopiques.....	146
4.7 Modèle hydraulique local au niveau de la galerie de mine cote 585 m	146
4.8 Proposition pour un modèle hydraulique global	149
Conclusion.....	153
TROISIEME PARTIE :.....	155
PHENOMENE DE RUPTURE INTERNE, SYNTHESE ET CONCLUSION.....	155

Introduction	155
1. Synthèse des connaissances acquises sur la rupture interne par l'étude du versant des Ruines de Séchilienne.....	156
1.1 Une déformation discontinue du massif rocheux, sous contrôle structural	156
1.2 Conditions géologiques d'apparition de la rupture interne.....	156
1.3 Expression morphologique et cinématique de la rupture interne.....	157
1.4 Apport de la simulation numérique à la compréhension de la rupture interne	158
2. Un autre exemple de rupture interne : le versant sud de La Toura, Saint-Christophe-en-Oisans, France.....	160
2.1 Localisation et cadre géographique.....	160
2.2 Cadre géologique	161
2.3 Description du versant sud de la Toura.....	161
2.4 Analyse de la déformation du versant.....	166
Conclusion.....	171
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	173
ANNEXES	181

TABLES DES ILLUSTRATIONS

<i>Numéro</i>	<i>Page</i>
Figure 1 : Exemple de bilan spatial hétérogène de résistance au cisaillement durant une phase préliminaire de déformation translationnelle.....	19
Figure 2 : Disposition schématique des familles de discontinuités dans le versant de Rosone (d'après Forlatti, 1993).....	22
Figure 3 : Coupe de principe du versant instable de Rosone et mesures inclinométriques.	24
Figure 4 : Création d'imbrications sur une surface de glissement par la composante rotationnelle de la déformation.....	25
Figure 5 : Fauchage en milieu rocheux à comportement plastique (à gauche) et fragile (à droite)	27
Figure 6 : Coupe géologique du versant instable de La Clapière	28
Figure 7 : Plan de situation du versant instable de Séchilienne.....	33
Figure 8 : Schéma structural du massif de Belledonne (d'après la carte géologique au 1/50000).....	36
Figure 9: Extension estimée du glacier de la Romanche au Würm II (environ 50 000 ans BP) et au Würm III (environ 30 000 ans BP).....	40
Figure 10 : Coupe de la vallée de la Romanche au droit des Ruines de Séchilienne. Positions maximales estimées des glaciers et épaisseur actuelle des alluvions.....	40
Figure 11 : Profils du versant des Ruines de Séchilienne.....	41
Figure 12 : Carte géologique du Mont-Sec (Antoine et Giraud, Lirigm, 1991).	43
Figure 13 : Esquisse structurale à 1/6000 du versant des Ruines de Séchilienne, d'après Potherat (mission Sintégra 1986).....	49

Figure 14 : Stéréogramme et bloc-diagramme représentatifs des quatre familles de discontinuités principales du versant des Ruines de Séchilienne (partie monoclinale, hors antiforme supérieure).....	52
Figure 15 : relations spatiales entre le cortège filonien de Séchilienne et le tassement du Mont Sec (d'après Potherat, 1997).....	55
Figure 16 : Coupe interprétative N-S passant par le centre du tassement du Mont Sec, montrant « l'effet de coin » et l'injection de lamprophyres, d'après P.Potherat (1997).....	56
Figure 17 : comparaison des stéréogrammes d'isodensité des diaclases fermées entre les galeries des cotes 585 et 710m, d'après P. Potherat.....	59
Figure 18 : Vue en perspective de la fracturation dans la galerie de mine de la cote 585.	59
Figure 19 : Plan d'implantation du réseau de surveillance et d'auscultation du versant des Ruines de Séchilienne (CETE).....	67
Figure 20 : Inadéquation des mécanismes de glissement (translationnel et rotationnel) aux observations morphologiques et aux mesures de déplacement sur le versant des Ruines de Séchilienne.	68
Figure 21 : interprétation de la dynamique et des variations de la cinématique du glissement de Séchilienne en fonction du schéma structural du massif.	70
Figure 22 : Plan d'implantation des points de mesure électromagnétiques.	72
Figure 23 : Courbe de résistivité apparente mesurée dans le tassement du Mont-Sec par la méthode électromagnétique transitoire TEM-FAST.	73
Figure 24 : Coupe simplifiée de la galerie de reconnaissance (cote 710 m) et déplacements mesurés.	76
Figure 25 : Interprétation des déplacements mesurés dans la galerie de reconnaissance par un modèle à blocs rigides pluridécamétriques.....	77
Figure 26 : Géométrie et conditions aux limites pour la modélisation du creusement d'une vallée rectangulaire.	81
Figure 27 : Déplacements horizontaux dans un massif à six joints verticaux ($\phi=20^\circ$).....	83
Figure 28 : Zone de glissement sur les discontinuités verticales.....	84
Figure 29 : Différentes inclinaisons de versant étudiées	86

Figure 30 : Oscillations des contours d'isocontrainte verticale induites par le glissement sur les discontinuités verticales ($\alpha=39.7^\circ$, $\phi=20^\circ$).....	87
Figure 31 : Directions principales de contraintes au voisinage d'une zone de traction dans la quatrième lanière.	88
Figure 32 : Traction maximale calculée, sur la face arrière de la seconde lanière, avec contrainte tectonique ($\alpha=45^\circ$, $\phi=30^\circ$, $k=\sigma_h/\sigma_v=1$).....	91
Figure 33 : Structure et conditions aux limites du modèle.	93
Figure 34 : Découpage en blocs et époutage dans la zone d'étude.....	94
Figure 35 : Maillage des zones déformables du modèle et agrandissement dans la zone d'étude.....	95
Figure 36 : Exemple exagéré de déformation sans surface de rupture obtenu par la méthode des éléments distincts (code UDEC).....	98
Figure 37 : déplacements relatifs des blocs et efforts internes dans les « lanières » en flexion du modèle « à déformation exagérée ».	99
Figure 38 : Profil final du modèle et déplacements verticaux durant la phase de stabilisation.....	100
Figure 39 : Fractures ayant atteint leur limite de résistance, dans le massif stabilisé.....	101
Figure 40 : Contrainte principale majeure, efforts de traction dans les blocs les plus sollicités en flexion.....	101
Figure 41 : Géométrie, fractures « potentielles » et conditions aux limites pour la simulation de la fracturation progressive lors d'un essai de compression triaxiale.	107
Figure 42 : Courbes contrainte - déformation obtenues par la simulation de l'essai de compression biaxiale pour différents confinements.	110
Figure 43 : fracturation de l'éprouvette lors de la simulation d'un essai à 10 MPa de confinement	111
Figure 44 : fracturation de l'éprouvette lors de la simulation d'un essai à 80 MPa de confinement	112
Figure 45 : Ecoulement à surface libre en milieu fracturé avec deux familles de discontinuités infinies (d'après Louis, 1974).	117

Figure 46 : Variation saisonnière de la vitesse d'ouverture du capteur A22.	119
Figure 47 : Corrélations entre la vitesse journalière d'ouverture du capteur A22 et la somme des précipitation cumulées sur 45 et 10 jours (d'après T.Gouin, 1994).	120
Figure 48 : Modèle analogique « à deux réservoirs » (d'après Nicot, 1995). La donnée d'entrée, Peff, est la pluviométrie efficace, corrigée de l'évapotranspiration et de la rétention nivale. La variable de sortie, H3, représente la charge exerçant la commande hydraulique sur la zone instable. Après une période de calage, la variation de H3 est comparée à celle des vitesses d'ouverture des fractures de surface sur une période « test » prévisionnelle. Noter que les sections d'écoulement des réservoirs peuvent être très différentes	121
Figure 49 : Résultat du modèle analogique à deux réservoirs (d'après Nicot, 1995), comparaison entre vitesse mesurée et vitesse estimée (proportionnelle à la charge H3).	121
Figure 50 : Plan de situation des sources du Mont-Sec et des venues d'eau en galerie.	124
Figure 51 : Température des sources et des venues d'eau en galerie.	128
Figure 52 : Corrélation entre conductivité et débit de la venue d'eau au PM 162 de la galerie de mine cote 585 m, pluviométrie au Mont-Sec et vitesse d'ouverture du capteur C2, période du 3/08/96 au 27/09/97.....	129
Figure 53 : Débit des venues d'eau en galerie (mesures manuelles)	130
Figure 54 : Variation de la conductivité des sources de surface du Mont-Sec et des venues d'eau en galerie (mesures manuelles).....	130
Figure 55 : comparaison de la minéralisation des eaux du Mont-Sec (source Montjean et galerie 585 PM 162) avec la nappe de la Romanche et une source typique en terrain métamorphique (mesures : SIERG).....	136
Figure 56 : Comparaison de la minéralisation des sources du Mont-Sec et des venues d'eau en galerie.....	137
Figure 57 : variation de la minéralisation de la venue d'eau au PM 162 de la galerie cote 585.....	138
Figure 58 : Représentation schématique des écoulements souterrains de type réservoir et piston.....	140
Figure 59 : Teneur moyenne sur l'année en ¹⁸ O des sources du Mont-Sec, en fonction de l'altitude.141	
Figure 60 : Gradients annuels pour 5 stations des Alpes du Nord (1971 - 1978)	

Figure 61 : Exemple d'amortissement du signal pluie pour la source de la Versoie (Thônnon).....	142
Figure 62 : Variation annuelle de la teneur en ^{18}O des eaux du Mont-Sec : très fort amortissement du « signal pluie ».....	142
Figure 63 : schématisation des trois réseaux d'écoulement observés dans la galerie de mine cote 585 m	147
Figure 64 : Influence de l'anisotropie de la conductivité sur la forme des courbes équipotentiellles.....	150
Figure 65 : Schématisation hydraulique des écoulements dans le Mont - Sec	151
Figure 66 : Fonctionnement hydraulique du Mont-Sec expliquant les brusques accélérations constatées par l'apparition éphémère d'une « nappe de versant anisotrope ».....	152
Figure 67 : Plan de situation du versant de La Toura.	160
Figure 68 : Cadre géologique du versant sud de La Toura.	163
Figure 69 : Stéréogramme synthétique de la fracturation du versant de la Toura	164
Figure 70 : Esquisse structurale du versant de la Toura.	165
Figure 71 : Vue de profil et éléments structuraux du versant sud de la Toura.	166
Figure 72 : Ouverture des bases extensométriques du versant de la Toura entre octobre 1996 et juin 1998.	167
Figure 73 : Correction de l'effet de la température sur la base extensométrique n°4.....	168
Figure 74 : Modèle de déformation de versant par "rupture interne"	171

INTRODUCTION

Contexte de l'étude

Les mouvements gravitaires affectant les massifs rocheux (chutes de blocs, éboulements, écroulements...) impressionnent toujours le public par la soudaineté de leurs manifestations et l'étendue que peuvent atteindre les zones affectées. En France, pour les gestionnaires de la sécurité civile, prévoir l'éventuelle occurrence de semblables phénomènes est devenu une nécessité par suite de l'évolution de la législation. En effet, par la loi 82600 du 13 juillet 1982, l'Etat doit afficher le risque. Plus récemment, il s'est donné la possibilité de procéder, préventivement, à l'expropriation des populations menacées, dans certaines conditions de danger (loi 95-101 du 2 février 1995).

L'application judicieuse de la loi exige un intense effort de recherche scientifique car l'appréciation du comportement gravitaire d'un versant rocheux, par l'analyse de la déformation (et de la rupture) se heurte à de nombreuses difficultés. La complexité des mécanismes à l'œuvre est une source d'incompréhension fréquente entre les scientifiques et le public. Ceci est particulièrement vrai dans le cas de grands versants au sein desquels se sont engagés, dans un passé souvent lointain, des processus de rupture progressive qui se poursuivent à l'heure actuelle, menaçant des lieux habités ou des voies de communication.

La gestion des risques ayant un caractère prévisionnel, un des problèmes les plus cruciaux est celui du facteur temps : les populations et les décideurs exigent des prévisions précises, incompatibles avec l'échelle de temps propre au développement du phénomène. En outre, l'évolution de la déformation n'est pas linéaire mais peut procéder par crises et périodes de rémission. Dans de telles conditions, tout pronostic sur la date de la rupture reste, la plupart du temps, très hypothétique.

Progresser dans la connaissance scientifique des phénomènes impliqués impose un suivi de la déformation dans le temps à l'aide de moyens extrêmement coûteux. Ceux-ci ne peuvent être réunis que dans des cas particuliers lorsque la sécurité civile est en jeu. En France, la recherche a ainsi pu bénéficier depuis une quinzaine d'années des sites bien instrumentés de

Séchilienne, dans les environs de Grenoble, et de La Clapière, au nord de Nice. Dans le même temps, grâce à une collaboration avec des chercheurs suisses et italiens (programme Interreg Italie-France 1997), nous avons pu accéder à des informations détaillées sur les sites de Rosone (Piémont, Italie), du Val Pola (Valtelline, Italie) et de Randa près de Zermatt (Valais, Suisse).

La démarche suivie

Dans la première partie de ce travail, nous tirons les enseignements de cette expérience européenne. Les mouvements analysés sont séparés en trois grandes classes selon la relation entre le mécanisme de déformation et les surfaces structurales préexistantes. Dans tous les cas, une forte complexité géométrique émerge de ces processus à l'échelle d'un versant, qui permet de comprendre la durée sur laquelle s'échelonnent les déplacements.

En seconde partie, nous nous efforçons de contribuer à la compréhension du phénomène de rupture interne, le plus complexe, qui se manifeste notamment à Séchilienne. Ce site se distingue par un découpage structural en grands compartiments à limites verticales, presque parallèles à la vallée, ainsi que par des déplacements incompatibles avec les types classiques de glissement. Le but de l'étude est de proposer un modèle qui permette de retrouver, à l'aide d'un mécanisme approprié, les grandes lignes de la déformation réelle. La méthode suivie est très pluridisciplinaire :

- a) étude géologique détaillée : la synthèse des informations lithologiques et structurales, à différentes échelles, nous a permis d'élaborer le modèle géologique du versant ;
- b) auscultation du massif : plus d'une dizaine d'années de suivi grâce à une importante instrumentation ont permis de quantifier la déformation actuelle. On s'est particulièrement intéressé à la répartition spatiale des déplacements et à leur évolution temporelle, qui révèle une « commande hydraulique » ;
- c) modélisation géomécanique : la simulation numérique nous a permis de confronter les mécanismes de déformation possibles induits par le modèle géologique avec les indices morphologiques, témoins de la déformation passée, et avec les mesures de déplacements

actuels. Le modèle cinématique proposé n'est pas démontré, il est compatible avec les observations disponibles ;

d) étude hydrogéologique : comme les moyens d'investigation hydrauliques classiques (piézomètres...) ne sont pas adaptés aux versants rocheux en mouvement, nous avons fait appel à l'hydrochimie pour identifier les écoulements souterrains. Nous avons ainsi mis en évidence des apports d'eau lointains, précisé les modalités d'écoulement et proposé un modèle hydraulique global du massif le quel, tenant compte du modèle géologique et du modèle cinématique, permet d'expliquer la non-linéarité (« effet de seuil ») de la commande hydraulique.

Enfin, dans la troisième partie, après une synthèse des connaissances acquises sur la rupture interne, nous montrons à travers l'exemple du versant de Saint-Christophe-en Oisans que ce mécanisme possède une portée générale et peut s'appliquer en différents points des socles métamorphiques. Ce faisant, l'étude de la rupture interne donne aux responsables des clés de compréhension utiles à la gestion du risque d'écroulement de nombreux versant alpins.

PREMIERE PARTIE : MECANISMES DE DEFORMATION DES VERSANTS ROCHEUX EN TERRAIN METAMORPHIQUE ANISOTROPE

Introduction

Si l'on considère la chaîne alpine, les grands mouvements de versants se rencontrent fréquemment dans les massifs rocheux constituant les socles cristallins, particulièrement dans les roches cristallophylliennes (métamorphiques anisotropes). De tels massifs peuvent présenter tous les types de mécanismes de déformation et de rupture, des plus simples aux plus complexes (Giraud et al. 1990). Compte tenu des difficultés que soulève, sur le plan pratique, la gestion de tels aléas, il a paru opportun de faire le point des connaissances actuelles en matière de déformation gravitaire des versants constitués de roches cristallophylliennes.

Dans cette première partie, nous présentons une réflexion générale sur les mouvements de versants en terrain métamorphique. Nous insistons sur la prééminence de la géologie dans la compréhension de ces phénomènes, en amont de toute mesure de déplacement (Antoine, 1992). En nous appuyant sur plusieurs cas analysés dans le cadre d'un contrat Interreg Rhône-Alpes / Piémont, nous distinguons trois grandes classes de mécanismes de déformation :

- les mécanismes de déformation à surface de rupture structurale ;
- les déformations induites par une anisotropie structurale conduisant à une surface de rupture non structurale
- les mécanismes de déformation associés à une rupture interne de la roche

Un des premiers enseignements de ces études est l'émergence, à l'échelle d'un versant, d'une forte complexité spatiale et temporelle dans tous les mécanismes, et nous nous attachons à en souligner les causes possibles et les conséquences pour la compréhension de ces phénomènes. La dernière classe de mécanismes, les plus complexes, est étudiée dans la seconde partie de la thèse, à travers le cas des Ruines de Séchilienne.

1 La problématique de la déformation et de la rupture des versants rocheux

1.1 Echelle de temps et héritage géologique

Il faut tout d'abord être conscient du fait que la rupture est l'aboutissement d'un processus de déformation, dont elle ne représente cependant qu'une ultime étape (la plus importante). Sous l'angle strictement mécanique, le cas des versants rocheux est tout à fait particulier. La force motrice de la déformation, la gravité, est bien déterminée, mais s'exerce sur des durées très différentes de celles qui prévalent lors des essais mécaniques classiques. En effet l'échelle de temps se rapproche de celle de la géologie, puisque la déformation des versants rocheux dépend des variations des conditions aux limites imposées par l'histoire géologique récente (crues et décrues glaciaires, érosion torrentielle, néotectonique...).

Le creusement des vallées constitue la cause majeure de déséquilibre par rapport à l'état initial du massif. Dans les Alpes, où de tels mécanismes sont à l'oeuvre depuis plus de 3 millions d'années, les phénomènes les plus importants, pour ce qui concerne le façonnement des versants dont nous nous préoccupons ici, sont concentrés dans les 300 000 dernières années (deux dernières glaciations alpines). L'analyse de l'évolution des versants ne peut cependant pas faire abstraction de la phase précédente de déformation, purement géologique, qui met en oeuvre des forces tectoniques, différentes quant à leur nature et à leur ordre de grandeur. Cette phase ancienne a en effet conféré au massif une structure, déterminante pour le style de la déformation récente.

1.2 Rythmes d'évolution et indices morphologiques

La vitesse de la déformation récente est variable. La rupture finale peut être, selon les cas, précédée d'une phase préparatoire plus ou moins perceptible à l'observation directe. Les stades intermédiaires peuvent se manifester par la création d'escarpements, de crevasses, voire la génération d'éboulements limités donnant naissance à des formes d'accumulation aisément identifiables. Ainsi, l'observation de la modification morphologique du versant est un élément fondamental de diagnostic de la déformation en cours et peut renseigner sur la cinématique de l'évolution vers la rupture. Dans le cas d'une évolution rapide, de tels signes précurseurs peuvent passer inaperçus et la rupture constituer une surprise, ne laissant pas le temps matériel

de prendre des dispositions pour la mise en sécurité des personnes ou des biens menacés.

1.3 Scénarios d'évolution possibles

On peut distinguer trois scénarios possibles dont la nature fournit de nombreux exemples:

a) La déformation accélère et diverge rapidement pour aboutir à une rupture généralisée.

L'éroulement de Randa en 1991, un peu en aval de Zermatt (Suisse) où 30 millions de m³ de gneiss se sont éboulés en deux épisodes majeurs, du 18 avril au 9 mai 1991, illustre ce propos. Le premier éroulement a constitué une surprise car la zone était considérée comme a priori stable. Une importante instrumentation a permis de suivre précisément l'évolution vers la seconde rupture et d'anticiper un peu son instant d'occurrence (Schindler et al. 1993).

b) Une rupture généralisée se développe après une phase de déformation antérieure apparemment stabilisée.

Avant la réactivation, on observe une morphologie typique mais sans indices d'activité significatifs et sans forme d'accumulation majeure. Il existe de très nombreuses cas de ce type dans les Alpes, appelées *mouvements anciens* par les géologues. L'identification morphologique de tels stades d'évolution est une des bases de la cartographie des risques de mouvements de terrains.

L'expérience montre en effet qu'il s'agit là de zones particulièrement sensibles à de nouveaux facteurs de déséquilibre (fluctuations des pressions interstitielles, altération du matériau, reprise d'érosion ou actions anthropiques) et que des mouvements dévastateurs peuvent s'y déclencher plus facilement qu'ailleurs. La catastrophe survenue au Val Pola en Italie en fournit une illustration dramatique (Azzoni et al. 1992). Le 28 juillet 1987, après une période très pluvieuse, 34.10⁶m³ se détachèrent du Mont Zandila et ravagèrent la vallée de l'Adda, en amont de Sondrio (27 victimes).

c) La déformation continue à évoluer pendant une longue période de temps, dans une gamme de vitesses assez constantes.

Ce cas est finalement plus répandu qu'on ne l'imagine et affecte probablement un grand

nombre de pentes considérées comme stables (Radbruch-Hall 1978). En l'absence de mesures suffisamment fines, la déformation peut en effet échapper totalement à l'observation. La manifestation principale d'une telle déformation à l'échelle du versant évoque un fluage global même si, à plus petite échelle, la mécanique du mouvement est très discontinue. En ce sens, le terme de "pseudo-viscoplasticité" pourrait être proposé. Ceci n'exclut pas la possibilité d'une localisation à terme de la déformation le long d'une surface enveloppe, accompagnée d'une divergence soudaine. La difficulté, du point de vue de la gestion du risque, consiste à déceler, par une auscultation appropriée, le début de cette divergence. Un des meilleurs exemples d'une telle situation est celui de la déformation du versant des "Ruines de Séchilienne" aux environs de Grenoble (Antoine et al. 1994), qui sera analysé plus loin.

1.4 Mécanismes de déformation et structure géologique

L'expérience montre que le facteur déterminant dans l'évolution des versants rocheux est la structure géologique. Ceci nous amène à distinguer trois grandes classes de mécanismes de déformation :

- les mécanismes contrôlés par une surface de rupture structurale,
- les mécanismes dépendant de l'anisotropie structurale du massif,
- les mécanismes associés à une rupture interne progressive du massif.

2 Mécanismes à surface de rupture structurale

2.1 Héritage géologique

Dans ce type de mécanisme de déformation, la surface enveloppe de rupture préexiste à l'état de plan de faiblesse, voire de discontinuité exprimée à l'échelle du massif : litage sédimentaire, schistosité, foliation ou surface de fracture géologique de grande extension. C'est un héritage de l'histoire géologique du massif et pour cette raison on ne peut faire abstraction des phases de déformation géologiques antérieures. En fonction de leur orientation par rapport à la topographie, ces structures préexistantes peuvent être mobilisées par des mécanismes de cisaillement puis de glissement.

2.2 Evolution de la résistance au cisaillement des discontinuités rocheuses

Les déplacements tangentiels sont un des principaux facteurs qui contrôlent l'évolution de la résistance au cisaillement des discontinuités rocheuses (figure 1). On distingue classiquement quatre phases (Rochet 1976):

- **une phase initiale de destruction de la cohésion (a)**, qui nécessite des déplacements très faibles ;
- **une phase de sollicitation progressive des aspérités (b)**, qui voit croître la résistance au cisaillement jusqu'à une valeur de pic (rupture des aspérités) ;
- **une phase de diminution de la résistance au cisaillement (c)** jusqu'aux
- **caractéristiques résiduelles (d)**, pour des déplacements dépassant le seuil de résistance maximale (ϵ_{pic}).

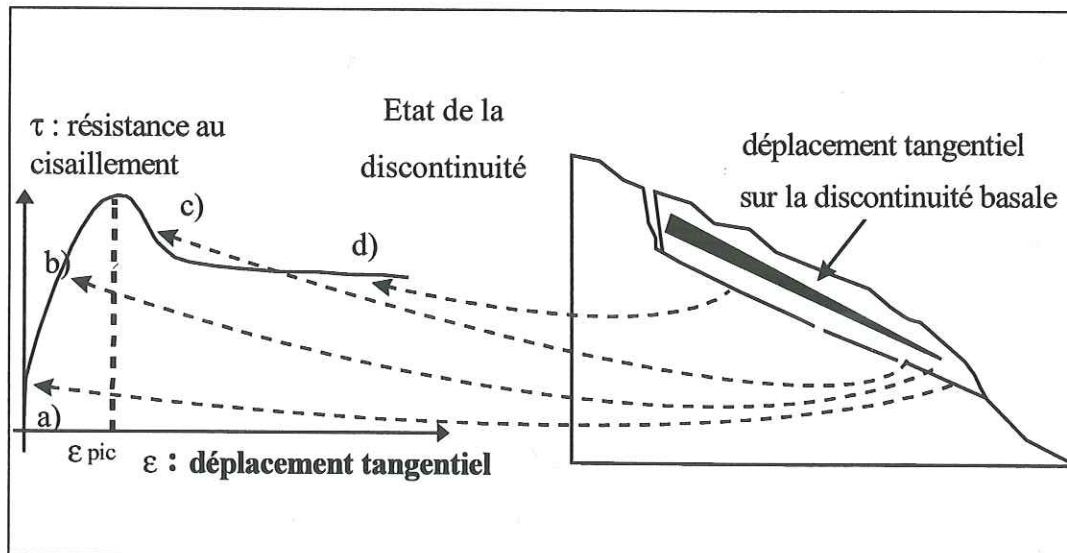


Figure 1 : Exemple de bilan spatial hétérogène de résistance au cisaillement durant une phase préliminaire de déformation translationnelle.

Durant les deux premières phases, chaque incrément de déplacement sur les discontinuités structurales préexistantes mobilise des efforts de résistance supplémentaires, ce qui correspond à un stade "stable" de l'évolution d'un massif. Quand les discontinuités dépassent leur pic de résistance, on risque au contraire d'entrer dans une évolution instable, si les

déplacements ne permettent pas un rééquilibrage par diminution des efforts moteurs. Aussi, tout phénomène susceptible de générer un déséquilibre transitoire (pressions hydrauliques, séismes, tirs d'explosifs...) peut être un facteur déclenchant à long terme en entraînant la diminution de la résistance d'un nombre croissant de discontinuités.

Ces mécanismes de cisaillement-glisement sont faciles à appréhender à l'échelle des blocs rocheux et sont à la base des principales méthodes d'analyse de stabilité d'édifices rocheux. A l'échelle d'un versant cependant, lors d'un stade précoce du développement d'un glissement translationnel, les discontinuités basales ne sont pas forcément au même stade d'évolution. Ceci est dû à la déformation du massif rocheux, qui peut intégrer des déplacements sur des discontinuités secondaires orientées différemment dans l'espace. Le cas de la rupture régressive est bien connu (Descoedres 1979) On peut aussi rencontrer des versants où la rupture se développe progressivement vers le pied, encore résistant. Du haut de la zone instable vers le bas, on pourra alors observer (figure 1) :

- des discontinuités fortement cisillées (caractéristiques résiduelles) dont la résistance est indépendante des déplacements (d) ;
- des discontinuités en phase de radoucissement (c) : tout déplacement tangentiel les affaiblit ;
- des discontinuités en phase de résistance croissante (pré-pic) qui constituent des zones à résistance disponible (a et b).

Du fait de l'hétérogénéité de ce bilan spatial de résistance, à l'échelle d'un versant, ce n'est pas une courbe de résistance au cisaillement qu'il faut considérer, mais l'intégration d'un ensemble de courbes avec transfert progressif des efforts sur les zones à résistance disponible au cours de la déformation. La rupture pourra intervenir après concentration des efforts sur une ultime zone de résistance.

L'autre cause principale de perte de résistance au cisaillement des joints (caractérisée par la cohésion, le frottement, la dilatance et l'état de déplacement tangentiel) est l'altération de la roche, qui est fonction de sa minéralogie et des conditions climatiques actuelles et passées. La déformation gravitaire peut également accélérer l'altération d'un massif en ouvrant des fractures et en modifiant les écoulements internes.

Toutes ces causes cumulatives ont été invoquées pour expliquer l'écroulement de la Turtle Mountain en 1903, qui ensevelit l'entrée de la mine de Frank, au Canada, sous 30.10^6 m³ de débris. Le mouvement s'est développé le long de plans de stratification du massif calcaire, après que des opérations de minage dans les ardoises et les grès du pied de versant aient entamée la butée de pied. (Cruden et Krahn 1978).

2.3 Evolution des mouvements translationnels suivant le type de terrain

En terrain sédimentaire, nombreux sont les versants importants affectés de mouvements translationnels selon la stratification. Si le plan de glissement émerge dans le versant, la rupture est souvent brutale et les signes précurseurs, peu spectaculaires, peuvent passer totalement inaperçus (Zaruba et Mencl 1969). Ce fut notamment le cas à Goldau, en Suisse, en 1806, lorsqu'une dalle de conglomérat tertiaire a dévalé un plan incliné à 20° et tué les 457 habitants du village (Heim 1932 ; Terzaghi 1950).

En terrain cristallophyllien, du fait de la grande densité de discontinuités d'orientation très variable, il arrive souvent que le mécanisme translationnel se complique. On observe alors des vitesses d'évolution hétérogènes à l'intérieur du mouvement général, bien que des plans de faiblesses, distincts mais en interaction, émergent dans le versant. Le versant instable de Rosone, en Italie, en est l'illustration.

2.4 Complexité d'un "glissement plan" en terrain cristallophyllien : le versant instable de Rosone

Dominant la vallée de l'Orco, dans la région Piémont, le versant de Rosone est constitué de gneiss appartenant à la série métamorphique du Grand Paradis. Le découpage prismatique du massif est réalisé par deux familles de joints orthogonaux verticaux orientés parallèlement (J1) et perpendiculairement (J2) à la ligne de plus grande pente, et par la foliation métamorphique (Js). L'orientation de celle-ci est parallèle à la vallée, son inclinaison moyenne est de 35° vers la vallée, elle émerge dans le versant (figure 2). Une telle configuration rend les mécanismes fondamentaux de glissement et de basculement cinématiquement possibles.

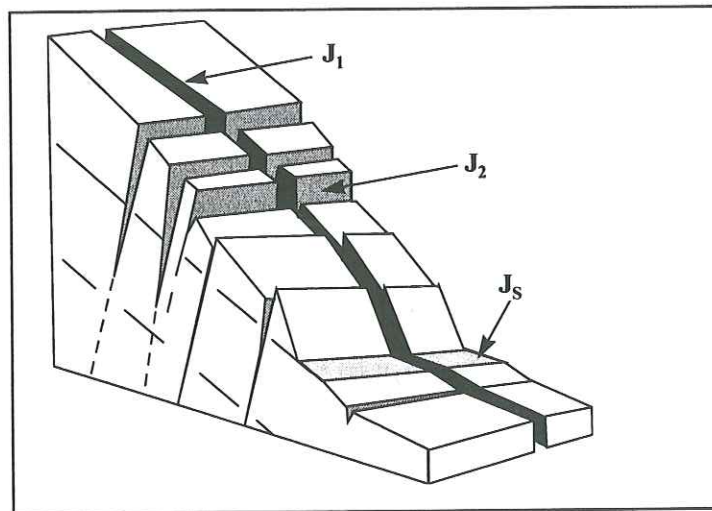


Figure 2 : Disposition schématique des familles de discontinuités dans le versant de Rosone (d'après Forlatti, 1993).

Dans le versant de Rosone, on distingue trois zones d'aspect et d'activité très distincts, qui sont interprétées comme des stades différents du même phénomène d'instabilité gravitaire profonde, dont la composante essentielle est le glissement sur les plans de foliation (Forlatti et al. 1993).

2.4.1 Les trois stades d'évolution du versant de Rosone

a) La partie ouest du mouvement (zone de Ronchi) est la plus chaotique.

La structure prismatique initiale n'est plus observable et la pente présente les indices classiques de glissement de terrain : gonflement en pied, dépression en tête, crevasses et contre-pentes... Cette zone est interprétée comme un stade "final" d'évolution : une partie importante du versant s'est déjà éboulée et la masse restante est déstructurée.

b) La partie centrale (zone de Perebella) est la plus "intacte".

Elle est exempte de désordres bien que de nombreuses contre-pentes soient observables dans le haut. La structure prismatique est bien conservée et très visible. On peut penser que la plupart des discontinuités structurales de cette zone n'ont pas encore dépassé leur cisaillement

de pic, ce qui limite les déplacements. Les calculs réalisés par éléments distincts (Barla et Chiriotti, 1996, Figure 3) montrent que si la résistance au cisaillement des plans de foliation est trop faible ou si les pressions hydrauliques augmentent, une rupture s'amorce par glissement en pied. Celle-ci, en se propageant vers l'amont, entraîne les blocs dans un léger mouvement de basculement. Le mécanisme n'est donc plus simplement translationnel. Nous verrons plus loin que ceci peut expliquer sa pérennité.

c) La partie est, (zone de Bertodasco) est qualifiée "d'intermédiaire".

La structure prismatique initiale est toujours visible mais des déplacements notables sont mesurés depuis 1953 à proximité d'une conduite forcée. De nombreux éboulements se sont produits qui ont contraint les autorités à faire abandonner les hameaux de Bertodasco et Rosone Vecchio. Les vitesses moyennes en surface ont atteint 2,5 cm/an et se sont stabilisées depuis 15 ans autour de 1 cm/an. Les mesures inclinométriques ont révélé deux surfaces de glissement, marquées par une brusque augmentation des déplacements. Selon les points de mesure, la première se situe à une profondeur de 25 à 40m et la seconde à une profondeur de 60 à 70 m (figure 3). Sous les surfaces de glissement, les déplacements ne sont pas nuls mais diminuent progressivement sur une épaisseur de plusieurs dizaines de mètres. Ce gradient de déplacement indique l'existence d'une zone de cisaillement au sein de laquelle les blocs sont entraînés dans un léger mouvement de basculement. Le mécanisme n'est donc plus simplement translationnel, ce qui peut expliquer sa pérennité comme nous le montrons ci-après.

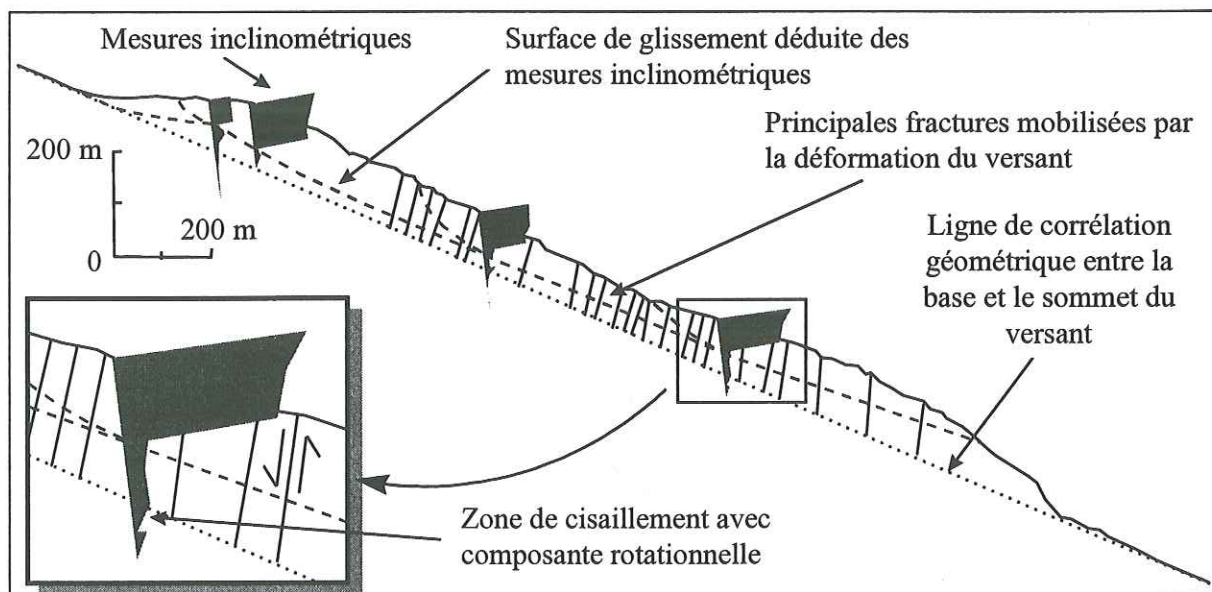


Figure 3 : Coupe de principe du versant instable de Rosone et mesures inclinométriques.

2.4.2 Les enseignements tirés du cas de Rosone

A un stade d'évolution aussi avancé que dans la partie est, le déplacement cumulé sur la plupart des discontinuités mobilisées doit avoir dépassé leur déplacement tangentiel de pic (quelques millimètres). La résistance au cisaillement de ces discontinuités s'affaiblit donc et tend à devenir indépendante des déplacements. On est alors confronté à l'interrogation suivante : les efforts moteurs étant constants et les caractéristiques résistantes du massif diminuant, pourquoi les mouvements ne s'accélèrent-ils pas pour conduire rapidement à un éboulement en masse le long des plans émergeant dans le versant ?

a) Mouvement continu ou discontinu ?

Un premier élément de réponse peut provenir de la faible fréquence temporelle des mesures de déplacement (2 par an environ). Dans ce cas, un phénomène discontinu sous-échantillonné peut en effet paraître continu. On peut donc faire l'hypothèse d'un massif en limite de stabilité qui glisserait par saccades sur une surface de rupture continue, lorsque les pressions interstitielles dépassent un certain seuil. Dans ce mécanisme de « stick-slip », chaque crise se stabilise grâce au drainage facilité par l'ouverture des fractures méridiennes lors des incréments de glissement. A l'échelle d'un versant comme celui de Rosone, on peut cependant

penser que se surimpose à ce phénomène de « stick-slip » local, un effet de complexité spatiale, avec une dispersion hétérogène des déformations dans une zone de rupture.

b) La déformation du versant génère elle-même de nouvelles forces résistantes.

La stabilité à long terme des vitesses de translation de versants tels que celui de Rosone, peut aussi être expliquée par l'apparition de nouveaux efforts résistants au cours de la déformation. Ceux-ci peuvent être générés par la perte de continuité des surfaces de glissement, à cause de composantes non translationnelles de la déformation de la masse. Même une très petite rotation suffit pour faire naître localement des imbrications très résistantes sur les surfaces de glissement. Leur taille et leur répartition spatiale seront contrôlées par la structure du massif rocheux, mais elles seront certainement supérieures de plusieurs ordres de grandeurs à celles des aspérités initiales de la surface de glissement (Figure 4).

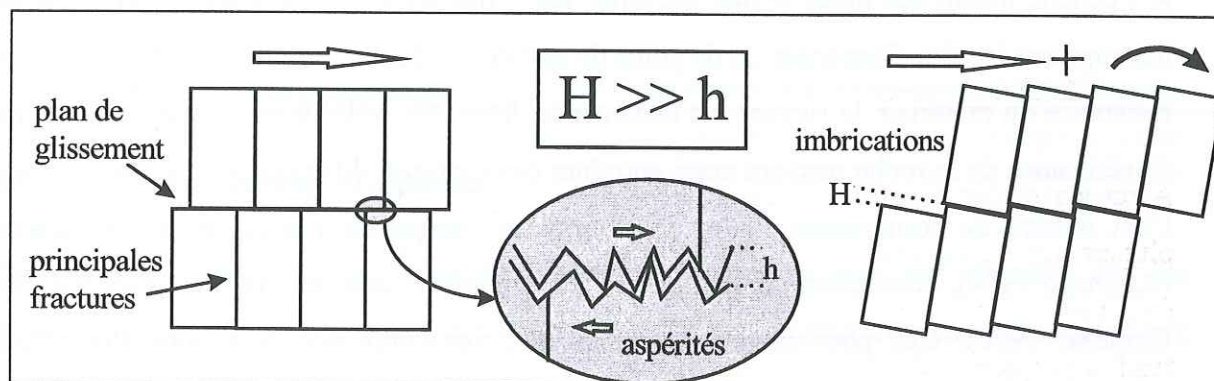


Figure 4 : Création d'imbrications sur une surface de glissement par la composante rotationnelle de la déformation.

Des efforts résistants peuvent aussi être engendrés par la géométrie tridimensionnelle du phénomène. A Rosone, les discontinuités de la famille J_1 sont en moyenne sensiblement verticales et orientées selon la ligne de plus grande pente. Etant donnée l'ampleur des déplacements relatifs, la dispersion des plans réels autour de leur orientation moyenne peut produire un effet de voûte transversal, dans le plan du glissement. Les efforts transversaux peuvent être repris par un secteur voisin (conditions aux limites latérales) ou par les plans de cisaillement eux-même. Ceux-ci ont en effet été peu sollicités dans la direction perpendiculaire au mouvement global, et possèdent donc des caractéristiques de résistance

plus importantes dans cette direction. Ces efforts résistants apparaissent au cours de la déformation et viennent s'ajouter à ceux précédemment évoqués.

c) Le facteur temps

L'introduction du facteur temps dans le modèle du versant de Rosone en affectant à la surface de glissement une loi rhéologique viscoplastique n'apporterait aucun éclairage supplémentaire pour la compréhension du phénomène car les paramètres utilisés manqueraient de signification physique. Il nous semble préférable d'analyser le problème à deux échelles spatiales différentes, mais en interaction. A l'échelle du versant, l'élément prépondérant réside dans les changements de géométrie, qui s'accompagnent de reports d'efforts sur les zones de résistance. Cette échelle spatiale « supérieure » est responsable du contrôle structural de la déformation.

A l'échelle locale des blocs et des fractures, les sollicitations mécaniques peuvent entraîner des ruptures locales d'aspérités ou de ponts de matière. Si les contraintes excèdent la limite de résistance du matériau, la rupture est instantanée. Mais des contraintes inférieures à la limite de résistance de la roche peuvent aussi entraîner des ruptures, différées dans le temps, comme l'ont montré de nombreuses études de laboratoire : propagation sous critique de fractures (Atkinson 1984), dissolution-cristallisation sous contrainte dans des discontinuités (Gratier et Gamond 1990). Ces phénomènes, sensibles aux variations des conditions (température, pression hydraulique, concentration du fluide...), sont responsables du contrôle cinétique de la déformation.

La « macro-viscosité » apparente du versant apparaît ainsi comme le produit de la complexité géométrique des déplacements au sein du massif rocheux fracturé et du caractère différé dans le temps (« micro-viscosité ») des phénomènes locaux qui permettent la poursuite du mouvement global.

3 Déformation induite par une anisotropie structurale conduisant à une surface de rupture non structurale

3.1 Conditions d'apparition

Ce mécanisme, très fréquent, est communément appelé fauchage (Lugeon 1992 ; De Freitas 1973). Il est caractérisé par le basculement gravitaire, au voisinage de la surface topographique, de structures naturellement très redressées. Dans les roches cristalphylliennes, le fauchage ne peut se développer que si l'anisotropie structurale préexistante (schistosité ou foliation) voit son pendage dirigé vers l'intérieur du massif et son orientation sensiblement parallèle à la direction du versant. Le fauchage s'accompagne généralement de ruptures de cisaillement aux interfaces entre feuilletts successifs, associées à la flexion de ceux-ci. La flexion peut aussi induire des ruptures de traction ou l'ouverture de discontinuités perpendiculairement aux feuilletts.

3.2 Evolutions possibles

Trois cas de figure peuvent se présenter :

Les roches qui présentent une adaptation plastique importante sont peu affectées par des ruptures consécutives à la flexion et présentent de ce fait peu de fractures perpendiculaires aux feuilletts (figure 5).

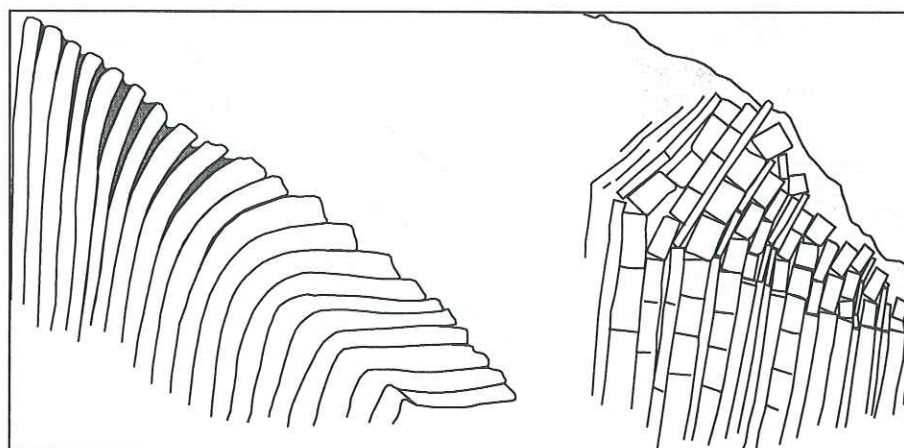


Figure 5 : Fauchage en milieu rocheux à comportement plastique (à gauche) et fragile (à droite)

Pour les roches à comportement fragile, la flexion induit de nombreuses fissures d'extension ou l'ouverture de discontinuités préexistantes, conduisant à une fragmentation des feuilletts (figure 6). Des méthodes d'analyse de stabilité existent pour les talus constitués de colonnes à base inclinée : équilibre limite (Goodman et Bray 1976) ou analyse probabiliste (Scavia et al 1990).

Si le basculement est très prononcé, le cas précédent peut évoluer vers le développement d'une surface-enveloppe de rupture par anastomose des fractures engendrées par la flexion. Malgré le progrès de la modélisation avec la méthode des éléments distincts (Pritchard et Savigny 1996), on ne dispose pas de méthode d'analyse de la stabilité de tels versants rocheux, complexes et évolutifs, comme le versant instable de La Clapière (figure 7).

3.3 Le glissement de La Clapière

Le versant instable de la Clapière (Alpes-Maritimes, France) est constitué de micaschiste et de gneiss migmatitique dont la foliation est proche de la verticale. Un glissement se développe sur une centaine d'hectares et sur 600 mètres de dénivelée (Follaci 1987). Il se surimpose à un fauchage ancien qui affecte le massif sur plusieurs centaines de mètres d'épaisseur (figure 7).

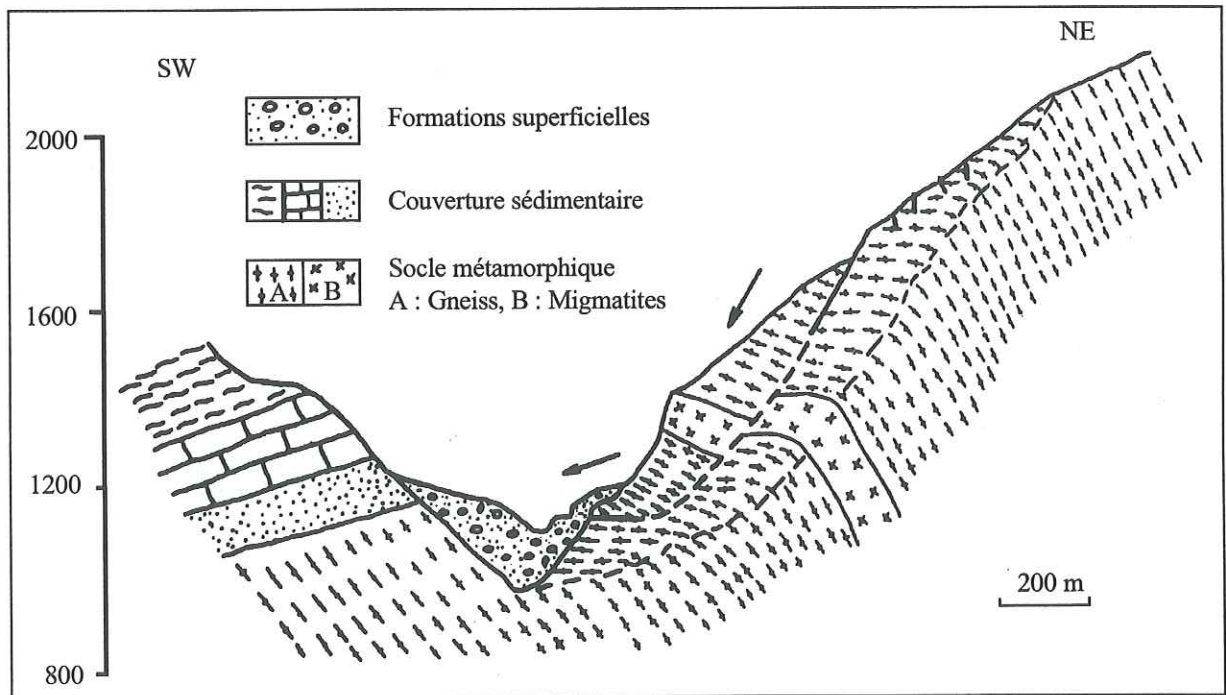


Figure 6 : Coupe géologique du versant instable de La Clapière

3.3.1 L'évolution morphologique est comparable à celle des glissements de terrains.

Les modèles numériques de terrain réalisés à partir de photographies aériennes ont permis de quantifier la déformation d'ensemble du versant : forte dépression de la partie haute du mouvement, compensée par un gonflement important de la partie inférieure. La base du versant avance sur la plaine alluviale de la Tinée, comme en attestent les mesures inclinométriques. Par contre, la morphologie en escalier du versant, en arrière de la niche d'arrachement, reste typique d'un fauchage en cours d'évolution.

Les mesures effectuées depuis une vingtaine d'années permettent de faire un certain nombre d'observations sur ce type de mouvement :

3.3.2 Le mouvement n'est pas uniforme.

Il reflète le déplacement de blocs déterminés par des fractures géologiques majeures. Les mesures de déplacement ont ainsi reconnu sept compartiments individualisés. Cette configuration peut conduire à une rupture par paquets successifs et rend moins vraisemblable une rupture généralisée.

3.3.3 Le rythme de déformation est contrôlé par les pressions hydrauliques.

Le suivi dans le temps des vitesses de déplacement montre un indéniable contrôle climatique, avec des phases d'accélération suivant les pics de pluviométrie ou la fonte des neiges. Le massif est globalement perméable mais comporte vraisemblablement des zones de faible perméabilité au voisinage de la surface de rupture, conduisant à des mises en charge hydrauliques temporaires.

3.3.4 La mise en charge hydraulique du massif fracturé n'est pas homogène.

Les accélérations soudaines relevées sur certaines cibles, suivies de décélérations tout aussi brutales, traduisent l'effet des pressions hydrauliques dans des fissures qui ont des comportements indépendants. De plus, le mouvement provoque une modification des écoulements au sein de la masse, dont la perméabilité varie beaucoup dans le temps et probablement dans l'espace en fonction de la déformation du massif.

3.4 Les enseignements tirés de La Clapière

Sur ce site ausculté depuis longtemps, l'exploitation des photographies aériennes a permis d'estimer les vitesses de déplacement depuis 1952 et de montrer leur constante accélération. Des mesures géodésiques réalisées dès 1982 ont permis d'observer, en 1987, un changement dans la cinématique du mouvement, que l'on peut interpréter comme un changement de mécanisme de déformation. Avant 1987, la progression de la déformation se réalisait par propagation de fractures (dislocation des zones résistantes), au sein d'une masse fauchée mais toujours structurée. A partir de 1987, la masse rocheuse est suffisamment fracturée pour acquérir des caractéristiques de « milieu granulaire » (à l'échelle du versant). La déformation se localise alors sur une surface de rupture, selon un mécanisme de type rotationnel.

4 Mécanismes de déformation associés à une rupture interne de la roche

Cette famille de mécanismes recouvre des mouvements contrôlés par la structure du massif rocheux, sans que celle-ci n'induisse de déformation cinématiquement « simple » comme dans les cas précédemment évoqués. Il s'agit donc par nature de phénomènes complexes où, le plus souvent, les différents modes de déformation sont entremêlés et exploitent la variété d'orientation des discontinuités existantes. Suivant l'endroit du massif considéré, on observera localement le cisaillement tangentiel ou l'ouverture de ces discontinuités existantes, ainsi que des propagations de fractures dans les zones de concentration de contraintes.

Dans cette classe de phénomène, on trouve notamment ceux décrits par Savage et Varnes (Savage, Varnes, 1987) et interprétés par un schéma de « fluage » profond (« sagging »). Dans ce mécanisme, suggéré notamment par la morphologie du Nunatak, en Alaska, une épaisseur d'environ un tiers de la hauteur du versant serait affectée d'un « écoulement » global utilisant des discontinuités locales. Dans le haut du versant, un flux distensif, exploiterait des fractures très inclinées vers l'amont et vers l'aval, produisant une morphologie caractéristique de graben sommital et de « crevasses » parallèles à la vallée. Dans la partie médiane, l'écoulement se ferait à volume constant (« plug flow ») sans indices morphologiques. Enfin, en pied de versant, le flux serait compressif avec mobilisation en glissement de fractures peu inclinées.

Le principal défaut de ce type de schéma est le recours à une frontière interne entre la zone en « fluage » et le massif stable, sans justification géologique ni mécanique (comme par exemple la présence de niveaux « plastiques » comme le Trias, voire le houiller, dans les Alpes), et les défauts de compatibilité cinématique qui en résultent. Ceci est révélateur de la difficulté qu'on éprouve à bâtir des modèles cinématiques acceptables pour des phénomènes aussi complexes, à partir des observations de surface (morphologie ou déplacements).

Conclusion

L'étude des processus de rupture des grands versants rocheux en terrains cristallophylliens (schistes cristallins) est extrêmement féconde car ceux-ci présentent des structures parmi les plus complexes qu'il soit donné d'observer. Les discontinuités mécaniques y sont en effet très nombreuses, puisqu'à l'anisotropie fondamentale (foliation ou schistosité) s'associent un certain nombre de familles d'origine tectonique, en fonction de la complexité de l'histoire structurale considérée. Tous les types de rupture peuvent donc s'y rencontrer, comme nous le montrent les exemples européens que nous avons étudiés.

Ces exemples montrent en effet que, même les cas les plus simples en théorie (glissement plan comme à Rosone) pouvaient réserver quelques surprises à l'échelle d'un versant constitué d'un assemblage de blocs. Il a été mis en évidence que la modification d'une telle architecture complexe de blocs élémentaires engendrait, en cours de déformation, de nouvelles forces résistantes, susceptibles de maintenir le versant dans un état « méta-stable ». Ceci peut se traduire par exemple par des vitesses de déformation lentes et fluctuant peu dans le temps.

Lorsque l'anisotropie est très marquée, subverticale et d'orientation subparallèle à la direction du versant, on observe assez couramment un phénomène de fauchage généralisé. Celui-ci peut évoluer en un glissement, comme à La Clapière. La grande déformation de l'édifice s'accompagne en effet d'une dislocation de plus en plus accentuée de la masse en mouvement, facilitée par le grand nombre de discontinuités préexistantes. Au terme de cette évolution, le massif rocheux peut se comporter, à son échelle, comme un milieu granulaire.

Enfin, le phénomène de rupture interne, peu analysé, va faire l'objet de la seconde partie de ce mémoire, à travers l'étude du versant instable des Ruines de Séchilienne, ausculté depuis plus de dix ans. Mais ce n'est pas un cas unique car, comme nous le verrons en conclusion, les caractéristiques géologiques qui ont engendré ce type de déformation peuvent se retrouver en bien des endroits des socles métamorphiques alpins.

DEUXIEME PARTIE : ETUDE DU VERSANT DES RUINES DE SECHILIENNE

Introduction

A son débouché sur la plaine de Vizille (Isère), la rive droite de la vallée de la Romanche est le siège d'un grand mouvement de terrain, à l'aval de la commune de Séchilienne (Figure 7). L'instabilité se développe sur la majeure partie du versant rocheux, entre 330 et 1100 m. Le volume mobilisé est estimé à plusieurs dizaines de millions de mètres cubes. Cette instabilité, réactivée au cours de l'hiver et du printemps 1985, menace la route nationale 91 Grenoble-Briançon, le lotissement de l'Ile Falcon, et peut entraîner l'obturation complète du fond de la vallée.

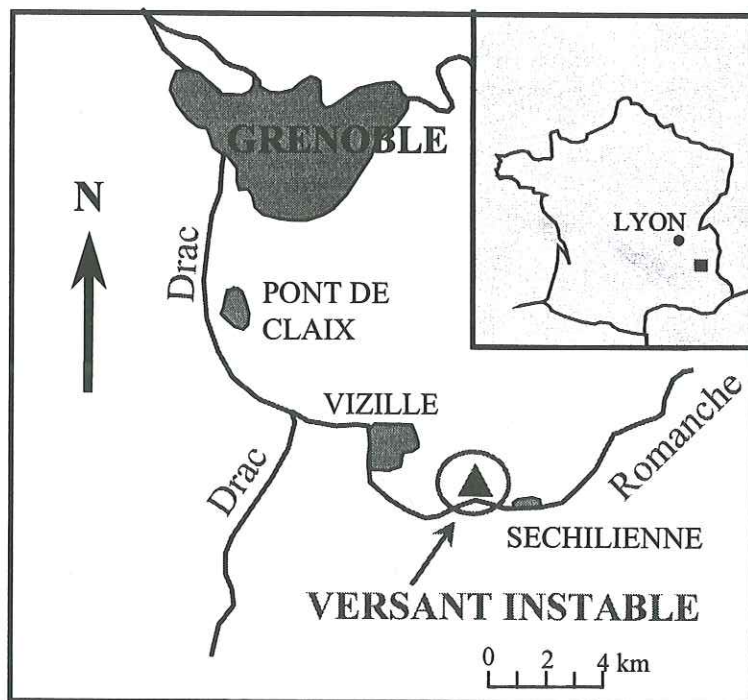


Figure 7 : Plan de situation du versant instable de Séchilienne

Les conséquences de cet éboulement peuvent se révéler désastreuses à plusieurs titres :

- la RN 91 constitue l'itinéraire principal d'accès au secteur de l'Oisans (le seul en cas de fortes chutes de neige) qui comporte, outre la ville de Bourg d'Oisans, les deux très importantes stations de ski de l'Alpe d'Huez et des Deux Alpes ;
- le lotissement de l'île Falcon (300 personnes) peut être totalement détruit soit directement par l'éboulement soit par l'effet de souffle ou la divagation de la Romanche. Ce problème est en cours de règlement par expropriation de tous les biens.
- La formation d'un barrage, très probable en cas de rupture du massif rocheux, entraînerait rapidement la création d'un lac inondant la plaine alluviale amont. Dans l'hypothèse réaliste selon laquelle l'éboulement serait consécutif à des pluies de caractéristiques décennales, le débit de la Romanche serait de 400 à 500 m³/s. Cela conduirait à un remplissage en moins de 24 heures. En cas de surverse, la tenue du barrage serait fortement compromise. En aval, les risques sont incalculables : outre les milliers d'habitations exposées, on trouve les captages d'eau potable de l'agglomération grenobloise (SIERG) et d'importantes industries chimiques.

Toutes ces conditions contribuent à créer à Séchilienne un risque majeur. Des mesures de prévention importantes ont donc été prises. Le site est télésurveillé par le Groupe Mécanique des Roches du CETE de Lyon (voir page 62). Des mesures d'expropriation des biens directement menacés sont en cours et une galerie de dérivation des eaux de la est en cours d'étude (galerie de reconnaissance).

Différents scénarios d'évolution ont été étudiés pour évaluer et prévenir les dommages : écroulements de différentes tailles pouvant entraîner la formation d'un barrage et des inondations, la rupture de ce barrage ... Mais la détermination du scénario le plus probable est très difficile du fait de la taille du versant, de la complexité de sa structure et de son mode de déformation. Elle nécessite de connaître le mécanisme de rupture le plus probable, qui dépend de la structure du massif et de ses déformations passées.

L'objectif du présent travail est de mieux caractériser l'aléa pour permettre une bonne gestion du risque. Pour rechercher un mécanisme de déformation du versant compatible avec les observations et les mesures effectuées sur le site, une étude très pluridisciplinaire a été menée, avec une triple approche :

- géologique ;
- hydrogéologique ;
- géomécanique.

Chacune de ces analyses fournit des éléments de connaissance objective du phénomène et suggère des hypothèses, vérifiées ou utilisées par les autres approches. L'ensemble de ces informations et des hypothèses, dont la cohérence est vérifiée, forme le modèle interprétatif du phénomène.

1 Etude géologique du versant des Ruines de Séchilienne

1.1 Contexte géologique régional

Le site des "Ruines de Séchilienne" appartient au socle ancien (anté-Westphalien) de la chaîne de Belledonne, l'un des massifs cristallins externes des Alpes françaises. Depuis C.Lory (1891), on considère classiquement que la structure d'ensemble s'articule en trois grandes unités, les *rameaux externes et internes*, séparés par le "*synclinal médian*" (Figure 8) :

- **le rameau externe**, le moins développé des deux, est constitué d'une formation lithologique unique : *la série satinée* formée essentiellement de micaschistes où prédomine la séricite
- **le rameau interne** est beaucoup plus étendu. A la différence du précédent, les faciès lithologiques y sont plus diversifiés principalement en raison de l'abondance des matériaux d'origine volcanique (*série verte*). Des granitoïdes y sont également représentés.
- **le "synclinal médian"**, véritable synclinal pour C.Lory, simple fossé d'effondrement pour C.Bordet, comprend divers terrains du Stéphanien au Lias.

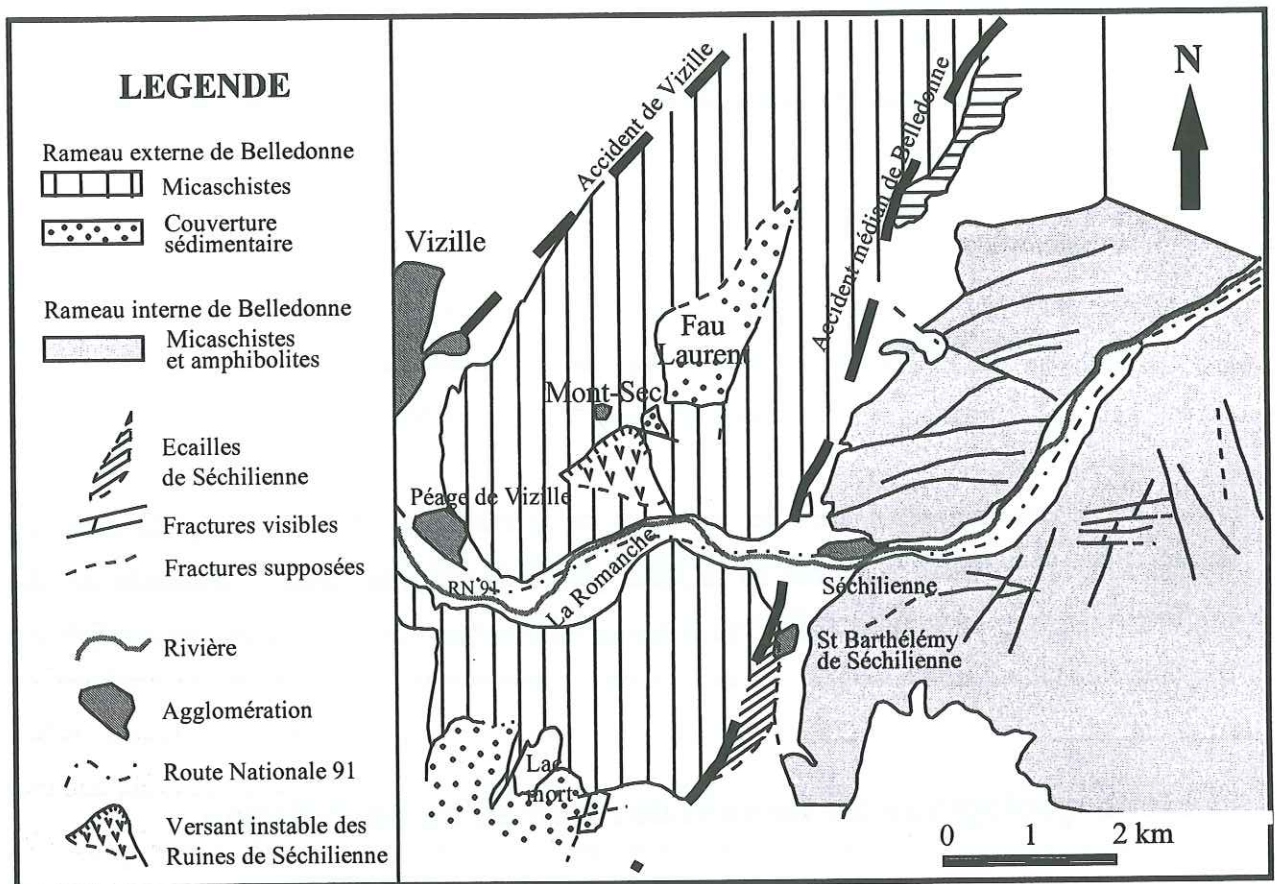


Figure 8 : Schéma structural du massif de Belledonne (d'après la carte géologique au 1/50000).

1.1.1 La Série Satinée (rameau externe, à l'ouest)

La série satinée, à laquelle appartient le versant des « Ruines de Séchilienne », est constituée d'un ensemble lithologique unique formé de chlorito et séricitoschistes. Celui-ci dérive d'un matériel de nature flyschoïde, essentiellement pélitique, à rares passées gréseuses comparable au faciès Culm dévono-dinantien des Vosges ou du Massif Central. L'âge en est discuté (Protérozoïque pour Carne, Paléozoïque inférieur pour Siméon, supérieur pour C.Bordet).

Plusieurs faciès ont été décrits :

- *faciès micaschisteux* dont la foliation est soulignée par des micas (biotites, séricites, chlorites). Les phénocristaux sont représentés par du quartz et des feldspaths. Des structures S/C témoignent d'une déformation caractéristique d'une zone de cisaillement dans tout le secteur des « Ruines ».
- *faciès leptynitique*, caractérisé par l'abondance du matériel quartzo-feldspathique.
- *faciès schistes noirs* en minces lits intercalés entre les niveaux décrits précédemment.

Classiquement, la série satinée est réputée plissée isoclinale, et aucune structure de grande envergure n'est décrite dans le secteur de Vizille-Séchilienne. La formation est affectée de deux épisodes métamorphiques distincts tous deux hercyniens. Le plus ancien serait dévono-dinantien, le plus récent carbonifère. La carte géologique à 1/50 000 ne révèle aucune fracture majeure alors que le rameau interne voisin est haché de cassures d'orientation N 70° E. Celles-ci sont pourtant également présentes dans la série satinée ainsi que le montrent les levés détaillés réalisés dans la zone instable (carte morphologique en annexe) et l'interprétation des photos aériennes (Figure 13). Ces fractures correspondent pour la plupart à des accidents hercyniens remobilisés à l'alpin. Notre étude (page 42) a également mis en évidence une structure anticlinale à l'échelle du versant, des plis à axes verticaux tordus (révélateurs de mouvements décrochants) et de nombreux cisaillements dans les plans de foliation à l'est de l'axe du pli anticlinal.

1.1.3 Synthèse : structuration de la chaîne de Belledonne

La structuration de la chaîne s'est opérée en plusieurs phases. Les plus anciennes, *hercyniennes*, sont responsables d'une structure globalement isoclinale sub-méridienne. De grandes structures couchées, à vergence sud, ont été décrites, comparables à celles d'autres massifs hercyniens français où elles sont datées de *l'éo-hercynien* (dévono-dinantien). Plus tard une phase *tardi-hercynienne* (postérieure aux granitisations carbonifères) est responsable,

en particulier, du pincement de "synclinaux" carbonifères connus en divers points de la chaîne et notamment dans le secteur des "Ruines".

La tectonique postthercynienne débute dès le Trias supérieur par une distension génératrice de failles normales (*distension téthysienne*). Le socle des futurs massifs cristallins externes est alors débité en blocs susceptibles de basculer provoquant ainsi d'importantes et rapides variations d'épaisseur au sein de la couverture liasique et jurassique moyen.

Au début du Tertiaire (phase proprement alpine), une importante phase de déformation se produit (*phase anténummulitique*) laquelle sera reprise par la phase alpine principale (*néogène*). Les blocs précédemment individualisés sont alors amenés à se chevaucher en donnant parfois de grandes écailles à vergence est (la géophysique montre que l'ensemble de Belledonne est actuellement chevauchant vers l'WNW). Enfin un mouvement tardif de surrection verticale amène la chaîne à son altitude actuelle et reste perceptible (Ménard, 1988).

1.1.4 Géodynamique externe : action des glaciers

La chaîne de Belledonne a été recouverte par les grands glaciers quaternaires et notamment, en totalité, par les glaciers *rissiens* (- 300 000 à - 130 000 BP approximativement) lesquels ont puissamment contribué à son modelé actuel (Figure 9). On ne connaît toutefois que peu de choses des effets morphologiques de cette glaciation dans la zone alpine à cause du façonnement ultérieur imposé par les glaciations *würmiennes* (- 90 000 à - 10 000 BP approximativement). Il est probable toutefois que les replats s'échelonnant de la prairie de l'Arselle (à proximité de Chamrousse) à Fau-Laurent et aux environs de Mont-Sec appartenaient initialement à la surface d'érosion rissienne.

Au Würm, le volume d'ensemble de la glaciation fut moindre et les glaciers eurent tendance à s'individualiser en flux séparés en achevant de façonner la plupart des grandes vallées intra-alpines. Plusieurs stades ont été reconnus dans la période würmienne. La crue principale (anaglaciale) est au Würm II. A cette époque, le glacier de l'Isère recouvre toute la cuvette grenobloise, au moins jusqu'à l'altitude de Saint Nizier (1200 mètres). Le glacier de la Romanche conflue avec lui aux environs de l'actuelle Vizille. Puissamment alimenté par les

sommets des Grandes Rousses et de l'Oisans, il submergeait alors toute la région de Séchilienne et probablement le secteur de Mont-Sec. Ceci est avéré par le fait qu'il atteignait le col de Luitel (1270 m) et le Plan de la Morte (Alpe du Grand Serre), à 1370 m.. Il poussait alors une diffluence en direction de la Matheysine par l'actuelle trouée de Laffrey, jusqu'un peu au sud de Pierre-Châtel (950 m). On peut donc tenir pour assuré qu'il y avait alors, au minimum, 1100 à 1200 m de glace au-dessus de l'actuelle localité de l'Ile Falcon.

Après l'anaglaciare du Würm II vint un épisode cataglaciare ou interstade de Hengelo aux environs de 36 000 BP. Tous les auteurs admettent (bien que l'on n'ait pas de preuves directes dans les vallées alpines) que durant cet interstade les glaciers ont fortement régressé, remontant très haut vers l'amont. Il est donc très probable que, durant cet interstade, le versant des "Ruines" ait été progressivement libéré des glaces et exposé aux forces de gravité. Dans cette hypothèse, ce sont les parties hautes des versants qui auraient subi le plus précocément ces actions. Peut-être faut-il rechercher là l'origine du très vieux tassement supérieur du Mont-Sec ?

Ensuite, entre 35 000 et 27 000 BP (approximativement), un anaglaciare de moindre importance correspond au stade Würm III. Cette nouvelle avancée des glaces dans les vallées alpines est assez bien reconstituée. Le glacier de la Romanche recouvre alors de nouveau le site de Vizille, mais ne conflue plus avec celui de l'Isère, qui a beaucoup régressé. Il empruntait la dépression d'Uriage-Vaulnaveys et son front stationnait un peu au sud d'Uriage dans le secteur de la Tuilerie (cote 400 - 430 m). Un lobe de glace s'étalait sur le plateau de Brié par la trouée du même nom. Si l'on admet, comme l'indiquent les travaux de Monjuvent, que la pente du glacier était de 0,5% à 1%, cela signifie que la cote du glacier au niveau des « Ruines » était comprise entre 550 et 600 m, soit vers la base de la zone en mouvement actuellement. Le mouvement de versant de Séchilienne aurait donc pu prendre naissance dès l'interstade Würm II-III (il y a 45 000 ans).

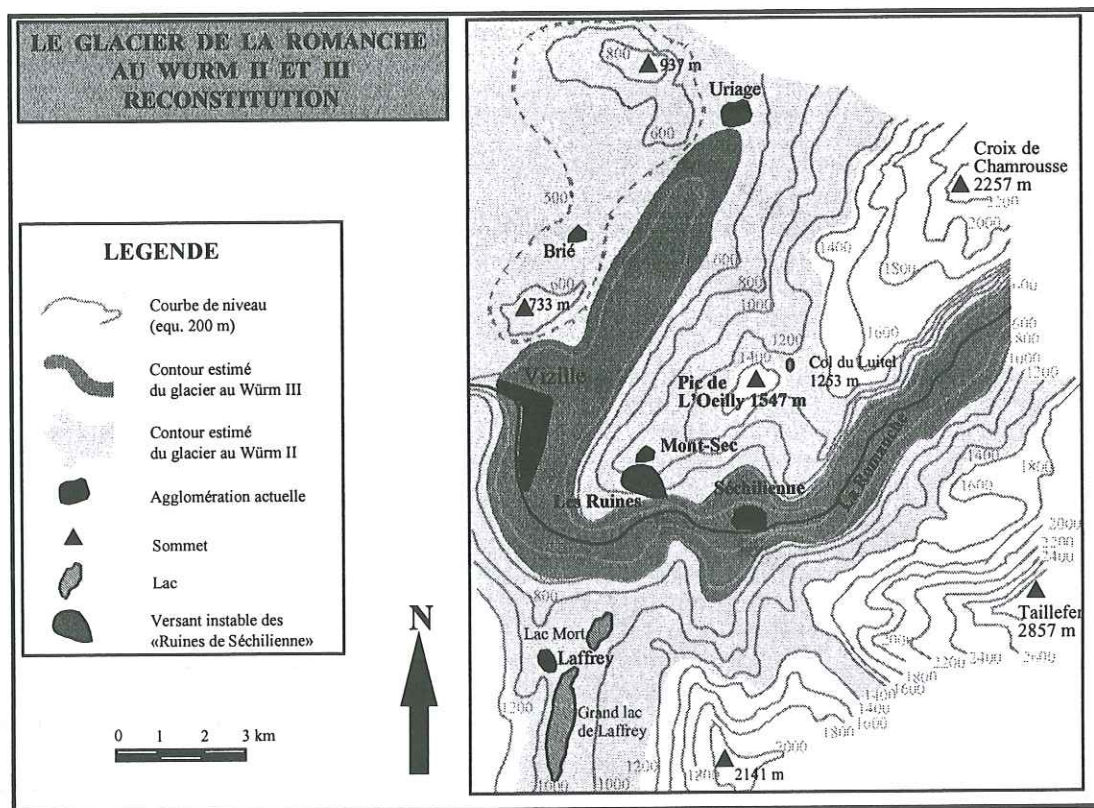


Figure 9: Extension estimée du glacier de la Romanche au Würm II (environ 50 000 ans BP) et au Würm III (environ 30 000 ans BP).

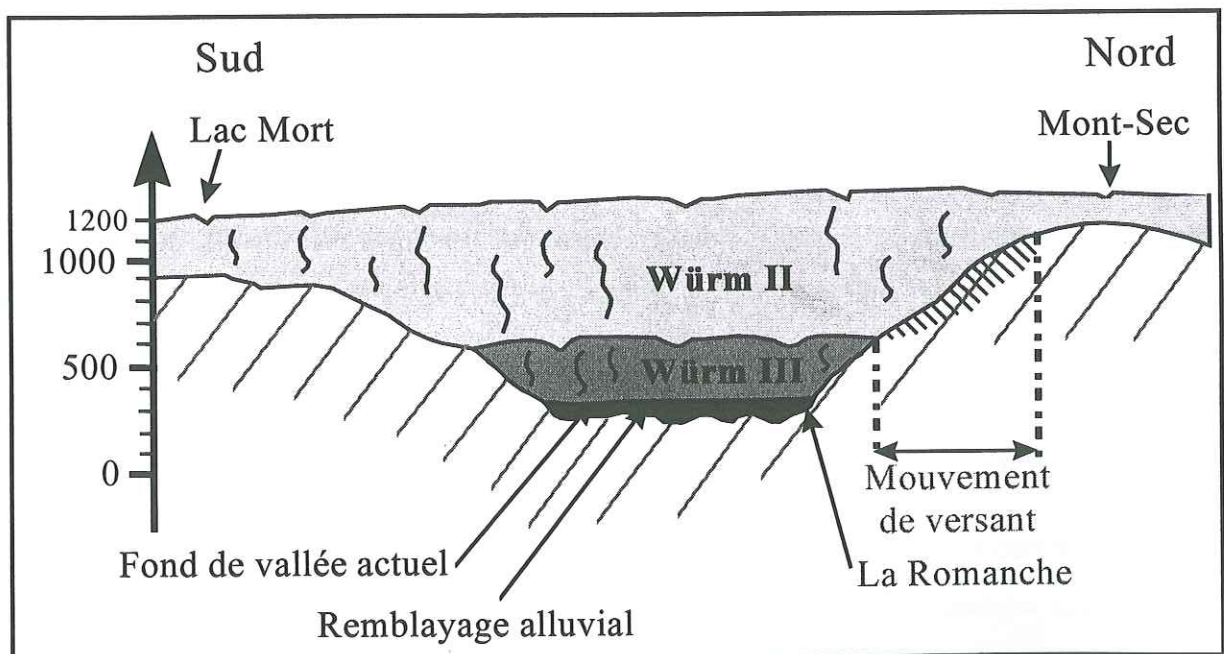


Figure 10 : Coupe de la vallée de la Romanche au droit des Ruines de Séchilienne. Positions maximales estimées des glaciers et épaisseur actuelle des alluvions.

1.2 Géomorphologie du versant des Ruines de Séchilienne

Les profils réalisés selon la ligne de plus grande pente de l'instabilité du Mont-Sec (Figure 11) montrent une pente assez homogène de 45° entre le fond de vallée (cote 325 m) et la base de la déformation sommitale du Mont-Sec, puis une pente moyenne de 20° jusqu'à la crête.

L'érosion glaciaire a modelé, à l'Est du versant instable, au niveau des Thiébauds, un replat typique présentant une contre-pente (10°). Celui-ci coïncide d'ailleurs avec la base du grand tassement de versant de Fonafrey. Un replat glaciaire identique est observable sur la carte à 1/25 000 au niveau des Rivoirands, à l'ouest de la zone en mouvement (Figure 7).

Elle a également modelé le fond de la vallée de la Romanche où un surcreusement important (80 m au moins) a pu être mis en évidence par des sondages et une prospection géophysique. Ces reconnaissances réalisées en fond de vallée montrent qu'au droit du secteur des Ruines de Séchilienne, l'épaisseur des alluvions est de l'ordre de 80 à 100 mètres. Par contre, à l'aval, au niveau de la Croix du Moutet, le seuil rocheux se situe à plus faible profondeur, ce qui est cohérent avec la contrepente mentionnée au niveau des Rivoirands.

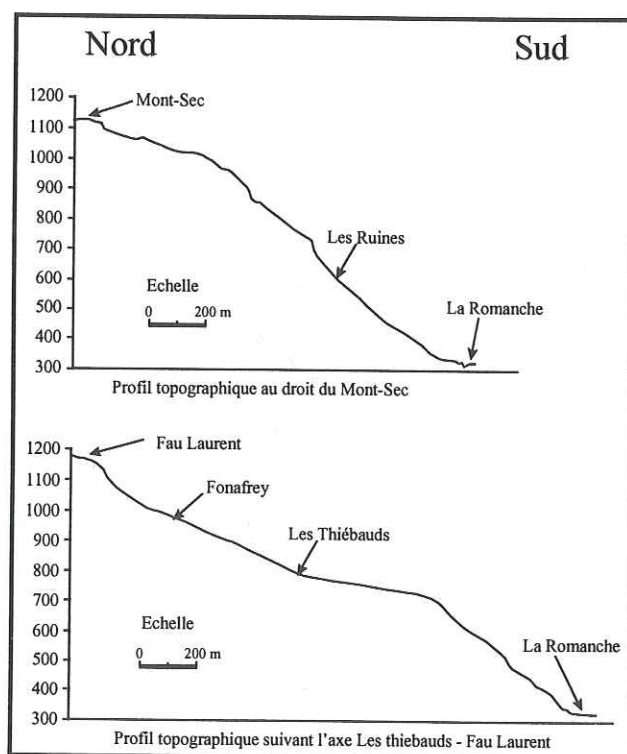


Figure 11 : Profils du versant des Ruines de Séchilienne

1.3 Géologie du versant sud du Mont Sec

1.1.3 Les formations géologiques

Les terrains rencontrés dans le secteur d'étude sont les suivants (Figure 12) :

- **Le Quaternaire** est essentiellement représenté par des placages glaciaires attribués au Würm, ainsi que par l'épais remplissage alluvial de la Romanche. Ces placages glaciaires occupent les sommets à l'est de Vaulnavay et oblitérent une partie des contacts et des structures, mais ils sont absents au niveau du glissement ;
- **le Lias** , constitué de schistes pélitiques argileux noirs à brun (Aalénien) surmontent les calcaires de Laffrey (Toarcien, Sinémurien) au nord de Fonafrey.
- **Le Trias** est de type réduit « dauphinois », avec les cargneules et gypse du Keuper reposant sur les dolomies et calcaires du Muschelkalk.
- **le Carbonifère** se résume à des copeaux stéphano-westphaliens jalonnant des fonds de synclinaux pincés d'axe N-S, plongeant vers le nord. Des conglomérats polygéniques, visibles par exemple le long du chemin qui mène des Thiébauds au sommet du couloir des « Ruines », constituent le faciès le plus fréquent sur le site ;
- **Le Paléozoïque n'est représenté sur le site que par la Série Satinée**, bien observable entre Séchilienne et le Péage de Vizille.



Figure 12: Carte géologique du Mont-Sec (Antoine et Giraud, Lirigm, 1991).

1.3-1 Faciès lithologiques du secteur des Ruines de Séchilienne

Les faciès lithologiques présents sur le site des "Ruines de Séchilienne" (série satinée) appartiennent à la famille des micaschistes, caractérisée par l'existence d'une foliation très marquée. Des différences de compacité et de résistance aux agents géodynamiques externes proviennent de la plus ou moins grande teneur en quartz. En fait, si l'on met à part les rares passées amphiboliques citées par les auteurs, l'ensemble des roches présentes sur le site de Séchilienne se situent entre un *pôle micaschisteux* et un *pôle leptynitique*. On trouve aussi parfois des niveaux de schistes noirs en minces lits intercalés entre les niveaux décrits précédemment. Riches en sulfures, ils peuvent être à l'origine de la formation d'alunite visible dans la galerie des « Ruines » (cote 585 m).

a) Faciès micaschisteux

Une lame mince taillée perpendiculairement à la foliation a montré une structure de type grano-lépidoblastique à phénoblastes et phénoclastes. La trame lépidoblastique (parallèle à la foliation) est constituée de phyllites diverses parmi lesquelles on reconnaît:

- de vieilles biotites décolorées et le plus souvent chloritisées, ayant exsudé une partie de leur fer sous forme d'oxydes opaques ;
- des micas blancs abondants (séricite ou phengite) ;
- des chlorites.

Plusieurs générations de ces micas peuvent être identifiées, les plus anciens étant les biotites. Elles attestent de plusieurs phases de métamorphisme.

Alternant avec cette trame phyllitique, de minces lits ou des amas quartzo-feldspathiques présentent une structure granoblastique. Le quartz est abondant, cristallisé en mosaïque, et présente toujours une extinction roulante. Les feldspaths sont des plagioclases, essentiellement des albites. Celles-ci dérivent certainement de grains initiaux, d'origine sédimentaire, dont elles ont plus ou moins conservé l'aspect arrondi. Ces feldspaths sont généralement salis par d'abondantes inclusions sombres présentant un aspect parfois hélicitique (minéraux titanés), et des exsudation de quartz. L'orientation de la trame

hélicitique varie d'un individu à l'autre, confirmant le pivotement des grains lors de déformations mécaniques. Parfois certains grains sont franchement cassés avec recristallisation interstitielle (phénoclastes).

Une lame taillée parallèlement à la foliation montre une mylonitisation très marquée attestée par une mésostase constitué de grains quartzo-feldspathiques très divisés à cristallisation confuse, floue. Les individus cristallins de plus forte taille, essentiellement des feldspaths, présentent toujours les mêmes formes arrondies que précédemment. On note en outre une grande abondance d'oxydes de fer et la présence de sphène, de leucoxène, et d'un peu d'épidote;

1.3-2 Faciès leptynitique

Les associations minérales et la chronologie relative des phénomènes déchiffrables sur la lame mince sont très similaires à ceux du cas précédent. La différence fondamentale entre les deux types d'échantillons provient de l'abondance du matériel quartzo-feldspathique. Là encore les feldspaths sont essentiellement des albites en gros individus à contours plus ou moins nets, mais de forme généralement arrondie, que l'on peut interpréter comme dérivant d'ancien grains détritiques.

Une lame mince taillée perpendiculairement à la foliation, montre une texture granolépidoblastique à résidus avec une fréquente tendance à la structure « en mortier » attestant d'une intense fragmentation. La trame phylliteuse, beaucoup moins abondante, est constituée principalement de séricite et de chlorite. On reconnaît également quelques biotites anciennes dont certaines complètement chloritisées.

Une section parallèle à la foliation montre mieux les biotites anciennes chloritisées et une abondance d'oxydes de fer donnant fréquemment une sorte de maillage limonitisé. On note également une certaine abondance de minéraux titanés (sphène, leucoxène), et un peu de prehnite et de pumpellyite ainsi que de l'épidote (en faibles quantités).

1.3-3 Synthèse

En résumé, l'observation des lames minces montre qu'initialement le matériel était une roche détritique de type pélitique (boue sableuse) avec des lits bien individualisés plus sableux

(faciès grauwacke). Les épisodes métamorphiques sont vraisemblablement les suivants dans l'ordre chronologique :

- 1) métamorphisme intense de type mésozonal (450°) engendrant notamment les biotites. Il s'agit certainement de l'épisode éo-hercynien;
- 2) rétomorphose tardi-hercynienne engendrant la chloritisation des biotites et l'apparition des minéraux titanés. La foliation mylonitique serait contemporaine de cet épisode;
- 3) seconde phase de rétomorphose anchizonale, probablement alpine, engendrant préhnites, zéolites, accompagnée de phénomènes hydrothermaux. Selon les auteurs cette phase n'aurait laissé que des traces mineures, sauf au voisinage des grands accidents mobilisés à l'alpin.

1.4 Données structurales

1.4.1 Photo-interprétation

L'étude structurale, nécessaire à la compréhension des mécanismes mi en jeu dans le mouvement de versant de Séchilienne, doit passer nécessairement par l'étude des photos aériennes anciennes disponibles sur le secteur. A cet effet quatre couples stéréoscopiques de photos prises à différentes échelles, datant de 1997, 1993, 1986 et 1984 ont été examinés de manière à posséder une vue élargie du massif (1997 et 1993), une vue centrée sur le versant du Mont Sec (1986) et une vue détaillée du secteur des "Ruines" (1984). Leurs caractéristiques figurent dans le Tableau 1. Les informations tirées de la photo-interprétation ont été validées lors de visites de terrain. Notre première interprétation a été précisée par P. Potherat (LCPC), qui a également apporté de nombreuses observations microstructurales. Nous tenons à le remercier pour sa collaboration.

mission	Sintégra	Sintégra	IGN FD 38	APEI
Date	1984	1986	1993	1997
Echelle	1/6000	1/4000	1/20000	1/12500
N° photo	4733-4734	1040-1041	1754-1755	1009-1010

Tableau 1 : caractéristiques des photographies aériennes consultées

a) Echelle élargie au massif

La photo-interprétation des missions IGN 1993 (1/20000) et APEI 1997 (1/12500) dégage quatre familles de fractures principales :

- des failles de direction N. 20-30°E plus ou moins parallèles à la direction du synclinal médian qui représente le contact du rameau interne de Belledonne sur le rameau externe ;
- des failles N. 120-140°E ;
- un important accident N-S au niveau des "Ruines" semble avoir joué en queue de décrochement dextre au vu de la disposition des failles qui lui sont associées et du crochon apparent dessiné par les falaises (niveau repère) visibles en bordure est du couloir d'éboulis ;
- une direction de fracturation majeure N.70°E n'apparaît que dans le versant du Mont Sec et pourrait être liée à la présence des filons des "Ruines" et de la Grande Combe (galerie à la cote 900). Elle découpe le versant en « lanières ».

b) Echelle du versant du Mont Sec

L'ensemble de la structure du Mont Sec interprétée d'après la mission Sintégra de 1984 (1/6000) est reportée sur la Figure 13. Les familles de failles déjà évoquées s'y retrouvent, les discontinuités N. 70°E étant les plus nombreuses alors que les accidents conjugués N. 120-

140°E et N.20-30°E sont plus espacés.

Trois accidents importants (en gras sur la Figure 13) découpent le massif en compartiments différemment structurés :

- compartiment A : à l'est du couloir des "Ruines" la fracturation est moins dense et on n'y retrouve pas les fractures N. 70-80°E.
- compartiment B (B1+B2) : au NE de l'accident N. 140°E le compartiment est découpé en lanières par des accidents de même direction.
- compartiment C : à l'ouest de ce même accident, les discontinuités N.20°E et N.70°E sont mieux représentées que les discontinuités N.140°E, presque absentes.
- compartiment D : dans le dièdre sud, délimité par les failles N. 20°E et N°140°E, les accidents N. 20°E et N.70 à N. 90°E sont extrêmement denses alors que les accidents N140°E n'apparaissent plus.

Il est possible d'estimer le jeu de ces accidents (sinon le rejet, du moins le sens) grâce à certains indices :

- le crochon du niveau repère situé à l'Est de la faille N-S du couloir des "Ruines" et le changement de direction des accidents N.70°E, qui deviennent E-W à l'approche de ce même couloir (amorce de crochon), confirment le jeu dextre de l'accident N-S des "Ruines" ;
- la dépression située en limite sud de l'effondrement du Mont sec (Grande Combe) subi une virgation à valeur de décrochement dextre au passage de la faille principale N.20°E qui traverse le tassement ;
- la partie NE du tassement sommital paraît décrochée vers l'Ouest par le jeu sénestre de l'accident N. 140°E du sommet des "Ruines" : le sillon de la Grande Combe, interrompu brutalement, semble décalé vers la gauche d'environ 80m, de même que les falaises bordières sud du tassement.

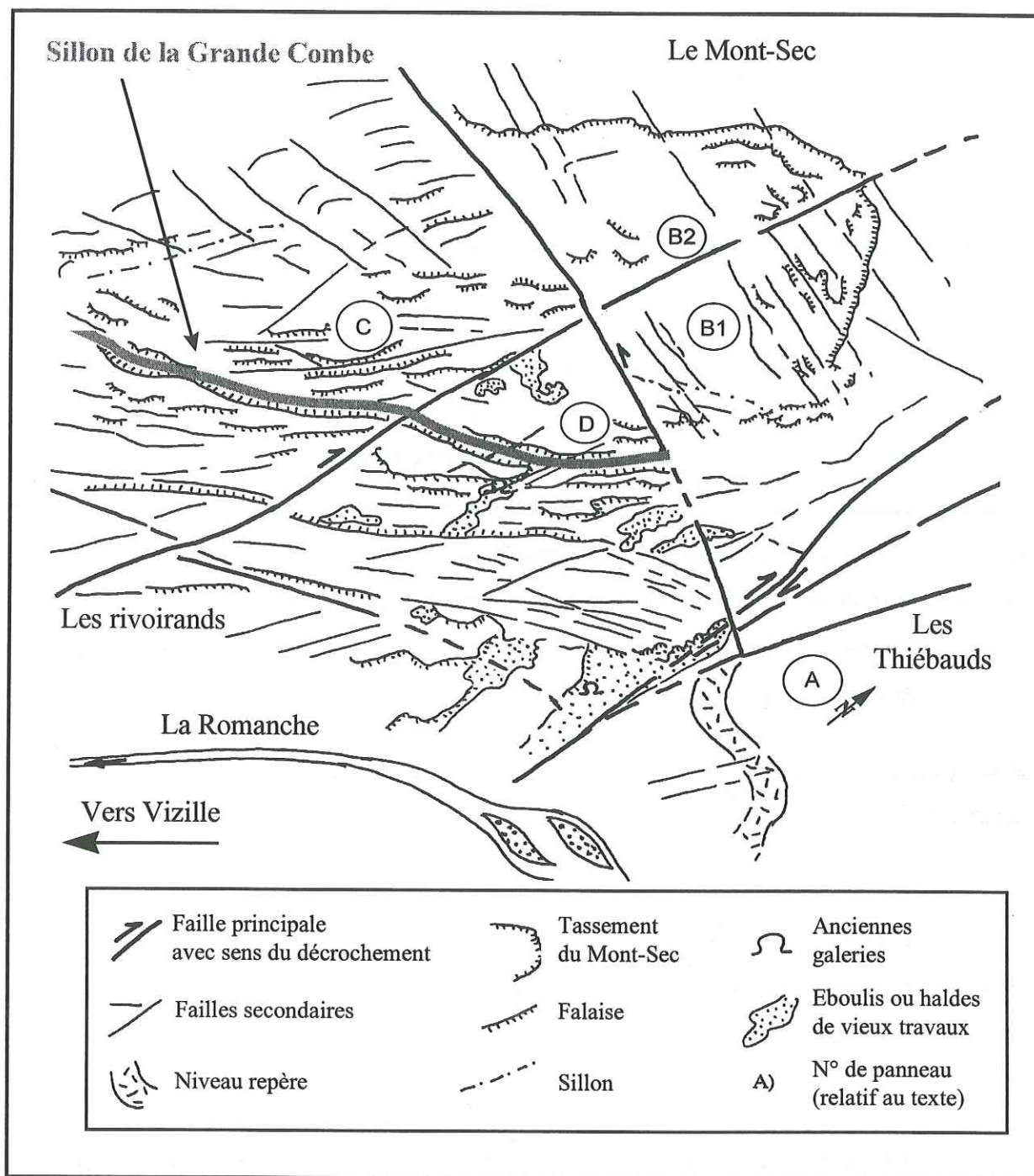


Figure 13 : Esquisse structurale à 1/6000 du versant des Ruines de Séchilienne, d'après Potherat (mission Sintégra 1986).

Une structure atypique s'ajoute à ce schéma (Figure 13) : le tassement du Mont sec, de forme grossièrement elliptique, est recoupé par quelques discontinuités rayonnantes qui convergent vers le centre de l'ellipse. Ce dispositif évoque les structures habituellement observées dans l'encaissant des formations affectées par un magmatisme synorogénique. Dans ces cas, les failles radiales sont des fractures de tension générées par le bombement du massif lors de la

montée du magma, alors que les discontinuités concentriques à pendage centripète se forment lors de la phase de relaxation. Nous évoquerons cette hypothèse plus loin (page 54).

Dans le secteur du couloir actif des Ruines, des môles résistants en forme de losanges, découpés par des discontinuités N-S et N.120°E, ont été observés sur le terrain. Leur présence évoque une bande de cisaillement N-S, d'environ 80m de large, tangente à la bordure orientale du tassement du Mont Sec.

1.4.2 Observations structurales en surface

Lors des vérifications de terrain, des observations complémentaires ont permis de reconstituer l'histoire tectonique du Mont sec. Ces observations sont relatives aux différentes générations de plis (qu'on peut distinguer à leurs morphologies et aux attitudes des axes : direction et pendage), aux divers accidents que l'on peut différencier également par leurs azimuts et par leurs jeux respectifs, aux autres types de discontinuités (schistosité, diaclases, joints...) et aux rapports entre les plis et les autres objets tectoniques. Cette étude a été menée avec P. Antoine et A. Giraud (Lirigm). P. Potherat (LCPC) a également apporté une contribution importante, particulièrement pour l'étude des microplis et du cortège filonien.

a) Les microplis.

Les plis les plus anciens repérés (P1) sont des petits plis isoclinaux à axes verticaux. On en observe en plusieurs points du versant, notamment le long du chemin qui mène à la galerie supérieure (cote 900) et au nord de cette même galerie. Ils reprennent les filonnets de quartz d'exudation synschisteux, probablement générés par une phase de déformation antérieure

Les plis P2 sont des plis dissymétriques dont les axes, horizontaux, ont une direction N. 50° à N.80°E. Nous les avons observés dans le tassement du Mont Sec, mais aussi à l'entrée de la galerie de mine (cote 900) et près de la balise 501.

Des plis P3 d'axe horizontal N.170°E à N-S, reprennent les plis P2. Certains plis de ce type sont associés à des failles inverses sur des accidents pentés ouest.

Les plis P4, d'axe N-S à N. 20-30°E, pentés nord, sont représentés à toutes les échelles dans le versant de Séchilienne.

b) La grande structure anticlinale du haut du versant.

Au niveau de la galerie de mine (cote 900), un pli à grand rayon de courbure est bien visible sur les photos prises d'hélicoptère. La direction et le plongement axial (N. 20°E, 45°N) de cette structure ont été déterminés par projection stéréographique des plans de foliation relevés dans la recoupe ouest de la galerie d'exploitation. Son extension a été précisée par la cartographie détaillée de la foliation dans le versant (en annexe).

Pour ce faire, nous avons développé au centre de formation Autocad de l'UJF une application spécifique du logiciel Autocad. L'application crée une base de données avec les mesures de foliation saisies, trace les symboles graphiques de la foliation (orientation du plan dans l'espace) sur le fond topographique Sintégra (1/2000) et trie la base de donnée selon les valeurs de l'azimut et du pendage. La carte jointe en annexe présente un exemple de tri en cinq classes de valeurs selon l'azimut de la foliation.

On a ainsi observé que l'axe du pli coïncide avec la bissectrice du coin nord du tassement du Mont-Sec, ce qui laisse supposer que cette structure a pu jouer un rôle important dans la localisation de l'instabilité. On a également observé que le flanc ouest est plissé régulièrement alors que le flanc est est découpé par plusieurs zones de cisaillement orientées N140, visibles dans le secteur B de la photointerprétation (Figure 13). Les microplis P4 observés dans la partie supérieure du versant, en particulier le long du chemin qui mène des Thiébauds à la mine de la Grande peuvent être assimilés à des plis d'entraînement engendrés par ces mouvements transcurrents.

c) Les discontinuités

Pour caractériser la structure de la partie monoclinale du site, la fracturation de détail a été relevée systématiquement sur six affleurements localisés au voisinage de la zone active. On a reporté sur le stéréogramme et le bloc-diagramme de la Figure 14 les quatre principales familles de discontinuités qui jouent un rôle majeur dans la déformabilité du massif :

- la foliation nord-sud, qui a été mobilisée dans de grandes zones de cisaillement ;
- des fractures subverticales, orientées N50 à N80, de grande extension ;
- des fractures subverticales, orientées N120 à N150, de grande extension également;
- des fractures discontinues orientées N80 à N110 et pentées vers le sud (30 à 60°).

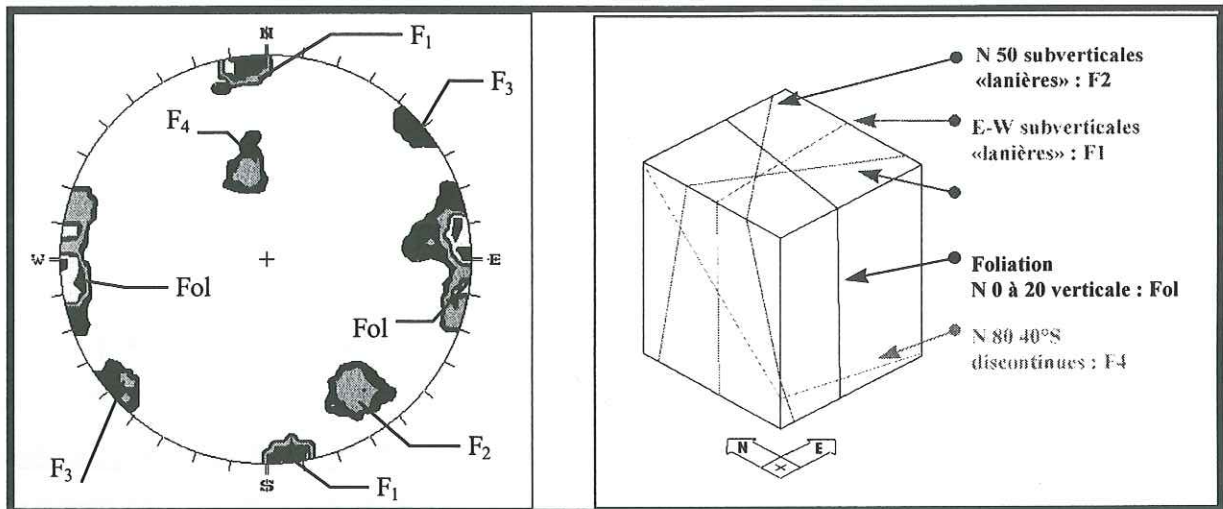


Figure 14 : Stéréogramme et bloc-diagramme représentatifs des quatre familles de discontinuités principales du versant des Ruines de Séchilienne (partie monoclinale, hors antiforme supérieure).

d) Les grands accidents structurants

Les décrochements conjugués N.50 et N.140°E

Les discontinuités les plus importantes à l'échelle du versant sont les décrochements conjugués N.50 et N.140°E, respectivement dextres et sénestres, dont le jeu est attesté par les stries subhorizontales qui ornent les miroirs de failles. Les décrochements dextres sont prépondérants dans le panneau D de la Figure 13. Ils sont omniprésents dans la galerie de reconnaissance, où ils ont également joué dans la foliation (dont l'orientation en moyenne N20 est différente de celle des accidents, mais suffisamment proche pour que les plans de foliation fonctionnent « en relais »). Certains accidents N. 50°E ont également joué en failles inverses.

Les décrochements sénestres, en revanche, prédominent dans le compartiment B (Figure 13), qu'ils découpent en lanières. La fracture sommitale, de direction N.140°E, du couloir des "Ruines" appartient à cette famille. Cette dernière joue un rôle très important dans la stabilité du versant car elle sépare deux compartiments à cinématiques différentes (voir page 69) :

- compartiment B₁ au nord avec trajectoires vers le SW ;
- compartiment D au sud avec trajectoires vers le SE.

Le jeu conjugué de ces deux types de décrochements participe donc au découpage du massif et à son affaiblissement : de grands couloirs décomprimés sont ouverts sur ces deux directions (Figure 13 et carte en Annexe 1). La différence de structuration entre les deux compartiments est à mettre en relation avec la position de la charnière du grand pli . En effet, compte tenu de la présence de niveaux de pélites noires dans la série, les décrochements joueront préférentiellement dans la foliation S₀₋₁. Ainsi, les décrochements dextres (N50°) sont majoritairement situés sur le flanc Ouest du pli, où ils exploitent également la direction N.0-20°E de la foliation S₀₋₁. Les décrochements N. 140°E, par contre, affectent principalement le flanc Est du pli où la foliation présente cette même direction. Au niveau de la charnière nous pouvons rencontrer les deux types de décrochements.

Le couloir de cisaillement N-S des "Ruines"

Les observations de terrain faites à l'intérieur de ce couloir confirment l'hypothèse de photointerprétation (page 47) selon laquelle le couloir des "Ruines" correspondrait à une zone de cisaillement privilégiée :

- on note une amorce de crochon sur les discontinuités qui passent de N.60-70°E à N.80°E ;
- la schistosité N. 120-130°E, subverticale, à l'entrée de la galerie de recherche minière (cote 585), indique une sollicitation N. 30-40°E, en accord avec le jeu dextre de la zone de cisaillement des "Ruines". Cette contrainte pourrait avoir entraîné un jeu sénestre précoce des accidents N.70°E. Cette schistosité, non repérée ailleurs, semble spécifique du couloir de cisaillement.

Le sillon sud du tassement du Mont-Sec

Une profonde dépression, de direction N.50-60°E, borde la partie aval du tassement du Mont Sec et passe directement au-dessus de la mine de la Grande Combe. Elle est doublée plus bas dans le versant, par un talus à regard amont. Cette structure, parallèle au filon de la Grande

Combe, paraît ancienne, puisque (Figure 13) :

- elle subit une virgation à valeur de décrochement sénestre au passage de l'accident principal N.20°E , à l'ouest de l'ancienne mine ;
- elle s'interrompt au contact de la faille N. 140°E du sommet des "Ruines" qui semble la décrocher de près de 100m vers le N-W. La valeur de ce rejet horizontal n'est cependant pas certaine : aucune observation de terrain ne permet d'affirmer que le sillon « comparable » du compartiment B1 est bien la poursuite du sillon principal du compartiment D. Celui-ci pourrait en effet se prolonger (décalé ou déformé par le jeu dextre des accidents N140, attesté par les stries observées) dans le secteur B1. L'absence d'indices de surface pourrait alors simplement signifier que l'accident lié au sillon sud du tassement du Mont-Sec n'a pas été exploité par la déformation dans le compartiment B1, pour des causes structurales diverses (par exemple, du fait de la prééminence des accidents N140).

d) Le cortège filonien

Une particularité de la série satinée, entre Vizille et Séchilienne, a trait à la présence d'un important champ filonien quartzeux (Meloux et Poulain, 1967), exploité de 1850 à 1914, pour le plomb-zinc. Le schéma de la Figure 15 montre que l'attitude des filons est très variable et ne peut s'intégrer dans un schéma simple, en compression ou en distension et que, mis à part celui de Montjean (n°4) ils s'organisent sur des cercles centrés sur le tassement sommital, avec généralement un pendage centripète. le filon de Montjean est orienté N. 40°E, soit vers le centre du tassement (Potherat, 1997).

La nature et la similitude des associations minérales relèvent d'un remplissage filonien synchrone, par des solutions hydrothermales, de structures annulaires et radiales. Pierre potherat interprète ces observations comme les indices d'une période de bombement liée à un phénomène de plutonisme au droit du Mont Sec : la zonalité de la minéralisation (Pb, Zn en position distale et diminution centrifuge des teneurs en Cu de la mine de la Grande Combe à la mine du Sapey) et l'occurrence de dykes de lamprophyres dans la mine de Montjean signent la présence en profondeur, d'un corps granitoïde (Figure 16),.

Signalons que des lamprophyres ont été échantillonnés en pierres volantes en plusieurs points à proximité de la Grande Combe (secteur de la galerie de mine à la cote 900). Leur composition minéralogique révèle la présence d'orthoses perthitiques, de plagioclases, de quartz à extinction roulante, et de biotites.

La présence d'alunite dans la galerie de la cote 585 (communication orale L. Rochet et H. Evrard) est caractéristique de la zone d'altération supergène formée dans des eaux acides superficielles par oxydation de H_2S en H_2SO_4 . Ces sulfates se retrouvent en quantité dans les eaux souterraines (voir page 145).

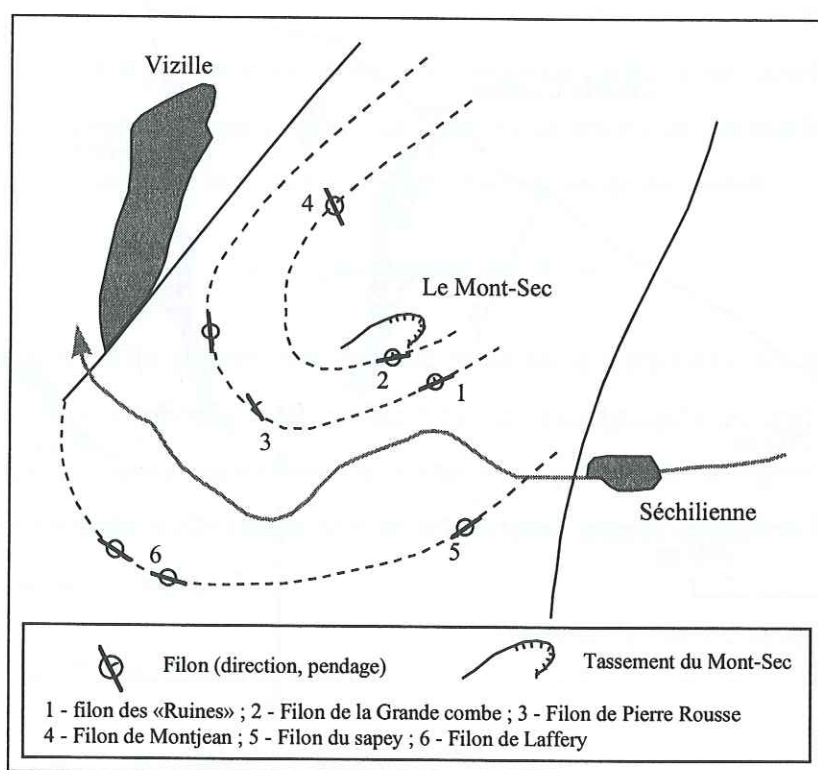


Figure 15 : relations spatiales entre le cortège filonien de Séchilienne et le tassement du Mont Sec (d'après Potherat, 1997)

La mise en place de la minéralisation dans des fractures d'extension a donc vraisemblablement pour origine la remobilisation et le transfert chimique, par des fluides géothermaux, des métaux de l'encaissant ou des granitoïdes précoces, sous l'action d'un flux de chaleur généré par la montée d'un cryptodôme magmatique. Il est possible que le sillon de la Grande Combe corresponde à l'altération différentielle d'un dyke de granitoïde.

Bien que l'épaisseur des filons exploités ne soit que de 2 à 3m, la largeur des caisses filoniennes peut atteindre 6m et montre que l'ouverture du massif a été considérable dans le versant de Séchilienne. Quel que soit l'âge des filons, la tectonique distensive, congénère de leur mise en place, a pu contribuer à affaiblir le massif en surimposant ses traits structuraux spécifiques à ceux préexistants.

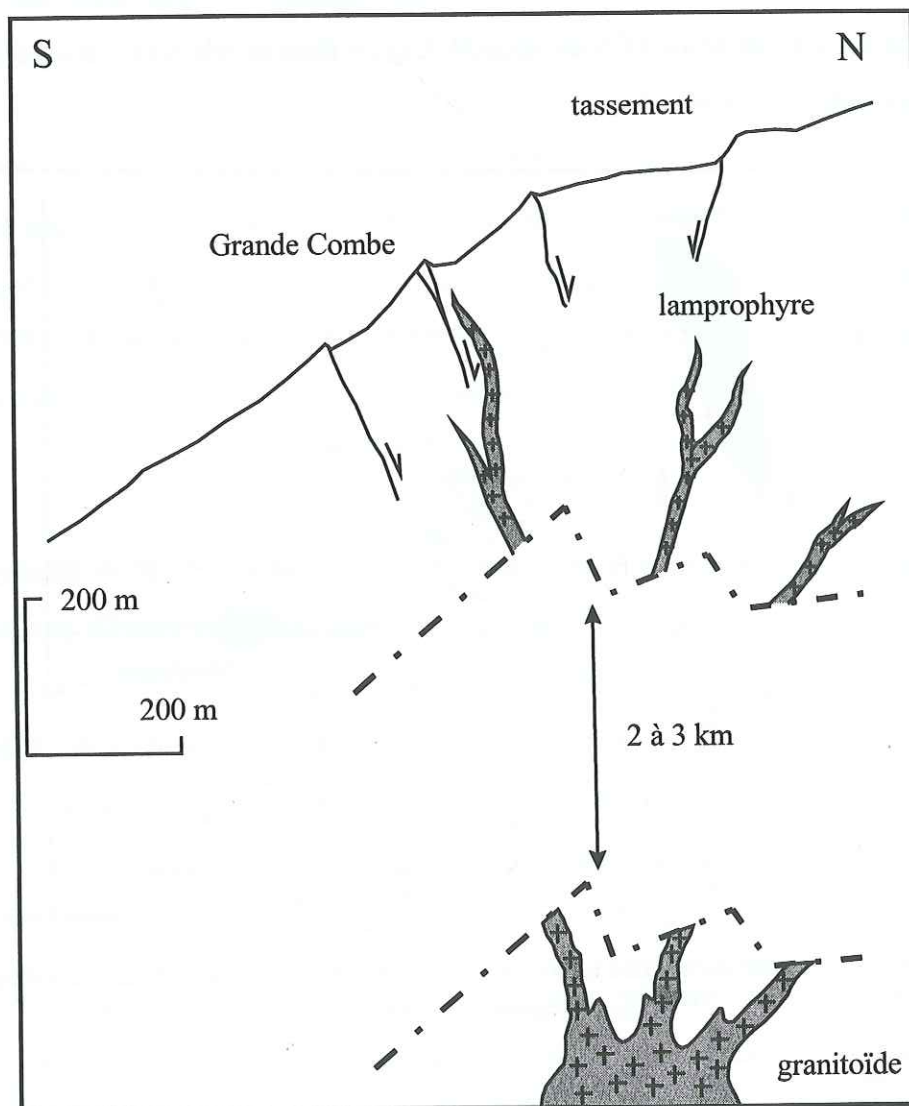


Figure 16 : Coupe interprétative N-S passant par le centre du tassement du Mont Sec, montrant « l'effet de coin » et l'injection de lamprophyres, d'après P.Potherat (1997).

1.4.3 Levés structuraux en galeries

On dispose sur le site de trois galeries (voir le plan des vecteurs déplacement, en annexe) :

- une galerie de mine longue de 240 mètres dans le couloir d'éboulis actifs, à la cote 585m ;
- la galerie de reconnaissance de la cote 710, spécialement creusée en deux phases de 1994 à 1995, longue elle aussi de 240 mètres ;
- une galerie de mine longue de 60 mètres à la cote 900m.

La galerie de la cote 900 permet essentiellement d'observer, grâce à ses ramifications latérale, la charnière du pli hectométrique décrit plus haut. Nous allons ici décrire les deux grandes galeries, qui nous renseignent le mieux sur la structure profonde du massif.

a) La galerie de mine cote 585 m

La galerie de la cote 585m pénètre un massif de roche saine à fractures très ouvertes, avec de nombreuses fractures à pendage aval parfois très ouvertes (jusqu'à 20 cm) ou remplies de matériaux broyés, qui sont représentées sur la vue en perspective de la Figure 18. La foliation est en moyenne orientée N20° (entre N0° et N30°), sans grande évolution de l'entrée de la galerie jusqu'au fond.

Les principales familles de fractures sont :

- les failles N115 verticales ;
- les failles N50 à N60, subverticales, parallèles à la limite Ouest, en surface, de la zone frontale la plus active ;
- des fractures N90 à N100 inclinées de 25 à 45° en moyenne vers le sud.

Au fond de la galerie, deux filons ont été recoupés et suivis sur quelques mètres. Ils semblent sensiblement E-W verticaux, et leur prolongation en surface émerge non loin de l'arrachement sommital de la zone frontale.

b) La galerie de reconnaissance cote 710 m

La galerie de reconnaissance (coupe en Annexe) traverse un massif très altéré et très déformé, avec de nombreuses passées mylonitiques très plastiques, d'épaisseurs métriques, au-delà du PM 180. Par contre, les fractures à pendage aval sont plus rares que dans la galerie de mine (cote 585m), et le massif ne montre d'indices d'ouverture que dans les cent à cent cinquante premiers mètres. Au-delà, il semble que toute la déformation soit reprise en coulissage sur les innombrables plans de faiblesse (altérés ou remplis d'argile) N50 à N150.

Sur toute la longueur de la galerie, l'attitude de la foliation est constante, N170 à N20°, subverticale. On note trois zones distinctes, au regard de la fracturation :

- du PM 0 au PM 140, la fracturation est dense et variée (surtout de 60 à 120m). Les fractures "à pendage aval" sont d'orientation générale N75, inclinées de 50° en moyenne vers le sud et sont parfois ouvertes. Les grandes fractures verticales E-W sont présentes du PM 0 au PM 60 alors que du PM 60 au PM 120 on observe des fractures à pendage amont (50° nord) orientées N80 et des plans obliques (N135 et N150), répliques de la limite Est de l'arrachement sommital de la zone frontale.
- du PM 140 au PM 170, la roche est très peu fracturée, on n'observe que la foliation (N170 verticale) et des plans légèrement obliques aux parois (N20-75°E)
- enfin, du PM 170 au fond, la galerie traverse une alternance de passages sains et massifs et de zones très déformées, avec un aspect très schisteux. La fracturation de la roche saine est sensiblement E-W verticale et N-S verticale alors que les mylonites sont obliques, N50 en moyenne, inclinées de 50 à 80° vers le N-W.

c) Commentaires

Les stéréogrammes des diaclases relevées dans les deux galeries montrent un basculement d'ensemble de toutes les diaclases de la galerie supérieure, de l'ordre de 30° vers le sud (Figure 17). De nombreuses fractures à pendage amont (vers le nord) ont été repérées dans la galerie

de reconnaissance (cote 710). Elles présentent une attitude voisine de celle du filon exploité à la cote 900 (direction N.60-70°E et pendage nord) et sont probablement synchrones de sa mise en place. Les basculements observés à leur niveau dans la galerie témoignent de leur action prépondérante dans l'évolution du versant qui se manifeste par le tassement en coin du Mont Sec .

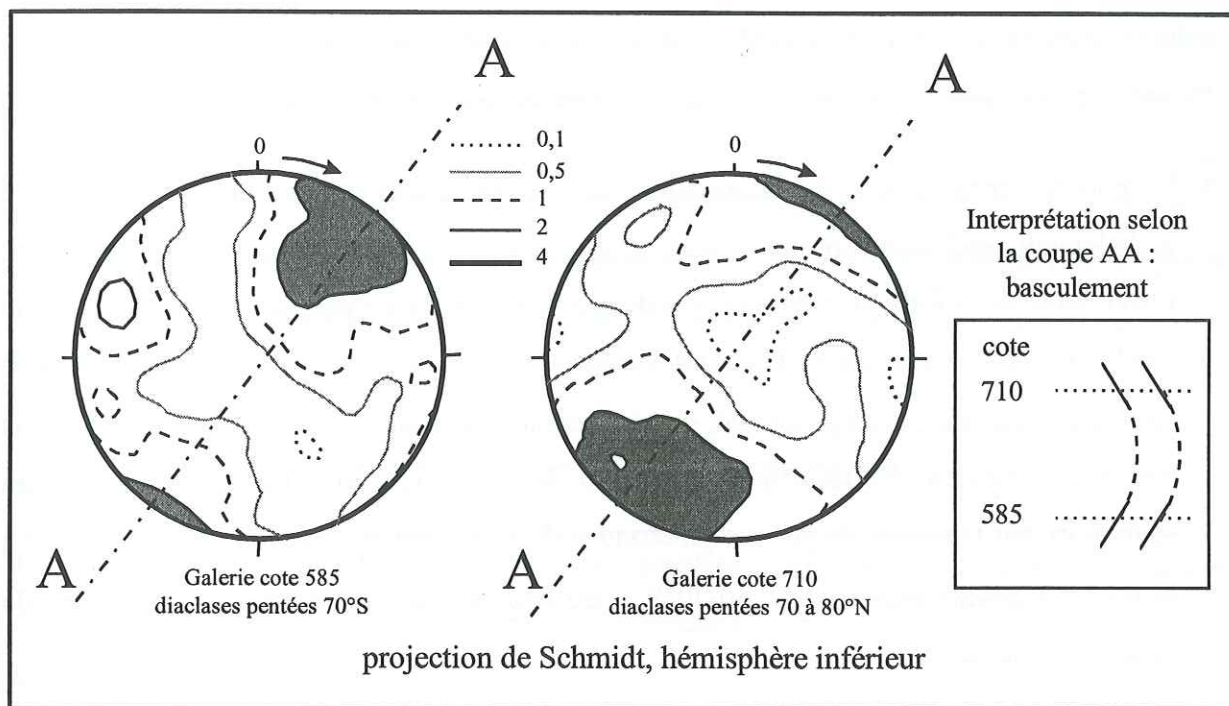


Figure 17 : comparaison des stéréogrammes d'isodensité des diaclases fermées entre les galeries des cotes 585 et 710m, d'après P. Potherat.

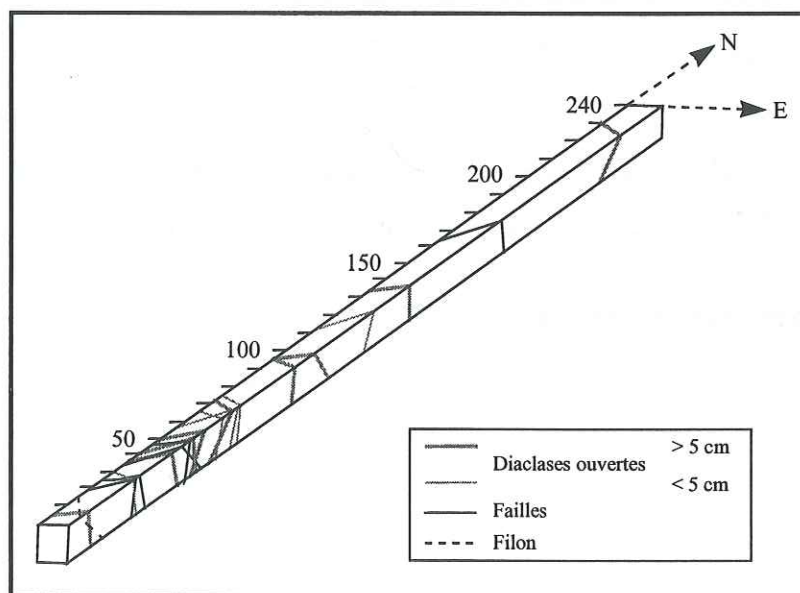


Figure 18 : Vue en perspective de la fracturation dans la galerie de mine de la cote 585.

1.4.4 Synthèse chronologique des différents épisodes tectoniques

Le secteur des "Ruines de Séchilienne" a subi une tectonique polyphasée marquée successivement par l'orogénèse hercynienne, la phase de distension téthysienne et l'orogénèse alpine proprement dite. Faute de marqueurs nets et de repères chronologiques, la reconstitution précise des déformations correspondant à ces divers épisodes au sein de la série satinée est difficile. A titre d'hypothèse, on peut cependant proposer la succession suivante, en liaison avec les observations de détail sur le versant des Ruines de Séchilienne :

- les plus anciennes phases de déformation, *hercyniennes*, sont responsables d'une structure globalement isoclinale sub-méridienne. D'après Pierre Potherat, cette phase pourrait être responsable de la formation de filonnets de quartz d'exudation synschisteux et de petits plis isoclinaux (P1) à axe vertical, ce qui traduit des mouvements décrochants. De grandes structures couchées, à vergence sud, ont été décrites, comparables à celles d'autres massifs hercyniens français où elles sont datées de *l'éo-hercynien* (dévonno-dinantien). Elles ont pu se traduire par la genèse de plis dissymétriques (P2) axes horizontaux, de directions N.60 à N.100°E. Certains accidents N. 60-70°E à jeu sénestre pourraient être contemporains de cette phase de déformation ;
- plus tard une phase *tardi-hercynienne* (postérieure aux granitisations carbonifères) est responsable, en particulier, du pincement de "synclinaux" carbonifères connus en divers points de la chaîne et notamment dans le secteur des "Ruines". Elle pourrait être responsable des plis d'axes N-S horizontaux (P3) (qui reprennent les plis précédents P2), de l'apparition des premiers accidents conjugués NE-SW et NW-SE et probablement de la voussure du complexe de Belledonne. Pour Potherat (1997), la mise en place du champ filonien de Séchilienne serait à rattacher à une phase de distension permienne ;
- la tectonique posthercynienne débute dès le Lias par une distension génératrice de failles normales (*distension téthysienne*). Le socle des futurs massifs cristallins externes est alors débité en blocs qui basculent (le plus souvent vers l'ouest) provoquant ainsi d'importantes et rapides variations d'épaisseur au sein de la couverture liasique et jurassique moyen ;
- au début du Tertiaire, une importante phase de déformation se produit (*phase anténummulitique*) laquelle sera reprise par la phase alpine principale (*néogène*). Les blocs

précédemment individualisés sont alors amenés à se chevaucher en donnant parfois de grandes écailles à vergence est (la géophysique montre que l'ensemble de Belledonne est actuellement chevauchant vers l'WNW). Enfin un mouvement tardif de surrection verticale amène la chaîne à son altitude actuelle ;

- la structuration alpine, sous l'action d'une contrainte E-W, aurait donné naissance à des plis à grand rayon de courbure, d'axes N.0-20°E pentés vers le nord, du type de celui du Mont Sec (peut-être déjà amorcé dès l'époque tardi-hercynienne et au cours du bombement consécutif à la mise en place du cortège filonien), puis, les mouvements perdurant, les accidents N. 40-50°E et N.120-140°E seraient réactivés en décrochements respectivement dextres et sénestres. La zone de cisaillement des "Ruines", de direction N-S, paraît antérieure à ces mouvements et à pu fonctionner dès l'époque tardi-hercynienne ou très tôt à l'alpin.

1.4.5 Synthèse structurale du versant des Ruines de Séchilienne

Pour la suite, on retiendra de cette étude détaillée quelques grands traits structuraux caractéristiques du versant des Ruines de Séchilienne, constitutifs du modèle géologique simplifié :

- le versant, homogène lithologiquement, est constitué de micaschistes ;
- la foliation est en moyenne verticale et orientée nord-sud ;
- le versant est limité à l'est par un accident ancien orienté N20° ;
- il est découpé par un réseau de fractures continues conjuguées N140° et N50° à N70°, ces dernières définissant une série de « lanières » verticales ;
- le massif comporte également un grand nombre de fractures discontinues, parallèles à la vallée et inclinées vers l'aval.

Ce modèle géologique simplifié va être le point de départ de notre raisonnement. C'est lui qui va nous servir à analyser les déplacements mesurés par le système de surveillance (voir ci-dessous), et qui va nous fournir les éléments d'un modèle géomécanique interprétatif (page 78).

2 Analyse de la déformation du versant des Ruines de Séchilienne

2.1 La surveillance d'un versant instable

Dans le processus d'étude de la déformation d'un versant rocheux, la mesure des déplacements occupe une place essentielle. Il s'agit d'une phase clé d'acquisition de données objectives, qui vont servir à l'élaboration du modèle interprétatif du phénomène. Par analogie avec la méthode de recherche scientifique classiquement suivie, en physique ou en chimie par exemple, on peut la qualifier de « phase d'expérimentation ». Mais elle a également souvent des objectifs très opérationnels d'aide à la gestion du risque, en relation avec un Plan de Secours. Plusieurs notions sont alors à distinguer, par leurs objectifs et leur degré d'implication opérationnelle (Rochet, 1991).

La mise en observation

La définition ou la mise en place de témoins d'observation, quantitative ou qualitative, permet de mettre en évidence l'évolution ou non, à l'échelle de temps humaine, de zones géologiquement instables. Cette étape préparatoire vise à confirmer la réalité d'un risque à prendre en compte et à juger de la nécessité d'un niveau d'investigation supérieur. Ces observations sont les premiers éléments d'une « mémoire objective » du site.

Le Suivi

C'est l'examen périodique d'un site où le risque est confirmé, accompagné d'un recueil régulier de données d'observation bien ciblées caractérisant son évolution. Il n'y a pas de contrainte directe de gestion de la sécurité mais la périodicité retenue et l'exploitation des données doivent permettre l'activation éventuelle d'un programme de surveillance si cela est nécessaire.

L'auscultation

Il s'agit de l'ensemble des méthodes et des moyens mis en œuvre sur le site visant à l'étude et à la caractérisation du phénomène et des mécanismes mis en jeu, sans objectifs de gestion de

la sécurité. Les moyens peuvent être complexes, évolutifs, expérimentaux, et l'interprétation des données peut être différée et comporter une part de recherche importante.

La surveillance

Il s'agit du recueil, de l'exploitation et de l'interprétation périodiques des données qualitatives et quantitatives caractérisant l'état et l'évolution du site, dans un objectif clairement appliqué de gestion de la sécurité. Les méthodes et les moyens sont soumis à un cahier des charges strict, lié à cet impératif de sécurité : nature des informations, performance, fiabilité, délai de mise en œuvre et d'exploitation... Suivant la nature du site et des mécanismes mis en jeu, différents modes de surveillance peuvent être distingués, selon la périodicité des mesures et du traitement des données : mode périodique, mode permanent discontinu, mode continu à traitement différé, mode continu à traitement continu.

La détection

Il s'agit du recueil et du traitement, généralement automatique, d'un nombre limité de variables de type logique caractérisant le dépassement (ou non) d'une seuil, associées à des configurations particulières du risque (scénarios définis de l'aléa) et directement prises en compte dans les dispositions d'un Plan de Secours.

2.2 Auscultation et surveillance du versant des Ruines de Séchilienne

2.2.1 Surveillance

Les déplacements en surface du versant rocheux sont mesurés par le CETE de Lyon depuis 1985, avec un objectif de surveillance, en lien direct avec un Plan de Secours établi par la préfecture de l'Isère avec la Direction Départementale de l'Équipement et le CETE de Lyon. Le dispositif de télésurveillance mis en place (Evrard, 1990) fait de ce site l'un des plus instrumenté de France (plan d'implantation : Figure 19). Les données recherchées sont les déplacements en surface et l'ouverture des fractures majeures. On s'attache surtout à caractériser leur évolution temporelle pour détecter d'éventuelles phases d'accélération catastrophiques qui justifieraient le déclenchement d'une alerte. La meilleure connaissance des évolutions temporelles est également utile pour la caractérisation du phénomène (objectif

de l'auscultation), notamment pour l'étude de l'interaction avec les écoulements souterrains, (« commande hydraulique, page 119).

Les mesures de déplacements absolus sont réalisées par géodésie optique et satellitaire (depuis 1993). Les mesures géodésiques depuis le versant opposé ont récemment été automatisées ce qui permet de suivre plus finement leur évolution temporelle (notamment en période de crise) et d'améliorer la marge d'incertitude (réduction du « bruit »).

L'ouverture de nombreuses fractures est surveillé par des capteurs extensométriques reliés par fils à des balises radio qui émettent vers un terminal de site situé au village des Thiébauds. Là, les mesures, dont la périodicité est adaptée à la situation, sont traitées et vérifiées automatiquement, avant d'être regroupées et transmises au centre d'exploitation du CETE de Lyon.

2.2.2 Auscultation

Les données du dispositif de surveillance sont bien entendu incorporées aux données d'auscultation, utilisées pour la caractérisation du phénomène et la détermination du mécanisme de la déformation. On s'attachera alors surtout à analyser la distribution spatiale des déplacements, leurs relations avec la géologie... Ces données sont complétées par des mesures périodiques non automatisées de déformation en souterrain, qui donnent accès à la déformation au sein de la masse.

Une des particularités du site de Séchilienne est en effet la réalisation par le CETE de Lyon d'une galerie de reconnaissance longue de 140 mètres, à la cote 710, pour l'auscultation. Si on rencontre parfois de tels ouvrages pour des projets de barrage, cet investissement considérable (de l'ordre de 3 MF) est exceptionnel pour une étude de stabilité de versant. Cette stratégie a été préférée aux méthodes usuelles en glissement de terrain (sondages, inclinomètres), dont la durée de vie incertaine dans un massif rocheux fracturé en mouvement ne garantissait pas une période de mesure suffisante. La solution « galerie » a permis de combiner analyse structurale et mesure de déplacements pour proposer un modèle de déformation discontinue au sein de la masse en mouvement (page 74), qui est un élément essentiel du mécanisme global proposé (page 78).

La définition du mécanisme le plus probable ne vise pas seulement à expliquer les déplacements passés. C'est également un enjeu important pour la gestion du risque car cette compréhension est nécessaire pour juger de la gravité d'une crise et de la nécessité d'une alerte.

2.3 Analyse des déplacements mesurés en surface du Mont-Sec

2.3.1 Analyse temporelle

L'unité de mesure des vitesses mesurées actuellement est le cm/an : 3 à 5 cm/an en moyenne en planimétrie et 1 cm/an en altimétrie. Les vitesses atteignent 10 à 20 cm/an en plan dans la zone frontale la plus active. Cette zone, dont les capteurs sont reliés à la balise radio n°3 (Figure 19), domine le couloir d'éboulis des « Ruines », visible depuis la vallée. Elle est limitée au sud par l'escarpement dominant le couloir, à l'est par le grand accident latéral orienté N20° et au nord-est par un accident important d'orientation N140° (Figure 13). Elle se raccorde au reste du versant, au nord-ouest et à l'ouest, par une rupture de pente et des éboulis.

La comparaison de ces vitesses avec les indices morphologiques révèle la réactivation d'un phénomène ancien. Les indices morphologiques majeurs sont le tassement sommital du Mont-Sec ($H=20$ à 30 m) et l'ouverture ($L=20$ m environ) de la crevasse en arrière de la zone active de la balise 3 (Figure 19). Ils sont incompatibles avec l'hypothèse d'un mouvement à vitesse constante sur l'ensemble du versant depuis la dernière glaciation (10 000 à 15 000 ans), comme avec l'hypothèse d'un mouvement récent. En effet, un mouvement constant depuis 10 000 ans aurait entraîné un tassement de 100 m et une ouverture kilométrique de la crevasse de la balise 3. A l'inverse, une « durée de mouvement » estimée par calcul inverse sur la zone de la balise 3 en faisant l'hypothèse d'une vitesse constante de 10 cm/an ($20 / 0.1 = 200$ ans) ne permet pas d'expliquer l'ampleur du tassement du Mont-Sec (toujours avec une vitesse équivalente à celle mesurée actuellement) : $200 \times 0.01 = 2$ m, contre 20 m observés. On en conclut que les vitesses mesurées actuellement dans la zone de la balise 3 sont révélatrices d'une accélération franche de la déformation.

Les variations de vitesse d'ouverture des capteurs extensométriques télésurveillés ont été corrélées aux précipitations enregistrées par une station météorologique spécialement installée par le CETE de Lyon au sommet du Mont-Sec. Cette relation a mis en évidence une « commande hydraulique » de la déformation du massif, qui est étudiée page 119.

2.3.2 Analyse spatiale

Tout d'abord, les vecteurs vitesse (Annexe 2) sont majoritairement orientés NW-SE et non selon la ligne de pente, ce qui dénote un contrôle structural par les lanières N60 à N70, orthogonales aux trajectoires moyennes (page 69). D'une campagne de mesure à l'autre, on observe des variations d'orientation des vecteurs. Ces variations sont attribuées à des erreurs de mesure systématiques sur certaines cibles mal « triangulées ». De telles erreurs locales peuvent être répercutées sur l'ensemble des points par la procédure de minimisation du résidu d'ajustement du réseau de l'année n+1 au réseau de l'année n. On ne cherchera donc pas à interpréter ces variations de direction, mais on se contentera d'observer la direction générale qui se dégage des déplacements cumulés.

Les cibles 511 à 514 (Figure 19) font exception à la règle : situées dans la partie supérieure Est, elles ont un mouvement moyen nord-sud. Il faut noter qu'elles dominent, au sud-est, une zone peu fracturée et apparemment stable, à l'aplomb de la zone frontale la plus active (balise 3). La zone supérieure Est, où se trouvent ces cibles, correspond au flanc Est de l'antiforme supérieure (voir page 51). Cette zone très fracturée présente de nombreux couloirs de cisaillement orientés N140, dont l'ouverture permet une grande déformation vers le sud-ouest.

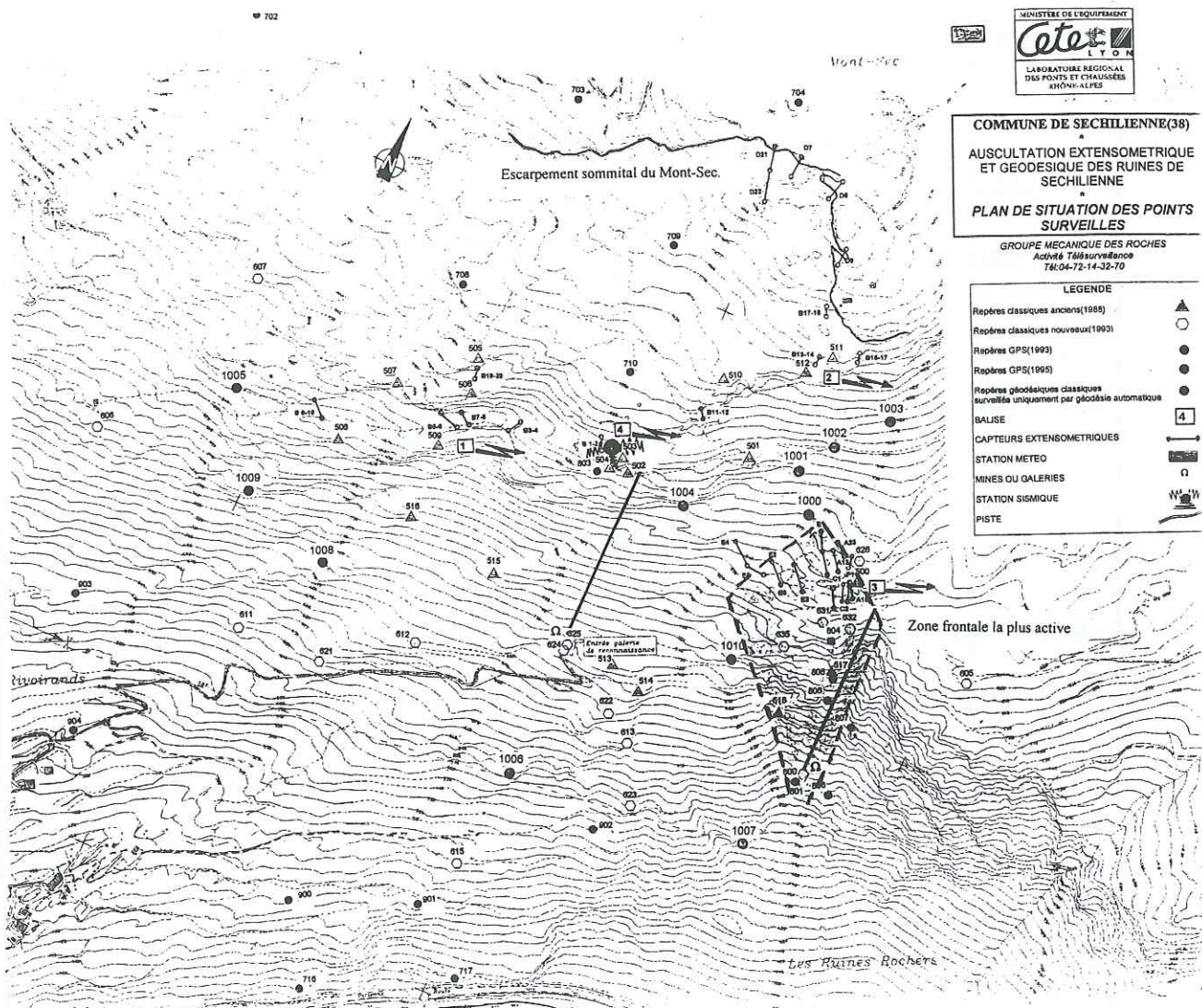


Figure 19 : Plan d'implantation du réseau de surveillance et d'auscultation du versant des Ruines de Séchilienne (CETE).

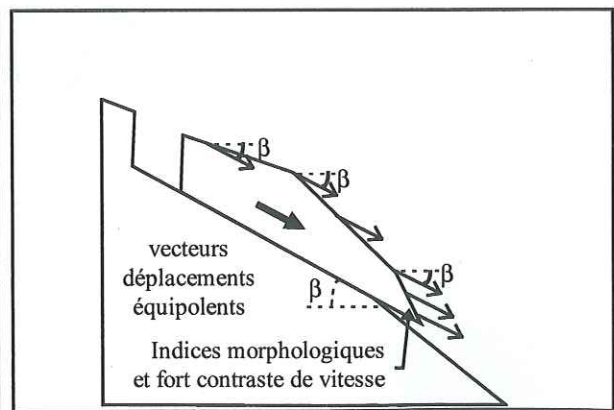
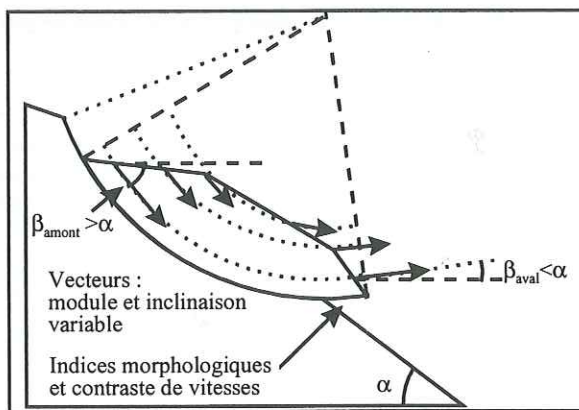
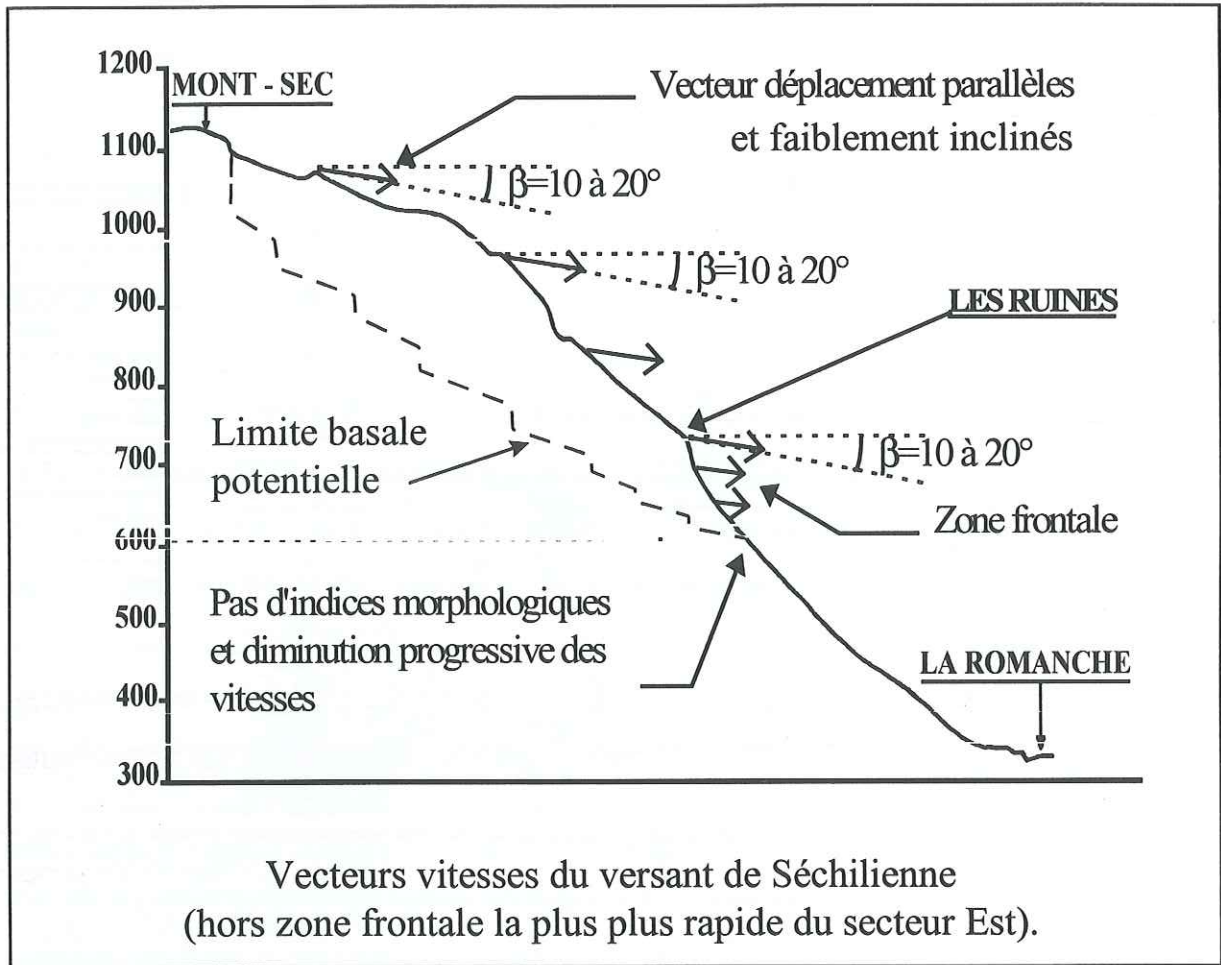


Figure 20 : Inadéquation des mécanismes de glissement (translationnel et rotationnel) aux observations morphologiques et aux mesures de déplacement sur le versant des Ruines de Séchilienne.

Il faut également remarquer la faible inclinaison des vecteurs déplacement et l'absence d'indices de désordres en pied. Le mouvement semble s'atténuer progressivement vers l'aval et vers l'ouest, alors que les limites est et amont sont franches et très visibles. Ceci contraint fortement les mécanismes de déformation que l'on peut proposer pour expliquer les mesures : les mécanismes de glissement, translationnel ou rotationnel, sont inadéquats (Figure 20). Or la connaissance du mécanisme de déformation est indispensable pour la gestion du risque. Par exemple, elle seule permet de juger quelle signification accorder à une accélération (locale ou générale), ou à de nouveaux mouvements détectés dans le bas du versant. Notre travail de modélisation vise donc, à partir des principales données géologiques connues, à proposer un mécanisme de la déformation du massif compatible avec les observations morphologiques et les mesures de déplacement.

2.3.3 Lien entre les déplacements en surface et le schéma structural

Les observations géologiques et structurales (page 46) ont montré que le versant des Ruines de Séchilienne est subdivisé en plusieurs panneaux (Figure 21 : B₁, B₂, C et D). Les résultats de l'auscultation concordent avec ce schéma, et on constate que trois grandes directions de fractures jouent un rôle important dans le contrôle de la dynamique du mouvement de versant de Séchilienne (Figure 21) :

- les fractures méridiennes, (N0-20°E), qui orientent les premières instabilités gravitaires au niveau du couloir des "Ruines", bien marqué dans la morphologie ;
- les fractures N. 40-50°E (localement N60-70°E), qui sont bien exprimées et ouvertes dans la partie SW du tassement du Mont Sec et dans le versant, entre la galerie de mine (cote 900) et le couloir des "Ruines" ;
- les fractures N. 140°E, qui dominent le schéma structural des panneaux B₁ et B₂ (partie NE du versant). Elles orientent les déplacements vers le SW, ce qui fournit une solution cinématique pour « contourner » le blocage de la partie plus massive qui domine le panneau D (balise 3).

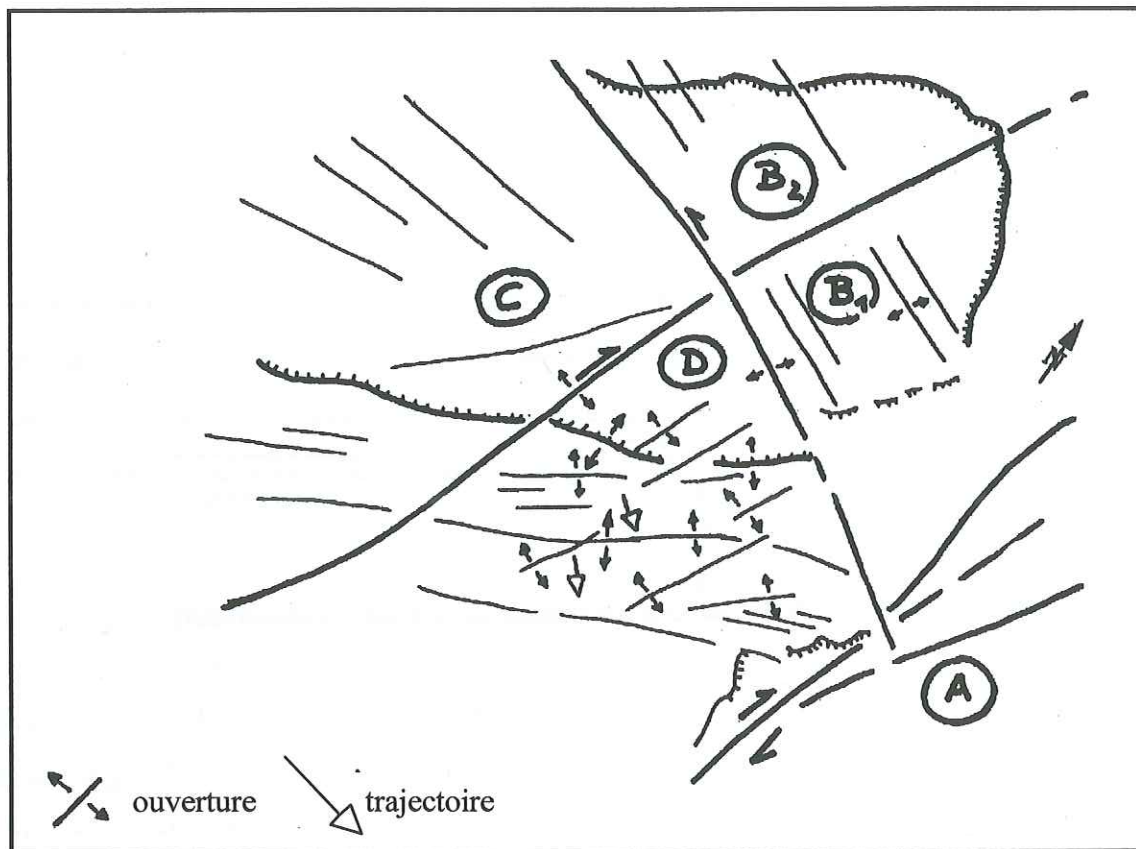


Figure 21 : interprétation de la dynamique et des variations de la cinématique du glissement de Séchilienne en fonction du schéma structural du massif.

Dans le compartiment B_1 , l'ouverture des fractures N. 140°E contrôle la déformation : les vecteurs déplacement sont orientés N. 50°E Dans le compartiment D, deux directions de fractures s'ouvrent simultanément : N. 20°E et N. $60-70^\circ\text{E}$ de sorte que la direction des déplacements est la résultante d'une combinaison des normales à ces fractures. Vu l'orientation N130 à N150 des vecteurs déplacement, il semble cependant que le principal contrôle cinématique soit réalisé par la famille N60-70°E, alors que la famille N0-20°E contribue plus au découpage « latéral » des compartiments rocheux.

L'ouverture de ces fractures s'accompagne du tassement en coin de la partie sommitale du versant (Figure 16). cet affaissement est rendu possible par la présence de nombreuses discontinuités subéquatoriales à très fort pendage amont. Les mesures de nivellement et d'extension effectuées dans la galerie de reconnaissance à la cote 710 illustrent la cinématique interne complexe du massif rocheux dans un tel schéma (voir Figure 24 et Figure 25).

Dans le secteur le plus rapide, la déformation est essentiellement orthogonale aux fractures N.60-70°E, de même direction que les filons (voir l'hypothèse du lien avec le cortège filonien, page 54). Comme les filons, ces fractures doivent s'ancrer profondément dans le massif, de sorte que la puissance de la zone déstabilisée risque d'être importante. Cette hypothèse de contrôle cinématique par des familles de fractures pénétrantes de grande continuité a été reprise dans les modélisations numériques visant à proposer un mécanisme de déformation présentées dans la deuxième partie de la thèse (page 78).

2.4 Analyse des déplacements mesurés en souterrain

2.4.1 Choix de la stratégie d'investigation en profondeur

La caractérisation de la zone en mouvement est une donnée fondamentale pour l'élaboration des scénarios d'éboulement. Pour connaître l'épaisseur de cette zone et la façon dont elle se déforme ou se déplace, il était nécessaire de procéder à des investigations souterraines.

a) Prospection géophysique

Les méthodes géophysiques classiques (prospection électrique et sismique) n'ont pas été utilisées du fait de difficultés techniques liées à la profondeur d'investigation nécessaire, à la faible conductivité électrique du massif et aux conditions d'accès. Une expérimentation a cependant été conduite dans le cadre du projet « Electromagnétisme, eau, risques » du contrat de plan Etat / région Rhône-Alpes (programme de recherche sur les risques naturels), avec une technique de prospection électromagnétique transitoire (TEM-FAST). L'objectif était de tenter d'observer une transition en profondeur vers un milieu plus conducteur, lié à la présence d'eau ou à la diminution de la fracturation ouverte.

La méthode (Nabighian, 1991) consiste à dérouler sur le sol du fil électrique très conducteur ($10 \Omega/\text{km}$) pour former une boucle carrée de 25 à 100 m de côté. On établit un courant continu d'environ 1 A dans cette boucle (fonction d'émetteur) à l'aide d'une batterie, ce qui instaure un champ magnétique constant dans le terrain, qui s'ajoute au champ terrestre. Puis, on coupe brutalement l'alimentation dans la boucle, ce qui supprime le champs additionnel. L'espace où celui-ci s'était instauré va donc tenter d'atténuer cette variation de champs magnétique en induisant des courants électriques transitoires. Ceux-ci créent un champs magnétique

transitoire, qui induit à son tour un courant dans la boucle déployée, laquelle sert alors de récepteur. La force électromotrice transitoire aux bornes de la boucle est alors très finement mesurée par l'instrument TEM-FAST. Ce signal est ensuite interprété par des modèles d'analyse inverse avec des schémas de sol multicouche. La méthode autorise des profondeurs d'investigation importantes, de l'ordre de trois à quatre fois la taille du côté de la boucle employée. Mais l'interprétation est difficile et peut faire appel à des phénomènes plus complexes que la simple conduction ohmique : certains terrains réagissent avec une composante capacitive, liée à des phénomènes de polarisation naturelle ou induite. De même, il est possible de modéliser des objets géologiques non plans (inclusions) ou non horizontaux (dikes, filons...) si l'interprétation du milieu encaissant est finement calée sur un modèle géologique connu (sondage)..

A Séchilienne, nous avons réalisé neuf points de mesure avec des boucles de 100 m de côté (Figure 22). Les conditions de mesure se sont révélées très difficiles, du fait de la topographie accidentée et de la végétation. Le faible rapport signal sur bruit a diminué sensiblement la profondeur de pénétration de la méthode. Le signal reçu est très faible car le milieu est très résistant sur une très grande épaisseur. D'autre part, la proximité d'une ligne électrique haute-tension augmente sensiblement le bruit.

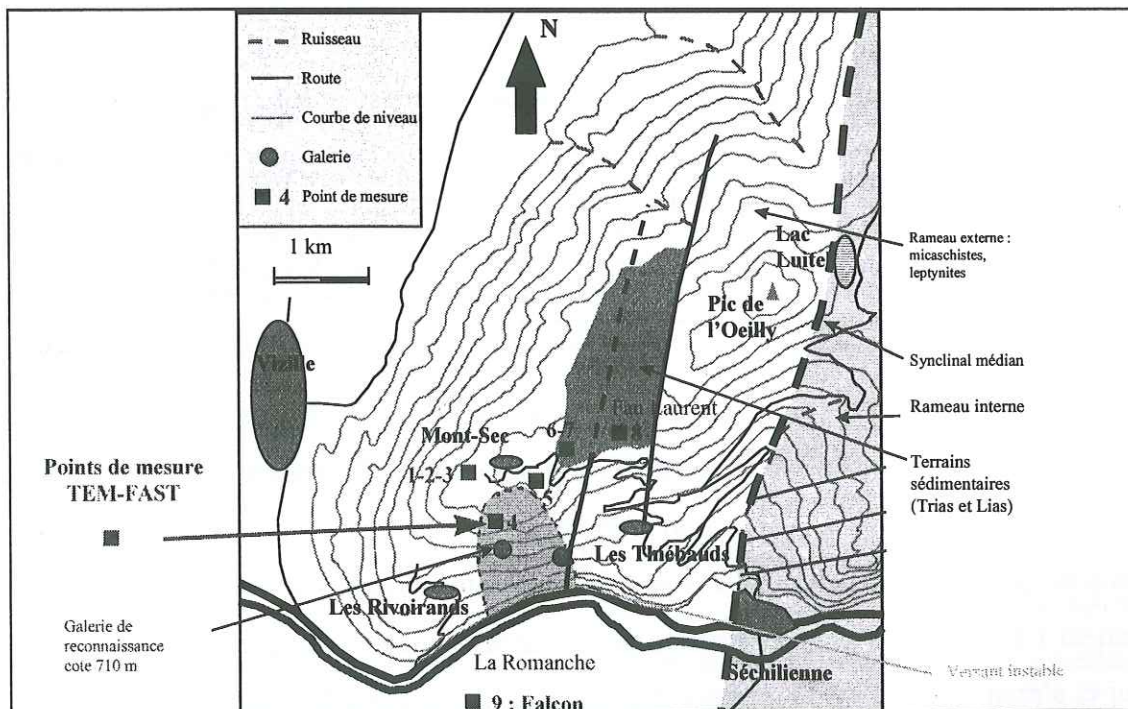


Figure 22 : Plan d'implantation des points de mesure électromagnétiques.

Cette expérience a cependant permis de confirmer l'homogénéité du massif, et d'estimer grossièrement la profondeur de la zone à fracturation ouverte entre 150 et 250 m. En effet, aucune anomalie majeure de type « milieu conducteur » n'a été mise en évidence au niveau du tassement du Mont-Sec (points 1 à 5). Les interprétations réalisées font toutefois appel à une augmentation de la conductivité à grande profondeur (150 à 250m selon les points de mesure). Du fait des difficultés évoquées, l'instrumentation utilisée est en limite de sensibilité. La valeur de la conductivité en profondeur et la position de la transition sont donc mal contraints, ce qui limite les possibilités d'interprétation géologique ou hydrogéologique et de comparaison. On peut faire l'hypothèse que cette transition reflète le passage à un massif à la fracturation moins ouverte, saturé en eau normalement minéralisée. L'ordre de grandeur de la profondeur de cette transition est intéressant car il est compatible avec la profondeur de la zone instable, estimée d'après les mesures de déplacement en souterrain (voir ci-après).

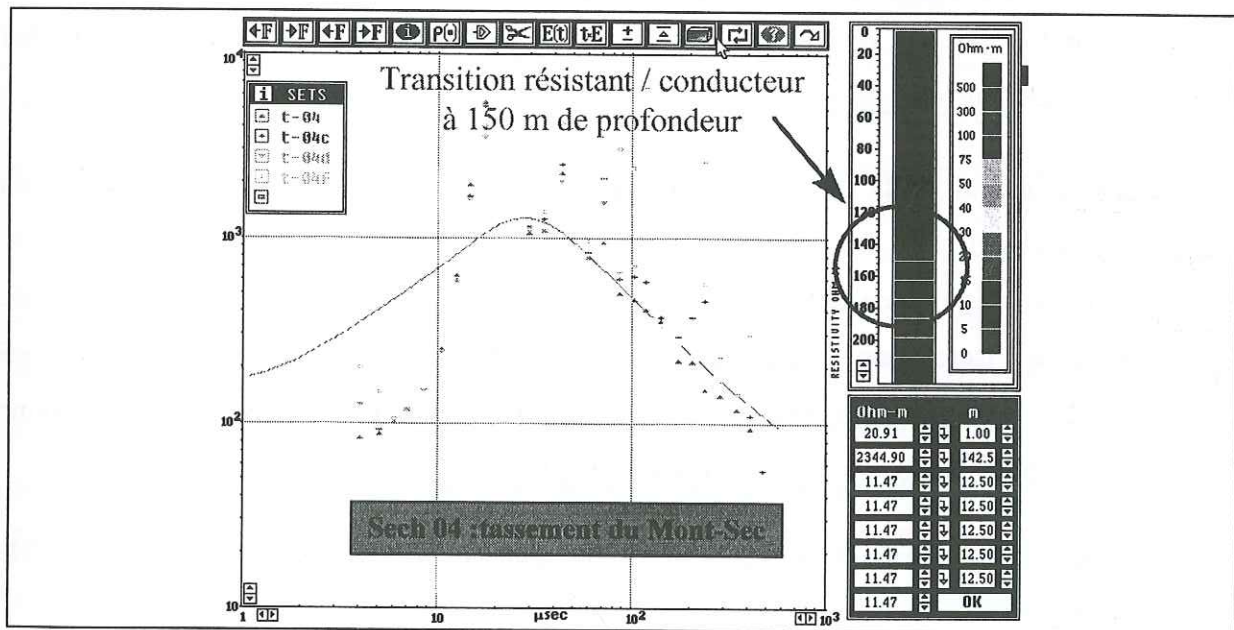


Figure 23 : Courbe de résistivité apparente mesurée dans le tassement du Mont-Sec par la méthode électromagnétique transitoire TEM-FAST.

La campagne d'essais électromagnétiques lancée dans le cadre du projet « Electromagnétisme, eau, risques » du contrat de plan Etat / région Rhône-Alpes (programme de recherche sur les risques naturels) est en cours de réalisation et toutes les conclusions n'en ont pas encore été tirés. Il apparaît cependant déjà que les milieux très résistants tels que le massif métamorphiques du Mont-Sec n'offrent pas les sites d'application les plus propices pour cette méthode, sauf pour mettre en évidence d'éventuels écoulements très conducteurs en

profondeur. Il semble en effet que la méthode aie détecté avec précision l'eau extrêmement minéralisée de l'aquifère profond de la vallée de l'Arc dans la zone de Modane, mise en évidence par les études de reconnaissance du tunnel de base de la liaison ferroviaire Lyon-Turin (Monin , 1998).

b) Sondages ou galerie de reconnaissance ?

La priorité dans cette investigation en profondeur a été donnée à l'observation directe par creusement. Dans cette optique, il a fallu choisir entre deux stratégies :

- soit multiplier les points d'observation par sondages carottés, diagrapie et mesures inclinométriques ;
- soit grouper l'ensemble des moyens disponibles pour réaliser une galerie de reconnaissance en un seul point bien choisi, avec la possibilité de mesurer la déformation et d'observer directement la structure et la nature des terrains et des accidents rencontrés.

Le risque principal de la stratégie « sondage » est que très rapidement des mouvements différentiels cisailent le forage et empêchent le passage des sondes d'observation (niveau piézométrique, mesures de déformation...). Le choix des gestionnaires du risque (CETE de Lyon, DDE de l'Isère) s'est donc porté sur une galerie de reconnaissance, réalisée en 1994-95 à la cote 710, dans un secteur où les mouvements sont sensibles mais suffisamment lents pour autoriser une pérennité suffisante de l'ouvrage (Figure 19).

2.4.2 Déplacements mesurés dans la galerie de reconnaissance et modèle interprétatif

Le suivi des déplacements dans la galerie de reconnaissance est réalisé par le CETE de Lyon, par mesure extensométrique et de nivellement d'une série de bases espacées de 10 mètres. Ces mesures permettent de décrire de façon précise le type de déformation au sein du massif rocheux dans cette zone (Figure 24), dans le plan vertical passant par la galerie. Ces déplacements sont discontinus et contrôlés par de grands accidents recoupés par la galerie. La cartographie structurale des accidents en surface (Figure 13) nous permet d'extrapoler ces observations à l'ensemble du versant, exception faite du tassement sommital.

Le premier constat est que la galerie, longue de 240 mètres, ne sort pas de la masse en mouvement : le fond de la galerie, recoupé par de nombreux accidents, est le siège de mouvements différentiels notables. Cette observation a conduit à réviser à la hausse les volumes de masse potentiellement instable pris en compte dans les différents scénarios de crise. Un nivellement de précision de l'entrée de la galerie depuis le village des Rivoirands a été réalisé en 1996, qui permettra d'estimer le déplacement absolu du fond de la galerie. Moyennant des hypothèses sur l'évolution des déplacements en profondeur (liée au mécanisme de déformation), on pourra tenter une estimation de la profondeur de la zone en mouvement. Cette extrapolation n'a bien sûr pas la valeur d'une observation directe, qui aurait été possible avec une galerie plus longue, que l'enveloppe budgétaire disponible et les difficultés rencontrées n'ont permis de réaliser. Il faut cependant remarquer que le coût de la galerie (> 3 MF), exceptionnel dans le domaine des mouvements de terrains, est à l'échelle du risque naturel majeur étudié. Un tel investissement, indispensable au progrès de la connaissance des mécanismes de déformation des versants métamorphiques, est évidemment hors de portée d'un laboratoire de l'Université. Il est donc indispensable de combiner études opérationnelles et recherche scientifique pour progresser dans ce domaine des mouvements de versants.

Le second constat est que la déformation de la galerie ne correspond ni au mouvement rigide d'une masse sur une surface de glissement ni à la déformation d'un milieu homogène continu, mais au réarrangement d'un édifice de blocs de formes complexes. Cela se traduit en galerie par des mouvements d'affaissement de panneaux pluridécamétriques rigides (distance entre bases constante) entrecoupés d'accidents localisés jouant « en faille normale » (anomalie positive de nivellement et extension de la base encadrante). L'affaissement de chaque bloc rigide n'est pas uniforme mais croissant (avec un gradient constant) depuis la limite arrière du blocs vers la limite avant (côté entrée de la galerie). On interprète ces observations par un schéma de basculement vers la vallée des blocs limités par les accidents orientés SW-NE et très redressés (Figure 25). Ce phénomène apparaît très clairement sur les 180 premiers mètres de la galerie. Dans le fond de la galerie, les bases étant plus espacées que les accidents, il n'est pas possible de connaître le mouvement des blocs.

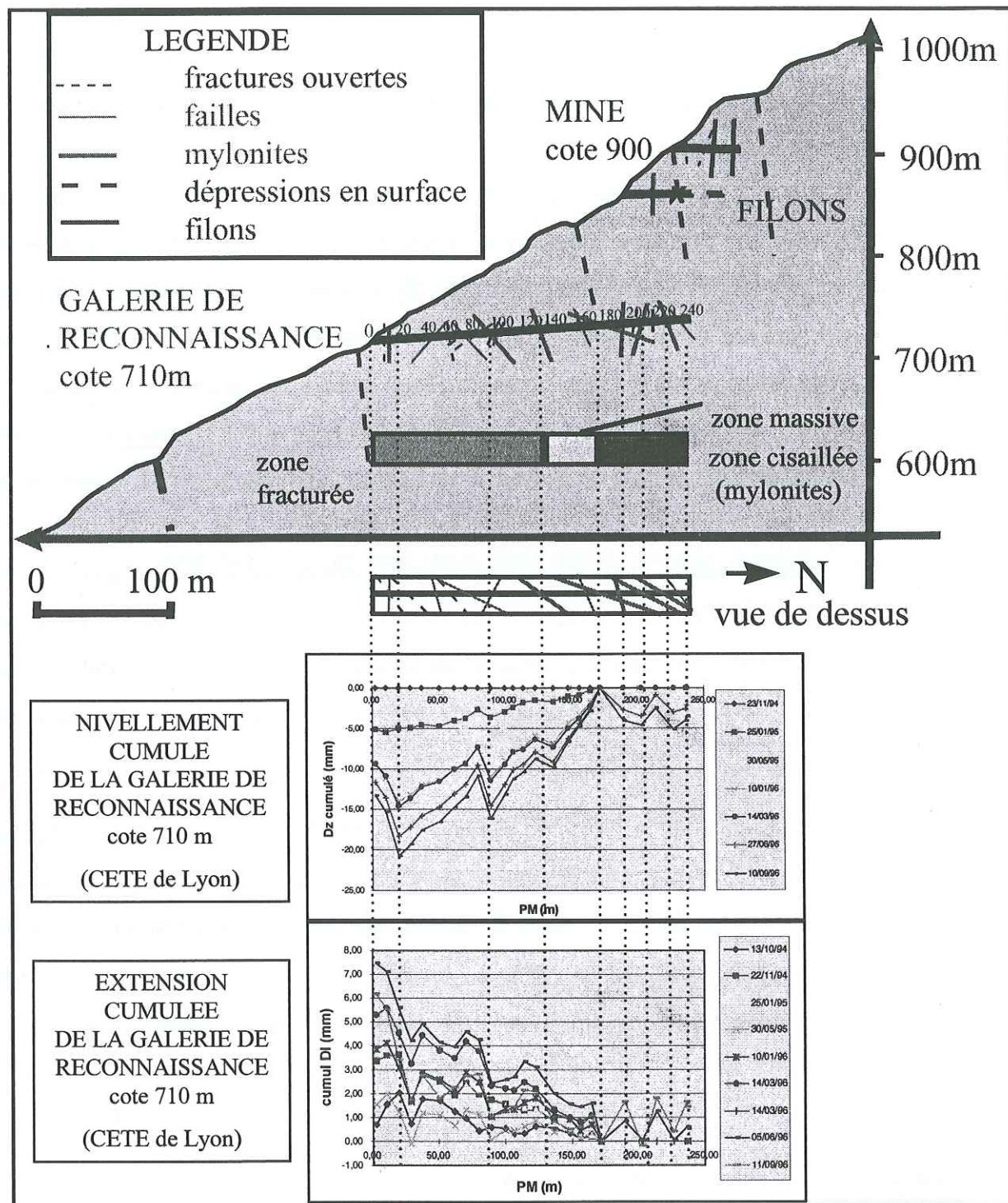


Figure 24 : Coupe simplifiée de la galerie de reconnaissance (cote 710 m) et déplacements mesurés.

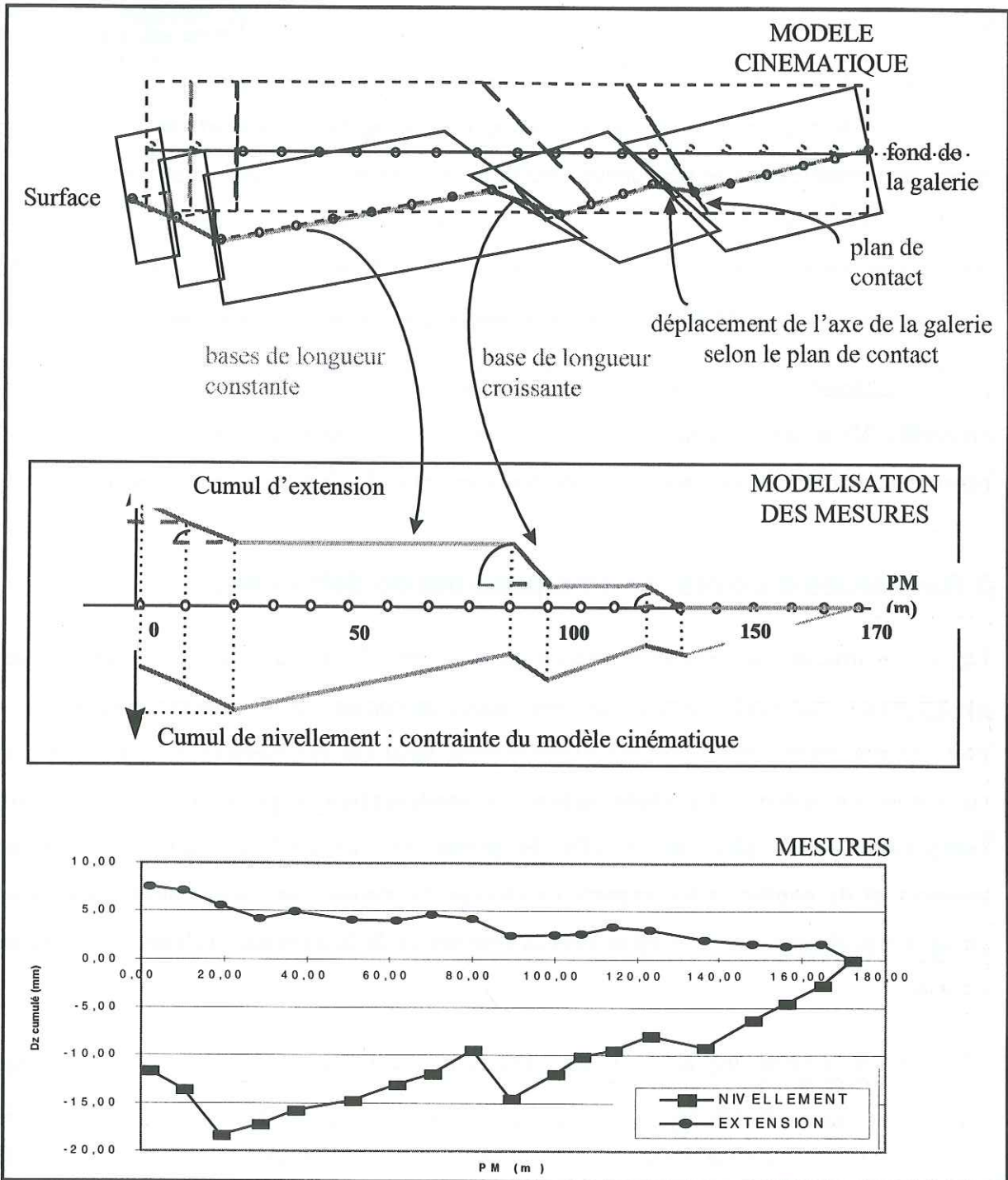


Figure 25 : Interprétation des déplacements mesurés dans la galerie de reconnaissance par un modèle à blocs rigides pluridécamétriques.

2.5 Synthèse de la déformation du versant des Ruines de Séchilienne

Le trait marquant de la déformation du versant des Ruines de Séchilienne est son caractère discontinu. Dans le plan horizontal, cette discontinuité s'exprime par des zones dont les vecteurs déplacement n'ont ni le même module ni la même direction. (carte en annexe 3). Ces zones sont induites par le découpage structural du massif en volumes distincts, comme le montre la photointerprétation (page 70). Dans le plan vertical, la déformation du versant peut être décrite comme une somme de déplacements relatifs de blocs rigides, séparés par des accidents structuraux identifiés, comme le montre la galerie de reconnaissance (page 77).

Les mécanismes de glissement classiques ne permettent pas d'expliquer les déformations observées. Nous devons donc maintenant rechercher un mécanisme de déformation du massif capable de rendre compte des mesures de déplacement et des indices morphologiques.

3 Recherche d'un mécanisme possible de déformation

Le modèle structural du versant présenté page 61 a servi de base à l'élaboration d'un modèle géomécanique qui rend compte des observations morphologiques (**tassement sommital et ressauts successifs limités par des contrepentes**), ainsi que des mesures de déplacement, en surface et en galerie. **Au stade actuel, la modélisation a pour but une meilleure compréhension du phénomène, afin de permettre une meilleure interprétation des mesures et de conforter les experts en charge du risque dans leurs analyses et leurs choix. Le problème de l'évolution vers la rupture et de la prévision temporelle n'est pas abordé.**

L'analyse des vecteurs déplacements (Annexe 2) prouve que le mouvement ne répond à aucun mécanisme simple de translation ou de rotation (Figure 20). Le mécanisme proposé peut être décrit comme un mécanisme de « rupture interne », contrôlé par les familles de discontinuités évoquées ci-dessous. Pour établir le modèle structural simplifié (page 61), nous avons abordé le problème à deux échelles distinctes :

- **à l'échelle de l'ensemble du versant**, les traits dominants sont les grandes failles nord/sud et la structure en lanières N60-70 à N40-50 (dextres). Les fractures du type N140

(senestres) fournissent la limite latérale « est » de la zone la plus instable, ainsi que le découpage dominant du tassement du Mont-Sec. La foliation, subméridienne dans toute la partie inférieure du versant, ne joue pas un rôle majeur dans le contrôle structural de l'instabilité. Par sa faible résistance à la traction, elle permet cependant l'individualisation de blocs cinématiquement distincts. La structure anticlinale du haut du versant (voir page 51) a probablement joué un rôle dans la localisation du tassement (voir carte géomorphologique et structurale en annexe), mais son influence sur le mécanisme de déformation actuel est difficile à préciser ;

- **à une échelle plus petite**, il convient de tenir compte de nombreuses fractures très inclinées, dont la continuité n'est que métrique à décamétrique. Dans le couloir des Ruines (galerie 585 m), elles sont en majorité inclinées vers la vallée alors que dans la galerie de reconnaissance (cote 710 m), elles sont en moyenne inclinées vers l'amont. On note aussi quelques fractures peu inclinées vers la vallée.

Aussi, dans le modèle structural simplifié utilisé pour la modélisation, nous avons pris en compte :

- les fractures continues d'orientation N40° à N70° proches de la verticale, qui découpent le versant en « lanières » ;
- les fractures discontinues inclinées vers la vallée, qui délimitent des blocs au sein des « lanières » ;
- des fractures très discontinues faiblement inclinées vers la vallée, qui ne peuvent scinder les blocs en deux que près de leurs extrémités.

Sur un plan méthodologique, il est important de préciser que notre démarche ne consiste pas à saisir un maximum d'informations en espérant qu'un logiciel permettra de les traiter et d'en dégager du sens. Au contraire, il s'agit d'une démarche de validation d'un ensemble d'idées et de « choix » issus de l'étude géologique (hiérarchisation des fractures et rôle qu'elles peuvent jouer dans la déformation, par exemple), qui constituent véritablement le modèle géomécanique « conceptuel ». La puissance de calcul des ordinateurs et les codes adaptés à la mécanique des roches (UDEEC) sont utilisés pour vérifier le caractère réaliste et non

contradictoire du modèle proposé. Ces calculs peuvent, dans un second temps, suggérer de nouvelles idées ou des prolongements du modèle.

Nous avons cherché à calculer les déplacements induits lors du creusement de la vallée dans un versant rocheux, selon sa structure, pour les comparer aux observations morphologiques et aux grands traits des déplacements actuels. Notre démarche de modélisation numérique s'est déroulée en trois étapes :

- étude de l'influence des « lanières » verticales ;
- combinaison de deux familles principales selon le schéma structural simplifié (« lanières » scindées en blocs) ;
- étude de pistes de réflexion pour la prise en compte future de la fracturation progressive et des écoulements au sein du modèle.

3.1 Etude de l'influence de discontinuités verticales lors du creusement d'une vallée

L'originalité structurale du versant des Ruines est son découpage en « lanières » subverticales presque parallèles à la vallée. Nous avons tout d'abord voulu vérifier par le calcul (méthode des éléments finis, code CESAR, et des éléments distincts, code UDEC) si la déformation gravitaire d'une telle structure pouvait expliquer les grandes lignes de la morphologie du versant (Vengeon, 96) :

- « avancée » du versant sous l'effet de la tendance au basculement des lanières
- affaissement de la partie sommitale dû au flambement des lanières arrières.

3.1.1. Description du modèle

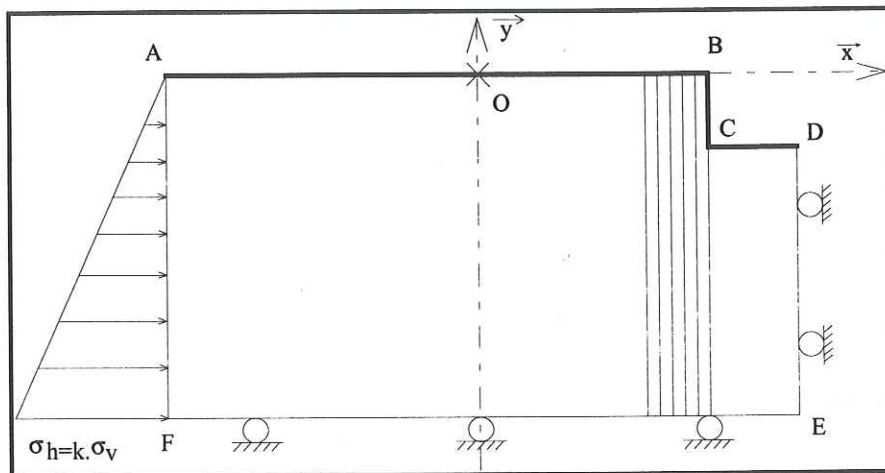


Figure 26 : Géométrie et conditions aux limites pour la modélisation du creusement d'une vallée rectangulaire.

a) Géométrie et structure

La vallée modélisée est cylindrique, avec une section symétrique en U ou en V. Elle est haute de 1 000 mètres et a été excavée dans un milieu homogène semi-infini à surface horizontale. Des analyses préliminaires ont permis de placer les limites du modèle à une distance suffisante de la vallée (Vengeon, 1994), avec une profondeur de 5 000 m et une largeur de 6 000 m (Figure 26). Des fractures verticales, parallèles à la vallée, ont été introduites pour modéliser le découpage du versant en « lanières ». Les maillages utilisés avec les codes CESAR (éléments finis) et UDEC (éléments distincts) seront précisés pour les deux simulations présentées.

b) Propriétés mécaniques

Les champs de contrainte et de déformation dans un massif rocheux sont le résultat de processus complexes, qui sont contrôlés dans la réalité par les propriétés élastiques, plastiques et visqueuses de la roche, ainsi que par les discontinuités.

Sur la plus grande partie du versant, la foliation est parallèle à notre plan de coupe. On a donc considéré dans les calculs que la roche intacte est élastique et isotrope. Ses paramètres mécaniques ont été estimés avec la classification de Deere et Miller, qui propose une résistance à la compression uniaxiale de 75 à 150 MPa pour un schiste, dans sa direction de

foliation. La valeur de 100 MPa est retenue pour les simulations, avec un module d'Young de 50 GPa, un coefficient de Poisson de 0,33 et un poids spécifique de 25 kN/m³. Le critère de rupture de Mohr-Coulomb est adopté pour les discontinuités, avec une dilatance nulle, une cohésion nulle et un angle de frottement ϕ compris entre 20° et 30°.

c) Etat de contrainte initial et conditions aux limites

L'état de contrainte dans le milieu semi-infini avant excavation a été simulé en faisant l'hypothèse des déformations planes. Différentes conditions aux limites ont été utilisées :

- absence d'efforts tectoniques ;
- prise en compte d'efforts tectoniques.

Pour les calculs sans efforts tectoniques, nous avons adopté une condition de déplacement horizontal nul sur les faces verticales du modèle, ce qui entraîne, pour une roche élastique, un ratio contrainte horizontale/contrainte verticale de 0,5. Deux méthodes ont été utilisées pour simuler les effets des efforts tectoniques. Avec le code éléments finis CESAR, nous avons imposé un déplacement horizontal de 3 m à la frontière arrière du modèle, de façon à simuler un effort tectonique de 25 MPa, équivalent à la contrainte verticale sous poids propre à une profondeur de 1 000m. Avec le code éléments distincts UDEC, nous avons imposé différentes valeurs du ratio contrainte horizontale/contrainte verticale, de 0,5 à 2,5.

d) Excavation de la vallée

Bien que l'excavation d'une vallée par un glacier soit un processus d'ablation complexe durant plusieurs milliers d'années, nous avons pris le parti de la modéliser soit de manière instantanée, soit comme une succession de phases d'excavation instantanées, en gardant l'hypothèse des déformations planes. Les déplacements calculés ne peuvent pas être comparés quantitativement avec ceux mesurés depuis 1985, mais ils peuvent expliquer certaines particularités morphologiques du versant actuel.

3.1.2. Simulation du creusement d'une vallée rectangulaire

a) Mode de déformation

Cette étude a été réalisée par éléments finis (code CESAR, environ 6000 éléments triangles). On a considéré six discontinuités (modélisées par des éléments de contact à 6 noeuds SDQ6) espacées de 200 mètres, déterminant cinq « lanières » en arrière d'un versant vertical de 1 000 mètres de hauteur. Le mode de déformation observé sur la Figure 27 est complexe.

La première composante de la déformation, également présente pour un massif homogène (sans discontinuité verticale), est le « rebond élastique » du fond de la vallée, qui se trouve déchargé des 1 000 mètres de roche qui le recouvraient initialement. Ce phénomène a déjà été évoqué par différents auteurs pour expliquer l'apparition dans le fond des vallées de zones de cisaillement et de joints verticaux, ou le décollement de bancs stratigraphiques (Matheson, 1973). Ce rebond induit une distorsion de l'angle de la vallée qui influence fortement la déformation du versant. On observe alors un « ventre » dans le tiers inférieur du versant et un glissement en profondeur le long de la première discontinuité (Figure 28).

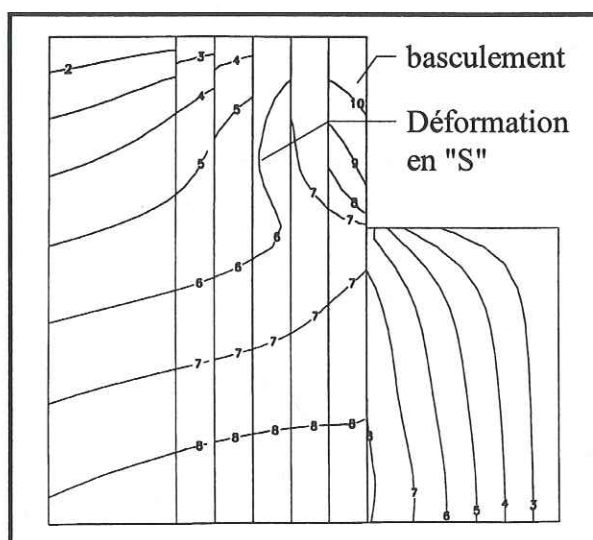


Figure 27 : Déplacements horizontaux dans un massif à six joints verticaux ($\phi=20^\circ$)

La seconde composante de la déformation est liée au jeu particulier des lanières et prend deux formes différentes suivant la position de celles-ci. Sur la Figure 27, les deux lanières avant basculent vers l'aval, avec des déplacements croissant vers la tête. A partir de la troisième lanière, un ventre s'amorce au tiers de la hauteur, accompagné d'un tassement en tête. Cette

déformation en « S » est une combinaison de basculement en tête et de distorsion due au rebond élastique.

Le mouvement relatif des lanières est représenté sur la Figure 28. Les étoiles et les cercles indiquent la zone de glissement le long des discontinuités, respectivement pour un angle de frottement de 30° et 20° . En dessous, la déformation est celle d'un massif homogène. Au-dessus, les discontinuités sont ouvertes. Cette zone de glissement sur les discontinuités verticales dessine une diagonale d'épaisseur décroissante depuis le pied du versant jusqu'à la crête. La première discontinuité (à l'aval) est fortement sollicitée en cisaillement par le rebond élastique du terrain situé sous la vallée.

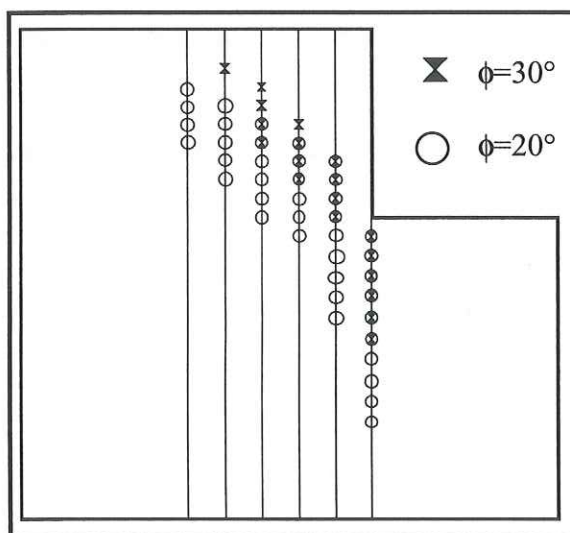


Figure 28 : Zone de glissement sur les discontinuités verticales

b) Distribution de contraintes

Une autre zone diagonale, légèrement plus profonde, est celle où se manifeste une accumulation de contrainte verticale à l'avant des lanières fléchies et un déficit à l'arrière. Dans cette zone, il y a discontinuité de la contrainte verticale d'un côté à l'autre des discontinuités. Le maximum de la contrainte octaédrique calculée est atteint à proximité du pied du versant mais ne conduit pas à la plastification de la matrice rocheuse.

c) Influence des paramètres utilisés

Angle de frottement sur les discontinuités verticales

La déformation est nettement plus forte avec un angle de frottement de 20° qu'avec 30° (Figure 28). Si $\Phi=30^\circ$, la zone de glissement est épaisse de 300 à 50 m de la vallée vers la crête et sa limite supérieure est inclinée à 45° . Si $\Phi=20^\circ$, son épaisseur varie de 800 à 300 m et l'inclinaison de sa limite supérieure est de 30° .

Contrainte tectonique

L'introduction d'une contrainte tectonique horizontale équivalente au poids de la colonne de sol excavée (de l'ordre de 25 MPa) amplifie notablement le basculement des lanières et étend la zone de glissement sur les discontinuités. La contrainte octaédrique dépasse la limite de Von Mises, mais seulement dans la première lanière, près du point singulier en pied de versant. Pour des contraintes tectoniques supérieures à 25 MPa, une zone de traction apparaît au dos des lanières.

Comportement élastoplastique de la matrice rocheuse

L'influence d'une loi de comportement élastoplastique (Mohr-Coulomb, résistance à la traction $R_t=10$ MPa) a été testée pour la matrice rocheuse dans le cas où de fortes contraintes tectoniques s'exercent sur le massif ($K=\sigma_H/\sigma_v=2$). Le basculement est alors limité aux deux premières lanières et le déplacement horizontal en tête est réduit d'un facteur 0,7 par rapport au cas élastique. De même, l'accumulation, de contraintes aux frontières des lanières est réduite et les directions des contraintes principales sont homogénéisées.

3.1.3 Simulation du creusement d'une vallée en V

Cette étude (Ract, 1995) a été réalisée avec la méthode des éléments distincts (code Udec, Starfield, 1988) bien adaptée aux problèmes comportant des discontinuités en géomécanique (Pritchard, 1990). La géométrie étudiée comporte un versant de 1 000 mètres de dénivelée, incliné à 40° , 45° ou 63° et recoupé par dix discontinuités verticales semi-infinies espacées de 100 mètres (Figure 29).

Les hypothèses générales et les lois de comportement adoptées sont les mêmes que pour la modélisation précédente. Les discontinuités sont prises en compte comme domaines de contact entre blocs déformables adjacents, avec un critère de Mohr-Coulomb. Les lanières sont maillées par 4 116 éléments triangulaires (calcul par différences finies) de côté inférieur ou égal à 25 m.

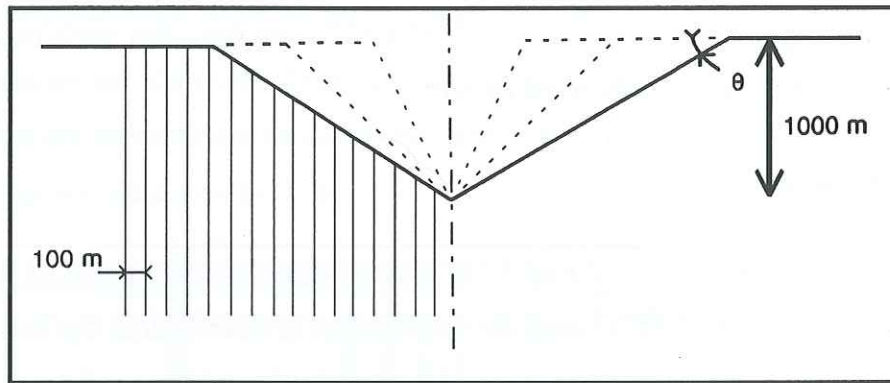


Figure 29 : Différentes inclinaisons de versant étudiées

$$\theta_1=63.4, \theta_2=45^\circ \text{ and } \theta_3=39.7^\circ$$

a) Mode de déformation

Cette géométrie plus réaliste confirme le mode de déformation observé précédemment, corrigé de l'exagération due à la prise en compte d'un versant vertical. La déformation est toujours dominée par la compétition entre les effets du basculement et du rebond élastique, qui se traduit par des déformées en « S ». Le résultat final est également très sensible aux paramètres de calcul introduits : pente du versant, angle de frottement sur les discontinuités, contraintes tectoniques, excavation en une seule ou plusieurs phases...

La Figure 30 montre que les discontinuités proches du sommet sont ouvertes et que la profondeur d'ouverture des discontinuités décroît rapidement dans le bas du versant.

b) Distribution de contraintes

La concentration de contrainte à proximité du pied d'un versant incliné est moindre que pour une paroi verticale. Avec un frottement de 20° sur les discontinuités, par exemple, la contrainte maximale de cisaillement, observée près du pied de versant vaut :

inclinaison θ	90°	63.4°	45°	39.7°
τ max	27 MPa	25 MPa	10 MPa	7 MPa

Tableau 2 : contrainte maximale en pied de versant, en fonction de la pente.

Par contre, la perturbation de la distribution de contrainte verticale (Figure 30) est beaucoup plus profonde pour un versant incliné que pour une paroi verticale. Elle dépend de la pente du versant et de l'angle de frottement sur les discontinuités verticales.

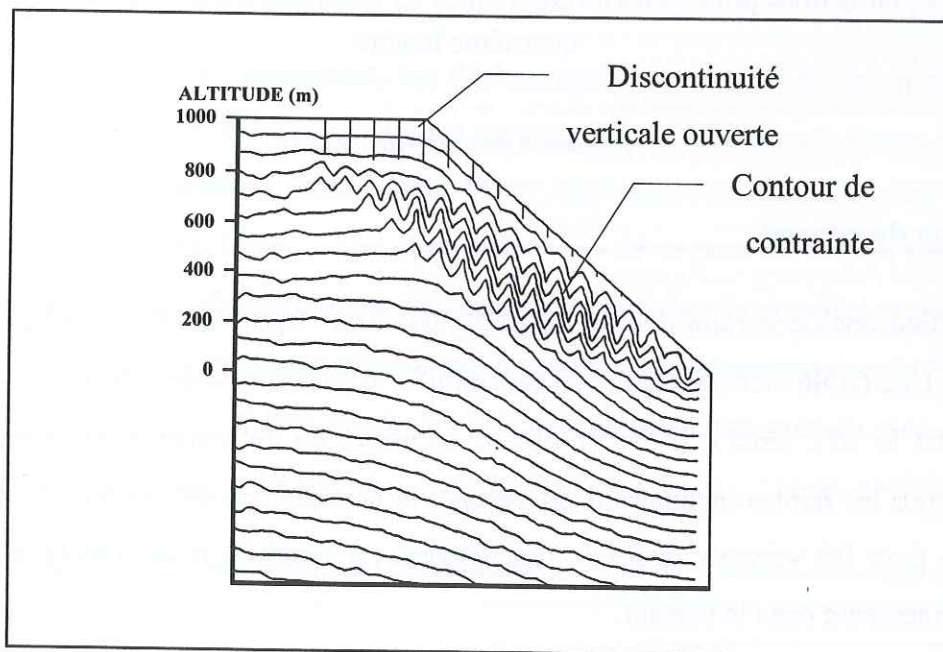


Figure 30 : Oscillations des contours d'isocontrainte verticale induites par le glissement sur les discontinuités verticales ($\alpha=39.7^\circ$, $\phi=20^\circ$).

Les oscillations des contours d'isocontrainte verticale (Figure 30) révèlent une zone de flexion due au basculement des lanières.

En appliquant une contrainte tectonique faible, on observe l'apparition de zones de traction sur la face arrière des lanières (Figure 31).

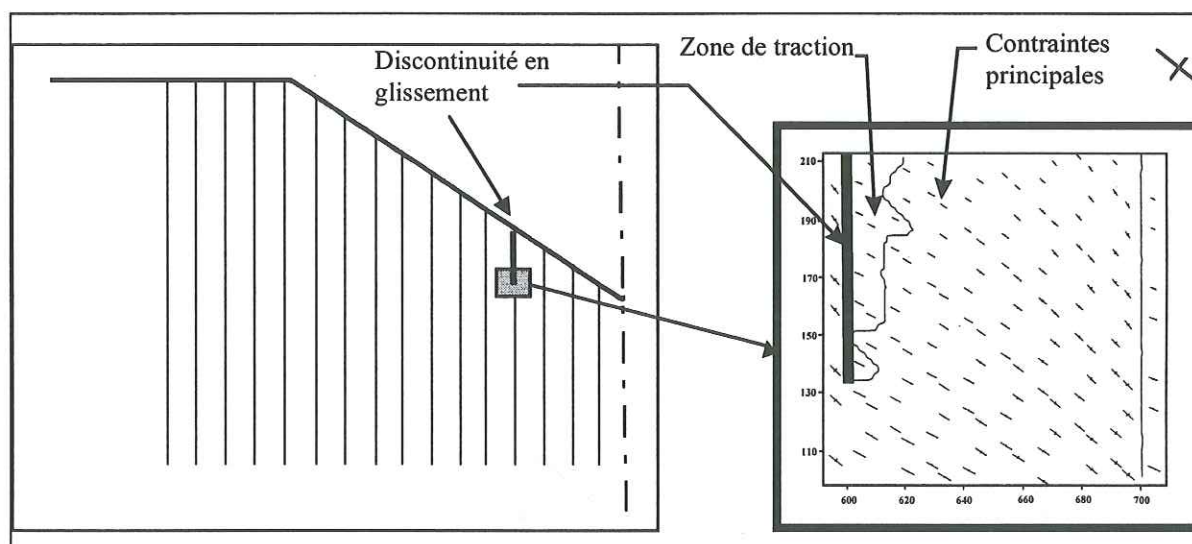


Figure 31 : Directions principales de contraintes au voisinage d'une zone de traction dans la quatrième lanière.

c) Influence des paramètres utilisés

Inclinaison du versant

Trois inclinaisons de versant ont été étudiées : $\alpha_1=63,4^\circ$ ($\text{tg}\alpha_1=0,83$), $\alpha_2=45^\circ$, et $\alpha_3=39,7^\circ$ ($\text{tg}\alpha_3=2$). Une faible inclinaison du versant amplifie le phénomène de rebond élastique (+ 100 % entre α_1 et α_3), ainsi que son corollaire, le ventre de déformation au premier tiers du versant. Pour les faibles inclinaisons du versant, le basculement est généralisé mais atténué, alors que pour les versants raides le basculement est amplifié mais réservé aux quelques lanières émergeant dans le versant.

Angle de frottement des discontinuités

Pour $\phi=20^\circ$, les discontinuités sont ouvertes bien plus profondément dans le massif que pour $\phi=30^\circ$, et la zone de flexion révélée par les oscillations de contrainte verticale est également plus profonde (+ 50 % pour un versant à 40°). Ce phénomène est surtout sensible pour les versants peu inclinés. Pour les versants raides, la flexion est amplifiée mais toujours limitée aux lanières émergeant dans le versant.

Contrainte tectonique

Les contraintes tectoniques augmentent les déplacements horizontaux de tout le versant. Mais, dans le même temps, elles augmentent la contrainte normale sur les discontinuités verticales, d'autant plus que les lanières sont fortement confinées. Quand le versant est peu incliné, cet effet de confinement suffit à augmenter suffisamment la résistance au cisaillement des discontinuités verticales pour diminuer le basculement. Pour les versants raides, les contraintes tectoniques amplifient notablement le basculement des lanières qui émergent dans le versant.

Excavation progressive

Durant les cinq phases de creusement, les déplacements augmentent de façon non linéaire avec la profondeur d'excavation et aboutissent toujours à des déplacements finaux inférieurs à ceux obtenus par excavation instantanée. Cette différence est d'autant plus forte que l'inclinaison de versant est forte : - 5 % pour $\alpha_2=45^\circ$ et - 25 % pour un versant vertical. Pour cette géométrie, le risque d'apparition de fractures de tension dans la première tranche est plus faible quand l'excavation est progressive (contrainte principale mineure σ_3 : + 54 %), mais la contrainte de cisaillement est plus proche de la limite de résistance près du pied du versant (écart à la limite $\tau_{lim} - \tau_{max}$: - 15 %).

3.1.4. Application au versant de Séchilienne

a) Influence des discontinuités verticales sur la déformation du massif rocheux

Cette étude montre que les discontinuités verticales contrôlent la déformation du massif et induisent un mode de déformation complexe qui combine le basculement avec le soulèvement et la distorsion dus au rebond élastique des terrains sous la vallée. On observe alors que les lanières frontales basculent alors que celles de l'arrière se déforment en « S ».

Ce schéma simple de l'évolution du versant ne prétend pas rendre compte des déplacements mesurés depuis dix ans. Il est cependant compatible avec les principales observations et pourrait donc représenter le principe de la déformation actuelle :

- on n'observe nulle part de désordres qui puissent évoquer l'émergence d'une surface de rupture ;
- les vecteurs déplacements dans le versant sont peu inclinés, comme si les lanières étaient actuellement en basculement ;
- les dépressions correspondant aux discontinuités verticales s'ouvrent ;
- le sommet du versant est marqué par une falaise en arc de cercle de 30 mètres de hauteur, cicatrice d'un ancien affaissement.

Ce dernier point mérite discussion car le modèle indique une compétition entre la composante de soulèvement-distorsion due au rebond élastique de la vallée et la composante de tassement due à la déformation en « S ». A l'échelle de temps de la création de la vallée, le rebond élastique peut être considéré comme instantané. Il se manifeste dès le remplacement de la roche (densité proche de 2,5) par la glace (densité proche de 1) et peut ne laisser aucune trace morphologique majeure car la surface est alors fortement érodée par le glacier. Par contre, le basculement et la déformation en « S » peuvent se développer plus progressivement, après que les glaciers se soient retirés, et donc que l'érosion ait ralenti. Les principaux accidents morphologiques au sommet du versant actuel peuvent ainsi être attribués essentiellement à l'affaissement causé par la déformation en « S ».

La valeur des déplacements calculés est très sensible à la valeur attribuée à l'angle de frottement sur les discontinuités verticales. Celles-ci guident la déformation du massif lorsqu'elles ont des caractéristiques mécaniques faibles, fruit d'un broyage, d'un lissage, de l'altération ou de présence d'eau. La valeur $\Phi=20^\circ$ peut être représentative de certaines zones de mylonites (roche altérée et broyée) observées dans la galerie de reconnaissance creusées en 1994-95 et dans de vieilles galeries de mine. Les discontinuités verticales ont pu être encore affaiblies par le mouvement de cisaillement vertical induit par le rebond élastique ainsi que par les circulations d'eau induites par la fonte des glaciers.

b) Origine et rôle des fractures inclinées vers la vallée

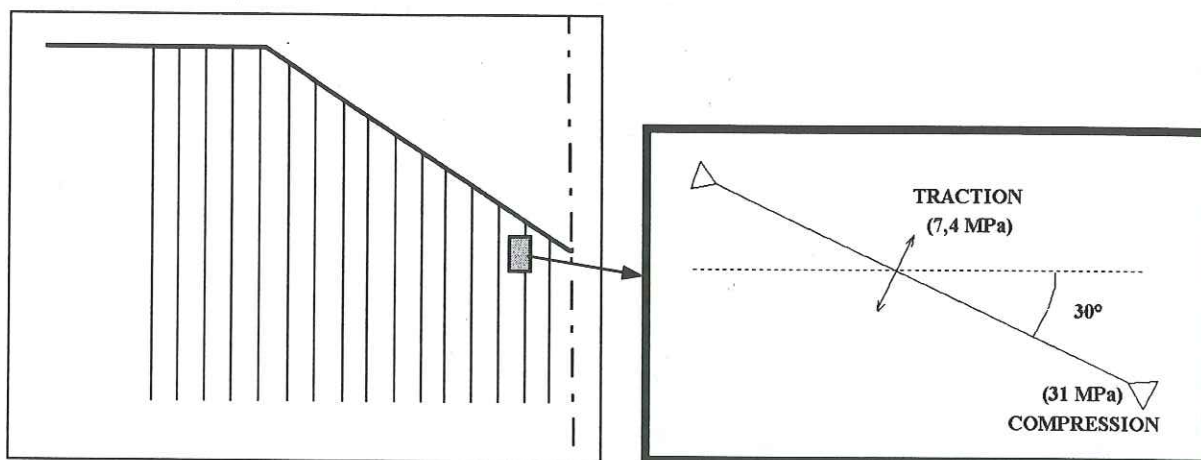


Figure 32 : Traction maximale calculée, sur la face arrière de la seconde lanière, avec contrainte tectonique ($\alpha=45^\circ$, $\phi=30^\circ$, $k=\sigma_h/\sigma_v=1$)

Le mode de déformation simulé induit une zone diagonale où les contraintes se concentrent sur la face avant des lanières, avec un déficit sur la face arrière. Dans certaines conditions (contraintes tectoniques...), on observe l'apparition de contraintes de traction (Figure 32). Cette répartition de contrainte est susceptible de créer ou de propager des fractures inclinées vers la vallée telles que celles qui ont été observées sur le versant, dont l'extension est de quelques mètres.

Dans ce schéma, ces fractures devraient apparaître surtout sur les faces arrière des lanières. Ceci n'a pu être vérifié ni invalidé par manque de points d'observations en travers des lanières (galeries profondes). Les fractures observées à la surface peuvent correspondre à la zone de flexion d'un stade antérieur de creusement.

c) Conclusion

La zone de flexion calculée (Figure 30) est une zone de faiblesse du massif et la déformation tend à s'y concentrer. Cependant, la distribution des contraintes dans cette zone est très discontinue et peut entraîner la propagation de fractures à des niveaux différents d'une lanière à l'autre. De ce fait, l'évolution peut aboutir à la rupture de chaque lanière indépendamment (peut-être en « chaîne »), et non seulement au développement d'une surface de rupture globale. Cette étude ne permet pas de privilégier un des deux scénarios ni de préciser une chronologie, mais la remarque est d'importance car la propagation d'une avalanche rocheuse dépend

fortement du volume écroulé. Ceci pourrait cependant expliquer une singularité structurale du versant des Ruines de Séchilienne : la présence de très nombreuses fractures discontinues inclinées vers la vallée. Ces fractures, observées lors de l'étude géologique (page 50), ne s'incorporaient pas facilement au schéma régional de fracturation tectonique.

Loin de prétendre simuler le comportement actuel du versant des Ruines de Séchilienne, cette étude numérique a souligné la difficulté qu'il y a à modéliser un phénomène naturel aussi complexe. Cependant, elle a permis de préciser l'influence des discontinuités verticales sur la déformation et de proposer une explication de la genèse des fractures inclinées vers la vallée. Elle suggère aussi que l'hypothèse de ruptures progressives « en cascade » est assez probable. Cependant, le modèle utilisé est très sensible aux valeurs de la contrainte tectonique et de l'angle de frottement sur les discontinuités verticales, deux grandeurs difficiles à estimer.

3.2 Etude de la déformation d'un versant découpé par deux familles de fractures continues très redressées

Après cette étude préliminaire de l'influence des grandes fractures verticales lors du creusement de la vallée, nos efforts ont portés sur la compréhension du mécanisme rupture interne, sans surface de glissement ou de rupture préexistante. Nous avons bénéficié dans cette étude des suggestions et des critiques de Louis Rochet (LCPC), qui a le premier émis l'hypothèse d'une « rupture interne » au sein du versant des Ruines de Séchilienne.

3.2.1 Description du modèle.

a) Géométrie et structure.

La géométrie extérieure du modèle (Figure 33) est la même que pour l'étude précédente : 6 km horizontalement et 5 km verticalement. Le versant se développe sur une dénivelée de 1320 mètres. Cette valeur a été choisie pour des raisons techniques (maillage) et respecte l'ordre de grandeur de la dénivelée des versant modélisés (proche de 1000 mètres). Les calculs sont effectués en 2 D, avec l'hypothèse de déformations planes.

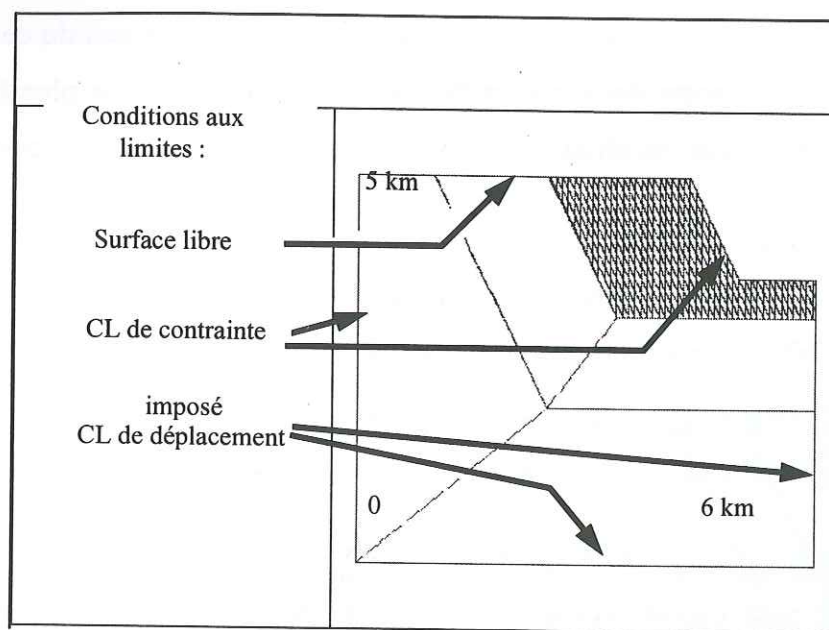


Figure 33 : Structure et conditions aux limites du modèle.

Le modèle numérique comprend deux secteurs principaux : la zone d'étude découpée en petits blocs par les fractures continues et le « socle » constitué de gros blocs dont le rôle est d'éloigner les bords du modèle de la zone d'étude pour des raisons purement numériques. Les blocs représentent la matrice rocheuse et les frontières entre blocs représentent les fractures.

Conformément au modèle structural simplifié (page 61), trois types de fractures ont été introduites dans la zone d'étude :

- deux familles de fractures continues, l'une verticale et l'autre inclinées vers la vallée de $63,4^\circ$ ($\text{tg } \alpha = 2$), qui délimitent 322 blocs en forme de losanges (tronqués en triangles au contact des frontières horizontales) ;
- des fractures discontinues inclinées vers la vallée de $23,6^\circ$ ($\text{tg } \alpha = 1/2$), qui « épignent » les losanges à 5 mètres de leur extrémité pour éviter les contacts « pointe sur pointe » qui nuisent à la stabilité numérique du calcul (contraintes très élevées et interpénétration inadmissible des blocs). L'espace délimité par cet épignement entre les extrémités des losanges adjacents est laissé vide pour deux raisons. Tout d'abord, la rapidité et la robustesse du calcul par éléments distincts sont fortement contrôlées par la taille du plus petit élément de la structure. De plus,

sur le plan « géologique », on est tenté d'attribuer aux zones de convergence des accidents majeurs des caractéristiques mécaniques beaucoup plus faibles qu'à la matrice rocheuse de référence (mylonitisation et altération).

- des fractures de même direction que les précédentes qui coupent les losanges à 30 mètres de leurs extrémités, formant ainsi de nouveaux blocs. Elles ont été introduites après que des calculs préliminaires aient révélé que l'important élanement des losanges, en empêchant la rotation relative des blocs voisins, entraînait une accumulation excessive de contraintes de flexion dans les extrémités.

Ces deux derniers points sont importants car ils expriment le domaine de validité du modèle, qui ne peut s'appliquer qu'à des massifs rocheux fracturés et altérés. Pour la simulation numérique, nous avons considéré les fractures inclinées vers la vallée comme continues, alors que sur le terrain elles sont discontinues, car leur nombre et leur faible espacement les autorise à contrôler la déformation. D'autre part, les calculs réalisés avec les seules fractures verticales nous ont montré que la flexion des lanières engendrait localement des efforts de traction susceptible de propager les fractures inclinées vers la vallée (page 84). Une cohésion de 3 MPa a été retenue pour rendre compte des ponts de matière existants sur les réseaux réels de fractures discontinues inclinées vers la vallée.

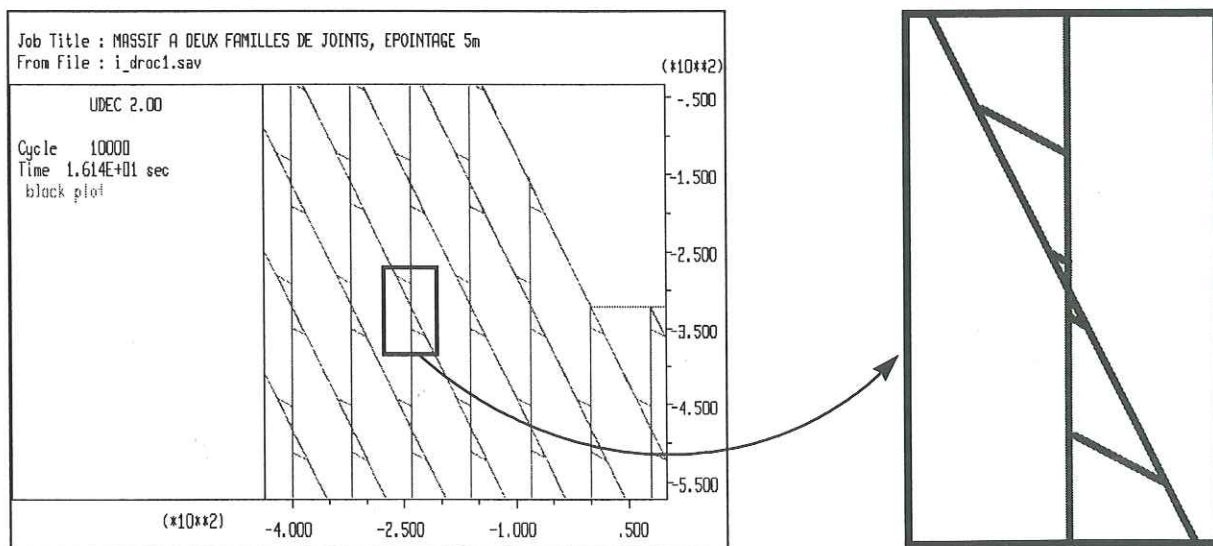


Figure 34 : Découpage en blocs et époutage dans la zone d'étude.

Pour pouvoir calculer la déformation des blocs et les contraintes au sein de ces blocs (méthode des différences finies), ceux-ci doivent être maillés. La dimension de la « maille » influe bien

entendu sur la précision et la rapidité du calcul. Au sein de la zone d'étude (Figure 35), les blocs (losanges) sont maillés par des triangles d'environ 40 mètres de côté. Dans les blocs du socle en contact avec la zone d'étude, cette « maille » est de 100 mètres. Elle vaut enfin 400 mètres dans les blocs du socle en contact avec les frontières inférieures et arrières du modèle.

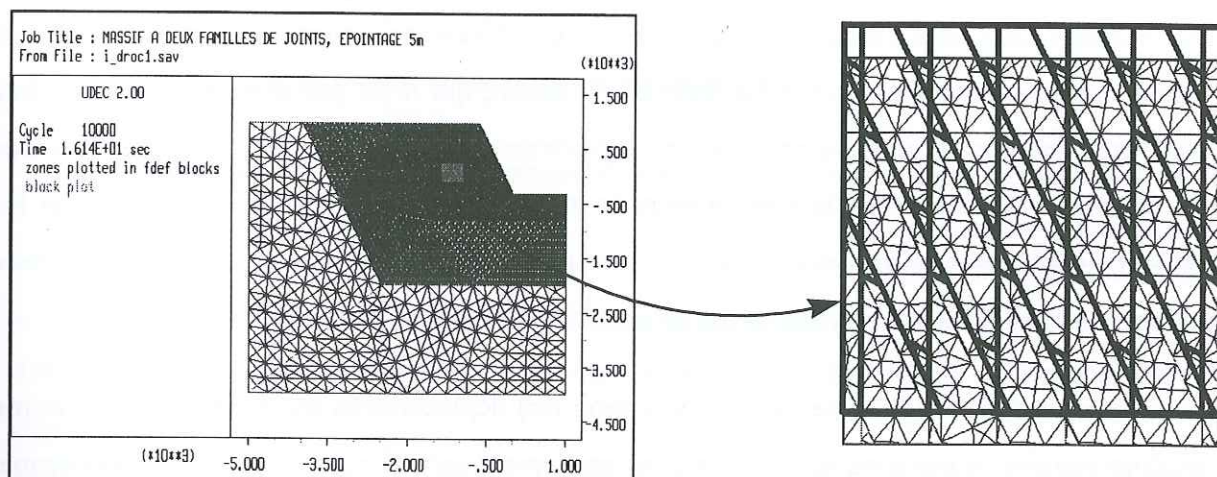


Figure 35 : Maillage des zones déformables du modèle et agrandissement dans la zone d'étude.

b) Propriétés mécaniques.

Pour les mêmes raisons que précédemment (page 81), on a considéré que la roche intacte est élastique et isotrope, avec des modules d'élasticité $K=50$ GPa, $G=18,8$ GPa et un poids spécifique de 25 kN/m^3 . Le critère de rupture de Mohr-Coulomb est adopté pour les discontinuités, avec une dilatance nulle, une cohésion de 3 MPa et un angle de frottement $\phi = 25^\circ$. Cet angle de frottement est représentatif des fractures avec remplissage de matériaux broyés non argileux. La cohésion de 3 Mpa a été introduite pour compenser la continuité des fractures du modèle. Elle peut rendre compte de la présence de ponts de matière et permet de mieux délimiter la zone affectée par la déformation gravitaire indiquée par l'affichage de l'état des fractures vis-à-vis de leur critère de rupture. En effet, avec une cohésion nulle, toutes les fractures de la zone d'étude sont en limite de résistance, soit au cisaillement, soit en ouverture (Figure 36). Différents jeux de valeur ont montré que ces paramètres influent sur l'ampleur des déplacements et l'extension de la zone concernée mais pas sur la nature du phénomène.

Les raideurs normales et tangentielles affectées aux joints sont $j_{kn}=5 \text{ GPa/m}$, $j_{ks}=2 \text{ GPa/m}$. Les joints entre les différentes zones du modèle sont « soudés » en leur affectant une cohésion de 10^{30} Pa .

c) Signification du temps de calcul et des états intermédiaires du calcul

Le schéma de résolution de UDEC est explicite : l'intégration des efforts non équilibrés à un stade donné du calcul fournit les déplacements des blocs qui déterminent la géométrie du modèle au pas de calcul suivant. La stabilité du calcul, qui n'est pas assurée, est recherchée par des procédures d'amortissement de ces déplacements. Dans cette logique, le pas de temps du calcul est déterminé par le rapport entre la masse des plus petits blocs du modèle et les raideurs des blocs voisins. Dans notre cas, il est de $1,652 \cdot 10^{-3} \text{ s}$. Aucune donnée temporelle n'entrant en jeu dans nos calculs, ce temps est fictif et sans grand intérêt.

On fait cependant l'hypothèse que la succession des déplacements au cours du calcul mime qualitativement ce qui a pu se dérouler dans un versant naturel comme celui de Séchilienne, tant que sa déformation exploite essentiellement les deux familles de fractures principales prises en compte dans le modèle. En effet, la famille de fractures inclinées vers la vallée est cinématiquement prédominante, du fait de son faible espacement, mais elle n'est en réalité pas aussi continue que dans le modèle. Sa mobilisation dans le versant réel exige donc de rompre des ponts de matière et des imbrications. Ces phénomènes d'endommagement ne peuvent être considérés comme instantanés que lorsque les critères locaux de résistance sont largement dépassés. L'état final « stabilisé » de notre calcul peut donc représenter le point de départ d'une évolution lente du versant, contrôlée par des processus d'endommagement différés dans le temps au sein de chaque bloc et influencée par la commande hydraulique. Ce phénomène n'est pas modélisé dans cette étude. La question de l'évolution temporelle est plus amplement discutée page 99.

d) Etat de contrainte initial et conditions aux limites.

L'état de contrainte dans le milieu semi-infini avant excavation a été simulé en faisant l'hypothèse des déformations planes, avec les conditions aux limites indiquées sur la Figure 33 :

- $V_x=0$, vitesse horizontale nulle sur la frontière verticale du modèle en fond de vallée (axe de symétrie) ;
- $V_x=V_y=0$ vitesse nulle à la base du modèle ;
- conditions de contraintes simulant le poids des terrains « excavés » sur le versant et en fond de vallée ;
- frontière « libre » sur la face supérieure du modèle ;
- conditions de contrainte horizontale ($\sigma_x=1/2 \rho g h$) sur la face verticale arrière du modèle.

L'état d'équilibre après l'introduction du champs de pesanteur ($g=9.81 \text{ m.s}^{-2}$) est atteint après 1000 pas de calcul environ. Cet état est pris comme nouvel état initial (réinitialisation des déplacements).

L'excavation de la vallée est simulée par la suppression instantanée des conditions de contrainte sur le versant et le fond de vallée, qui deviennent des « frontières libres »

3.2.2 Simulation du creusement instantané d'une vallée en V

a) Déplacements cumulés et incrémentaux

A chaque stade du calcul, nous qualifions de cumulée la déformation du massif depuis l'origine du calcul, et d'incrémentale celle observée durant quelques pas de calcul à partir de ce stade. Le terme déformation du massif recouvre l'ensemble des déplacements de tous les blocs constitutifs du modèle.

Les calculs font apparaître deux zones. Dans la partie sommitale, une en distorsion s'enfonce parallèlement aux fractures inclinées vers la vallée (Figure 36). A l'aval de celle-ci, les lanières découpées par les fractures verticales subissent une flexion, qui se traduit par une rotation relative des blocs, conformément aux mesures de déplacement réalisées dans la galerie de reconnaissance (page 77). Ces déformations sont visibles sur la Figure 36 où, pour une meilleure visualisation, la déformation été volontairement amplifiée en adoptant une

cohésion nulle sur les fractures et en époutant les losanges à 30 mètres de leurs extrémités (ce qui a pour conséquence d'amplifier les tassements).

Il faut noter deux caractéristiques des déformations calculées qui répondent très bien aux indices morphologiques observés sur le terrain et aux mesures d'extensométrie :

- le tassement de la partie supérieure s'accompagne d'un écartement des blocs en surface, marqué par l'ouverture de « fossés d'effondrement » entre les blocs (voir carte morphologique en annexe 1);
- la flexion des « lanières » du versant entraîne l'apparition de ressauts à contre-pentes amont très inclinées et la rotation relative des blocs voisins en profondeur, comme observé dans la galerie de reconnaissance.

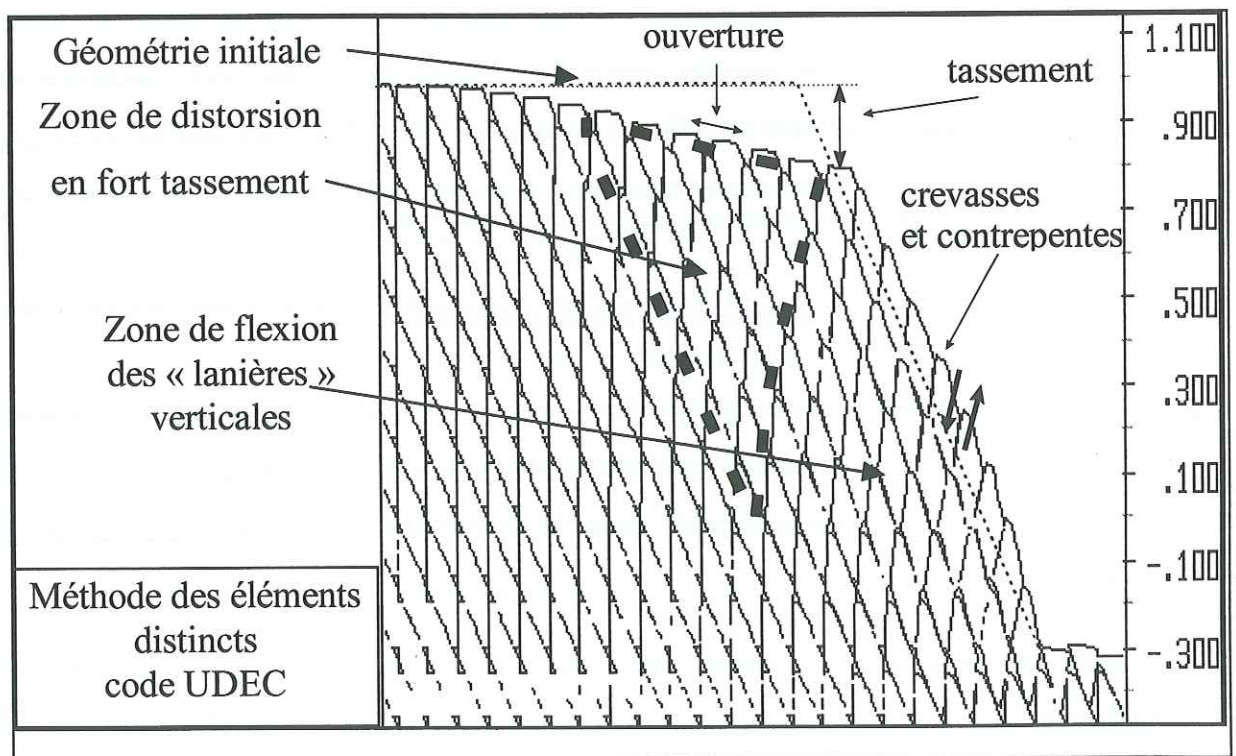


Figure 36 : Exemple exagéré de déformation sans surface de rupture obtenu par la méthode des éléments distincts (code UDEC).

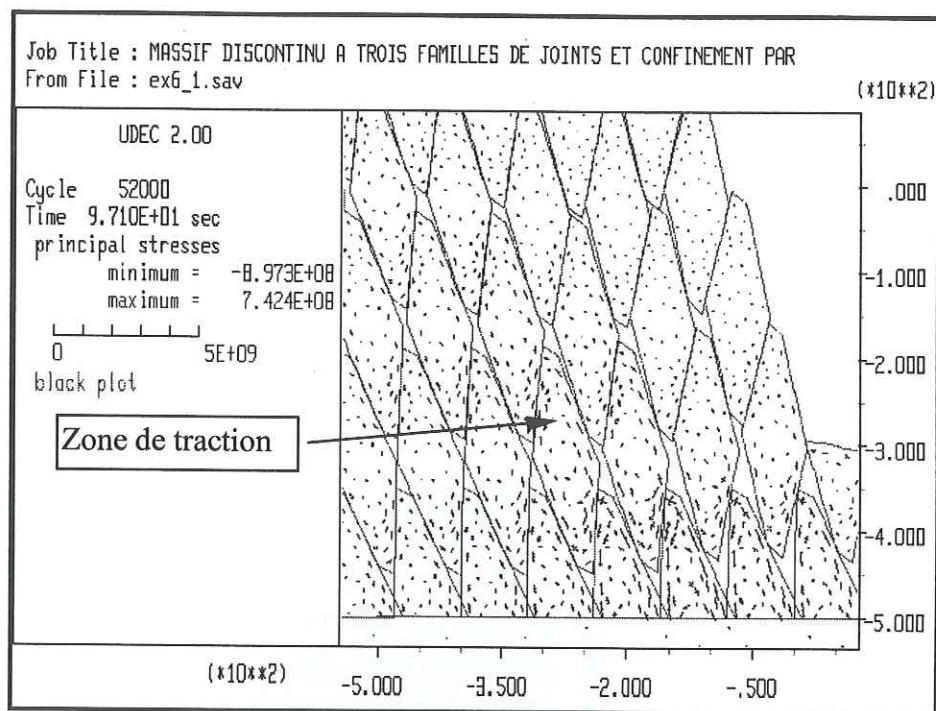


Figure 37 : déplacements relatifs des blocs et efforts internes dans les « lanières » en flexion du modèle « à déformation exagérée ».

Au cours du calcul, une partie des blocs qui participaient au « bloc rigide » en tassement rejoignent la zone qui résiste par flexion des « lanières ». Au cours de la déformation, la partie du versant qui participe à ce tassement est peu à peu circonscrite à l'arrière de la crête. Au point de vue numérique, cela est dû au fait que, une fois le potentiel de tassement offert par l'épointage des blocs « consommé », la poursuite du tassement suppose un glissement sur la surface de contact « pointe sur pointe » entre le bloc qui s'enfonce et le bloc du dessous de la rangée voisine. Seul ce glissement peut permettre aux blocs de poursuivre leur tassement par interpénétration des rangées horizontales. Par contre, une fois que ces blocs « voisins par la pointe » sont entrés en contact, la continuité du milieu est plus forte et c'est la logique des « lanières » en flexion qui l'emporte.

b) Stabilisation du modèle numérique après plusieurs éboulements superficiels.

Avant la stabilisation du calcul (500 000 pas de calcul), nous avons observé une série d'écroulements superficiels qui ont progressivement adouci la topographie du versant modèle. D'une pente initiale de 60°, proche de celles observées en amont de Séchilienne dans des massifs plus résistants, le modèle a évolué vers une pente proche de 45°, avec des ressauts

(Figure 38), conforme à celle du Mont-Sec actuel. Rappelons d'ailleurs que des vestiges d'éroulements anciens ont été cartographiés sur le site (Figure 12). Les blocs qui se sont détachés du reste du modèle ont été détectés grâce à leurs très forts déplacements, dictés par les lois de la balistique. Ils ont été supprimés. On observe bien que le coin rigide en tassement est réduit à quelques blocs près de la crête, le reste du versant étant mobilisé en flexion.

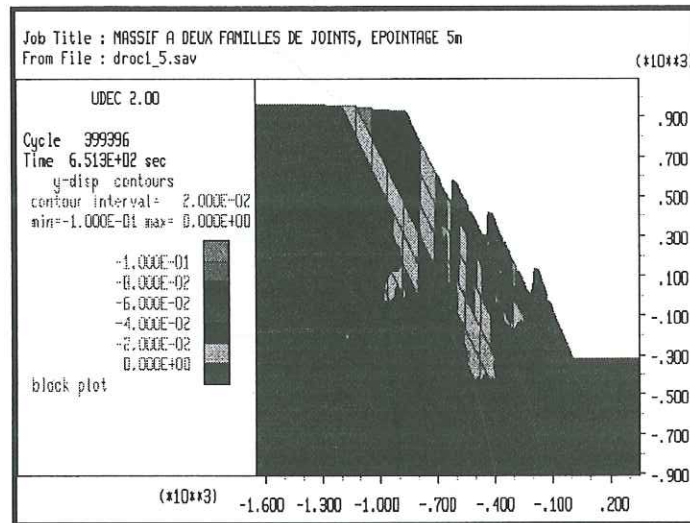


Figure 38 : Profil final du modèle et déplacements verticaux durant la phase de stabilisation.

c) Etat des fractures et état de contrainte

L'état de sollicitation du massif en profondeur est très important : la zone où les fractures ont dépassé leur critère de résistance est très profonde et s'étend jusqu'au niveau de la vallée (Figure 39). Cette profondeur est très sensible aux valeurs de cohésion adoptées. De plus, les fractures inclinées vers la vallée sont préférentiellement sollicitées en ouverture alors que celles qui sont inclinées vers l'intérieur du massif (les verticales basculées dans le modèle) sont sollicitées en cisaillement, conformément à ce qui a été observé en galerie. Nous avons pris en compte cette distinction dans le modèle hydraulique (page 149) en attribuant à cette zone une conductivité hydraulique anisotrope, 10 fois plus importante dans la direction parallèle au versant que dans la direction perpendiculaire. C'est cette particularité qui provoque un effet de seuil très important sur les vitesses d'ouverture de fractures lorsque le massif est suffisamment « saturé » pour qu'un écoulement transitoire s'instaure dans la zone en mouvement.

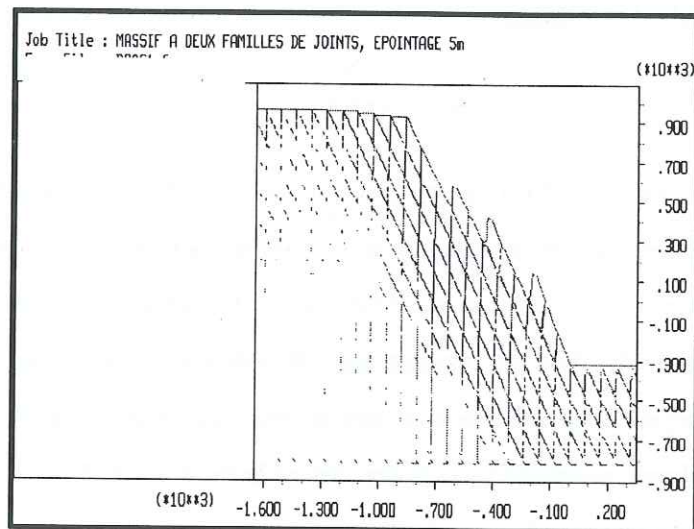


Figure 39 : Fractures ayant atteint leur limite de résistance, dans le massif stabilisé.

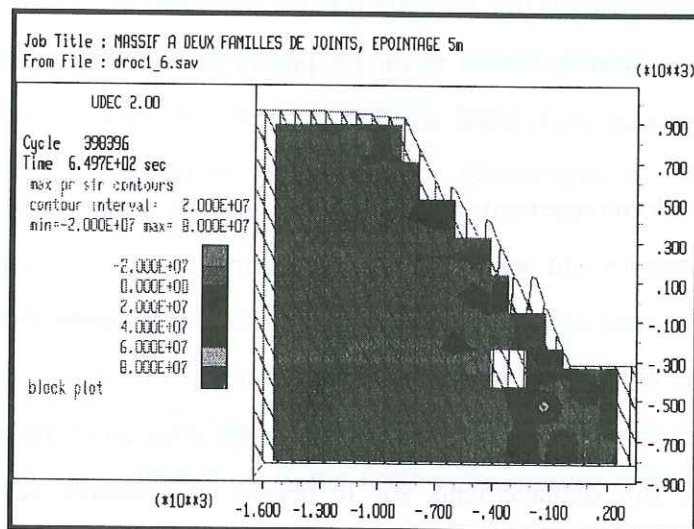


Figure 40 : Contrainte principale majeure, efforts de traction dans les blocs les plus sollicités en flexion.

On note une accumulation de contraintes au pied de chaque « ressaut » du versant final et une sollicitation en flexion de chaque bloc rocheux élémentaire, d'autant plus forte que le bloc est près du versant (Figure 40). Celle-ci se traduit par des efforts de traction sur la face externe, côté intérieur du massif, et des efforts supplémentaires de compression sur la face interne, côté vallée (Figure 37). Il est important de noter que si, lors de cette dernière phase de calcul, avant la stabilisation du modèle, les déplacements sont concentrés dans le haut du versant, les conséquences des déplacements passés en terme de répartition de contraintes et de sollicitation des fractures s'étendent à l'ensemble du versant. Il devient alors clair que les

zones basses, apparemment immobiles à un instant donné, ne sont pas sans importance pour la stabilité de l'ensemble du versant.

d) Evolution temporelle

Dans le massif réel, la sollicitation des blocs en flexion est responsable de la propagation de la fracturation secondaire, qui peut amener à la rupture au sein d'un bloc élémentaire. Ce phénomène, n'est pas modélisé dans ce calcul, ce qui favorise sa stabilisation, et lui ôte toute valeur de prévision applicable au versant réel. Il entraîne la progression irréversible de la dislocation du massif rocheux, même pour des contraintes inférieures à la limite de résistance de la roche. Cet endommagement met en jeu des phénomènes différés dans le temps, comme la fracturation sous-critique, qui sont très sensibles aux pressions hydrauliques et qui viennent s'ajouter aux phénomènes lents répartis au cours l'histoire géologique. La dissolution-cristallisation, par exemple, est très sensible à la présence de fluide dans les fractures, et à la répartition des efforts, dans le massif et sur les points de contact au sein de chaque fracture (voir page24).

Ce phénomène d'endommagement « secondaire » devient prépondérant pour expliquer la lenteur de la déformation du versant, lorsque l'ampleur des déplacements subis par les fractures de premier ordre a presque totalement épuisé leur capacité à différer dans le temps l'accommodation des contraintes (suppression des ponts de matière, voir page 96). Lorsqu'un bloc élémentaire s'endommage, il se déforme davantage sous un chargement constant, ce qui entraîne une reprise des déplacements sur le réseau de fractures de premier ordre. Ceci pourrait être simulé numériquement en faisant décroître sélectivement les caractéristiques élastiques des blocs les plus sollicités. Ce schéma d'endommagement « homogénéisé » des blocs (par opposition avec la possibilité de les scinder en plusieurs sous blocs) serait une manière de prendre en compte les différentes échelles spatiales impliquées dans la déformation du versant.

Les autres facteurs d'évolution lente sont la dégradation progressive, par altération, des caractéristiques mécaniques des fractures (d'autant plus rapides que celles-ci sont ouvertes) et la fluctuation des niveaux hydrauliques. En période humide, la pression hydraulique dans les joints diminue la contrainte normale et donc la résistance au cisaillement, ce qui peut amener certaines fractures à atteindre momentanément leur limite de résistance en cisaillement. Cette

limite peut elle même décroître lorsque les joints sont saturés. De telles évolutions temporelles peuvent être simulées avec le modèle présenté, mais la cinématique des mouvements produits est prévisible car elle restera contrôlée strictement par les fractures de premier ordre prises en compte.

d) Application de la modélisation

Ces calculs permettent de penser que l'état actuel du massif n'est que « métastable » et que toute perturbation des facteurs d'équilibre, globale ou locale, est susceptible de réactiver fortement la déformation : altération, écoulements et pressions hydrauliques dans les fractures, rupture locale d'un ressaut, reprise d'érosion, tentative d'abattage « contrôlé »... On observe d'ailleurs que la zone la plus sollicitée en traction est située près du pied du versant, à l'aplomb du premier ressaut. Bien que la plus grande partie de la déformation ait été limitée dans le haut du versant, le pied du versant reste donc la zone la plus critique. Toute modification des facteurs d'équilibre de cette zone aurait certainement des conséquences importantes pour la stabilité de l'ensemble du versant. Dans la pratique, ces considérations ont amené les responsables à intensifier la surveillance géodésique du bas du versant, où de faibles déplacements sont maintenant perceptibles.

3.2.3 Apport du modèle à la compréhension de la rupture des versants rocheux

Un des caractères principaux du modèle proposé est l'absence de surface prédéfinie de glissement ou de rupture. L'apparition d'une surface de rupture dans des versants naturels aussi complexes que celui de Séchilienne apparaît alors comme l'aboutissement d'un long processus d'endommagement progressif et de localisation de la « déformation ». Au cours du temps (paramètre essentiel d'un tel processus), les contraintes se concentrent sur les points de « blocage » et les endommagent, ce qui autorise la poursuite des mouvements. La poursuite des mouvements tend alors à accumuler à nouveau les contraintes sur d'autres points de blocage, déterminés par la structure du massif. Cette « migration des contraintes » dans une zone de développement de la rupture (avec sa dimension « latérale », perpendiculaire à notre plan d'étude) est guidée en permanence par la complexité de la structure et la variabilité spatiale des caractéristiques mécaniques.

La résolution des blocages qui apparaissent en cours de déformation peut être guidée par les discontinuités de premier ordre, dans ce cas il y a poursuite « à l'identique » du mode de déformation. Cette résolution peut aussi impliquer des ruptures locales qui libèrent de nouvelles possibilités cinématiques. C'est un pas décisif vers l'émergence d'une surface de rupture. Cette surface se définit a posteriori comme la frontière entre la masse écroulée et le reste du massif. A Séchilienne, la cinématique initiale de la masse qui s'écroulera lors d'une éventuelle « rupture catastrophique » n'aura donc a priori guère de point commun avec les déplacements actuels, qui montrent encore un fort contrôle structural. La détection d'un tel changement de cinématique est un des enjeux majeurs de l'auscultation pour prévoir l'imminence d'un écroulement catastrophique. La modélisation de divers chemins possibles d'évolution vers la rupture permettra d'interpréter en ce sens des modifications des mesures de déplacement.

3.3 Perspectives de modélisation de la fracturation par la méthode des éléments distincts

Les calculs présentés ci-dessus visent à expliciter un mode de déformation possible du versant dicté par quelques traits généraux de sa structure. On a vu que ces calculs ont un potentiel « d'évolution externe » par modification de la géométrie externe du modèle lorsque, à la suite d'éboulements superficiels, des blocs se séparent du massif. Mais la structure interne du modèle reste inchangée quelque soit la concentration des efforts. Pour avancer davantage avec ce modèle, deux directions principales sont envisageables.

La première direction consiste à appliquer un loi d'endommagement spécifique aux blocs les plus sollicités. On peut par exemple diminuer le module élastique des blocs qui atteignent un critère de résistance. On peut également faire décroître conjointement les caractéristiques de résistance utilisées dans l'expression du critère. On se placera alors dans un schéma de poursuite « à l'identique » de la déformation, la structure du modèle restant inchangée. La difficulté pratique de cette approche est qu'il faut coupler au calcul « UDEC » une procédure de test automatique des contraintes dans les blocs, de comparaison au critère, d'allocation éventuelle de nouvelles propriétés et de stockage de l'historique de ces opérations. Cela est théoriquement possible avec la version 3.0 de UDEC, qui dispose d'un langage interne de programmation (FISH). Cette approche est une façon intéressante de prendre en compte

l'endommagement de la roche à une échelle spatiale inférieure à la taille des blocs élémentaires du modèle et plus proche de celle des échantillons étudiés au laboratoire. Elle peut permettre d'introduire des effets différés dans le temps via une loi statistique d'endommagement « à délai variable » suivant le niveau de sollicitation.

La seconde direction possible est une modification de la structure interne du modèle par progression de la fracturation « active » (dans la déformation). Or UDEC, le code de calcul par éléments distincts que nous avons utilisé, ne comporte aucun module capable de créer de nouvelles fractures (avec une orientation correcte) en cours de calcul, là où la contrainte déviatrice est excessive. On peut tenter de contourner cet obstacle en prévoyant, dans la géométrie initiale, un grand nombre de fractures "« potentielles » réparties dans la matrice rocheuse, auxquelles on affectera des propriétés mécaniques équivalentes à celles de la matrice. Lorsque leur critère de résistance sera atteint, elles seront mobilisées et deviendront « actives ». Les blocs adjacents, initialement « soudés » pourront alors se déplacer l'un par rapport à l'autre et le schéma de fracturation exploité par le mécanisme de déformation du massif se trouvera enrichi. Nous avons testé cette voie sur une modélisation d'essais biaxiaux (ci-dessous).

Il faut noter que ce potentiel d'évolution est au cœur de la « Discontinuous Deformation Analysis » (DDA), une nouvelle méthode numérique développée aux USA, à l'université de Boulder (Colorado) et de Berkeley (Californie) (Lin, 1996). Il serait extrêmement intéressant de comparer les réponses des deux méthodes à des modèles identiques. D'autre part, de nouveaux logiciels apparaissent, lesquels, grâce aux progrès des capacités de calcul, vont permettre de rendre compte de la fracturation progressive d'assemblages rocheux. On peut citer PFC (de la société ITASCA), qui considère des éléments sphériques (version 3D) ou des disques (version 2D). Le modèle est donc constitué d'un « dallage » d'éléments très simples, dont la dimension, petite devant la taille caractéristique du modèle, est répartie autour d'une valeur moyenne, et dont les contacts sont soumis à une loi de comportement choisie. Dans ce type de modèle, une structure préexistante peut être simulée par l'affectation de caractéristiques mécaniques propres à différentes zones (discontinuités, blocs matriciels de lithologie différente...). Dans un calcul de ce type, tous les contacts entre solides élémentaires (disques ou sphères) sont susceptibles de se rompre si les efforts excèdent les limites de résistance attribuées. Une fracturation nouvelle peut apparaître en cours de calcul.

Le nombre d'éléments maximal d'un calcul, limité par la puissance de l'outil informatique utilisé, est donc en rapide croissance. Actuellement, un ordinateur Pentium 300 avec 64 Mo de Ram permet d'utiliser des modèles à 400 000 éléments 2D ou 40 000 éléments 3D environ. Cela reste faible pour modéliser des milieux à l'architecture complexe comme des versants rocheux, mais les rapides progrès de la puissance de calcul permettront de se rapprocher davantage de conditions réalistes. Cela demandera d'importantes précautions de raisonnement et de présentation, sans lesquelles on risquerait de croire (ou de faire croire) que l'on a modélisé intégralement l'évolution vers la rupture (ou non) du versant étudié. En fait, on ne pourra étudier que l'influence de quelques paramètres sur l'évolution vers la rupture (ou non) de notre premier modèle de déformation ! Celui-ci est bien loin de représenter fidèlement le versant de Séchilienne dans sa complexité. Encore une fois, ces études numériques doivent être subordonnées à des idées ou des hypothèses préalables dans le but d'en évaluer le caractère réaliste ou logiquement acceptable. Elle ne doivent surtout pas être entreprises dans une démarche « semi-magique » de représentation directe de la réalité.

L'idéal au terme de cette démarche serait évidemment de coupler les deux approches : fracturation potentielle des blocs élémentaires et endommagement progressif des sous-blocs les plus sollicités. Il sera évidemment nécessaire de caler tous ces modèles de complexité croissante sur des modélisation d'essais de laboratoire avant de tenter de rendre compte des mesures de déplacement in situ. Surtout, il sera primordial de ne pas perdre de vue les hypothèses et les restrictions du calcul, qui risquent d'être masquées par la puissance de conviction des résultats obtenus et la difficulté éprouvée à les critiquer.

3.3.1 Modélisation d'essais de compression biaxiale.

Pour tester les possibilités et les limites d'une modélisation à fracturation « évolutive » par la méthode des éléments distincts, nous avons choisi de modéliser un phénomène bien connu expérimentalement et ne faisant intervenir que des fractures « potentielles » : l'essai de compression biaxiale sur des éprouvettes de roche intacte.

a) Géométrie et structure.

La géométrie étudiée est celle de la Figure 41. L'éprouvette de roche, parallépipédique, d'élanement 2, est placée entre deux plateaux métalliques horizontaux représentant la presse.

Les dimensions utilisées, 12 cm x 24 cm, sont supérieures aux dimensions expérimentales courantes mais ceci n'a aucune influence puisque le « calage » de nos courbes restera relatif. De plus, les efforts de gravité sont négligeables à cette échelle, en comparaison des efforts appliqués par la presse et le fluide de confinement.

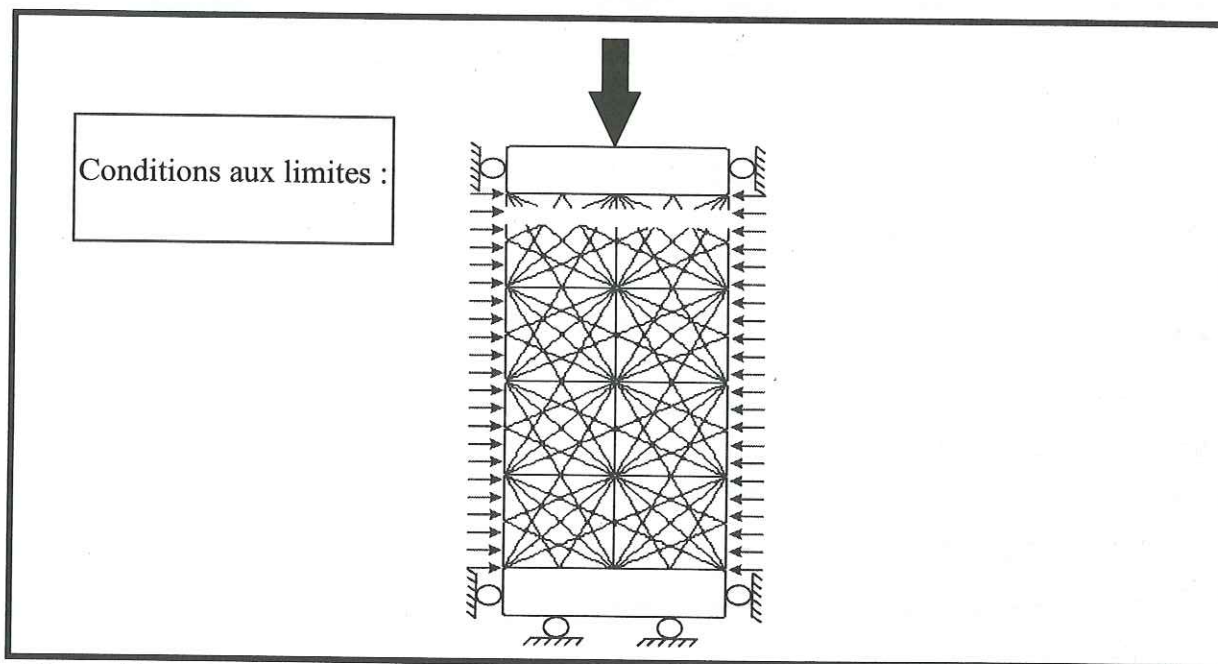


Figure 41 : Géométrie, fractures « potentielles » et conditions aux limites pour la simulation de la fracturation progressive lors d'un essai de compression triaxiale.

Nous avons retenu un découpage par plusieurs réseaux de fractures d'orientations variées par rapport à l'horizontale: 0° , 26° , 45° , 63° , 90° , ce qui, tout en proposant un grand nombre de choix possibles pour la propagation de fractures, ne multiplie pas trop le nombre de blocs et ne diminue pas trop la taille des plus petits blocs. Ces précautions permettent de conserver une stabilité et une rapidité acceptables au calcul. La maille élémentaire utilisée est carrée (4cm x 4cm) et comprend 30 blocs. Le modèle d'éprouvette cylindrique est constitué de huit mailles élémentaires empilées, soit 240 blocs. Les blocs sont maillés par des triangles de 0,5 cm de côté, pour que leur déformation puisse être calculée par différences finies. Nous avons également testé, mais sans succès, le générateur aléatoire de blocs proposé par UDEC («découpage de Voronoi »).

b) Propriétés mécaniques.

Les plateaux de la presse et la matrice rocheuse (entre les fractures « potentielles ») sont supposés élastiques. Pour les plateaux de la presse, on a adopté des valeurs typiques des aciers : $K=1E11$ Pa $G=1E11$ Pa. Pour la matrice rocheuse : $K=6E9$ Pa $G=6E9$ Pa.

Les fractures sont modélisées avec un critère de Mohr-Coulomb à trois coefficients : angle de frottement $\mu=35^\circ$, cohésion $c=1E7$ Pa, et résistance à la traction $\sigma_t=1E8$ Pa. Avant d'avoir atteint leur limite de résistance, elles se comportent comme la matrice rocheuse. A l'interface roche - presse, on a considéré un frottement de 10° (et bien sûr une cohésion et une résistance à la traction nulles).

c) Etat de contrainte initial et conditions aux limites.

Le calcul est réalisé en faisant l'hypothèse des déformations planes.

La première phase de calcul consiste à simuler l'état de contrainte hydrostatique initial pour le confinement considéré. Comme indiqué sur la Figure 41, les plateaux de la presse sont asservis en déplacement (le plateau inférieur est toujours fixe) et le confinement latéral est simulé par des conditions aux limites en contrainte. Dans cette première phase, le calcul est grandement accéléré en utilisant la commande « IN SITU STRESS » qui initialise l'état de contrainte dans tous les blocs déformables de l'éprouvette (à la valeur du confinement). L'équilibre est atteint en moins de 500 cycles.

Ensuite, l'essai de compression est simulé en faisant descendre le plateau supérieur à vitesse constante. Des fichiers intermédiaires sont enregistrés tous les 2000 cycles, après avoir ménagé une « pause » d'équilibration de 200 cycles. Celle-ci est nécessaire pour que l'état enregistré soit un état d'équilibre, c'est à dire que les efforts non équilibrés soient réduits à leur valeur résiduelle. Ce test de la « unbalanced force » est la méthode classique pour s'assurer que le calcul est arrivé à son terme. Si les oscillations ne s'amortissent pas pour se stabiliser autour d'une valeur résiduelle liée à l'échelle du problème étudié, c'est que la convergence vers un état d'équilibre n'a pu être obtenue.

3.3.2 Résultats de la simulation des essais de compression triaxiale.

a) Courbes contrainte - déformation.

Des essais de compression biaxiale avec confinement compris entre 10 MPa et 80 MPa ont été ainsi simulés. Les courbes contrainte-déformation obtenues sont regroupées sur la Figure 42. On observe qu'elles sont en bon accord qualitatif avec les résultats expérimentaux classiques :

- la pente de la portion élastique de la courbe est toujours la même, égale à la raideur de la matrice ;
- la résistance à la compression et la déformation au pic augmentent avec le confinement ;
- la rupture est plus brutale et la chute de résistance post-pic plus forte aux faibles confinements (transition fragile-ductile).

b) Modes de rupture : transition fragile - ductile.

Quand on s'intéresse à la façon dont l'éprouvette s'est fracturée (localisation et rythme), on observe que la transition fragile - ductile, déjà pressentie avec les courbes contrainte - déformation, est bien rendue par cette méthode (Figure 43 et Figure 44). En effet, lorsque le confinement croît, la fracturation devient plus répartie dans tout le volume de l'éprouvette et son apparition est plus progressive, en liaison avec l'arrondissement du pic de la courbe contrainte - déformation.

c) conclusion

Cette méthode permet de rendre compte des principales caractéristiques d'un essai de compression biaxiale sur des éprouvettes de roche. Potentiellement, cela ouvre donc des perspectives pour aborder l'évolution des blocs rocheux élémentaires au sein d'un massif rocheux. Il faudra cependant encore tester ce schéma de calcul en flexion composée, puisqu'on a vu que ce mode de sollicitation est important dans le modèle du versant de Séchilienne (page 99). Restera alors, à supposer que la capacité de calcul disponible permette un calcul raisonnablement rapide, à obtenir un schéma de calcul stable numériquement.

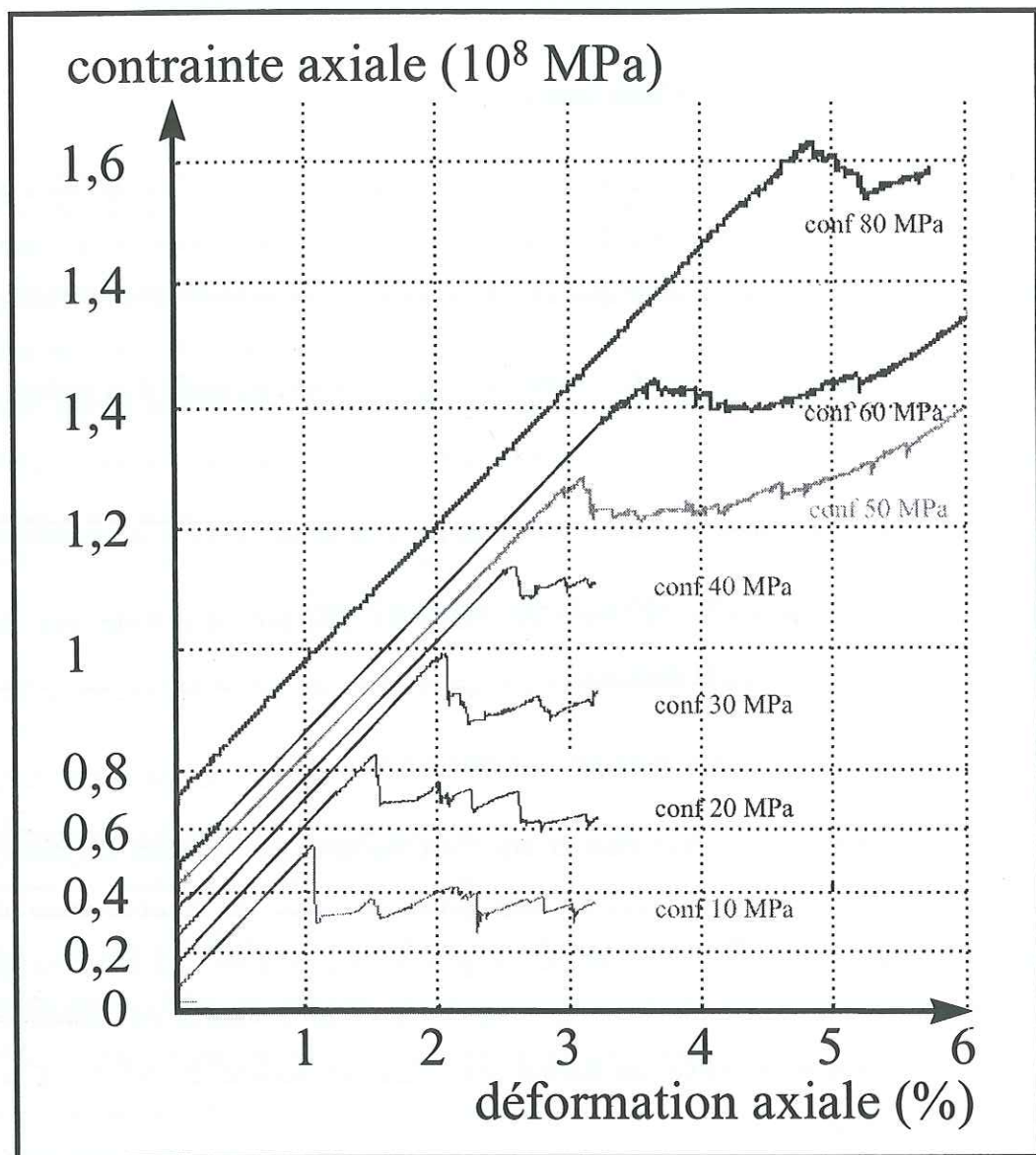


Figure 42 : Courbes contrainte - déformation obtenues par la simulation de l'essai de compression biaxiale pour différents confinements.

ESSAI DE COMPRESSION TRIAXIALE

Confinement 10 MPa

Chargement par paliers, yvel=-1x2000steps / relax 200 steps, pas
d'interruption de calcul jusqu'à yd=0.60 soit def=3%
fichier source : tri10.dat, fichier données : j01.dat, fichiers
résultats : j002.sav à j060.0sav

RUPTURE à yd=0.2 soit def=1%

fractured joints(jcon 5 only)
joints with FH or SN = 0.0
joints now at shear limit
boundary plot

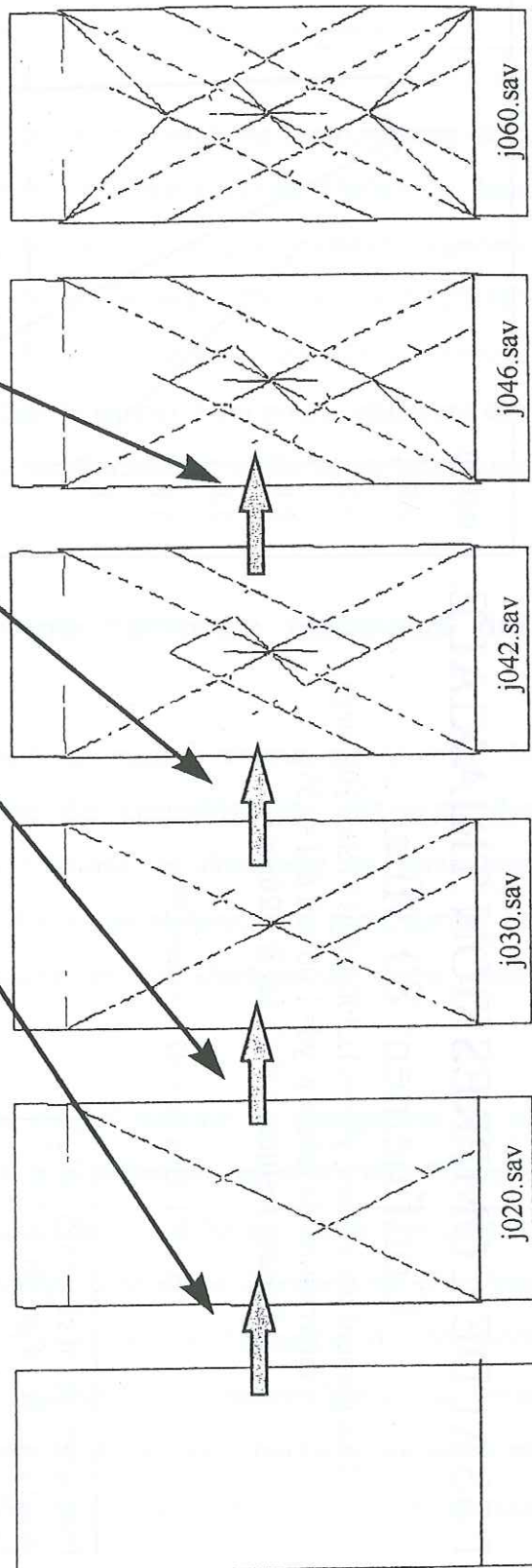
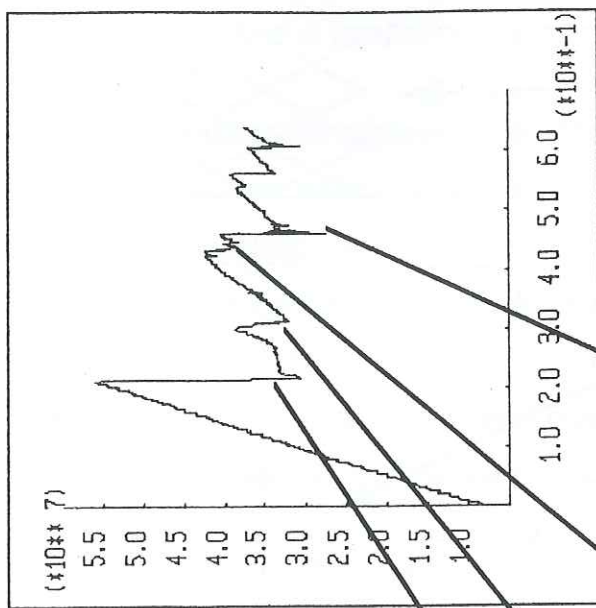


Figure 43 : fracturation de l'éprouvette lors de la simulation d'un essai à 10 MPa de confinement

ESSAI DE COMPRESSION TRIAXIALE Confinement 80 MPa

Chargement par paliers, yvel=-1x2000steps / relax 200 steps,
interruption de calcul à yd=1.06 soit def=5,3%
fichiers résultats : r002.sav à r120.sav

RUPTURE à yd=0.97 soit def=4,9%

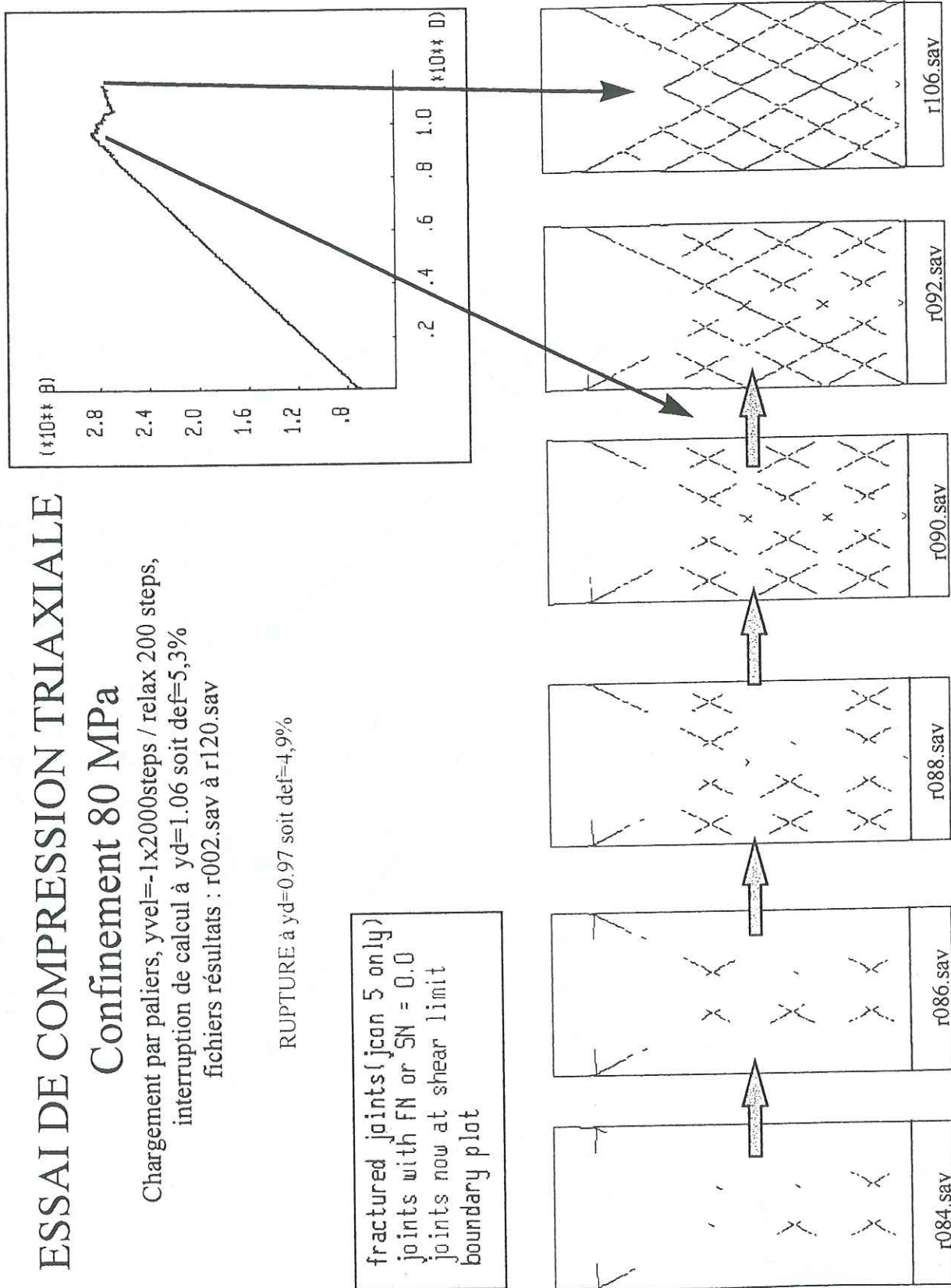


Figure 44 : fracturation de l'éprouvette lors de la simulation d'un essai à 80 MPa de confinement

3.3.3 Limites et perspectives de la modélisation de la fracturation progressive.

Ce type de modélisation explicite paraît séduisant pour rendre compte de la propagation de la fracturation dans un milieu initialement homogène ou dans une structure. On pourra donc comparer les résultats obtenus avec d'autres méthodes de simulation de l'endommagement. Grâce au langage interne de programmation disponible dans les nouvelles versions de UDEC, on pourra également tester à chaque cycle l'état des fractures et donc suivre très précisément la propagation de la fracturation (dans l'espace et dans le temps). Ceci pourra utilement être rapproché des études d'émission acoustique lors d'essais triaxiaux, réalisées au laboratoire (Amitrano, 1998).

3.4 Réflexion sur la prise en compte l'influence mécanique des écoulements hydrauliques

L'influence des écoulements souterrains sur la stabilité des massifs rocheux est reconnue : la présence de fluide peut entraîner une dégradation des caractéristiques mécanique des interfaces, et les pressions hydrauliques dans les fractures, en diminuant les contraintes normales, diminuent la résistance au cisaillement des joints rocheux. Les particularités de l'hydraulique des milieux fracturés sont évoquées en introduction de notre étude hydrogéologique, page 116.

En retour, toute modification de la géométrie du massif entraîne un changement de sa conductivité hydraulique. La loi la plus utilisée pour la modélisation, appelée « loi cubique », établit une proportionnalité entre la conductivité hydraulique d'une fracture plane et le cube de son ouverture (distance entre épontes). Mais la conductivité d'une discontinuité n'est pas uniquement sensible aux déplacements normaux au plan de fracture. Tannant et al. (1993) ont montré que la sollicitation en cisaillement de joints rugueux faisait décroître leur conductivité hydraulique. Ce résultat fut confirmé pour l'ensemble d'une zone fracturée sollicitée en cisaillement par l'approche d'un front de tunnel. Sa transmissivité hydraulique décroît puis croît à nouveau après le passage du front.

Il est théoriquement possible de coupler un calcul mécanique et des conditions hydrauliques dans une analyse par éléments distincts (Bargui, 1998). Le code Udec (Itasca), par exemple, offre cette possibilité en résolvant intégralement le schéma d'écoulement pour chaque pas de

calcul mécanique. Ce choix est guidé par l'incompressibilité de l'eau, qui rend quasi instantanés les réajustements de pression au sein de l'écoulement (supposé monophasique). Cette approche a été appliquée avec succès à des études d'ouvrages profonds (tunnels, cavités de stockage...), où les conditions aux limites hydrauliques peuvent être considérées comme indépendantes des déplacements à proximité de l'ouvrage. Liao et Henscher (1997), par exemple, analysent la déformation d'un massif rocheux soumis à des changements de champ de contrainte induits par une extraction de fluide. L'influence de l'état de contrainte in situ, des conditions aux limites hydrauliques, et de l'effet d'échelle a été précisée. Dans des conditions géologiques simples, un couplage hydro-mécanique donnant des résultats réalistes a pu être calé, en combinant simulation numérique et solutions analytiques.

Dans une configuration de versant instable, la convergence du calcul n'est pas garantie car la condition limite de surface libre dans le versant risque d'être très affectée par les modifications de l'écoulement souterrain induites par le couplage hydro-mécanique. Dans un premier temps, il est peut-être préférable de réaliser des études de couplage partiel en imposant des pressions hydrauliques déterminées par des surfaces libres fixées. On pourra alors observer la réponse mécanique du modèle à de tels états hydrauliques. Ces étapes intermédiaires seront d'autant plus nécessaires qu'un schéma de fracturation progressive sera introduit dans le modèle.

Il faut noter que des méthodes continues sont souvent utilisées pour estimer les écoulements dans un massif rocheux fracturé, en l'assimilant à un milieu poreux équivalent, hétérogène et anisotrope, avec des volumes de perméabilités hydrauliques différentes. Cette approche, licite pour un domaine d'étude suffisamment grand devant la maille de la fracturation, peut se discuter dans le cas pour les versants. D'autre part, des essais d'injection dans des forages profonds (entre 300 et 840 mètres) en milieu granitique (Cornet et Morin, 1997) ont montré que lorsque le couplage hydraulique devient significatif (i.e. la pression hydraulique approche de la valeur de la contrainte principale mineure), les fractures transmissives forment un réseau à réponse dynamique, lequel ne peut plus être modélisé comme un milieu continu équivalent indépendant.

3.5 Synthèse de l'approche de simulation numérique

Les travaux de simulation numérique présentés ci-dessus ne visent pas prédire la rupture (ou la non-rupture) du versant des Ruines de Séchilienne, mais à proposer un modèle géomécanique explicatif du phénomène, utile pour la gestion du risque. Notre point de départ a été le modèle géologique simplifié du versant (page 61), dominé par le découpage en « lanières » verticales subparallèles à la vallée. Nous avons alors montré par le calcul (éléments distincts) qu'un mécanisme de « déformation discontinue », appelé « rupture interne », permet de rendre compte de toutes les observations morphologiques et de l'auscultation. Les modèles de glissement sur une surface basale préexistante, incompatibles avec la cinématique observée, ont été éliminés.

La rupture interne exploite essentiellement des fractures de continuité grande à moyenne, verticales ou très redressées. Les fractures inclinées vers la vallée sont sollicitées en ouverture alors que celles plongeant dans le versant sont sollicitées en cisaillement. Ce résultat, conforme aux observations en souterrain, détermine une forte conductivité hydraulique de la zone en mouvement dans la direction parallèle au versant, beaucoup plus faible dans la direction perpendiculaire. Ce résultat nous sera très utile pour expliquer la brutalité de certains pics d'accélération induits par la commande hydraulique (page 149).

La caractéristique principale du mécanisme de rupture interne est l'absence de discontinuité basale prédéterminée. Celle-ci pourrait cependant apparaître à un stade avancé de la déformation, en conséquence de la localisation croissante de la fracturation progressive du massif. Une modification de la cinématique d'ensemble dans ce sens serait un critère d'alerte déterminant. Les calculs ont d'autre part montré que, si la déformation a tendance à se localiser dans le haut du versant au cours du temps, le pied du versant reste la zone la plus sollicitée et un endroit sensible à surveiller de près. L'auscultation géodésique du versant des Ruines de Séchilienne a été étendue dans ce sens.

Des pistes de réflexion ont été proposées pour étendre le modèle à l'étude de la fracturation progressive du massif et au couplage hydro-mécanique. Ces travaux nécessitent un important effort de recherche et surtout une conscience claire des objectifs de la modélisation et de ses limites.

4 Etude hydrogéologique du versant des Ruines de Séchilienne

4.1 Généralités sur l'hydraulique des milieux fracturés

Depuis Terzaghi, le rôle de l'eau dans la stabilité des pentes est largement reconnue (notion de contrainte effective). Pour les pentes de sols meubles, de nombreuses méthodes de calcul des écoulements, des champs de pression hydraulique et leur interaction avec la stabilité mécanique du massif ont été proposées et validées. Ces calculs sont fondés sur une représentation du terrain par un milieu continu poreux équivalent, au sein duquel la distribution des caractéristiques hydrauliques (perméabilité) peut être complexe. La résolution du problème utilise alors la formule de Darcy (proportionnalité entre gradient hydraulique et débit) et fournit la surface libre de la nappe et les courbes équipotentiels. On peut donc calculer la charge hydraulique en tout point et l'écoulement est déduit du réseau d'équipotentiels. Si la perméabilité est isotrope, les lignes de courant sont perpendiculaires aux courbes équipotentiels.

En milieu rocheux fracturé (Louis, 1974), cette approche n'est plus valable. La circulation de l'eau n'est possible que dans les fractures connectées entre elles. Entre ces fractures transmissives, on trouve des noyaux imperméables composés de roche intacte, ou comportant des fractures non connectées. La notion de perméabilité au sens de Darcy doit donc être abandonnée au profit de la notion de conductivité hydraulique d'un réseau de fractures. Cette grandeur varie notablement d'une fracture à l'autre selon son ouverture, sa rugosité... L'effet d'échelle entre la dimension des blocs élémentaires et la dimension du phénomène (ou de l'ouvrage) considéré est un facteur déterminant pour une étude hydraulique en milieu fracturé. Le volume élémentaire d'une masse rocheuse statistiquement homogène est défini comme un volume minimum au-dessus duquel n'importe quelle sous-masse se comporte essentiellement comme la masse rocheuse totale. M. Oda donne une méthode simple pour la détermination de ce volume élémentaire, sur la base du concept de tenseur de fissure. Il conclut que la dimension caractéristique du volume élémentaire doit être au moins trois fois supérieure à la longueur typique des traces de joints. C. Louis indique quelques ordres de grandeurs utiles reliant le nombre de fractures observables sur une section plane quelconque de l'ouvrage considéré et le type d'analyse à mener :

- > 10 000 fractures \Rightarrow milieu continu équivalent ;
- 100 à 1000 fractures \Rightarrow hypothèse de discontinuité du milieu ;
- < 10 fractures \Rightarrow individualisation de chaque fracture ;

Dans le cas de familles de fractures infinies ouvertes et connectées, on peut de nouveau calculer un réseau d'équipotentielle pour la pseudo-nappe (Figure 45). Dans ce cas simplifié, on peut de nouveau modéliser le milieu fracturé par un milieu continu poreux anisotrope équivalent. Dans le cas général de milieux fracturés comportant des fractures de taille finie, de nombreuses méthodes géostatistiques ont été développées pour déterminer des réseaux d'écoulement (Ait-ssi et al., 1989). Dans ces modèles, les fractures sont souvent représentées par des disques. Leur répartition dans l'espace et la distribution de leurs diamètres sont calés pour reproduire, sur des plans de référence, la répartition des fractures observée sur les affleurements réels, ainsi que leur continuité.

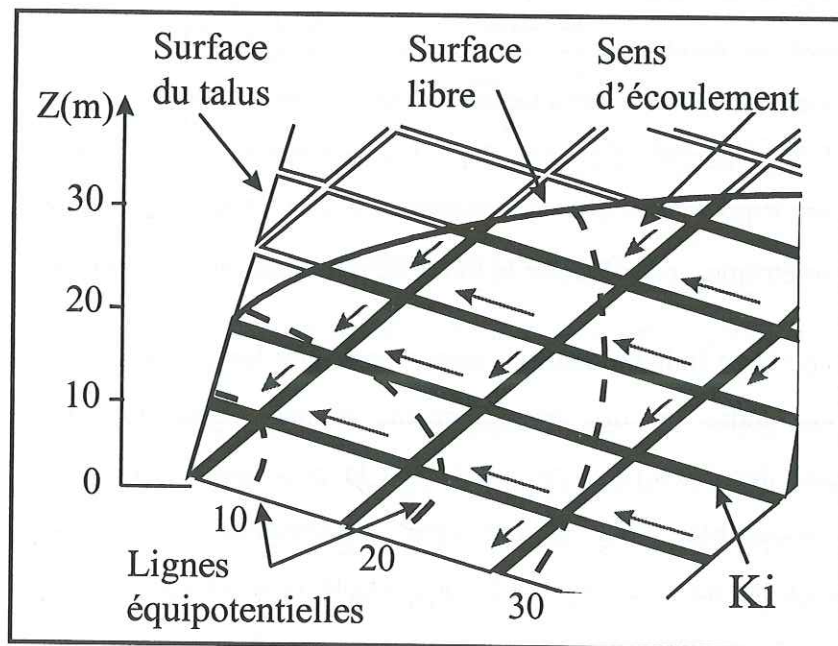


Figure 45 : Ecoulement à surface libre en milieu fracturé avec deux familles de discontinuités infinies (d'après Louis, 1974).

De nombreux auteurs insistent sur la nature fractale de ce problème et la compartimentation des écoulements à toutes les échelles : le contraste de conductivité entre des zones fracturés et des zones plus massive peut suffire à concentrer tout l'écoulement dans certaines zones

conductrices du massif, à fonction transmissive. Elles sont séparées par des zones moins fracturées, donc moins conductrices, à fonction plus capacitive. Dans ce cas, La Pointe (1997) décrit comment la compartimentation des écoulements due au développement de réseaux de fractures fines peut être déterminée par des modèles à réseaux de fractures discrètes. Les paramètres de l'écoulement compartimenté sont très sensibles aux dimensions fractales du réseau de fractures discrètes. Quand la dimension fractale augmente, le volume moyen des compartiments diminue significativement et inversement.

Comme pour les sols, la grandeur hydraulique qui influe le plus sur la stabilité d'un massif rocheux fracturé est la pression d'eau dans les fractures connectées. En retour, la déformation d'un massif fracturé entraîne une modification des caractéristiques hydrauliques du réseau de fractures. Les possibilités de modéliser ce phénomène de couplage hydromécanique sont discutées page 113. De tels modèles doivent être calés sur des mesures de terrain, de type piézométrique. Or la compartimentation des écoulements dans un massif comme celui du Mont-Sec risque d'ôter toute représentativité à ce type de mesure, sauf à réaliser un nombre considérable de sondages. Par ailleurs, la mobilité des blocs constituant la masse rocheuse instable des Ruines de Séchilienne laisse planer un doute sérieux sur la pérennité des dispositifs de mesure. Ce sont déjà des arguments semblables qui ont fait préférer le creusement d'une galerie de reconnaissance de 240 mètres à une stratégie de sondages carottés et inclinométriques, pour étudier le mode de déformation du massif (page 64).

Il était cependant indispensable de mieux connaître les écoulements souterrains du Mont-Sec pour comprendre un des enseignements majeurs tirés de l'auscultation : les vitesses d'ouverture des fractures sont corrélées à la pluviométrie. Faute de données hydrauliques directes accessibles pour étudier cette « commande hydraulique », nous avons mis à contribution les méthodes hydrochimiques pour caractériser la provenance de l'eau circulant dans le massif et son mode de circulation (page 122). L'objectif n'est pas de caler un modèle prédictif comme l'a tenté Gervreau (1991), mais de proposer un modèle global interprétatif utile à la gestion du risque, capable d'expliquer la « commande hydraulique » en prenant en compte le modèle géologique du versant et les grands traits de la déformation (page 149).

4.2 La commande hydraulique

La commande hydraulique qui contrôle le rythme de déformation du versant des Ruines de Séchilienne a été mise en évidence par le CETE, par l'observation des fluctuations saisonnières de la vitesse moyenne d'ouverture du capteur C2 (initialement A22, voir plan d'implantation page 67) : 10 mm/mois en période sèche, 30 à 50 mm/mois en période pluvieuse ou de fonte des neiges (Figure 46).

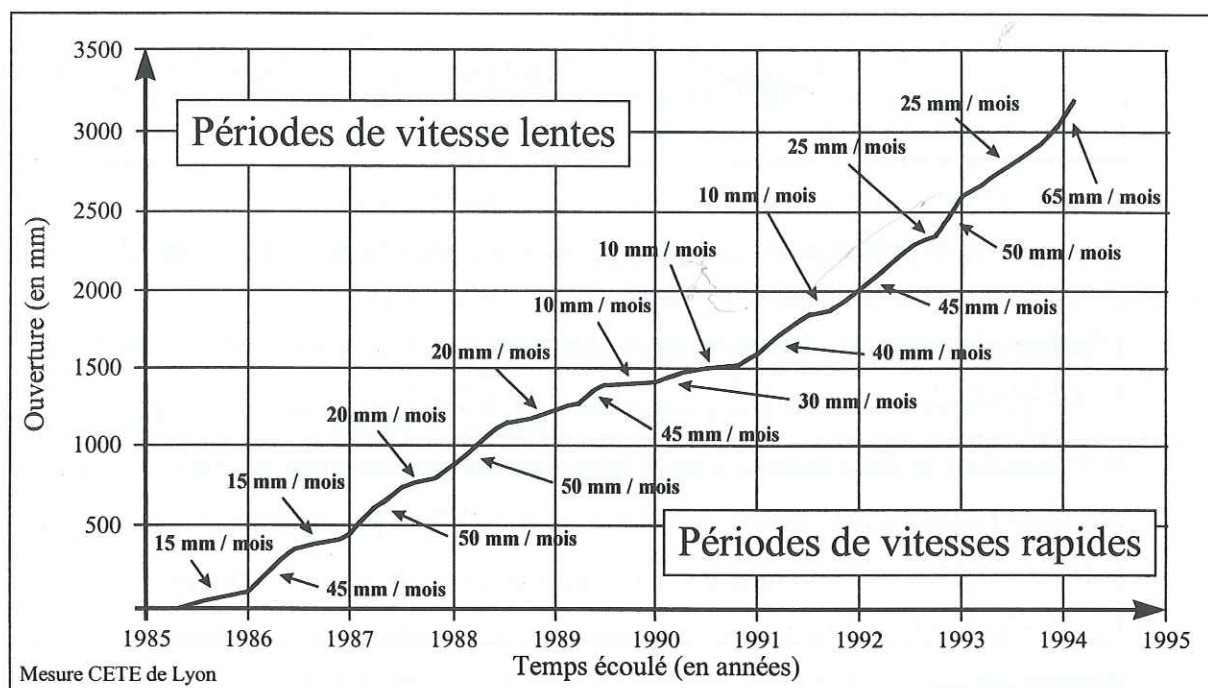


Figure 46 : Variation saisonnière de la vitesse d'ouverture du capteur A22.

Cette commande a ensuite été précisée par des corrélations de type « boîte noire » (Gouin, 1994) entre vitesse journalière d'ouverture du A22 et précipitations mesurées au Mont-Sec. Elles ont permis de décomposer la fonction « apports hydriques » la mieux corrélée en deux composantes : le cumul des précipitations sur 45 jours (responsable de la grande longueur d'onde) et le cumul des pluies sur 10 jours (Figure 47). Ces corrélations révèlent un fait très important : une forte pluviosité (cumul sur 10 jours) n'entraîne une crise nette pour ce qui est des vitesses que si l'apport cumulé sur 45 jours est important. Il existe donc un seuil de charge hydraulique au sein du massif dont le rôle est déterminant pour l'accroissement des vitesses.

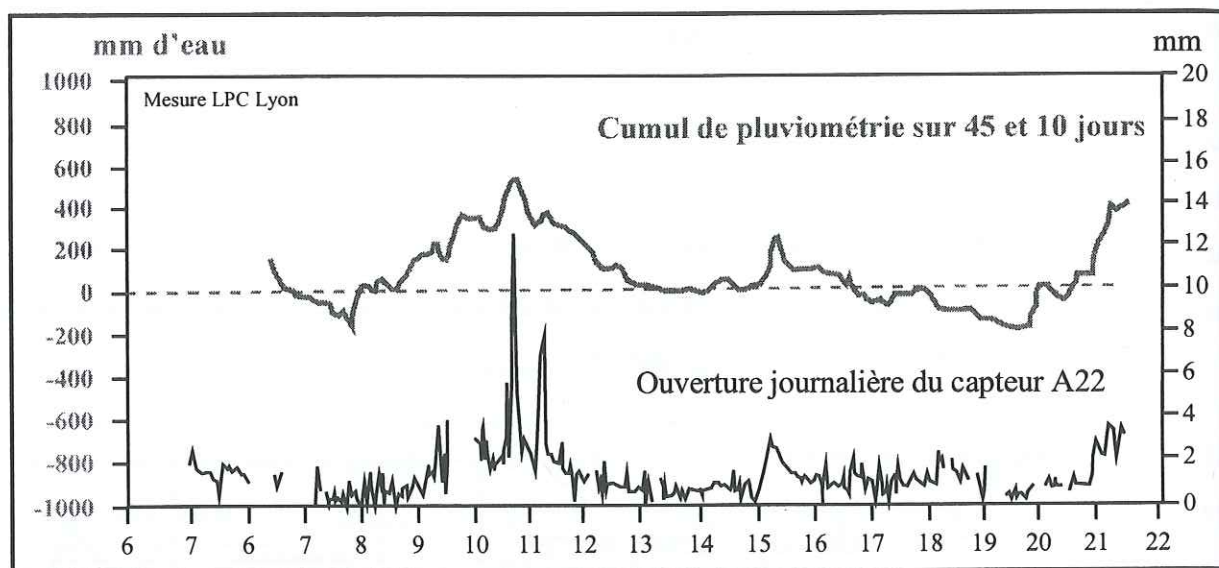


Figure 47 : Correlations entre la vitesse journalière d'ouverture du capteur A22 et la somme des précipitation cumulées sur 45 et 10 jours (d'après T.Gouin, 1994).

L'intérêt de cette approche (de type « boîte noire ») est de relier le plus précisément possible le comportement du massif aux conditions météorologiques pour essayer de pressentir une divergence de la déformation, c'est à dire aider les gestionnaires et leurs experts à décider si une crise (accélération) mérite une alerte ou non. Elle a été récemment reprise par le LCPC (Alfonsi, 1997) en montrant que des modèles analytiques qui fonctionnent bien sur le site de La Clapière (Alpes Maritimes) pouvaient aussi s'appliquer à Séchilienne, malgré les plus faibles vitesses.

Dans la même optique, une troisième approche a été explorée (Nicot, 1995), qui consiste à bâtir des modèles numériques analogiques des écoulements du versant comprenant deux réservoirs correspondant aux deux périodes caractéristiques de cumul évoquées ci-dessus (Figure 48 et Figure 49). Ces modèles sont paramétrés par de nombreux degrés de liberté : caractéristiques géométriques et hydrauliques des réservoirs et des canalisations, réseaux de by-pass, débit capable vers la Romanche...

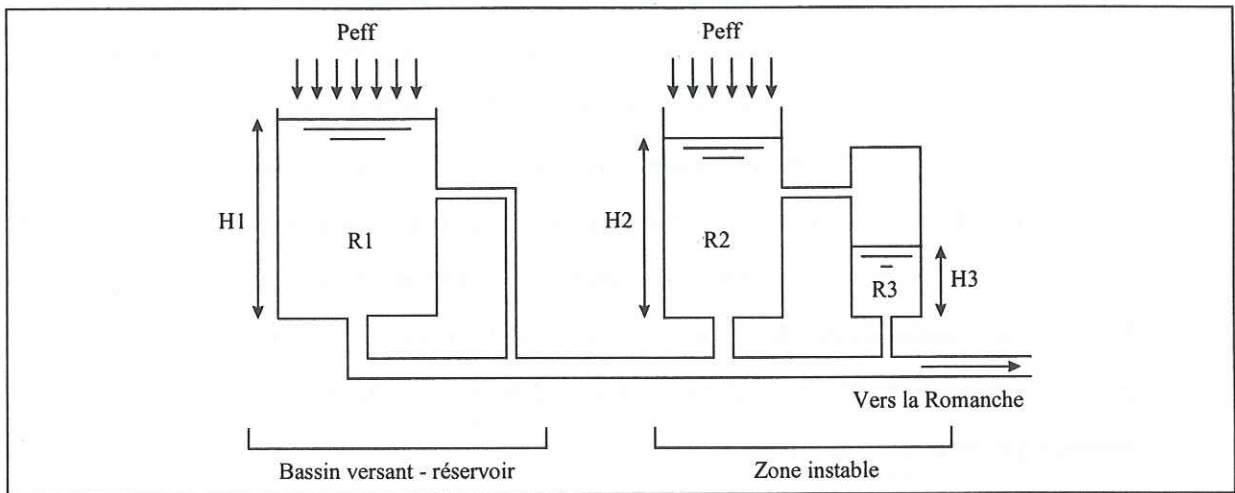


Figure 48 : Modèle analogique « à deux réservoirs » (d'après Nicot, 1995). La donnée d'entrée, P_{eff} , est la pluviométrie efficace, corrigée de l'évapotranspiration et de la rétention nivale. La variable de sortie, H_3 , représente la charge exerçant la commande hydraulique sur la zone instable. Après une période de calage, la variation de H_3 est comparée à celle des vitesses d'ouverture des fractures de surface sur une période « test » prévisionnelle. Noter que les sections d'écoulement des réservoirs peuvent être très différentes

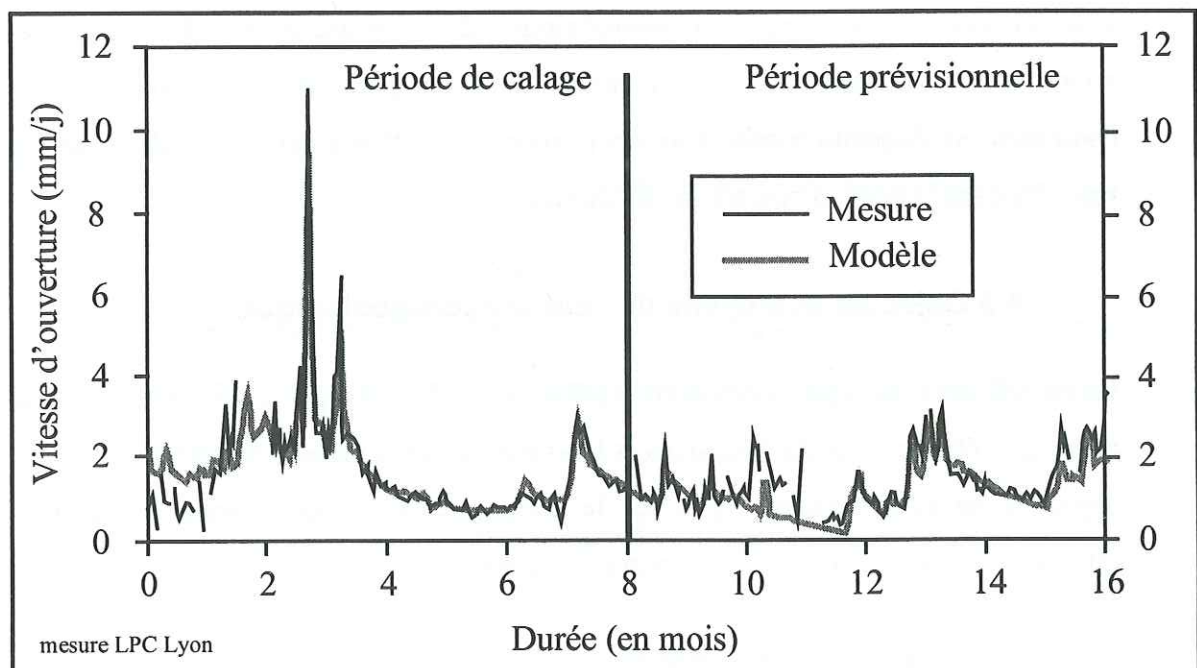


Figure 49 : Résultat du modèle analogique à deux réservoirs (d'après Nicot, 1995), comparaison entre vitesse mesurée et vitesse estimée (proportionnelle à la charge H_3).

Dans ce type de modélisation, on cherche à minimiser l'écart entre la réponse du système à n paramètres et les mesures de déplacements sur le site, en prenant comme données d'entrée les mesures de la station météorologique sur une période dite « de calage », et en supposant que le phénomène reste inchangé sur toute la période d'étude. Sur cet espace de dimension n , les paramètres caractéristiques du modèle sont donc définis par un algorithme de recherche de minimum. Quand le nombre de paramètres est important (18 dans le cas de Nicot (1995)), il est difficile de savoir si le minimum obtenu est un minimum absolu ou seulement local (dans l'espace des paramètres, de dimension n). En d'autres termes, le modèle proposé est une proposition raisonnable mais il peut exister d'autres configurations plus favorables, avec le même type de modélisation.

On n'attachera donc pas trop d'importance à l'interprétation pratique des valeurs attribués aux différents paramètres. Par contre, il est intéressant d'observer si, au-delà de la période de calage, la corrélation reste satisfaisante avec les mêmes paramètres ou si on observe un « changement de comportement ». Ce critère peut être extrêmement utile pour juger de la gravité d'une crise ou de la signification d'un ralentissement. Plus généralement, Gervreau (1991) a étudié l'utilisation de différents modèles temporels pour la prévision du comportement de plusieurs mouvements de terrain auscultés ou surveillés. Malheureusement, à Séchilienne, seul le capteur extensométrique A22 avait une amplitude de signal suffisante pour que la corrélation soit excellente et donc les paramètres du modèle suffisamment contraints. Sa disparition suite à un éboulement en 1995 n'a pas permis d'utiliser ce type de modèles dans la gestion opérationnelle du risque.

4.3 Objectifs et moyens de l'étude hydrogéologique

La modélisation de type « boîte noire » présentée ci-dessus a permis de mettre en évidence un couplage entre les apports hydriques et la vitesse de déformation du versant. Par contre, cette approche ne nous renseigne pas sur la nature de cette « commande » et de nombreuses questions restent posées, qui sont énumérées ci-dessous.

- D'où proviennent les apports ?
- Comment s'écoulent-ils dans le versant ?

- Comment s'effectue le couplage hydromécanique ?
- A quelle profondeur ?
- Avec quel mécanisme de déformation cela est-il compatible ?

Le but de notre étude hydrogéologique est de répondre à ces questions. Dans le cas présent, toutefois, les informations nécessaires à l'établissement d'un modèle hydraulique classique font défaut :

- absence de source et de ruisseau sur le versant sud du Mont-Sec ;
- absence d'écoulement significatif dans la galerie de reconnaissance cote 710 m ;
- absence de renseignement de type piézométrique, vu la profondeur d'investigation nécessaire et l'aspect aléatoire de ces mesures dans un massif rocheux fracturé (les piézomètres peuvent ne pas rencontrer de fracture aquifère) ;
- absence de mesure des débits sortants, lesquels rejoignent la nappe de la Romanche sous le niveau de la plaine alluviale.

Ces difficultés font que l'on doit se contenter ici d'une approche très globale dont les objectifs principaux sont :

- de proposer un modèle hydraulique en déterminant à quel type d'écoulement (infiltration, réservoir, alimentation lointaine...) appartiennent les venues d'eau observées ;
- d'intégrer la commande hydraulique dans le modèle géomécanique en déterminant si les points de prélèvement en galerie appartiennent à la zone d'application des efforts hydrauliques.

Pour cela, nous ne pouvons compter que sur des mesures in situ et des prélèvements sur les sources du massif Pic de l'Oeilly - Mont Sec (Figure 50) et les venues d'eau dans la galerie de mine située dans l'éboulement (cote 585m). Les caractéristiques physiques et chimiques des écoulements observables ont été suivies sur une période de un an. Les indispensables données pluviométriques sont fournies par une station météorologique spécifique, installée par le CETE au Mont -Sec.

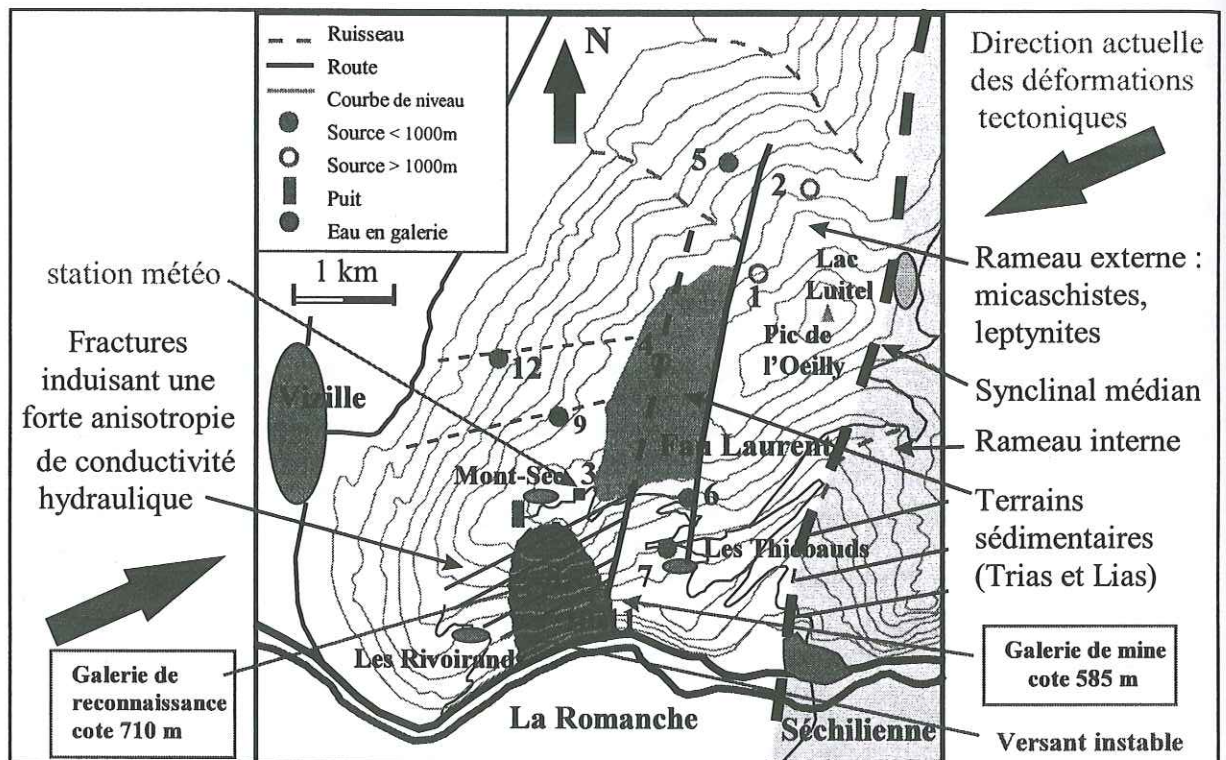


Figure 50 : Plan de situation des sources du Mont-Sec et des venues d'eau en galerie.

Nous avons privilégié les mesures de débit, de température et de conductivité (proportionnelle à la charge minérale) de ces venues d'eau afin de pouvoir les comparer entre elles et établir une première zonation quant à l'origine des apports. Les écoulements les plus significatifs de la galerie cote 585 m, située dans l'éboulement des Ruines, ont été instrumentés pour enregistrer ces données en continu, malgré d'importantes difficultés d'accès. Le but de ces enregistrements est de comparer les caractéristiques de ces écoulements souterrains avec les données de la station météorologique et les mesures de vitesse d'ouverture. Ces dernières

étant corrélées entre elles, cette double comparaison nous a permis de tirer des enseignements sur le rôle des écoulements observés vis-à-vis de la commande hydraulique.

En complément, nous avons procédé à des analyses plus détaillées de la composition chimique des échantillons d'eau prélevés sur le site. Les analyses chimiques ont été réalisées par Mme Chouteau, hydrogéologue du Syndicat Intercommunal des Eaux de la Région Grenobloise. Nous avons également procédé à une série d'analyses isotopiques au Centre de Recherches Géodynamiques de Thonon (Mr Olive). Le but de ces analyses est de recueillir des informations sur l'histoire de l'eau prélevée : nature des terrains traversés, altitude de l'aire d'infiltration, temps de séjour moyen, écoulement avec ou sans mélange...)

4.4 Mesures physiques sur le terrain

4-4-1 Mesures ponctuelles

a) En surface

Les caractéristiques des eaux des sources de surface et les venues d'eau en galerie (plan : Figure 50) ont été mesurées sur place lors de visites périodiques entre septembre 1996 et septembre 1997. Au-delà d'une altitude de 1000 m, les sources sont composées d'eaux de ruissellement superficiel, peu minéralisées. On retrouve cette séparation sur le relevé des températures (Figure 51) où les 4 sources d'altitude supérieure à 1000 m se trouvent groupées entre 4 et 6°C l'hiver, alors que les autres restent entre 7 et 9°C.

b) En galerie

Les venues d'eau dans la galerie de mine cote 585 m sont de trois types différents.

- Au PM 202, on observe un écoulement chenalisé non permanent sur une diaclase ouverte en pied de parement ouest. Cette fracture est orientée est-ouest, et inclinée de 40° vers le sud. Sa conductivité est la plus faible des eaux de galerie, comparable à celle des eaux de source en surface, ce qui suggère un écoulement « rapide » par un réseau de fractures aquifères très transmissives et peu capacitives.

- Au PM 170 de la galerie cote 585m et au PM 160 de la galerie de reconnaissance, des bâches tendues collectent les « goutte à goutte » qui suintent du toit, sur une surface de 3 m² environ. Le débit de ces écoulements reste toujours faible, avec de grandes variations relatives. Les fines fractures productrices n'ont pas d'ouverture visible à l'œil nu. Ces écoulements peuvent représenter le lent « ressuyage » de volumes fracturés hydrauliquement peu transmissifs (fonction capacitive).
- Enfin, au PM 162 m se trouve une venue d'eau quasi-pérenne sur une faille verticale remplie de matériaux broyés (sur une épaisseur de 10 cm). On peut penser que de tels accidents viennent amplement complexifier le schéma hydraulique. Leur continuité et leur éventuelle ouverture en font des éléments transmissifs importants dans leur plan, mais plus lents que les fractures ouvertes, à cause de la perméabilité plus faible du remplissage. Par contre, ce sont de véritables barrières hydrauliques dans la direction perpendiculaire, tant que la dislocation du massif à proximité de la surface n'a pas rompu leur continuité. Ces accidents sont sensiblement parallèles à la vallée et s'opposent donc à l'écoulement gravitaire de l'eau souterraine dans le sens de la plus grande pente. Fonctionnant en barrières étanches, elles compartimentent les eaux souterraines et les guident vers le SW, à travers les fractures ouvertes connectées situées à l'amont. Ce phénomène est connu, il a notamment été observé pour la grande faille M1C de l'appui Rive Droite du barrage de Turkwell, au Kenya (P. Antoine, communication personnelle).

Les venues d'eau en galerie (en traits gras sur les graphiques) ont des températures supérieures à celles des sources situées à la même altitude : 1°C en moyenne pour la galerie de mine à la cote 585m, 2°C degrés pour la galerie de reconnaissance (Figure 51). Cette dernière mesure est peu fiable car le débit est très faible. La variabilité des débits (Figure 53) et des conductivités (Figure 54) en galerie est grande, ce qui justifie que l'on tente de les enregistrer en continu pour des corrélations avec les données pluviométriques.

4-4-2 Enregistrements automatiques dans la galerie 585 m

Pour tenter de savoir à quel type d'écoulement appartiennent les venues d'eau en galerie, nous avons cherché à corréler leurs caractéristiques avec les apports d'eau sur le massif mesurés par

la station météorologique du Mont-Sec. A cet effet, un ensemble d'acquisition a été développé au Lirigm :

- capteurs-enregistreurs de conductivité / température (Hanna HI 9200),
- pluviomètres à augets de 8 cm^3 (Précis Mécanique) pour les faibles débits,
- petites centrales monovoies (Easylog de Lascar) pouvant mémoriser 7 000 mesures.

a) Enregistrement au PM 202

On a cherché à enregistrer les dates précises de tarissement et de retour des écoulements sur la fracture ouverte du PM 202 de la galerie de mine cote 585. Un conductimètre a été placé dans une petite cuvette, creusées dans le sol au droit de la fracture ouverte aquifère, située en pied de parement. Quand la venue d'eau « produit », la cuvette est remplie et on enregistre une conductivité proche de $200 \mu\text{S}/\text{cm}$ effectuée. Lorsque la fracture n'est plus alimentée, le conductimètre étant hors d'eau, il mesure une conductivité nulle. Si plusieurs épisodes ont bien été détectés, le régime en tout ou rien n'a cependant pas été précisé de manière fiable du fait d'interruptions de fonctionnement du matériel (le conductimètre n'est pas prévu pour fonctionner longtemps « hors d'eau »).

b) Enregistrement au PM 162

La conductivité et le débit de la venue d'eau du PM 162 dans la galerie de mine cote 585 m (Figure 52) sont anti-corrélées sur l'année, à l'exception de la période 20 décembre 1996- 23 mars 1997. Durant cette période, la conductivité a augmenté alors que le débit était maximal, ce qui suggère une vidange, par dépassement d'un seuil, d'un compartiment capacitif peu connecté, où les eaux se seraient fortement minéralisées. Considérée isolément, la brutalité de la chute de conductivité (de $680 \mu\text{S}$ à $495 \mu\text{S}$ en 48 h, du 21/01/97 à 10h00 au 23/01/97 à 10h00) évoquerait plutôt l'arrivée d'une "lame d'eau", coïncidant avec la fonte du manteau neigeux sur le versant à moyenne altitude. Ceci confirme bien l'hétérogénéité et la non-linéarité intrinsèque des écoulements en milieu fracturé.

Dans l'ensemble, le suivi temporel de l'écoulement sur la faille du PM 162 de la galerie de mine (cote 585) révèle une très bonne corrélation avec les vitesse d'ouverture en surface et le cumul des précipitations sur 45 jours, de août 96 à juin 97. Cela permet de penser que les écoulements interceptés participent à la commande hydraulique. Par contre, les pluies de juillet 97, qui n'ont pas été ressenties dans la galerie, ont maintenu la vitesse d'ouverture à 1 mm / mois (contre 0,5 en étiage) avec des accélérations à 1,5 mm/ mois. Ceci laisse à penser que même si le niveau de la zone noyée est plus profond que la galerie, elle peut encore exercer une commande hydraulique sur le mouvement. Sachant que la galerie de mine cote 585 constitue la limite inférieure des mouvements dans la zone frontale rapide, ceci indique que le mécanisme de déformation est bien contrôlé par des structures enracinées profondément dans le massif. Ceci renforce l'hypothèse de base de nos essais de modélisation numérique du mécanisme de déformation (page 78).

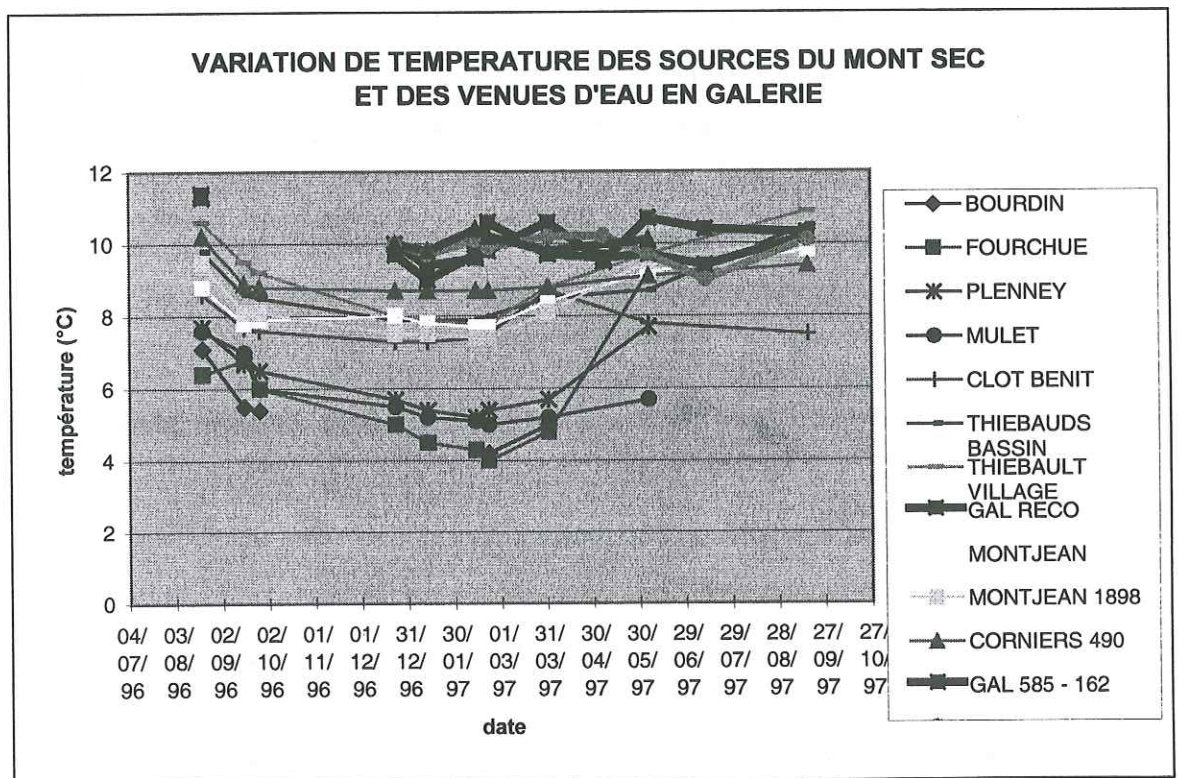


Figure 51 : Température des sources et des venues d'eau en galerie.

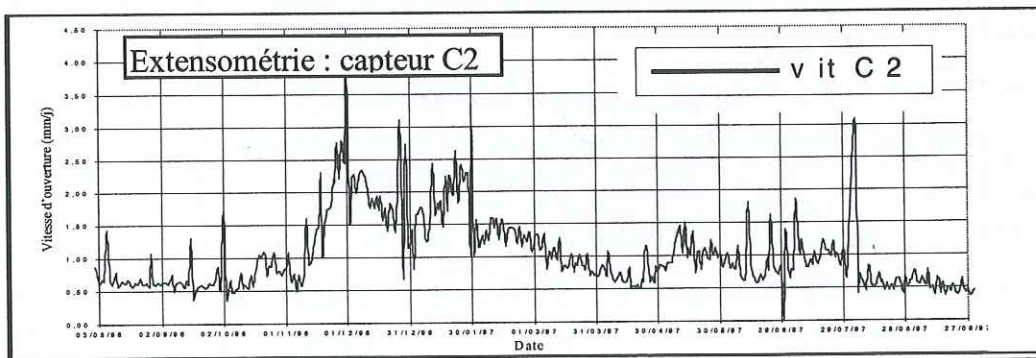
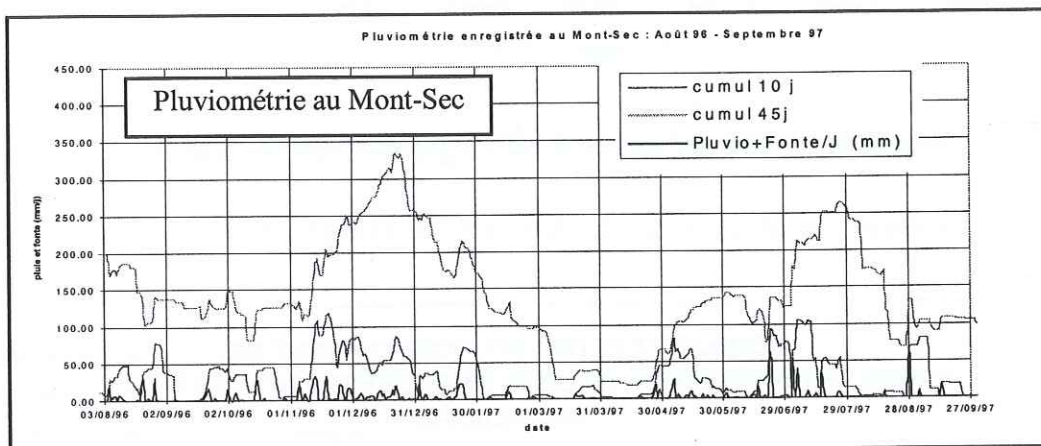
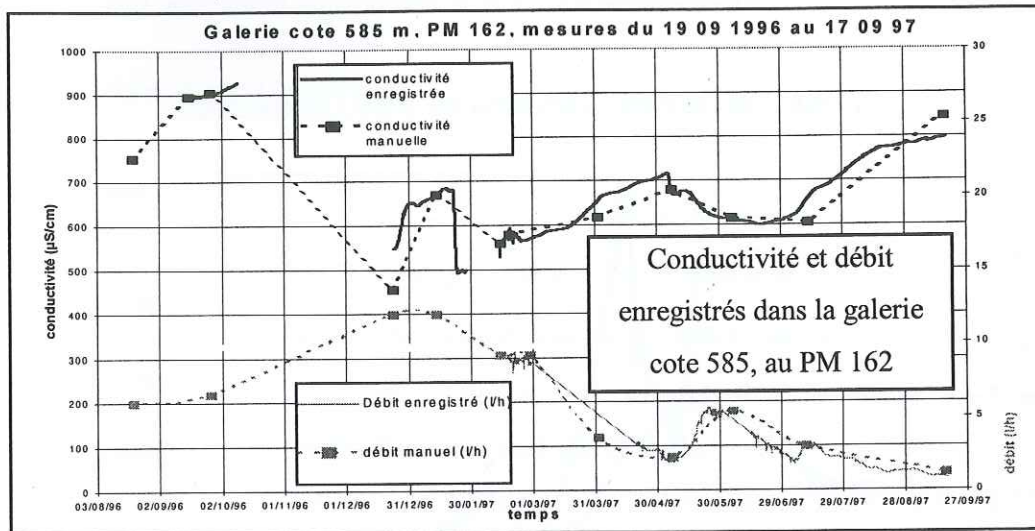


Figure 52 : Corrélation entre conductivité et débit de la venue d'eau au PM 162 de la galerie de mine cote 585 m, pluviométrie au Mont-Sec et vitesse d'ouverture du capteur C2, période du 3/08/96 au 27/09/97.

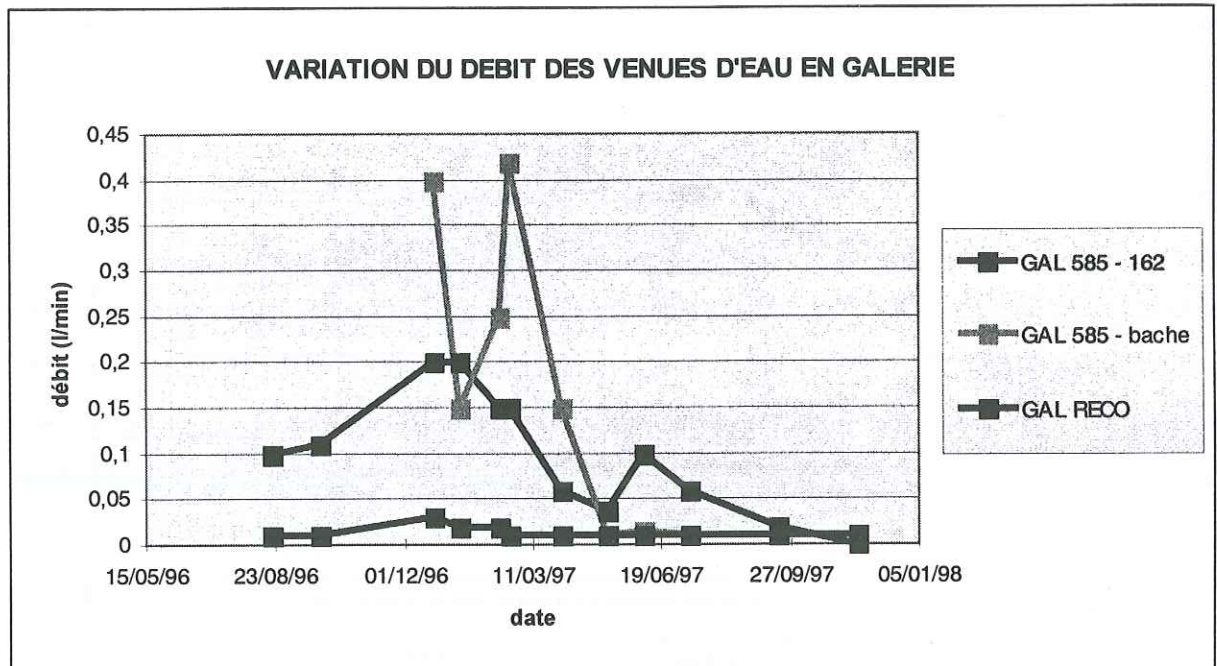


Figure 53 : Débit des venues d'eau en galerie (mesures manuelles)

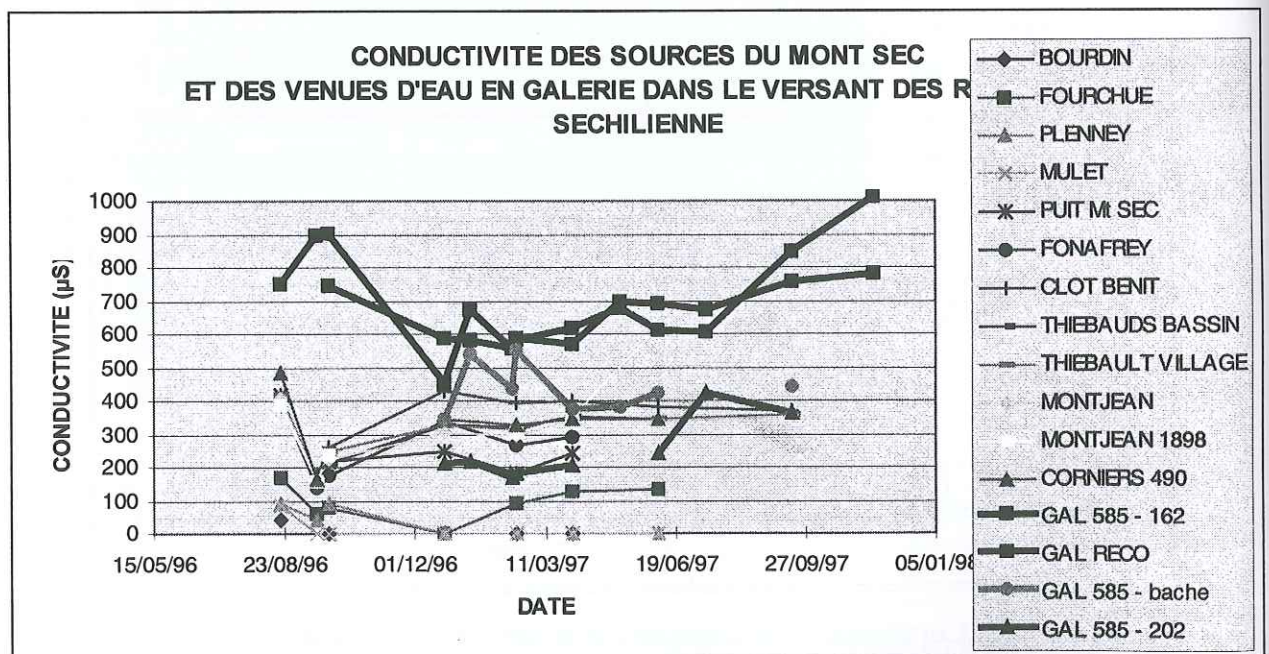


Figure 54 : Variation de la conductivité des sources de surface du Mont-Secet des venues d'eau en galerie (mesures manuelles)

4.5 Mesures hydrochimiques au laboratoire

4-5-1 Analyses chimiques

Méthodes

Des analyses chimiques périodiques d'échantillons prélevés en galerie et en surface sont réalisés par le Syndicat Intercommunal des Eaux de la Région Grenobloise. Les caractéristiques mesurées sont : conductivité, pH, pH de saturation, % Oxygène, teneur en silice, dureté DHT, titre TAC, teneur en bicarbonates, en chlorures, en sulfates, en nitrates, en phosphates, en calcium, en magnésium. Nous détaillons ci-dessous les unités utilisées pour l'expression des résultats et les méthodes employées au laboratoire (SIERG).

- Conductivité, exprimée en micro Siemens par cm à 20°C ($\mu\text{S cm}^{-1}$ à 20°C)

Mesurée au laboratoire ou sur place par un conductimètre WTW.

- Oxygène dissous, exprimé en mg l^{-1} d'O₂ ou en % de saturation en oxygène (table de Truesdale)

Mesuré au laboratoire ou sur place par un oxymètre WTW (méthode électrochimique).

- pH, exprimé en unité pH.

Mesuré au laboratoire ou sur place par un pHmètre WTW (méthode électrométrique). Le pH de saturation et l'agressivité des eaux ont été calculées par la méthode de Legrand.

- Degré hydrotimétrique Total (D.H.T., ou dureté totale), exprimé en degrés hydrotimétriques français (°H) ou en me l^{-1} .

Mesuré au laboratoire par la méthode complexométrique à l'EDTA (NFT 90.003), en présence de noir ériochrome (spectrophotomètre Hitachi).

- Titre Alcalimétrique Complet (T.A.C), exprimé en degrés hydrotimétriques français (°H) ou en me^{-1} .

Mesuré au laboratoire par titrimétrie (NFT. 90.036).

- Chlorures, exprimés en mg^{-1} ou en me^{-1} de Cl^{-} .

Mesuré au laboratoire par la méthode au thiocyanate mercurique (spectrophotomètre Hitachi).

- Sulfates, exprimés en mg^{-1} ou en me^{-1} de SO_4^{2-} .

Mesurés au laboratoire par la méthode néphélométrique (NFT 90.040) en présence de polyvinyl pyrrolidone (spectrophotomètre Hitachi).

- Nitrates, exprimés en mg^{-1} ou en me^{-1} de NO_3^{-} .

Mesurés au laboratoire par la méthode colorimétrique au salicilate de sodium - NFT 90.045 (spectrophotomètre Hitachi).

- Phosphates, exprimés en mg^{-1} ou en me^{-1} de PO_4^{3-} .

Mesurés au laboratoire par la méthode colorimétrique au molybdate d'ammonium, NFT 90.023 (spectrophotomètre Hitachi).

- Silice colloïdale, exprimée en mg^{-1} ou en me^{-1} de SiO_2 .

Mesurés au laboratoire par la méthode colorimétrique au molybdate d'ammonium, NFT 90.007 (spectrophotomètre Hitachi).

- Calcium et Magnésium, exprimés en mg^{-1} ou en me^{-1} de Ca^{2+} et Mg^{2+} .

Mesurés au laboratoire par la méthode complexométrique à l'EDTA (NFT 90.016), en présence de noir ériochrome et de murexide (spectrophotomètre Hitachi). Afin de confirmer les résultats, quelques mesures comparatives du magnésium ont été effectuées au laboratoire régional de l'ASPOSAN, agréé par le Ministère de la Santé.

- Sodium et Potassium, exprimés en mg l^{-1} ou en me l^{-1} de Na^+ et K^+ .

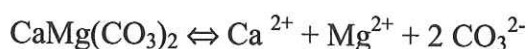
Afin de vérifier les bilans ioniques calculés, quelques mesures du sodium et du potassium ont été effectuées au laboratoire régional de l'ASPOSAN, agréé par le Ministère de la Santé.

Résultats

Les résultats sont consignés en annexe 4 pour les eaux de surface et en annexe 5 pour les eaux prélevées en galerie. Ces résultats sont exploités graphiquement (Figure 55, Figure 56 et Figure 57) selon un procédé développé au SIERG qui permet de visualiser la minéralisation d'une eau simultanément en valeur absolue et en proportion (Chouteau et Catalon, 1998). La comparaison entre différentes eaux est grandement facilitée puisqu'on accède directement au faciès et à la minéralisation totale.

Les mesures indiquent que les eaux en galerie sont atypiques dans le contexte régional. Elles sont minéralisées (dureté DHT > 30), sulfatées (100 à 200 mg/l) mais encore agressives car leur pH est inférieur d'une unité au pH de saturation. De plus, elles présentent un rapport Calcium / Magnésium (exprimé en me/l) proche de 1, bien inférieur aux valeurs habituelles dans la région (Figure 55). Cette particularité ne se retrouve pas sur les eaux de source du massif. Ce rapport est stable dans le temps et propre à chaque source. Il s'agit donc d'un marqueur « d'origine » et non « de mélange » entre diverses eaux.

La forte teneur en magnésium des eaux prélevées dans les galeries du Mont-Sec peut indiquer une alimentation latérale en provenance du synclinal triasique de Fau-Laurent, à l'Est du Mont-Sec, où existent des dolomies. La réaction de dédolomitisation (Equation 1) fournit en effet un atome de magnésium pour un atome de calcium. Cette alimentation lointaine, guidée par les accidents N50, pourrait favoriser une mise en charge excédentaire du versant lors des périodes de pluie prolongées.



Equation 1 : réaction de dissolution de la dolomite.

La réaction de dédolomitisation ne suffit cependant pas à expliquer les rapports $\text{Ca/Mg} < 1$ observés sur deux venues d'eau de la galerie cote 585 (« bêche » et « PM 162 »). Le rapport Ca/Mg étant beaucoup plus fort dans l'eau des sources, on peut penser que les eaux prélevées en galerie se sont enrichies en magnésium dans la zone minière de la faille N20 qui limite la masse instable à l'Est (Figure 50). Les documents miniers du BRGM (Meloux et Poulain, 1967) mentionnent la présence dans les mines voisines de sidérite (CO_3Fe) exceptionnellement riche en magnésium (6 à 8%). Ces fortes teneurs ou une éventuelle présence de magnésite (CO_3Mg) pourraient expliquer un enrichissement préférentiel en magnésium dans la zone minéralisée.

L'autre trait marquant des ces analyses est l'abondance des sulfates, dont la teneur augmente avec celle du magnésium lorsque la minéralisation des eaux de galerie augmente (Figure 57). Les sulfates peuvent venir de l'oxydation des sulfures caractéristiques de la minéralisation du massif (pyrite, FeS , par exemple). Ils pourraient aussi venir, par alimentation latérale, de possibles horizons gypseux à la base du Trias, dans la zone de Fau Laurent (aucun affleurement connu). Leur existence et leur dissolution avait été supposée a priori par certains géologues pour expliquer le tassement du Mont-Sec, ce qui aurait impliqué des volumes considérables. La seule méthode pour trancher sur la provenance du soufre des sulfates est l'analyse isotopique ($^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$), exposée page 145. Celle-ci a montré que l'origine des sulfates est l'oxydation des sulfures et non la dissolution de gypse.

On pourrait alors être tenté d'interpréter ces deux observations comme trahissant de la dissolution d'un sulfure de magnésium présent dans la minéralisation de la zone des Ruines. Mais cette hypothèse est peu réaliste, car le composé MgS ne se forme que pour des températures très fortes ($> 2000^\circ\text{C}$), qui ne correspondent pas au contexte géologique.

On peut encore faire un certain nombre de remarques en comparant les eaux des sources du Mont-Sec entre elles (Figure 56) :

- la source de Clot-Bénil (6) est plus riche que les autres en bicarbonate de calcium et moins en sulfate de magnésium. Cela peut traduire l'influence des terrains liasiques présents sur la bordure Est de la zone de Fau Laurent (Figure 50) ;
- la source du Plenny (4), peu minéralisée, représente l'état des eaux du massif cristallin de l'Oeilley après un transit rapide (courte distance ou réseau très

conducteur) à travers les terrains carbonatés de Fau Laurent. « L'eau d'entrée » cristalline serait représentée par l'eau de la Combe Fourchue. Pour cette dernière, le bicarbonate dissous proviendrait du CO₂ atmosphérique, non de dissolution de minéraux carbonatés ;

- toutes les eaux sont très oxygénées du fait des faibles débits (enrichissement au point de mesure) et/ou de l'écoulement dans une zone non noyée du massif. La saturation en oxygène mesurée n'est donc guère utilisable pour l'interprétation chimique.

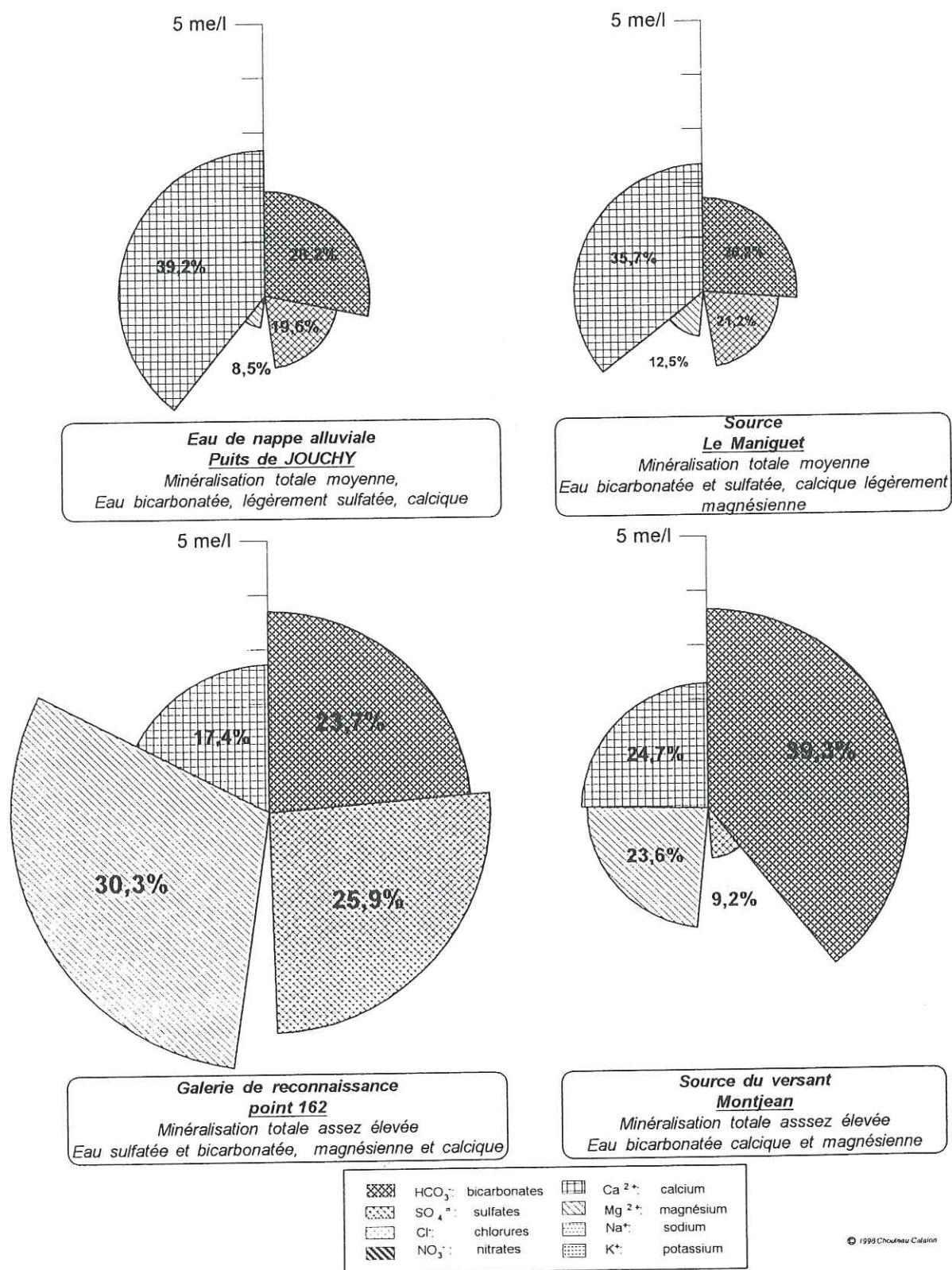
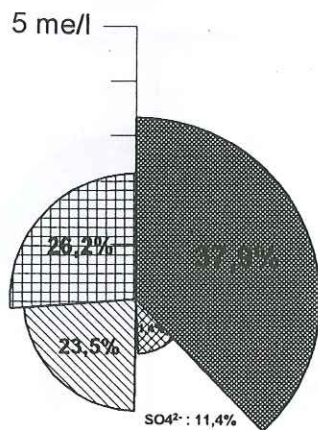
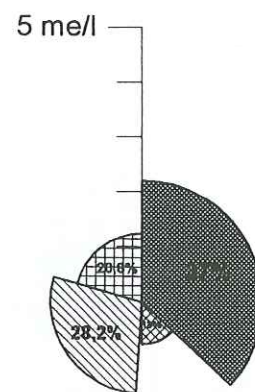


Figure 55 : comparaison de la minéralisation des eaux du Mont-Sec (source Montjean et galerie 585 PM 162) avec la nappe de la Romanche et une source typique en terrain métamorphique (mesures : SIERG).

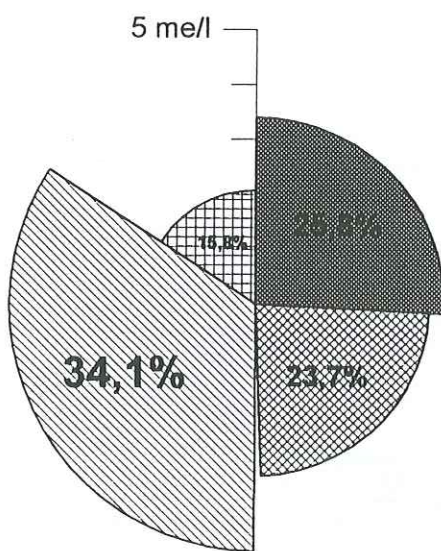
le 21/02/97



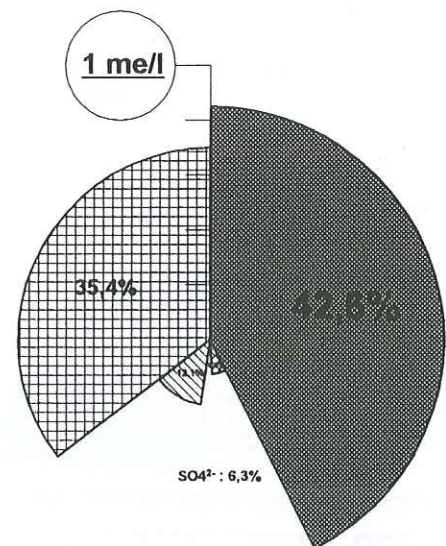
Source de Corniers
Minéralisation totale moyenne
Eau essentiellement bicarbonatée calcique et magnésienne



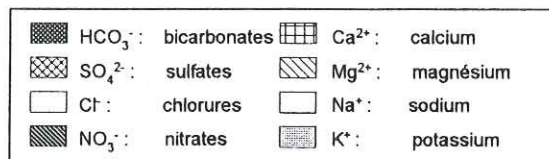
Galerie: point 585/202
Minéralisation totale moyenne
Eau essentiellement bicarbonatée magnésienne et calcique



Galerie: point 585/162
Minéralisation totale un peu élevée
Eau essentiellement magnésienne et calcique bicarbonatée et sulfatée

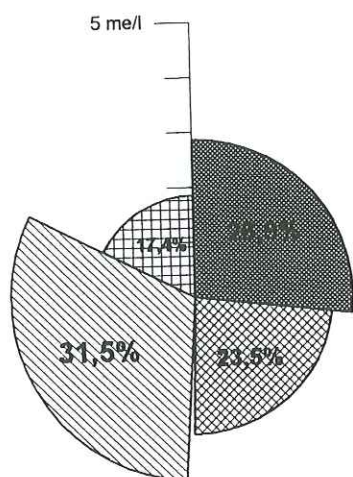


Source du Pleney
Minéralisation totale peu élevée
Eau essentiellement bicarbonatée calcique

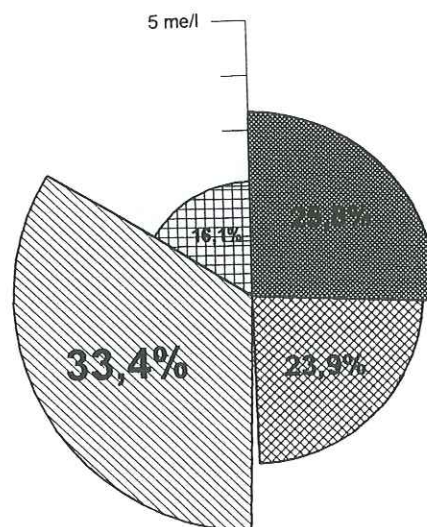


© ChoufEAU - Catalon 1998

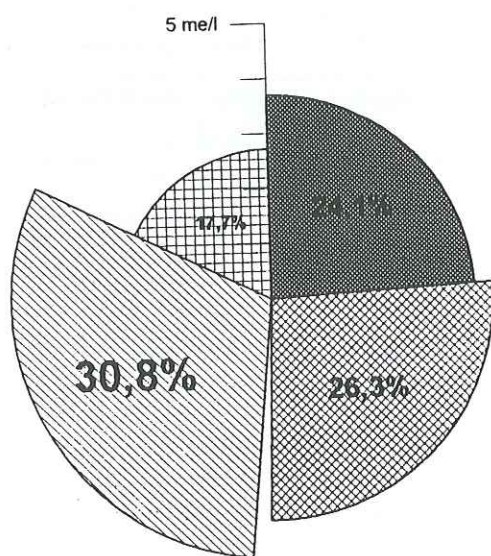
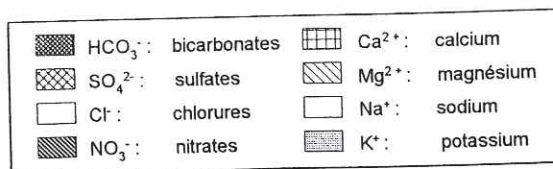
Figure 56 : Comparaison de la minéralisation des sources du Mont-Sec et des venues d'eau en galerie.



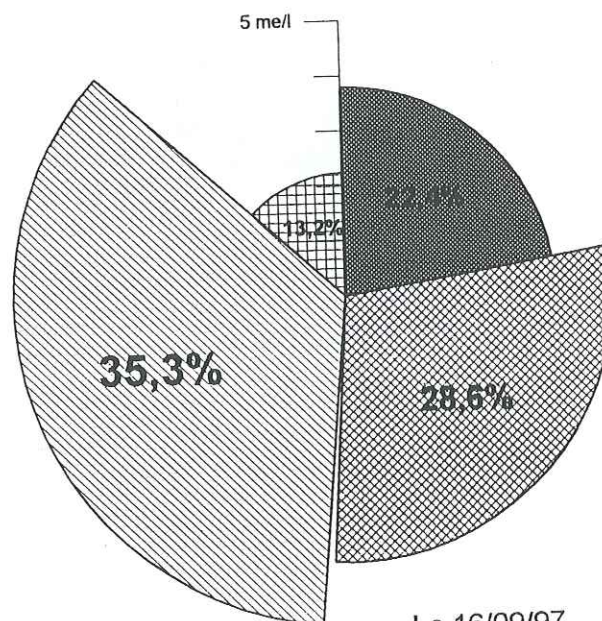
Le 23/12/96



Le 13/02/97



Le 07/05/97



Le 16/09/97

© Choufou - Catalan 1998

Figure 57 : variation de la minéralisation de la venue d'eau au PM 162 de la galerie cote 585.

4-5-2 Analyses isotopiques

En complément aux analyses chimiques classiques, nous avons réalisé une campagne de mesures isotopiques afin d'obtenir des renseignements sur "l'histoire" des eaux collectées. Il faut noter que le caractère très local des prélèvements en galerie ne permet pas l'extrapolation des observations à l'ensemble du site.

Le principe des analyses isotopiques est le dosage des isotopes lourds de différents éléments : ^{18}O , ^{13}C , ^{14}C , ^{15}N , ^{34}S , ^3H , dans les eaux souterraines, et la comparaison avec les eaux d'alimentation. La proportion entre les isotopes varie au cours du cycle de l'eau : évaporation, condensation, réactions chimiques. Les éléments retenus pour l'étude sont l'Oxygène, le Tritium et le Soufre. Ces méthodes, très employées en hydrogéologie pour le suivi des aquifères exploités, les études de pollution (Yanful, 1990) ou les séparations d'hydrogrammes de crue (Hubert, 1989), sont rarement utilisés pour l'étude de l'alimentation en eau des versants instables.

Elles ont toutefois été appliquées au site de La Clapière évoqué page 28 (Compagnon et al., 1997). Les auteurs ont combiné analyses chimiques et isotopiques pour caractériser le fonctionnement hydrologique pluvio-nival du versant. Le dosage de ^{18}O dans les eaux prélevées depuis le bas de la vallée à 1300 m jusqu'au lac de Rabuons à 2600 m ont permis de montrer que, selon la saison, l'impluvium se répartit différemment en altitude (1560 à 1780 \pm 150 m d'altitude moyenne). D'autre part, les auteurs observent un fort enrichissement en ions sulfates de haut en bas du versant (10 mg/l à 800 mg/l), qu'ils attribuent à la dissolution d'évaporites triasiques. Leur présence aurait pu favoriser les mouvements gravitaires. Le dosage de ^{34}S , qui permet de distinguer les sulfates d'origine évaporitique de ceux provenant de sulfures (voir page 145), aurait pu être utilisé en complément pour valider cette hypothèse.

Ces méthodes ont également été employées, sans lien avec une instabilité gravitaire, dans le nord du massif de Belledonne, par Massonat (1971). Le but de cette étude était de comprendre, grâce aux mesures dans la galerie EDF de Bramefarine les écoulements souterrains dans le massif dominant Allevard, et la nature de la géothermie locale. L'auteur a notamment souligné les particularités de l'hydraulique des milieux rocheux fracturés.

a) L'oxygène 18

• La méthode

La teneur en ^{18}O des eaux de pluie dépend de la température de condensation. A l'air libre, elle peut varier par échange avec la phase gazeuse de l'atmosphère. Une fois l'eau piégée en milieu saturé, cette teneur reste fixe, sauf en cas de mélange entre des eaux de teneurs différentes. La teneur moyenne d'une eau souterraine indique donc l'altitude moyenne de son aire d'infiltration si on dispose de références géographiques précises étagées en altitude (Figure 60). Pour les Alpes du Nord, le gradient est de $-0,27\text{‰}$ par 100 mètres.

La variation de ces teneurs au cours de l'année est sinusoïdale. Elle présente un maximum en juillet et un minimum en janvier. La comparaison des amplitudes des sinusoïdes des valeurs des eaux souterraines et d'alimentation permet de calculer un coefficient d'amortissement. Ce coefficient est directement relié au temps de séjour moyen des eaux et permet de situer l'écoulement entre les deux modèles extrêmes (Figure 58):

⇒ modèle « piston », écoulement sans mélange, amortissement faible ;

⇒ modèle « réservoir », écoulement avec mélange, amortissement fort.

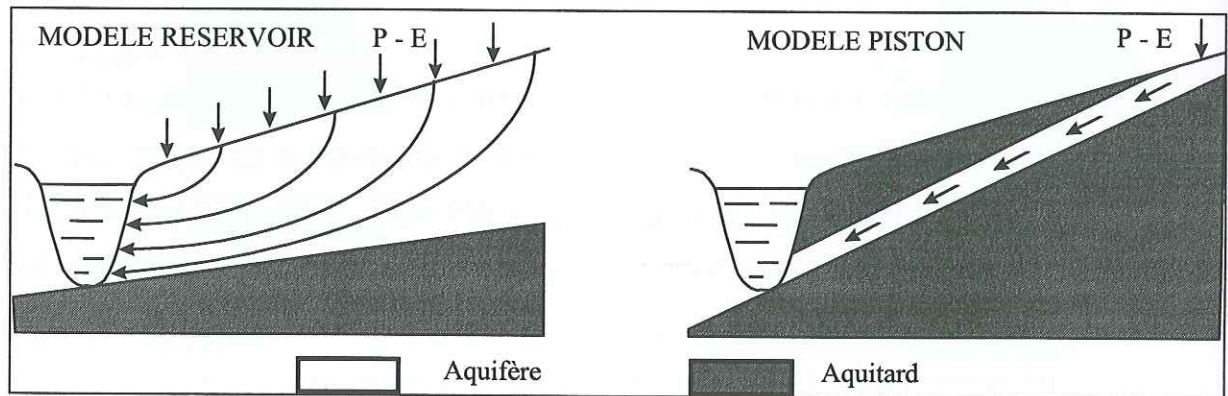


Figure 58 : Représentation schématique des écoulements souterrains de type réservoir et piston.

• Les résultats

Les sources du Mont Sec échantillonnées sont dispersées en altitude, de 410 m à 1300m. On pourrait attendre des variations teneur en ^{18}O de 2,5 ‰ si les aires d'alimentation étaient aussi étagées. Or les mesures, à l'exception de la galerie de reconnaissance (gal-reco) et du captage de Clot-Bénit, sont groupées autour de la valeur $\delta^{18}\text{O} = -10,7. \pm 0,15 \text{ ‰}$, ce qui indique une tranche d'altitude de l'aire d'alimentation de tous ces points limitée à une centaine de mètres. Le contexte orographique et géologique suggère que cette zone serait située autour de 1100m, altitude du « plateau » du Mont-Sec.

L'interprétation des mesures à l'aide du gradient des Alpes du nord (Figure 59) indique plutôt une aire d'alimentation comprise entre 1200 et 1300 m, ce qui traduirait un très fort transport latéral depuis le massif de l'Oeilley. Enfin une interprétation basée sur le plus fort gradient local admissible, défini par la galerie de reconnaissance, la source Bourdin (alt. 1280 m) et la Combe Fourchue (alt. 1170 m), indique une aire d'alimentation plus étagée comprise entre 1100 et 1400 m, ce qui traduit toujours un fort transport latéral depuis le Pic de l'Oeilley.

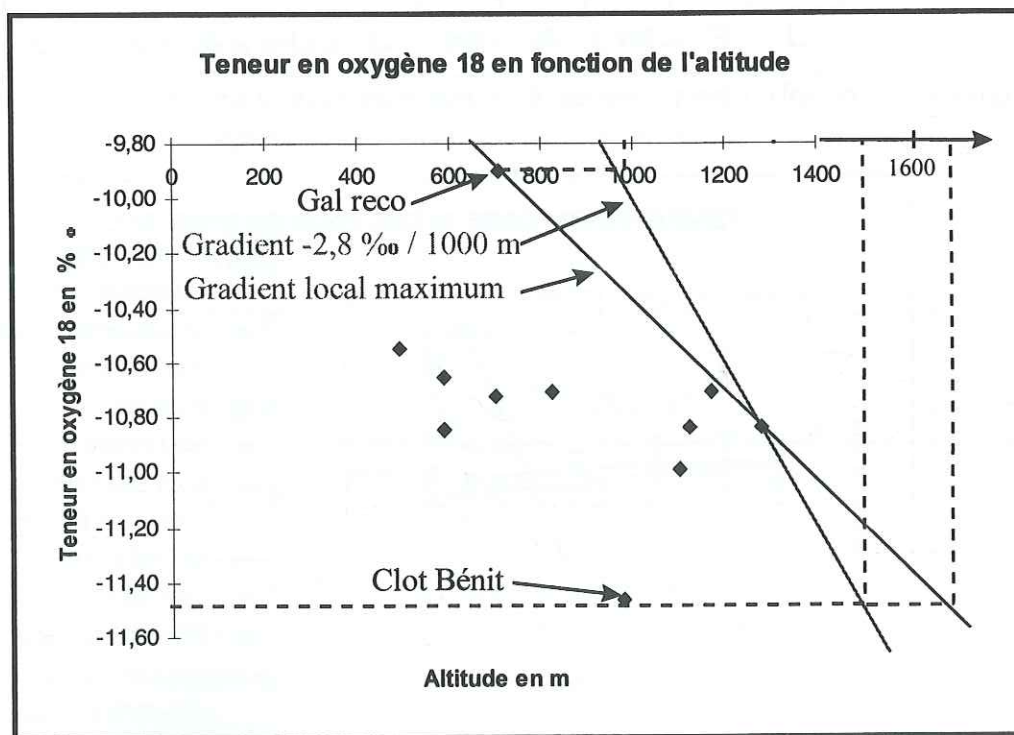


Figure 59 : Teneur moyenne sur l'année en ^{18}O des sources du Mont-Sec, en fonction de l'altitude.

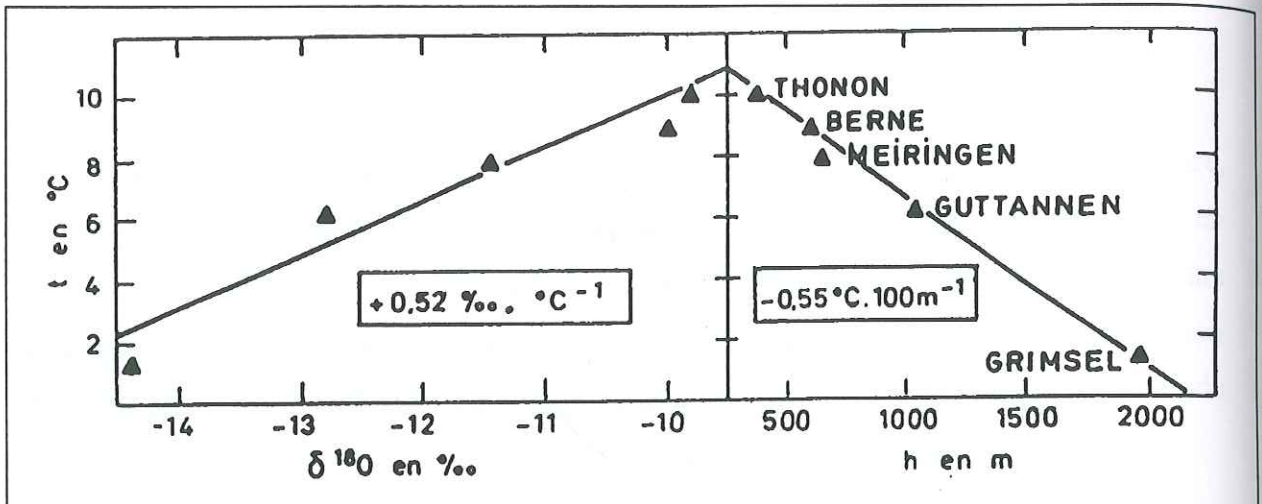


Figure 60 : Gradients annuels pour 5 stations des Alpes du Nord (1971 - 1978)

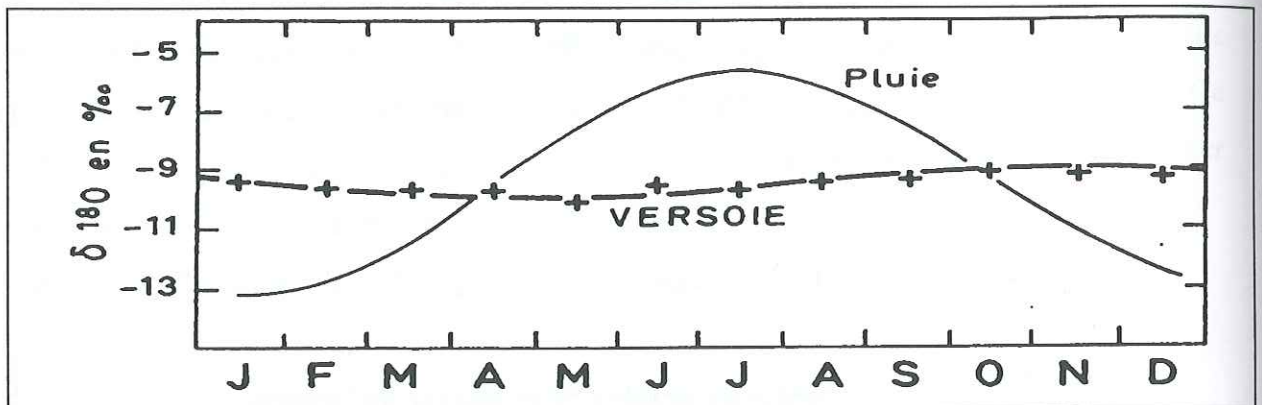


Figure 61 : Exemple d'amortissement du signal pluie pour la source de la Versoie (Thônion)

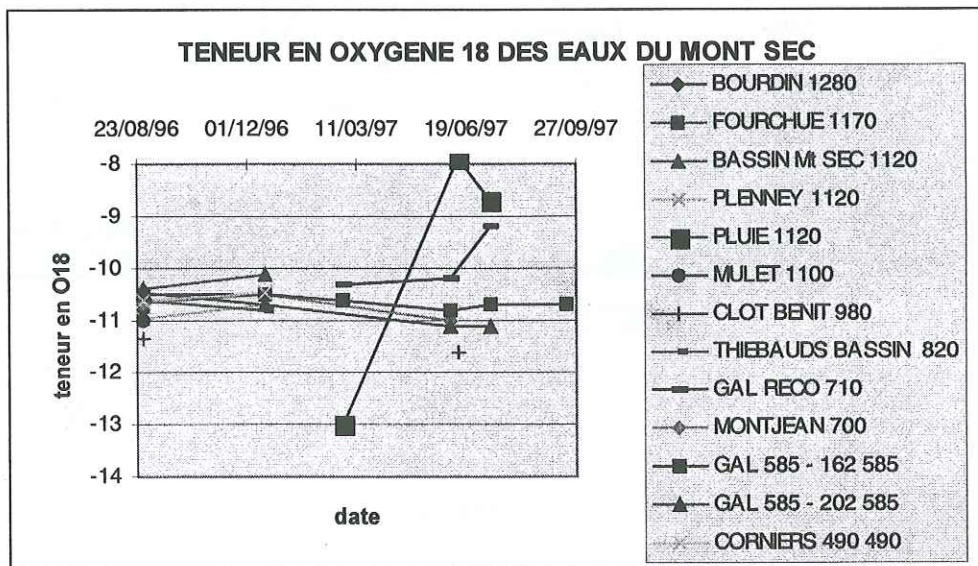


Figure 62 : Variation annuelle de la teneur en ¹⁸O des eaux du Mont-Sec : très fort amortissement du « signal pluie »

Les mesures effectuées pendant un an indiquent une faible amplitude des variations ($a=0,3\text{‰}$) dans les eaux souterraines du Mont-sec. Ce fort amortissement du signal pluie ($3,5\text{‰} < A < 4\text{‰}$) est signe d'un aquifère mélangé (Figure 62), par opposition à un écoulement de type « piston » dans des chenaux sans mélange. On peut estimer un temps de séjour moyen des eaux : $t = (A/a) / 2\pi = 2$ ans environ. Un premier amortissement par « mélange dans un réservoir » peut se produire dans l'aquifère du Pic de l'Oeilly - Fau Laurent (Figure 65). Le mélange peut ensuite avoir lieu tout au long du transport du nord-est vers le nord-ouest (guidé par les accidents N50) des eaux « captées » dans la zone de faille de Fau Laurent, auxquelles viennent en permanence se mélanger les eaux de pluie directement infiltrées.

NUMERO	SOURCE	COTE	DATE	H3 (UT)	dO18 (o/oo)
1	BOURDIN	1280	29/08/96	19,9	-10,84
2	FOURCHUE	1170	29/08/96	21,3	-10,71
3	BASSIN Mt SEC	1120	29/08/96	18,5	-10,37
3	BASSIN Mt SEC	1120	18/12/96		-10,1
4	PLENNEY	1120	29/08/96	14	-10,98
4	PLENNEY	1120	18/12/96		-10,7
	PLUIE	1120	13/01/97	10,3	
	PLUIE	1120	27/02/97	7,4	-13
5	MULET	1100	29/08/96	20,6	-10,99
6	CLOT BENIT	980	29/08/96	20,8	-11,33
6	CLOT BENIT	980	12/06/97		-11,6
7	THIEBAUDS BASSIN	820	29/08/96	17	-10,62

NUMERO	SOURCE	COTE	DATE	H3 (UT)	dO18 (o/oo)
8	GAL RECO	710	18/12/96		
8	GAL RECO	710	27/02/97	15,9	-10,3
8	GAL RECO	710	05/06/97		-10,2
9	MONTJEAN	700	29/08/96	18,6	-10,66
9	MONTJEAN	700	18/12/96		-10,5
9	MONTJEAN	700	05/06/97		-11
10	GAL 585 - 162	585	29/08/96	18,4	-10,49
10	GAL 585 - 162	585	18/12/96		-10,5
10	GAL 585 - 162	585	13/01/97	18	
10	GAL 585 - 162	585	27/02/97	19	-10,6
10	GAL 585 - 162	585	05/06/97		-10,8
11	GAL 585 - 202	585	29/08/96	17,7	-10,48
11	GAL 585 - 202	585	18/12/96		-10,7
11	GAL 585 - 202	585	13/01/97	17,3	
11	GAL 585 - 202	585	05/06/97		-11,1
12	CORNIERS 490	490	29/08/96	17,7	-10,63
12	CORNIERS 410	410	18/12/96	18,9	-10,46

Tableau 3 : Mesures isotopiques des eaux du Mont Sec (Tritium et Oxygène)

b) Le Tritium

• **La méthode**

Le Tritium quant à lui, est un dateur des eaux "récentes" (Olive, 1970 et 1996 ; Hubert, 1970), particulièrement efficace lorsque les eaux ont enregistré les pics de teneur tritium consécutifs aux essais nucléaires aériens (1952 - 1980). Celle-ci a atteint plusieurs milliers d'Unités tritium à son maximum, en 1963. Elle a décliné depuis, pour se stabiliser autour de 20 UT, valeur moyenne pour les eaux récentes. La teneur naturelle en isotope lourd dans les eaux de pluie (sans essais nucléaires) est de 5 UT. La demi-vie de cet élément est de 12,5 ans. La teneur de ces eaux antérieures aux essais est donc aujourd'hui de l'ordre de 0,5 UT. Les eaux dont la teneur est comprise entre 1 et 10 UT sont interprétées comme des mélanges entre des eaux anciennes et des eaux récentes. Cette méthode a été appliquée aux nappes alluviales du Drac, de l'Isère et de la Romanche (Cordeau et al., 1972 ; Sarrot-Reynaud, 1977).

• **Les résultats**

Les mesures effectuées (Tableau 3) permettent d'écarter l'hypothèse d'une éventuelle anomalie majeure dans l'âge des eaux révélatrice d'alimentations très lointaines et très lentes. Les résultats obtenus (17 à 21 U.T.) correspondent en effet aux valeurs classiques des eaux peu profondes récentes (moins de 10 ans d'âge pour des nappes libres). Ceci est compatible avec les estimations de temps de séjour faites avec les résultats des analyses isotopiques de l'oxygène (page 140). L'homogénéité des résultats indique que l'on a bien affaire à un réservoir d'eau unique.

c) Le Soufre

• **La méthode**

Le dosage des isotopes ^{32}S et ^{34}S du soufre permet de déterminer la provenance des sulfates en solution (Fouillac, 1989): dissolution du gypse ($\delta^{34}\text{S} > +10 \pm 0,3\%$) ou oxydation des sulfures ($\delta^{34}\text{S} \approx 0\%$). Ces mesures ont été effectuées au BRGM d'Orléans. Cette méthode a été appliquée pour déterminer l'origine des sulfates dans les eaux de l'Isère, du Drac et de la Romanche (Bosch et al., 1972).

- **Les résultats**

Sur un premier échantillon test, prélevé le 12 juin 1997 dans la galerie de mine cote 585 mètres, on a mesuré $\delta^{34}\text{S}=0,5\text{‰}\pm 0,3\text{‰}$, ce qui indique une origine de type « oxydation des sulfures ». Cinq échantillons prélevés le 16 septembre 1997 en surface (Combe Fourchue, Clot-Bénit et Corniers 490) et en galerie (gal-Reco et gal-585-PM-162) ont confirmé ce résultat : $-2,2 \text{‰} < \delta^{34}\text{S} < +1,7 \text{‰} \pm 0,3\text{‰}$.

4.6 Synthèse des résultats apportés par l'hydrochimie et les analyses isotopiques

Les études hydrochimiques et isotopiques menées sur les eaux du massif du Mont-Sec ont permis de caractériser en partie la nature des écoulements qui alimentent le versant des Ruines de Séchilienne, contribuant ainsi à aggraver son instabilité. Les principales caractéristiques relevées sont les suivantes :

- ce sont des eaux jeunes (environ 10 ans) et bien mélangées ;
- l'altitude moyenne d'infiltration implique un apport latéral depuis le Pic de l'Oeilly, confirmé par la minéralisation des eaux, qui indique un transit à travers les terrains carbonatés de Fau-Laurent (Figure 50) ;
- les eaux ne contiennent pas de trace de gypse, les sulfates en solution proviennent très majoritairement des sulfures présents dans le massif métamorphique ;
- les écoulements dans le massif sont compartimentés, avec des réseaux de fractures inclinées vers la vallée, ouvertes et très conductrices, à comportement très dynamique, et des zones plus capacitatives où la conductivité plus faible et les écoulements plus étalés dans le temps.

4.7 Modèle hydraulique local au niveau de la galerie de mine cote 585 m

Les résultats présentés nous permettent de proposer un modèle hiérarchisé d'écoulement autour de la galerie de mine cote 585 m (Figure 63). Au vu de l'étude géologique, on peut penser que ce modèle, dans ses grands traits, s'applique plus généralement à l'ensemble du

versant instable. Les trois venues d'eau représentées Figure 63 correspondent à trois réseaux de fracture différents :

- diaclase ouverte inclinée de 40° vers l'aval, à écoulement intermittent au PM 202 ;
- suintements sur la microfissuration (dont la schistosité) en toit, collectée dans une bache au PM 180 ;
- faille verticale de 10 cm d'épaisseur et remplie de matériau broyé au PM 162, écoulement pérenne où débit et conductivité sont enregistrés

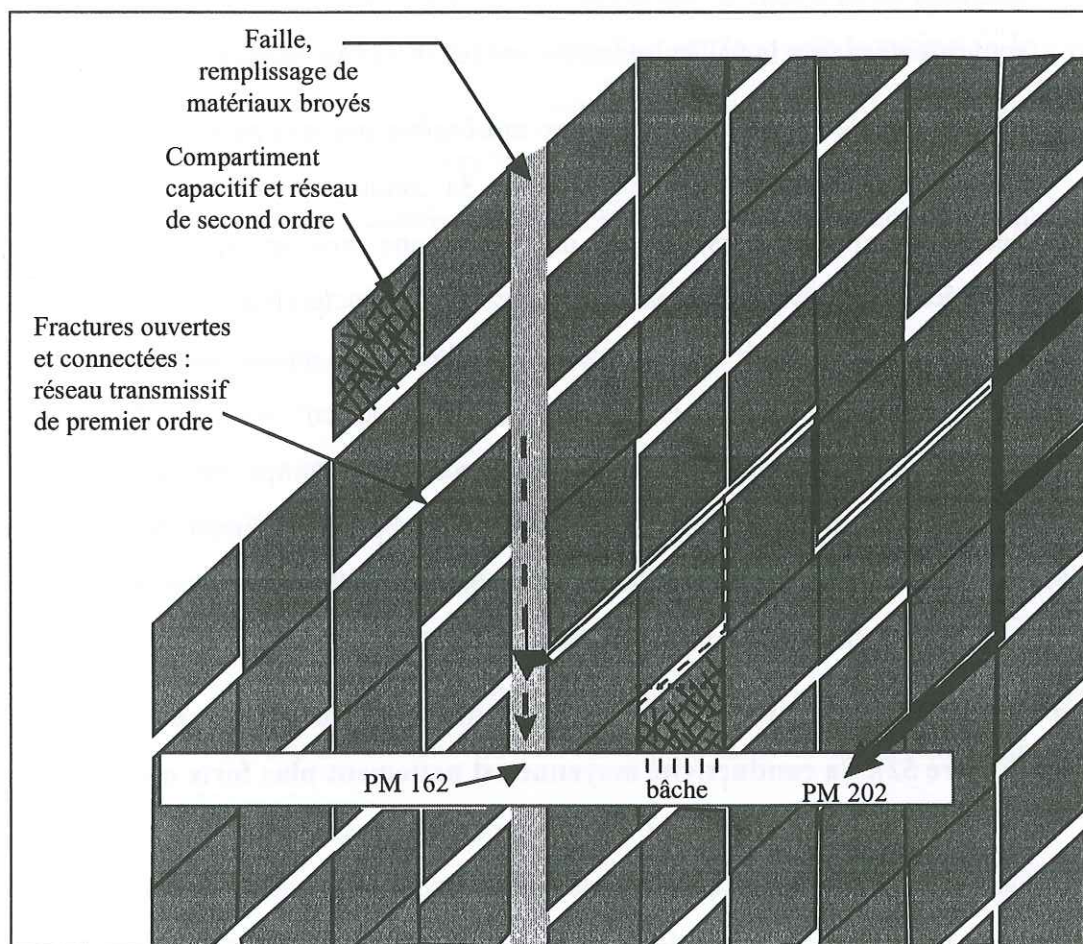


Figure 63 : schématisation des trois réseaux d'écoulement observés dans la galerie de mine cote 585 m

Les compositions chimiques de ces trois points d'eau sont différentes mais elles sont toutes trois agressives (une constante à l'échelle du massif).

- **L'eau du PM 202 est la moins minéralisée, en accord avec l'écoulement rapide suggéré par l'observation de la fracture, mais son altitude d'alimentation reste « haute » d'après les mesures isotopiques sur ^{18}O (page 140).** Elle n'est donc pas uniquement issue d'une contribution locale de l'impluvium dans le versant. Elle pourrait résulter d'un écoulement rapide dans le massif, au sommet de la zone noyée, quand celle-ci atteint la zone de fracturation ouverte. Ces écoulements empruntent un réseau de fracturation très conducteur « de premier ordre » à fonction transmissive très marquée mais à faible fonction capacitive : écoulement en tout ou rien au gré des fluctuations du niveau maximal de la « zone noyée ». Dans la galerie de mine cote 585 m, ces fractures ouvertes sont orientées vers la vallée, sensiblement parallèles au versant.
- **L'eau collectée dans la bêche a une minéralisation très proche de celle des sources de surface d'altitude inférieure à 1000m.** Sa conductivité augmente aux périodes de fort débit (décembre à mars), ce qui indique qu'une mise en charge forte évacue des eaux stockées par le système capacitif. Ces zones de fracturation « secondaire » se rechargent lorsqu'elles sont noyées et ne se vident que lentement quand elles ne le sont plus. Ce n'est qu'en cas de forte mise en charge qu'elles apportent une contribution importante, en relâchant des eaux plus minéralisées, car stockées longtemps dans une zone où les fractures sont richement minéralisées. Ce phénomène peut expliquer le pic « anormal » de conductivité enregistré en période de hautes eaux sur le PM 162 (voir page 127 et la Figure 52), dont la faille doit drainer plusieurs compartiments capacitifs.
- **L'écoulement du PM 162 est pérenne mais fortement variable au cours de l'année (Figure 52). Sa conductivité moyenne est nettement plus forte que celle des sources de surface.** Cela peut être interprété comme un enrichissement lors du transit dans la zone de faille, plus riche en minéralisation. D'autre part, les matériaux broyés qui remplissent la faille offrent une grande surface d'échange et une perméabilité plus faible que les diaclases ouvertes (donc un temps de transit supérieur), susceptible de favoriser la minéralisation des eaux de percolation. Cette hypothèse est renforcée par l'enrichissement préférentiel en Mg (rapport très faible Ca/Mg # 0,7) au PM 162, qui pourrait être dû à la dissolution de sidérite

(CO_3Fe) à forte teneur magnésienne (6 à 8 %), mentionnée par les documents miniers (Meloux et Poulain, 1967).

4.8 Proposition pour un modèle hydraulique global

4.8.1 Ecoulement latéral profond guidé par les failles N50 à N70

Les failles N50 à N70 peuvent jouer un double rôle d'écran étanche (dans la direction transversale) et de « guide » dans leur plan. En profondeur (en dessous de la zone perturbée par les mouvements), leur conductivité transversale est en effet très faible, au vu des accidents mylonitiques rencontrés dans la galerie de reconnaissance. Par contre, du fait des mouvements tectoniques actuels de raccourcissement, de direction N50 (Darmendrail, 1994), leur conductivité en plan peut être beaucoup plus forte. Surtout, leur grande extension leur permet de canaliser les écoulements empruntant le réseau de fractures ouvertes à pendage vers la vallée, ce qui guide les écoulements vers le sud-ouest (Figure 65). Cette anisotropie majeure de conductivité hydraulique à l'échelle du massif explique les apports en provenance de Fau Laurent.

4.8.2 Surverse par-dessus les failles N50 à N70

Quand le niveau de la « zone noyée » atteint la zone désorganisée par les déformations gravitaires, la fonction d'étanchéité transversale des failles N50 n'est plus assurée et il peut y avoir « surverse » dans le compartiment situé en aval (Figure 66) à travers le réseau de fractures ouvertes par la déformation du versant (réseau de premier ordre). Si la période humide persiste, ce schéma de surverse peut se généraliser dans le massif, sans que, dans un premier temps, le « niveau de la zone noyée » ne monte dans la zone déstructurée par le mouvement, bien plus conductrice.

4.8.3 Effet de seuil hydromécanique en cas de surverse généralisée dans le versant

Ce n'est que si un épisode pluvieux intense survient après que le massif ait été préalablement « rempli » que l'on peut envisager une montée du toit de la « zone noyée » dans la zone en mouvement. Cette montée sera forcément passagère puisque ces eau « excédentaires » vont pouvoir s'écouler vers la Romanche selon la ligne de plus grande pente à travers un milieu

très ouvert (Figure 66). Cette « nappe de versant » éphémère est supportée par toute l'eau captive dans les compartiments profonds, qui s'écoule lentement vers le sud ouest.

D'après les études structurales et les modèles de déformation élaborés par la méthode des éléments distincts (page 97), les fractures ouvertes sont inclinées vers la vallée, sensiblement parallèles au versant. Les fractures inclinées vers l'amont, elles, sont plutôt fermées et sollicitées en cisaillement. La conductivité de cette zone en mouvement est donc beaucoup plus forte qu'en profondeur, mais fortement anisotrope. Un rapport de conductivité de 10 à 1 entre la direction parallèle au versant et sa perpendiculaire paraît réaliste. Un calcul d'écoulement dans un milieu homogène anisotrope montre (Louis, 1974) que dans ce cas, les équipotentielles sont sensiblement parallèles au versant.

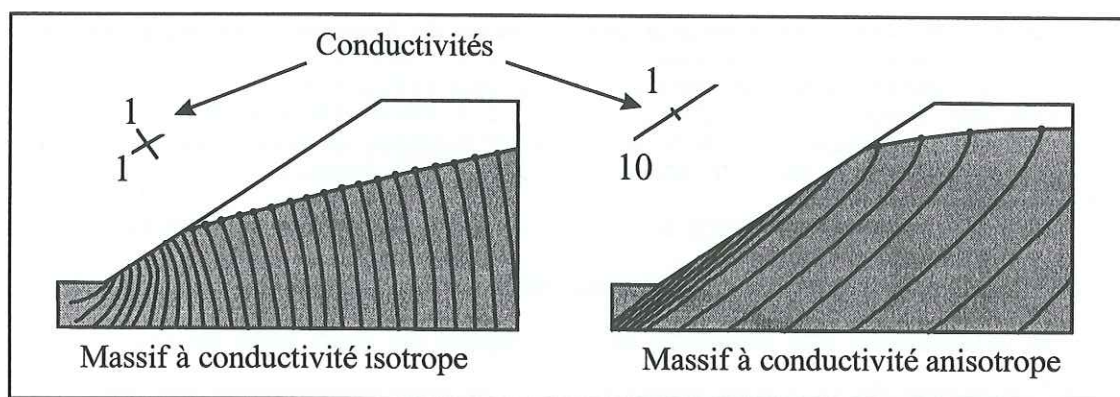


Figure 64 : Influence de l'anisotropie de la conductivité sur la forme des courbes équipotentielles

Cette logique s'applique aussi au milieu fracturé puisque, à l'extrême, un unique réseau de fractures planes parallèles au versant conduirait à des équipotentielles exactement parallèles au versant. Dans une telle configuration, une faible montée dh du niveau de la « nappe de versant » peut générer un saut de pression Dp important. En effet, le réseau de fracture et la « surface libre » étant presque parallèles, leur intersection est repoussée très haut en amont, ce qui entraîne un niveau piézométrique important (Figure 66).

Cette situation sera d'autant plus éphémère qu'elle peut engendrer d'importantes augmentations de pressions hydrauliques, donc des déformations accélérées, une dislocation croissante et un meilleur drainage de la zone en mouvement. Il y a là un mécanisme hydraulique

« à seuil », capable de donner de véritables « coups de boutoir », et donc susceptible d'expliquer les très fortes accélérations mesurées en période de crise. Il faut rappeler que ces crises ne surviennent que lors d'épisodes pluvieux intenses précédés d'une période d'alimentation soutenue (voir page 119). L'effet de seuil est dû à la disposition parallèle au versant des réseaux de fractures les plus conductrices.

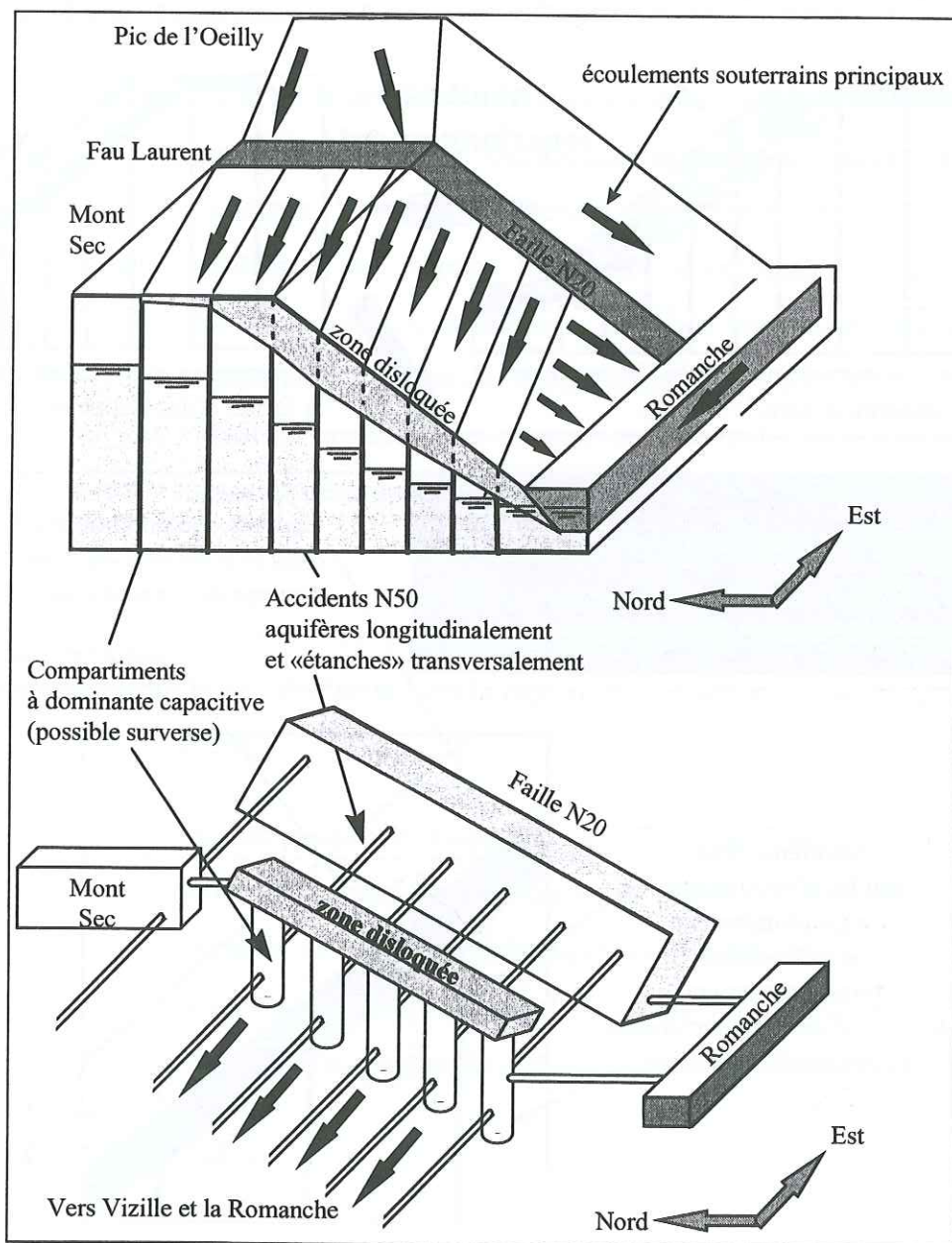


Figure 65 : Schématisation hydraulique des écoulements dans le Mont - Sec

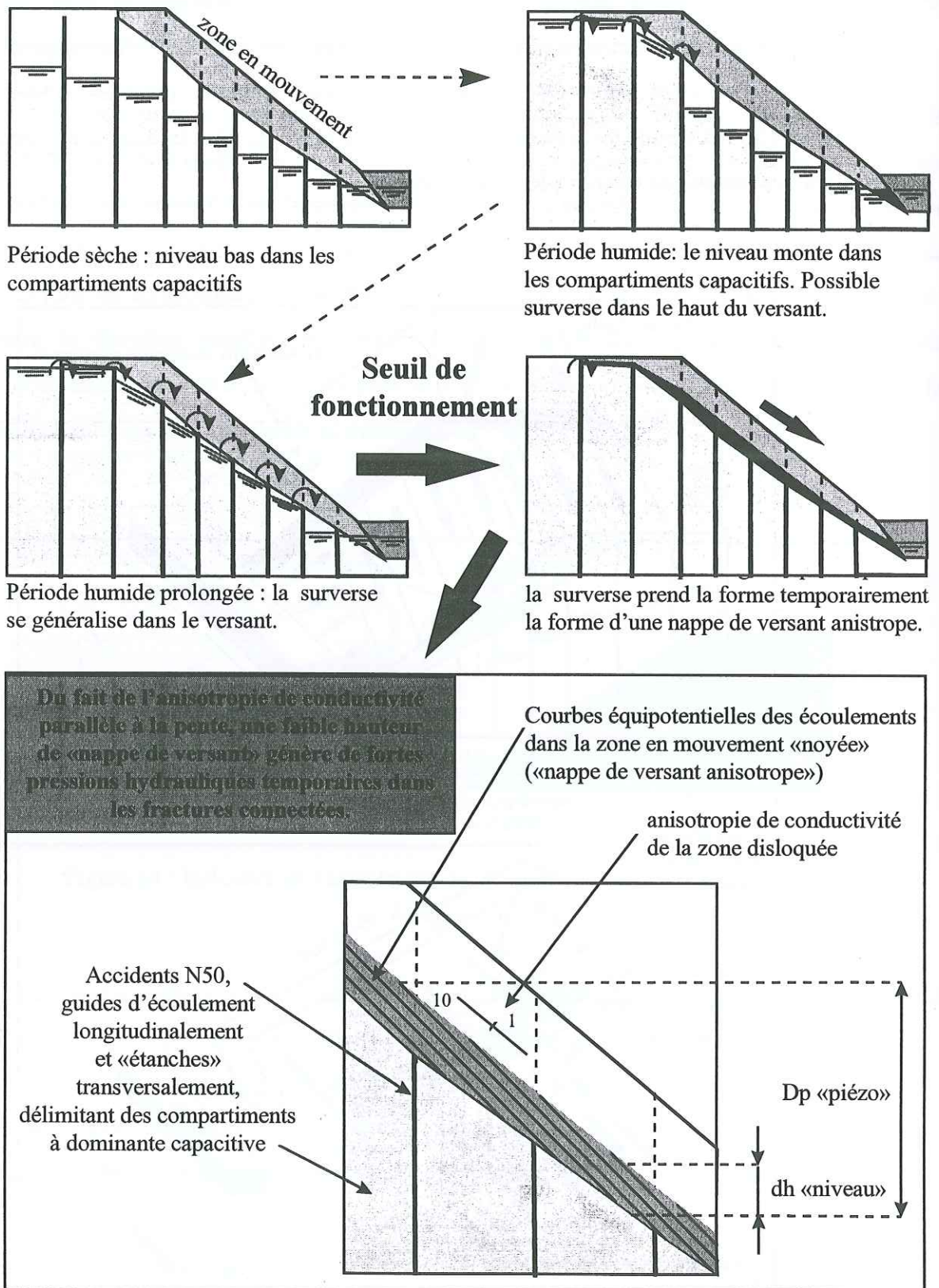


Figure 66 : Fonctionnement hydraulique du Mont-Sec expliquant les brusques accélérations constatées par l'apparition éphémère d'une « nappe de versant anisotrope »

Conclusion

L'étude pluridisciplinaire exposée dans cette seconde partie nous a permis de proposer un modèle explicatif pour le mouvement du versant des Ruines de Séchilienne. Chacune des approches, géologique, hydrogéologique et géomécanique, apporte en effet un élément de compréhension et permet de sélectionner les hypothèses les plus pertinentes pour le modèle. Face à un phénomène naturel aussi complexe, cette stratégie d'étude s'avère indispensable.

La localisation et le mécanisme de la déformation apparaissent comme étroitement contrôlés par la structure géologique du versant. Le mécanisme proposé, en accord avec les informations disponibles, concerne l'ensemble du versant, de la crête à la vallée, sur une épaisseur de plusieurs centaines de mètres. Il permet d'expliquer les principales caractéristiques révélées par l'auscultation, à savoir : la faible inclinaison des vecteurs vitesses, les déplacements importants du haut du versant alors que le pied paraît stable, la variation saisonnière des vitesses d'ouverture des fractures et les brutales accélérations. Il est aussi compatible avec l'absence de désordres localisés trahissant l'émergence d'une surface de discontinuité basale.

Des pistes de réflexion sont ouvertes pour la simulation numérique de l'influence des écoulements hydrauliques et de l'évolution vers la rupture du versant, mais on est encore loin d'une simulation à but prédictif.

Si le mécanisme proposé requiert pour se développer des conditions géologiques particulières, celles-ci ne nous paraissent pas exceptionnelles dans les Alpes. Il doit donc pouvoir s'exprimer dans d'autres versants de structure géologique comparable, au moins durant les stades précoces de déformation où le contrôle structural est encore strict. Nous en donnons un exemple dans la partie suivante, avec le cas du versant sud de La Toura, près de Saint-Christophe-en-Oisans.

TROISIEME PARTIE :

PHENOMENE DE RUPTURE INTERNE, SYNTHESE ET CONCLUSION.

Introduction

Dans la partie précédente, nous avons analysé la déformation d'un grand versant alpin en terrain métamorphique (les Ruines de Séchilienne), ce qui nous a conduit à mettre en évidence un mode de déformation particulier. Nous présentons ci-dessous une synthèse des connaissances obtenues sur ce mécanisme, appelé « rupture interne » par Louis Rochet, qui l'a, le premier, proposé pour le versant de Séchilienne. Ce mécanisme de déformation ne suppose pas, pour se développer, de surface de rupture basale préexistante. Cette originalité fait-elle des ruines de Séchilienne un cas unique ou bien ce phénomène est-il observable ailleurs ?

Nous présentons ensuite le versant de Saint-Christophe-en-Oisans, en rive droite du Vénéon (massif des Ecrins, Isère), qui offre beaucoup de similitudes morphologiques et structurales avec celui de Séchilienne. Une comparaison approfondie nous a paru intéressante, car l'absence de forêt rend les conditions d'observation bien meilleures à Saint-Christophe-en-Oisans qu'à Séchilienne. De plus, ce site permet de tester plus facilement d'autres hypothèses, comme le rapport éventuel avec la néotectonique, qui peuvent en retour s'avérer instructives pour Séchilienne et de nombreux autres versants alpins.

1. Synthèse des connaissances acquises sur la rupture interne par l'étude du versant des Ruines de Séchilienne

1.1 Une déformation discontinue du massif rocheux, sous contrôle structural

Le phénomène de rupture interne au sein d'un massif rocheux apparaît comme un ensemble de mouvements complexes de blocs élémentaires, soumis à un fort contrôle cinématique de la part de la structure géologique, et se développant sans surface basale de glissement préexistante. Il diffère en cela des phénomènes de glissement en masse, qui s'expriment le plus souvent sur des surfaces structurales. Il se distingue également des ruptures de massifs très fracturés ou ayant subi un fauchage prononcé, deux cas où une surface de rupture peut se développer comme dans un milieu granulaire à grande échelle.

A Séchilienne, l'auscultation en nivellement et extensométrie de la galerie de reconnaissance de 240 mètres creusée spécialement à la cote 710 a permis de reconstituer le mouvement de basculement différentiel de blocs élémentaires « rigides » pluridécamétriques, séparés par des accidents mobilisés localement en faille normale (page 74).

1.2 Conditions géologiques d'apparition de la rupture interne

Le mécanisme de rupture interne dans un versant sous poids propre (on exclut les cas de rupture de massifs de fondation, qui se produisent à une échelle inférieure) nécessite, pour se développer, des conditions géologiques favorables, qui se rencontrent fréquemment dans les socles métamorphiques :

- un versant de dénivellation importante (500 à 1000 m), pour que les efforts générés sous poids propre dans les zones les plus sollicitées soient proches de la limite de résistance du matériau et puissent mobiliser des réseaux de fractures secondaires en relais, ou même propager de nouvelles fractures (éventuellement en régime sous-critique) ;

Le versant des Ruines de Séchilienne est haut d'environ 800 mètres, entre la vallée de la Romanche (cote 330) et le sommet du Mont-Sec (cote 1150).

- une fracturation intense et bien répartie, avec de nombreuses fractures continues très redressées ;

A Séchilienne, le versant est découpé en « lanières » verticales par des accidents hectométriques orientés N50°. La fracturation est complétée par les accidents conjugués N140°, la foliation et de nombreuses fractures parallèles à la vallée et plongeant vers elle (page 61).

- des caractéristiques mécaniques de résistance les plus faibles possible sur les discontinuités majeures. Certaines failles remplissent bien cette condition et peuvent fournir le réseau principal de discontinuités qui va contrôler l'ensemble de la déformation.

Les accidents N50°, recoupés par la galerie de reconnaissance de 240 mètres creusée à la cote 710, sont mylonitisés, avec parfois plusieurs décimètres de matériau argileux au cœur de la zone broyée (page 57).

1.3 Expression morphologique et cinématique de la rupture interne

La rupture interne s'exprime en surface du versant par l'existence de différents indices morphologiques et cinématiques :

- un tassement sommital ou une crête bifide ;

Le tassement sommital du Mont-Sec est souligné par une falaise en forme d'arc de cercle, de 20 à 30 mètres de hauteur.

- un bombement de la partie centrale, qui entraîne le raidissement de la partie inférieure de la pente ;

La pente de la partie inférieure du versant des Ruines de Séchilienne (page 41) est de 45° environ du pied (cote 330) à la cote 900, puis de 20° environ jusqu'au Mont-Sec (cote 1100).

- des déplacements qui peuvent être plus importants dans le haut du versant que près du pied du versant ;

Le mouvement de Séchilienne a longtemps été décrit comme « perché » au-dessus de la cote 500 à 600. Si aujourd'hui l'auscultation fine du pied de versant révèle des mouvements significatifs, ceux-ci restent bien inférieurs à ceux mesurés plus haut, qui sont compris entre 4 et 20 cm/an (page 65).

- des déplacements peu inclinés dans le corps du versant ;

Les vecteurs déplacement de la partie raide du versant des Ruines de Séchilienne (jusqu'à la cote 950 environ) sont inclinés de 10 à 20° (page 65).

- une transition régulière entre zone en mouvement et zone stable, sans désordres localisés dus à l'émergence d'une surface de rupture :

A Séchilienne, les mouvements s'estompent régulièrement vers l'ouest et diminuent progressivement vers le bas du versant (page 66).

- des périodes d'accélération alternant avec des périodes de rémission, sans qu'il n'y ait forcément d'éboulement important. Ces variations de vitesse peuvent être corrélées à la pluviométrie et révéler une commande hydraulique profonde, même si le réseau hydrographique est peu développé.

La corrélation étroite entre les vitesses d'ouverture des fractures de la zone la plus active du versant des ruines de Séchilienne et la pluviométrie, mesurée par la station météorologique spécialement installée au sommet du Mont-Sec, a permis de caractériser numériquement la commande hydraulique. Un modèle global intégrant le modèle géologique, les mesures hydrochimiques et le résultat des simulations géomécaniques a pu être proposé pour expliquer les accélérations « fugaces » observées en période très humide (page 149).

1.4 Apport de la simulation numérique à la compréhension de la rupture interne

La modélisation numérique a montré que :

- les blocs élémentaires sont sollicités en flexion, ce qui peut générer des efforts de traction sur une de leur face. Ces efforts sont propices à la propagation de fractures. Les fractures

existantes inclinées vers la vallée, sollicitées en ouverture, vont créer un réseau hydrauliquement très conducteur ;

A Séchilienne, la galerie de reconnaissance de la cote 710 et une galerie de mine située dans le couloir d'éboulis à la cote 585 ont permis d'observer que les nombreuses fractures ouvertes sont très majoritairement inclinées vers la vallée (page 57) et que des écoulements temporaires et très dynamiques s'y développent (page 146). Pour une faible élévation de la surface libre, ces écoulements dans un réseau conducteur presque parallèle à la pente du versant peuvent générer temporairement de fortes augmentations piézométriques dans le massif, qui peuvent expliquer les brusques accélérations observées (page 149).

- certains blocs sont fortement sollicités en compression, ce qui peut entraîner une propagation sous-critique de fractures au cours du temps. Ces phénomènes différés dans le temps, qui se développent lorsque les efforts internes approchent la limite de résistance du matériau, sont responsables de la progressivité de l'évolution vers la rupture ;
- cette fracturation progressive tend à se localiser dans une « zone de développement de la rupture », au sein de laquelle pourra apparaître une surface de rupture globale. Lors de cette transition, le contrôle structural de la cinématique du mouvement disparaîtra. Il est donc capital de disposer d'un mode de surveillance suffisamment fin pour détecter à temps ce changement et pouvoir se préparer à donner l'alerte ;
- l'ensemble du versant est sollicité, même si les déplacements significatifs n'apparaissent que dans la partie haute. Il importe donc d'étendre l'auscultation (ou la surveillance) au pied du versant ;

Ceci a été fait à Séchilienne et des déplacements significatifs ont été détectés dans le bas du versant, jusque là réputé immobile (page 65).

- le versant est endommagé sur une grande profondeur, ce qui peut engendrer un risque majeur d'écroulement catastrophique.

A Séchilienne, le fond de la galerie de reconnaissance de la cote 710, longue de 240 mètres, est toujours dans la zone en mouvement (page 74). Même si le scénario d'écroulement simultané de l'ensemble de la masse mobile, estimée à 100 millions de mètres cubes, n'est pas le plus probable, la profondeur de zone instable à prendre en compte pour évaluer le risque dans la vallée est considérable.

2. Un autre exemple de rupture interne : le versant sud de La Toura, Saint-Christophe-en-Oisans, France.

2.1 Localisation et cadre géographique

Le site de St-Christophe-en-Oisans se trouve dans la vallée du Vénéon, affluent rive gauche de la Romanche, à environ 13 km au SE de la localité de Bourg-d'Oisans, (Figure 67).

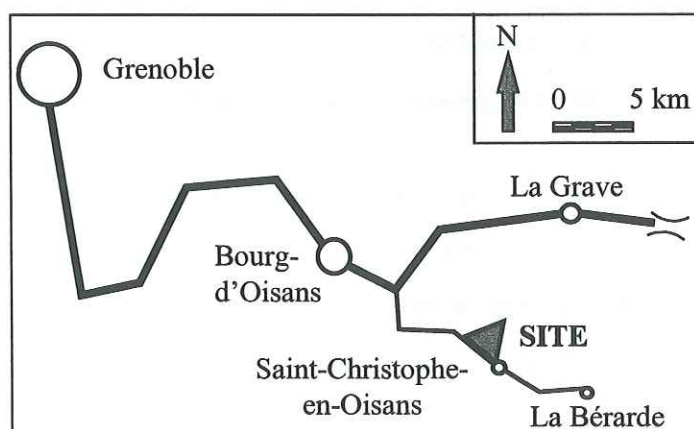


Figure 67 : Plan de situation du versant de La Toura.

La zone concernée apparaît en rive droite de la rivière, immédiatement à l'aval de Saint-Christophe. Le versant se développe sous les Aiguilles Rouges de la Toura et montre une pente recoupée de ressauts subverticaux et de vires plus douces. La végétation est quasi inexistante sur la totalité du versant, excepté de rares gazons et quelques arbustes dans la partie basse. Un ancien hameau (Le Puy) doit probablement son existence à la présence d'une fontaine dans le tiers inférieur de la pente (Figure 68). A noter, fait exceptionnel, que ce versant ne présente pratiquement aucun réseau hydrographique structuré, à l'exception d'un

torrent temporaire sous le bassin de réception de la Chabotte, à l'ouest. A l'est, en bordure de la zone instable, on trouve une autre source, captée, dans le ravin de la Close.

2.2 Cadre géologique

A l'échelle régionale, le secteur considéré se trouve dans des terrains métamorphiques à dominante gneissique (Figure 68). On retrouve ainsi des gneiss quartzo-feldspathiques (gneiss de la Lavey), des gneiss biotitiques à tendance micaschisteuse, des amphibolites et gneiss amphibolitiques, des gneiss migmatitiques (gneiss de St-Christophe). Ces différentes formations sont séparées par de grandes failles N-S. Les sources du Puy et du ravin de la Close sont vraisemblablement dues à un drainage du massif par ces grands accidents, qui remontent vers le haut du bassin versant.

Le versant plonge sous les alluvions de la vallée du Vénéon, qui forment une accumulation importante au Plan du Lac. Cette accumulation est liée à la présence d'anciens écroulements qui ont créé un barrage naturel, entraînant le dépôt de plusieurs dizaines de mètres de sédiments. Sur le versant lui-même, on trouve quelques éboulis au niveau du Puy et quelques placages glaciaires (les Côtes, sous les Aiguilles de la Toura). Certaines de ces moraines sont historiques et les plus récentes (la Toura) dateraient du petit âge glaciaire (1830-1880). Les autres moraines (les Côtes) représenteraient des dépôts tardi-würmiens (Barfety et Pécher, 1984).

2.3 Description du versant sud de la Toura

2.3.1 Morphologie

La vallée du Vénéon est très profondément encaissée dans le socle cristallin et présente généralement des versants aux pentes très accentuées. Par contre, le secteur situé immédiatement en aval de St-Christophe-en-Oisans montre une pente moyenne beaucoup plus douce, de l'ordre de 36° entre 1 200 m et 2 885 m d'altitude.

Lorsqu'on considère la morphologie de détail de cette partie du versant, on relève plusieurs faits marquants :

- sous la Toura, les plus hautes pentes du versant sont abruptes (entre 2885 et 2500 m environ) et pourraient correspondre à l'escarpement sommital d'un tassement de versant ;
- la majeure partie des pentes situées en contrebas (entre 2 500 et 1 200 m) est caractérisée par une morphologie en ressauts successifs soulignés par des bandes d'éboulis accumulés à leur pied. L'aspect du versant en photographies aériennes est de ce fait très caractéristique.

Cette morphologie évoque une instabilité gravitaire. Celle-ci couvrirait ici une superficie considérable. La dénivellation totale du versant dépasse en effet 1300 m, et la largeur de la zone affectée atteint 2000 m en pied de versant.

L'extension latérale de la zone est marquée :

- à l'aval par le ravin de la Chabotte, qui en constitue la limite NW ;
- à l'amont par le torrent du Diable (Vallon de la Selle) et par une arête légèrement oblique à celui-ci qui matérialise la limite SE.

De ce fait, la zone étudiée forme pratiquement un triangle isocèle d'une surface d'environ 250 ha, dont le sommet est à la Toura. Les observations les plus intéressantes portent sur la morphologie des ressauts eux-mêmes. Ceux-ci sont séparés par des sillons relativement profonds. Le rebord externe de ces sillons (côté vallée) présente le plus souvent une contrepente très nette. Ce site présente aussi une caractéristique unique : le vallon de la Selle (Torrent du Diable), qui le limite au NE, offre sur sa rive droite une coupe naturelle du versant étudié (Figure 71).

2.3.2 Structure géologique du versant

La lithologie montre des bandes de gneiss de nature différente, décrites précédemment, d'orientation N-S, de 400 à 700 m de large, séparées par de grandes failles également N-S (fig.2). Quelques passées granitiques peuvent également interrompre cette régularité.

L'observation de terrain a permis de préciser la nature des lanières observées sur les photos aériennes. Orientées NW-SE, elles peuvent se développer sur plusieurs centaines de mètres de

longueur, et présentent des contre-pentes en relief de plusieurs mètres. Les creux entre la contre-pente et le versant sont nettement visibles et garnis ou soulignés par des éboulis vifs en continu, masquant leur profondeur. Par ailleurs, les contrepentes sont parfois marquées par des polis glaciaires, ce qui permet de dater le début de la déformation.

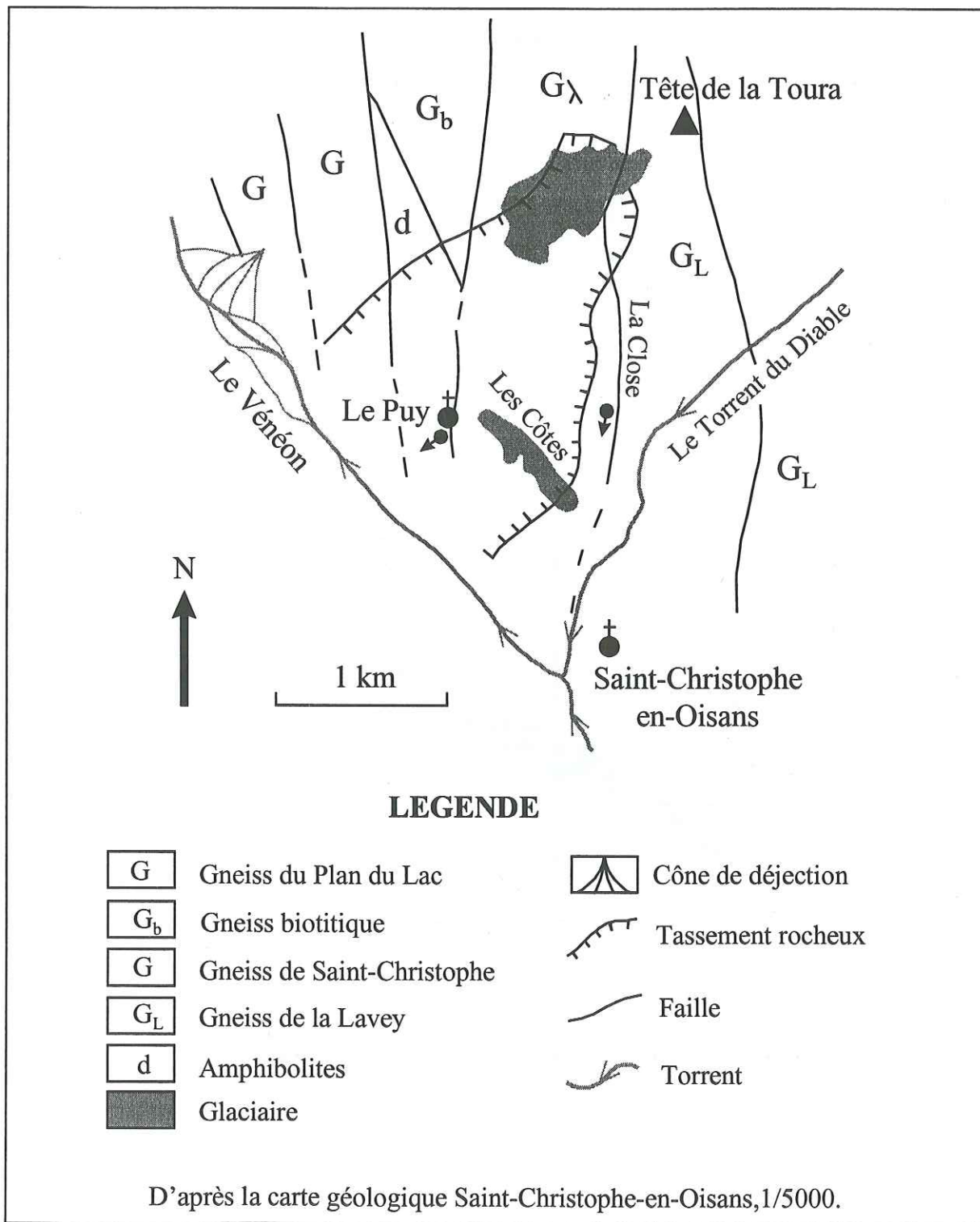


Figure 68 : Cadre géologique du versant sud de La Toura.

Les lanières sont nombreuses (Figure 70) et l'on peut en individualiser quelques dizaines, dont l'épaisseur varie de 10 à 35 m. La distance entre la crête de la contre-pente et le versant peut atteindre une vingtaine de mètres. A noter que les creux des contrepentes contiennent parfois des passées granitiques, sans doute plus altérables. Localement on peut également observer de véritables cicatrices ouvertes, montrant des vides importants, de quelques décimètres à 1 ou 2 mètres de large.

L'analyse structurale du versant apporte les renseignements suivants (Figure 69) :

- les fissures N-S subverticales correspondent aux failles principales et à la foliation,
- les contre-pentes ont une direction N 150° avec un fort plongement de 65° vers le NE,
- les autres systèmes de fracture sont orientés, l'un N 65° avec un plongement de 65° vers le SE et l'autre N 80° vertical.

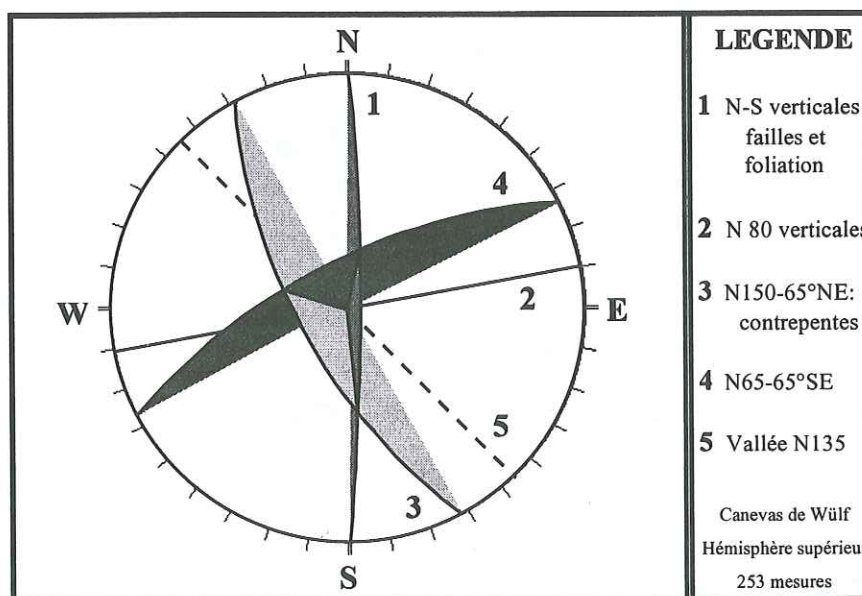


Figure 69 : Stéréogramme synthétique de la fracturation du versant de la Toura .

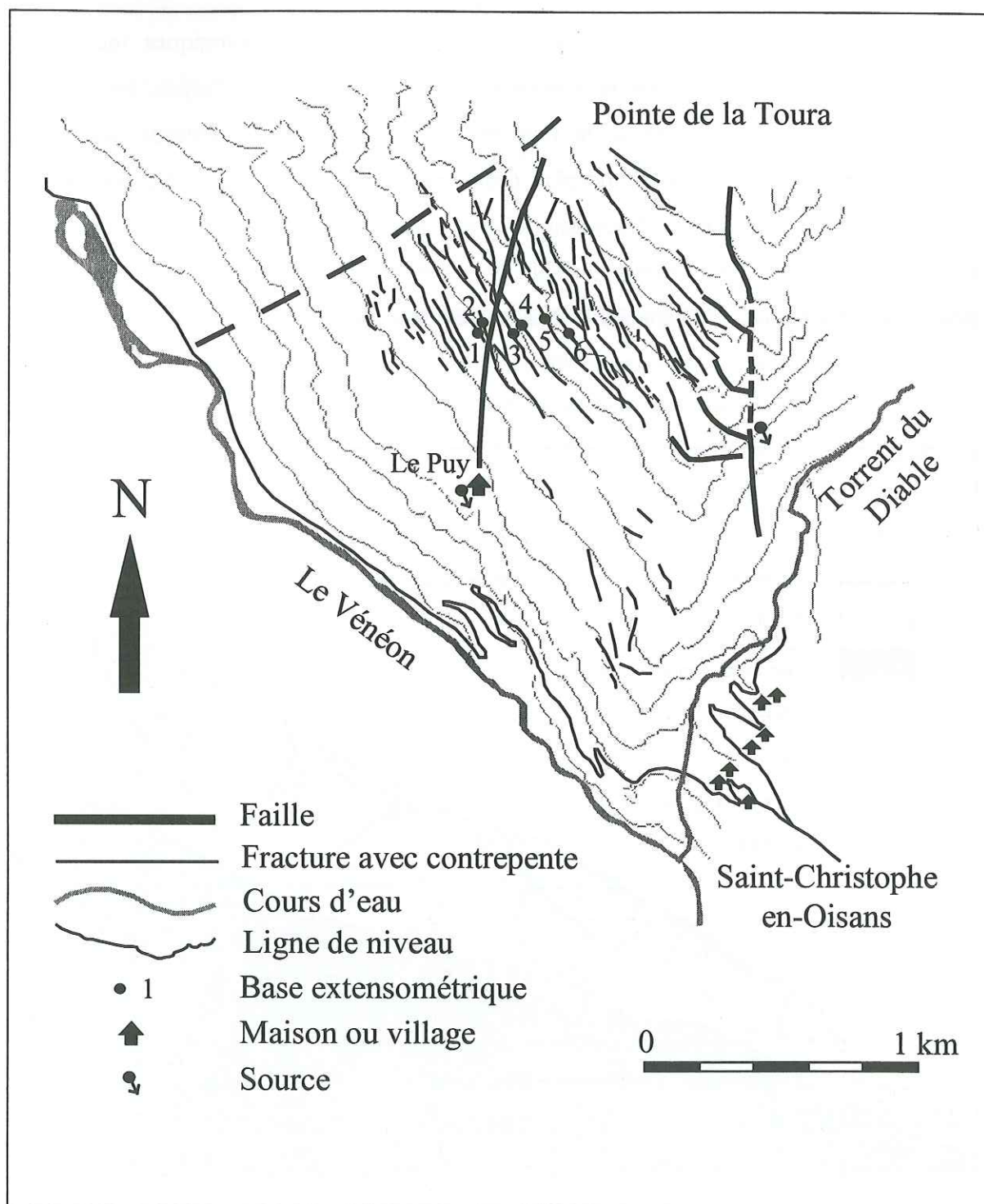


Figure 70 : Esquisse structurale du versant de la Toura.

2.3.3 Coupe de la rive droite du vallon de la Selle

Cette coupe (Figure 71) montre une succession d'accidents géologiques inclinés vers l'intérieur du versant, délimitant un ensemble de panneaux rocheux d'aspect basculé. Cette hypothèse se trouve confortée si on rapporte cette observation à l'attitude des fractures visibles dans les falaises du second plan (non représentées sur la figure 5), proches de la verticale. Sur ce profil, aucune discontinuité ne peut être interprétée comme un plan de rupture basal. En limite Est de la masse instable, le ravin de la Close correspond à un accident géologique subvertical, souligné par la présence de plusieurs sources.

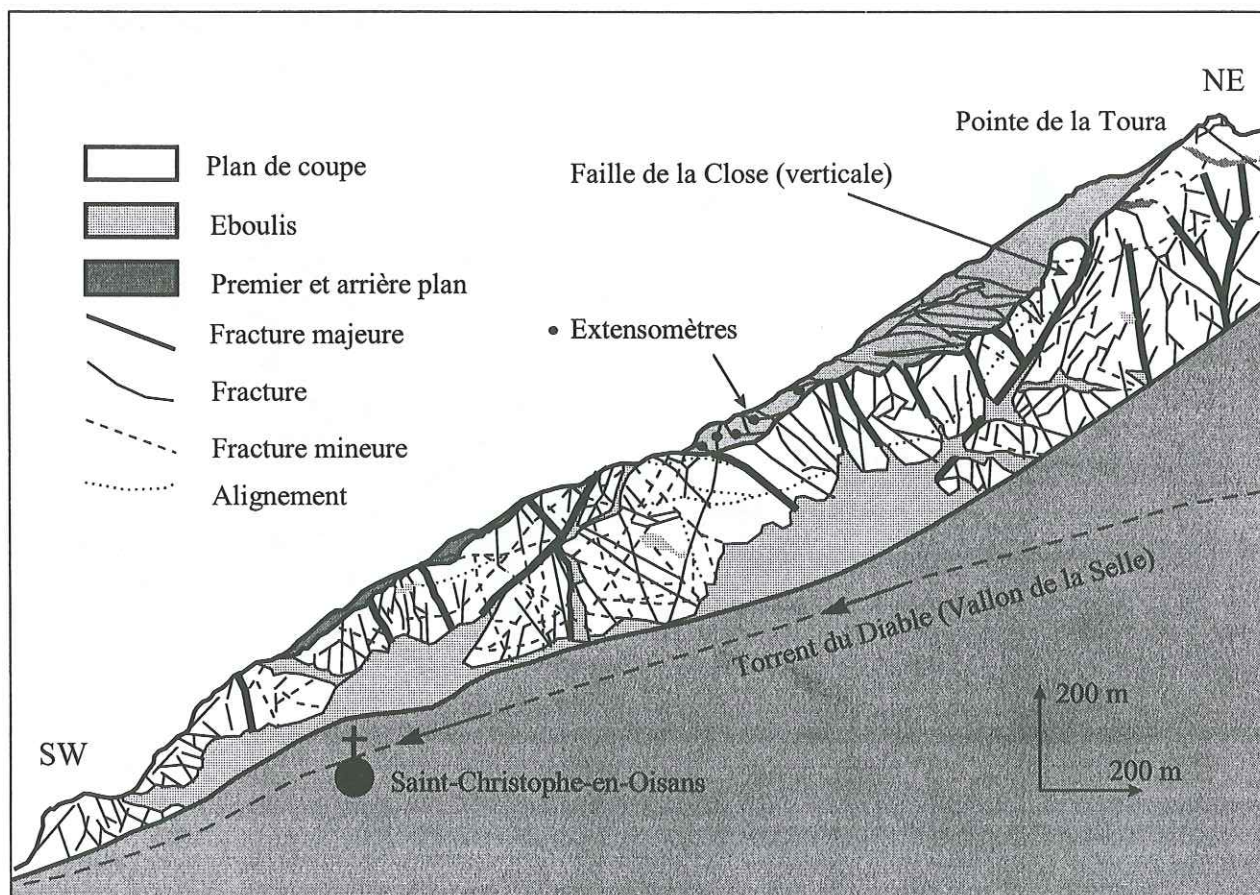


Figure 71 : Vue de profil et éléments structuraux du versant sud de la Toura.

2.4 Analyse de la déformation du versant

Un certain nombre de questions se posent quant au mouvement lui-même et à son origine :

- le mouvement est-il actif actuellement ?
- quels sont les marqueurs de la déformation ?
- quelle est l'influence du creusement de la vallée et donc des phases glaciaires ?
- peut-on envisager une origine néotectonique pour cette déformation ?

2.4.1 Instrumentation et mesures

Afin de détecter d'éventuels mouvements différentiels actuels, cinq bases de mesure extensométrique ont été placées dans la partie centrale du versant, sur des crevasses larges de 4 à 10 m (Figure 70). Elles ont pour l'instant fait l'objet de quatre mesures, entre octobre 1996 et juin 1998. Ces mesures font apparaître une dérive d'environ 2 millimètre sur l'ensemble des bases, à l'exception de la base 3 où les mouvements atteignent 5 mm (Figure 72). La déformation du versant est donc active et s'exprime en surface par l'ouverture des sillons transversaux.

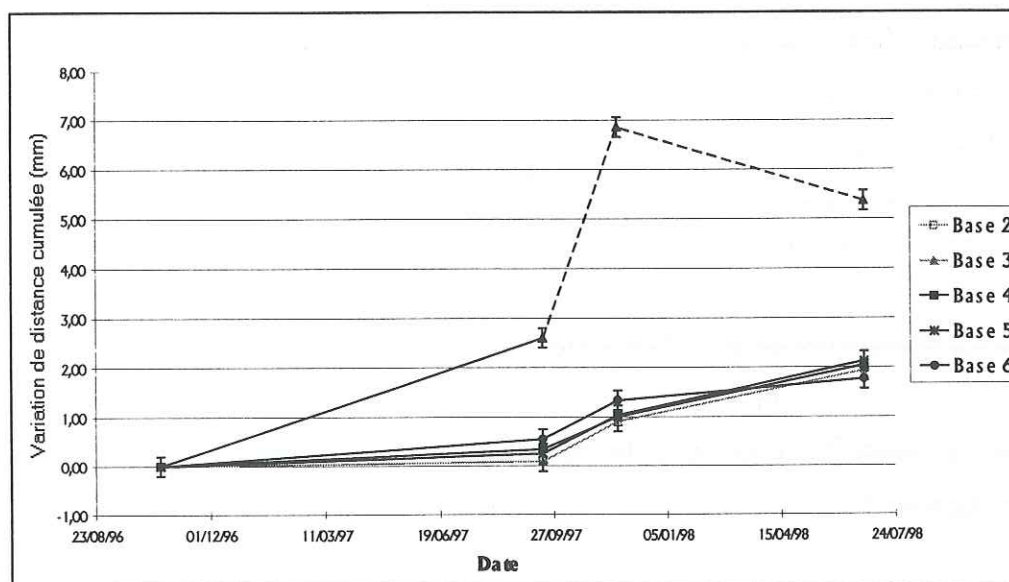


Figure 72 : Ouverture des bases extensométriques du versant de la Toura entre octobre 1996 et juin 1998.

Les mesures sont réalisées avec un extensomètre à ruban modèle Convex (Rocktest), qui permet de mesurer la distance entre deux points éloignés de 0,9 à 30 mètres, avec une précision de 0,1 mm. L'appareil de mesure est accroché à chaque extrémité à des oeillets

métalliques vissés dans des chevilles forées dans la roche. En prévision d'éventuelles dégradations malveillantes, une mesure de référence a été effectuée avec un autre jeu d'oeillets. Le dispositif d'accrochage du ruban sur les oeillets circulaires ne comportant pas de centrage précis, nous estimons la précision finale de la mesure à $\pm 0,2$ mm. La mesure est en outre affectée par la dilatation thermique du ruban, et doit donc être corrigée en température (Figure 73), selon les indications du constructeur ($\alpha = 1,20E-06$ °C⁻¹). Cette correction est importante car les écarts thermiques entre les différentes mesures est fort : de 6°C à 22°C. Une fois corrigées des effets de la température, toutes les bases indiquent une tendance significative à l'ouverture, proche de 0,5 mm/ an.

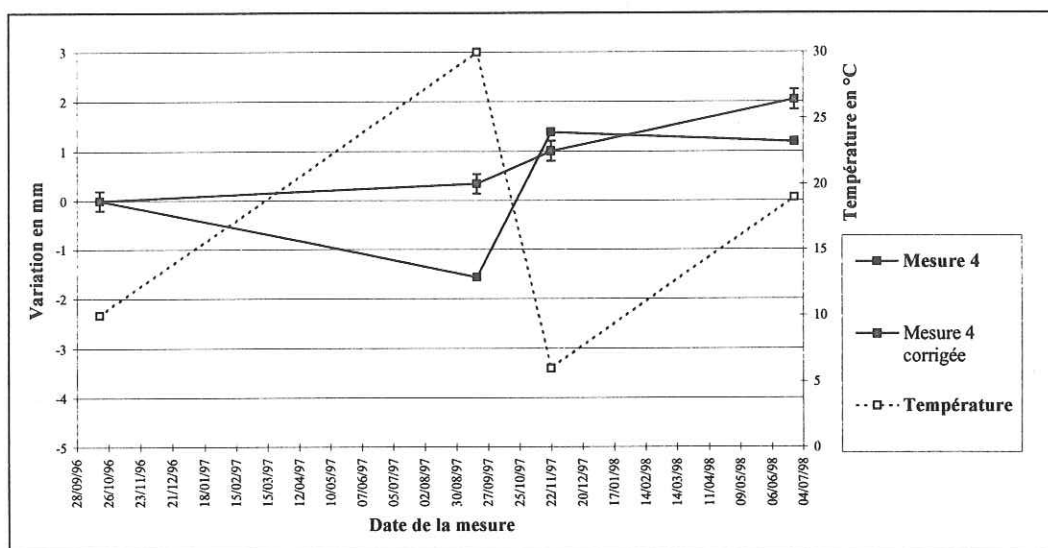


Figure 73 : Correction de l'effet de la température sur la base extensométrique n°4.

2.4.2 Marqueurs de la déformation

Le versant présente des traces manifestes de déformation. Celle-ci est mise en évidence par plusieurs facteurs :

- la morphologie, beaucoup plus douce que celle des versants alentours, suggère un "tassement" généralisé de l'ensemble de la masse ;
- l'existence de nombreuses contre-pentes, calquées sur des discontinuités géologiques, peut s'expliquer par un basculement des lanières vers la vallée (de même direction), avec un certain cloisonnement par les grandes cassures orientées nord-sud;

- l'existence de fractures ouvertes, très pénétrantes dans la masse rocheuse, parfois visitables sur quelques mètres.

Une cartographie précise révèle une courbure systématique et significative des tracés des sillons vers le milieu du versant, ce qui semble témoigner d'un déplacement plus important au centre de la masse. Ceci confirmerait le lien entre l'ouverture des « crevasses » et le basculement des lanières vers la vallée. D'autre part, les observations qui ont été faites sur ce versant n'ont pas mis en évidence de surface de glissement, ni dans la zone de départ, ni sur la tranche de la masse visible depuis le vallon de la Selle.

2.4.3 Influence du creusement de la vallée

Pendant les périodes glaciaires, et au Würm en particulier (- 80 000 à - 10 000 ans), la masse des glaces, tout en érodant les flancs de la montagne, maintenait les versants par butée de pied. A chaque retrait des glaciers, la butée disparaissait et les pressions hydrauliques pouvaient être importantes. Au fur et à mesure de la fonte des glaces, la contrainte latérale diminuant, le versant, était plus libre de se déformer, et ceci d'autant plus facilement que les structures initiales avaient une direction voisine de celle de la vallée. Ce phénomène a pu se poursuivre lentement dans des états proches de l'équilibre, ce qui a produit une masse relativement inerte empâtée par ses propres produits de démantèlement. La fraîcheur de certaines cassures confirme cependant que les mouvements sont toujours actifs.

2.4.4 Hypothèse néotectonique

Le rapport éventuel des mouvements de versants avec la néotectonique est un problème général. La régularité remarquable (dans le contexte de la vallée du Vénéon) de l'enveloppe de la surface topographique actuelle du versant de La Toura, suggère un possible lien avec l'histoire tectonique..

Un premier niveau de relation possible est le contrôle passif du mouvement actuel par les failles héritées de l'histoire géologique récente. Dans le cas de Saint-Christophe-en-Oisans, on peut raisonnablement envisager l'existence de deux surfaces subparallèles. La première formerait l'enveloppe de la surface topographique actuelle, et la seconde se situerait en profondeur, à quelques centaines de mètres probablement. Cette hypothèse s'insère dans un

schéma où la vallée principale est formée essentiellement par le jeu distensif de failles listriques limitées latéralement par des accidents décrochants. Dans ce schéma, de nombreux versants sont composés d'écaillés tectoniques, qui se trouvaient avant l'ouverture de la vallée à une cote proche des sommets actuels. Une telle hypothèse pourra être vérifiée par une étude géochronologique (profils de traces de fission sur apatite) comme cela a été réalisé en Maurienne dans le cadre de la reconnaissance du tunnel de base de la liaison ferroviaire Lyon-Turin (Ménard, 1995).

Un second niveau de relation envisageable est la réactivation ou l'entretien des mouvements de versants par le jeu actuel de ce type de failles. Cette hypothèse est d'autant plus réaliste que des mouvements différentiels dépassant le mm/an ont été observés dans la région (Darmendrail, 1994), par les comparaisons des nivellements historiques effectués sur un profil longeant la vallée (Ménard, communication orale). Ces mouvements sont mis en évidence quelques kilomètres à l'amont du secteur étudié, sans qu'il soit possible actuellement de préciser la localisation et la direction de ces accidents. Une densification de ce profil et une répétition de sa mesure permettront de préciser ces questions.

2.4.5 Mécanisme de la déformation

Au terme des études géologiques et morphologiques et des mesures extensométriques, le mécanisme de rupture interne proposé pour le versant des Ruines de Séchilienne, qui ne fait appel à aucune surface de rupture prédéfinie, paraît adaptable au versant de Saint-Christophe-en-Oisans.

En effet, les fractures d'orientation N65° forment avec la foliation un dièdre dont l'arête est sensiblement comprise dans le plan normal à la vallée (Figure 69). Dans ce plan, on peut donc schématiser la fracturation par deux familles principales : les crevasses à contre-pente (plongeant de 65° dans le versant) et les arêtes du dièdre, fortement inclinées vers la vallée. Ces caractéristiques nous ont conduit à avancer l'hypothèse d'une rupture interne (Figure 74) telle que celle proposée pour le versant de Séchilienne (voir page 92). Ce mécanisme comporte d'une part la flexion des lanières, avec rotation des blocs élémentaires et d'autre part le tassement de la partie sommitale du versant. L'imbrication des blocs losangiques en tassement entraîne une expansion horizontale de la masse rocheuse, sensible dans la morphologie, et la faible inclinaison des vecteurs déplacements.

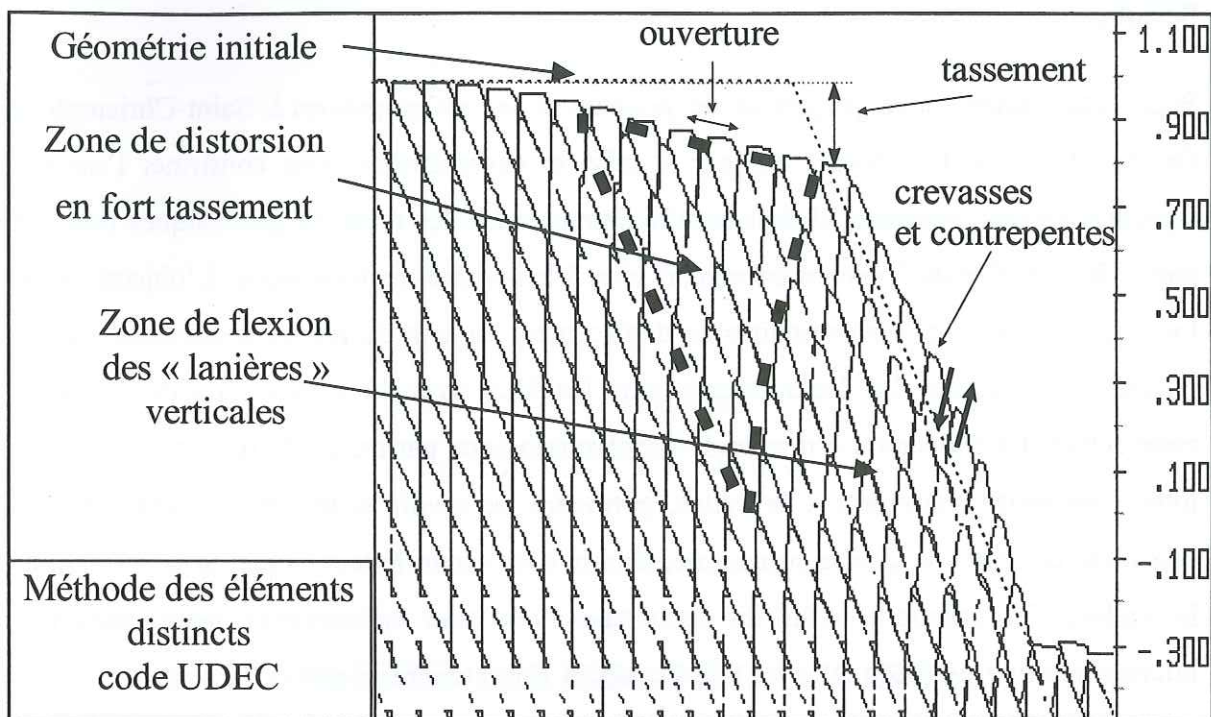


Figure 74 : Modèle de déformation de versant par "rupture interne"

Les fractures continues verticales observées à Séchilienne sont ici remplacées par des fractures continues inclinées vers l'amont, ce qui ne change pas le mécanisme. On peut d'ailleurs se demander si les contrepenches du versant de Saint-Christophe n'étaient pas plus proches de la verticale à l'origine. Leur inclinaison actuelle serait alors un marqueur de l'importance de la déformation subie par le versant. Cette hypothèse sera examinée par comparaison de la fracturation du site avec celle des secteurs voisins pour détecter d'éventuelles rotations de familles de fractures. D'autres marqueurs géologiques d'anisotropie de fabrique, tels que la susceptibilité magnétique, pourront également être utilisés.

Conclusion

Au terme de cette comparaison, les deux versants de Séchilienne et de Saint-Christophe-en-Oisans semblent affectés par le même type de déformation gravitaire, qui permet d'expliquer les principales observations morphologiques et cinématiques. Il est cependant très difficile de savoir si le site de Saint-Christophe, moins actif, représente un stade plus précoce, ou au contraire plus avancé, de cette évolution. Par ailleurs, l'examen de l'hypothèse néotectonique

à Saint-Christophe-en-Oisans pourrait également avoir des retombées pour le site de Séchilienne.

Pour cette raison, nous projettons de poursuivre les investigations à Saint-Christophe-en-Oisans. Il faut tout d'abord continuer le suivi extensométrique pour confirmer l'ouverture significative des crevasses. Il faut ensuite entreprendre des mesures géodésiques dans cette partie de la vallée du Vénéon, en rapport avec l'hypothèse néotectonique. L'objectif sera de localiser finement les discontinuités de déplacement au sein du réseau géodésique IGN. On pourra aussi mesurer des déplacements entre les deux rives du Vénéon afin de délimiter la zone active. La réalisation d'une étude géochronologique par traces de fission sur apatite, le long d'un profil transverse à la vallée, permettra de savoir si le versant actuel doit être considéré comme une écaille structurale, témoin d'un contrôle tectonique de la formation de la vallée. On orientera enfin les recherches vers une cartographie pétrographique et microstructurale détaillée du site, afin de mieux comprendre la nature et l'agencement des structures responsables de la déformation.

En conclusion, on peut se demander si le mode de déformation analysé dans ce mémoire n'est pas plus répandu qu'il n'y paraît dans les socles métamorphiques, notamment durant les phases précoces d'évolution des versants, lorsque le contrôle structural est encore très strict. Il paraît pouvoir se développer gravitairement, quand l'héritage tectonique du milieu le permet, mais il est également compatible avec des hypothèses néotectoniques. Ceci confère aux études menées à Séchilienne dans une optique opérationnelle un caractère de recherche beaucoup plus générale, dans le cadre des études de risque dans les vallées alpines, en lien direct avec les informations les plus récentes sur la formation de ces vallées.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Ait-ssi L., Villeneuve J.P., Rouleau A., 1989. Utilisation d'un modèle stochastique de réseaux de fractures pour étudier les propriétés hydrauliques d'un massif fissuré. *Can. Geotech. J.*, vol 26, pp. 313-323.
- AFNOR, 1994. Qualité des eaux - Environnement. Recueil des normes françaises. Lavoisier, Paris.
- Alfonsi P., 1997. Relation entre les paramètres hydrologiques et la vitesse dans les glissements de terrain. Exemples de La Clapière et de Séchilienne (France). *Revue Française de Géotechnique*, n°79, p.3-12.
- Amitrano D., Hantz D., 1998. Acoustic emission of jointed and intact granite during triaxial compression. Third International Conference on Mechanics of jointed and Faulted Rocks, Vienna, Austria, Avril 1998, Balkema, pp.375-380.
- Antoine P., 1975. Carte ZERMOS. Feuille La Grave n°7- Région de Villard d'Arène, 1/20000. Editions du Bureau de Recherches Géologiques et Minières.
- Antoine P., 1992. Les problèmes posés par l'instabilité des versants de grande ampleur, aspects géologiques. *Bulletin de l'AIGI*, n°45, pp. 9-24.
- Antoine P., Giraud A., Evrard H., Rochet L. 1994. A huge slope movement at Sechilienne, Isère, France. *Landslide News* n°8, p 15-18.
- Atkinson B.K. 1984. Subcritical crack growth in geological materials.. *Journal of Geophysical Research*, vol.89, n°B6, p4077-4114.
- Azzoni A., Chiesa S., Frassoni A., et Govi M. 1992. The Valpola landslide. *Engineering Geology*, N°33, p 59-70.
- Bargui H., Billiotte, Cojean R., 1998. Contribution of a 3D model to the analysis of the hydromechanical behaviour of a jointed rock mass foundation. Third International Conference on Mechanics of Jointed and Faulted Rocks, Vienna, Austria, Avril 1998, Balkema pp.627-632.
- Barfety J.C. et Pecher A., 1984. Carte géologique Saint-Christophe-en-Oisans.

- Bordet P. Données provisoires sur la structure du massif de Belledonne (feuilles Domène et Vizille au 1/50000). Bull. Serv. Carte géol. Fr., t.59, n°269, p.239-250.
- Bosch B., Cordeau J.Y., Fourneaux J.C., Marce A., Sarrot-Reynaud J., 1972. Dosage des isotopes du soufre et détermination de l'origine des sulfates dans les eaux de l'Isère, du Drac et de la Romanche. 2° Colloque Pollution et Protection des Eaux, Institut Pasteur, Lyon, p. 676-683.
- Bourgeat S., 1990. Eboulements et écroulements dans le bassin versant du Vénéon (massif des Ecrins, Isère). Revue de Géographie Alpine, tome XXVIII, 1/2/3, p.11-23, 4 fig., 1 tabl.
- Carne F., 1971. Les phases successives de déformation continue dans l'ensemble Belledonne - Aiguilles Rouges (massifs cristallins externes, Alpes françaises), C.R. Acad. Sc., t.273, p. 1771-1774.
- Chouteau F.A., Catalon A., 1998. Représentation graphique des éléments majeurs et des paramètres physico-chimiques d'une analyse d'eau destinée à l'alimentation. Cahiers de l'association Scientifique Européenne pour l'Eau et la Santé (ASEES), vol.3, n°1, pp. 23-35.
- Compagnon F., Giglielmi Y., Mudry J., Follacci J.P., Ivaldi J.P., 1997. Approche chimique et isotopique de l'origine des eaux en transit dans un grand mouvement de terrain : exemple du glissement de La Clapière (Alpes-Maritimes, France). C.R. AC. Sc. Paris, Sciences de la terre et des planètes / Earth Planetary Sciences, n°325, p. 565-570.
- Cornet F.H., Morin R.H., 1997. Evaluation of hydromechanical coupling in a granite rock mass from a high-volume, high-pressure injection experiment : Le Mayet de Montagne, France. International Journal of Rock Mechanics and Mining Scienc. Vol. 34, No.3-4, paper n°207.
- Cruden D.M. et Krahn J. 1973. Frank rockslide, Alberta, Canada. In Rockslides and Avalanches. B.Voight Editor. Developments in Geotechnical Engineering. Vol 14 p 97-112.

- Cundall P.A., 1990. Numerical modelling of jointed and faulted rocks. In *Mechanics of jointed and faulted rocks*, pp. 11-18. Rotterdam, Balkema.
- Cundall P.A., 1971. A computer model for simulating progressive large scale movements in blocky rock systems. *Proceedings of the symposium of the International Society for Rock Mechanics (Nancy, France)*, vol.1, paper n° II-8.
- Darmendrail X., 1994. Déformation récente et actuelle des Alpes occidentales. Mise en évidence, caractérisation et quantification par analyse géomorphologique et comparaison de nivellements. Thèse de l'Université de Grenoble.
- Debelmas J., Pecher A., Barfety J.C., 1989. Guide géologique du Parc National des Ecrins, Editions du BRGM, 74 p., 51 fig.
- De Freitas M.H. et Watters, R.J. 1973. Some field examples of toppling failure. *Geotechnique*, 23: p 495-514
- Descoeudres F. et Gencer M. 1979. Rupture progressive en versant rocheux stratifié et fissuré. 4° Congrès International de Mécanique des Roches, Montreux, pp.613-619.
- Evrard H., Gouin T., Benoit A., Duranthon J.P., 1990. Séchilienne, risque majeur d'éboulement en masse . Point sur la surveillance du site. *Bulletin de Liaison des Ponts et Chaussées*, n°165.
- Follacci J.-P. 1987. Les mouvements du versant de La Clapière à Saint Etienne de Tinée (Alpes Maritimes). *Bulletin de Liaison des Ponts et Chaussées*, n°150/151, p 39/54.
- Forlati F., Ramasco M., Susella G., Barla G., Marino P. et Mortara, G. 1993. La deformazione gravitativa profonda di Rosone. Un approccio conoscitivo per la definizione di una metodologia di studio. *Studi Tentini di Scienze Naturali. Acta Geologica*, vol.68/1, p 71-108.
- Fouillac C., Fouillac A.M., Criaud A., 1989. Etude isotopique du soufre des sulfures et des sulfates dans l'aquifère géothermal du Dogger, Bassin Parisien. *Hydrogéologie*, n°3, p. 219-227.

- Gervreau E., 1991. Etude de l'évolution des versants naturels en mouvement : prévoir, alerter.
- Giraud A. Rochet L. et Antoine P. 1990. Processes of failure in cristallophyllian formations. *Engineering Geology*, 29, p 241-253.
- Goodman R.E. et Bray J.W. 1976. Toppling of rock slopes. Proceedings of the ASCE Specialty Conference, Rock Engineering for Foundations and Slopes, Boulder, Colorado, vol 2, p. 210-234.
- Gratier J.P., et Gamond J.F. 1990. Transition between seismic and aseismic deformation in the upper crust. In *Deformation mechanisms, Rheology and Tectonics*, Geological Society Special Publications, N°54, pp. 461-473.
- Heim A. 1932. *Bergsturz und Menschenleben*. Naturforschung. Geselleschaft., Zürich, Vierteljahrschrift, 77: 218 p.
- Hubert P., Marce A., Olive P., Siwertz E., 1970. Etude par le tritium de la dynamique des eaux souterraines. *C.R. Ac. SC. Paris*, t.270, p. 908-911.
- Hubert P., 1989. La séparation de l'hydrogramme, apport des méthodes isotopiques. *Hydrogéologie*, n°3, p.143-150.
- Interreg 1. 1997. Risques générés par les grands mouvements de versant. Etude comparative de 4 sites Alpes Franco-italiennes. Edité par le Pôle Grenoblois d'Etudes et de Recherches pour la prévention des Risques Naturels (Grenoble).
- La Pointe P., 1997. Flow compartmentalization and effective permeability in 3D fractal fracture networks. *Int. J. Rock. Mech.&Min. Sci.* Vol 34, n°3-4, paper n°171.
- Legrand L., Poirier G., 1976. *Chimie des eaux naturelles*. Collection « Techniques et sciences municipale ». Eyrolles, Paris.
- Liao Q.H., Henscher S.R., 1997. Numerical modelling of the hydro-mechanical behaviour of fractured rock masses. *Int. J. Rock. Mech.&Min. Sci.* Vol 34, n°3-4, paper n°177.

- Lin C.T., Amadei B., Jung J., Dwyer J., 1996. Extensions of discontinuous deformation analysis for jointed rock masses. *Int J. Rock. Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.* Vol 33, N07, pp. 671-694.
- Louis C., 1974. Introduction à l'hydraulique des roches. *Bulletin du BRGM, section III, n°4*, pp.283-356.
- Lugeon M. et Oulianoff N. 1922. Sur le balancement superficiel des couches et les erreurs que ce phénomène peut faire commettre. *Bulletin de géologie, géographie physique, minéralogie et paléontologie de l'université de Lausanne, N°32*, pp.1-12.
- Malatrait A.M., 1975. Analyse et classement des mouvements gravitaires. Feuille Saint-Jean-de-Maurienne à 1/50 000. Thèse de 3° cycle, Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 219 p., 81 fig.
- Martin-Cochet, 1984. Etude géologique de la stabilité des versants de la rive droite de l'Arc entre Saint-Michel-de-Maurienne et la Praz (Savoie). Thèse de 3° cycle, Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 265 p., 107 fig.
- Massonat G., 1971. Hydrogéologie du massif de Bramefarine. Thèse de 3° cycle, Université de Grenoble, France.
- Meloux J. et Poulain P.A., 1967. Les indices de la région de Vizille. *Rapport BRGM, division S.E., n°58*.
- Ménard G., 1988. Structure et cinématique d'une chaîne de collision : les Alpes occidentales et centrales. Thèse d'Etat, Université de Grenoble, France.
- Ménard G. et Sabil N., 1995. Etude par traces de fission sur apatite d'une coupe de la vallée de l'Arc dans la zone houillère. *Rapport Alpetunnel, 53 p.*
- Nabighian M.N. et Macnae J.C., 1991. Time domain electromagnetic prospecting methods. In *Electromagnetic methods in applied geophysics, vol.2 (Applications), part A, ch 6*, pp.427-520, Nabighian Ed.




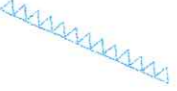



- Nicot F., 1994. Relation entre les années météorologiques et l'instabilité de versant de Séchilienne. Rapport de stage de fin d'étude au CETE de Lyon, Ecole Centrale de Lyon.
- Olive P., 1970. Contribution à l'étude géodynamique du cycle de l'eau dans l'hémisphère nord par la méthode du Tritium. Thèse Doct. D'Etat, Paris, septembre 1970.
- Olive P., Hubert P., Ravailleau S., 1996. Estimation de l'âge des eaux souterraines en Europe par le tritium. *Revue des Sciences de l'Eau*, vol 4, pp. 523-533.
- Pritchard M.A. et Savigny, K.W. 1990. Numerical modelling of toppling. *Canadian Geotechnical Journal*, 27: p 823-834.
- Potherat P., 1997. Glissement de terrain de Séchilienne. Photo-interprétation. Rapport interne Laboratoire central des Ponts et Chaussées.
- Radbruch-Hall D.H. 1978. Gravitational creep of rock masses on slopes. In *Rockslides and avalanches*, vol. 1, Natural Phenomena : Developments in Geotechnical Engineering 14A, Amsterdam, Elsevier Scientific Publishing Co., Barry Voight ed., p.607-657.
- Rochet L. 1976. Propriétés Mécaniques des Discontinuités d'un Massif rocheux. In *La Mécanique des Roches appliquée aux Ouvrages du génie Civil*, Edition de l'association amicale des ingénieurs anciens élèves de l'Ecole Nationale des Ponts et Chaussées pp.79-96.
- Rochet L., 1991. Auscultation, diagnostic, surveillance. *Bulletin AIGI n°45*, pp.43-57.
- Rochet L., Giraud A., Antoine P., Evrard H. 1994 La déformation du versant sud du Mont-Sec dans le secteur des Ruines de Séchilienne. *Bulletin de l'Association Internationale de Géologie de l'Ingénieur*, n°50, pp.75-87.
- Savage W.Z. et Varnes D.J. 1987. Mechanics of gravitational spreading of steep-side ridges ("Sackung"). *Bulletin of International Association of Engineering Geology*, N°35: p 31-36.
- Sarrot-Reynaud S., Sarrot-Reynaud J., 1977. Alimentation des nappes et mélanges des eaux souterraines : origine des eaux souterraines dans la plaine de Bourg d'Oisans (vallée de

- la Romanche, Isère). Actes du 102^o Congrès National des Sociétés Savantes, Limoges, Sciences, fasc.II, p 203-214.
- Scavia C., Barla G. et Bernaudo V. 1990. Probabilistic stability analysis of block toppling failure in rock slopes. *International Journal of Rock Mechanics, Mining Science and Geomechanics*. Vol. 27, No.6, p 465-478.
- Schindler C., Cuénod Y., Eisenlohr T. et Joris C.H. 1993. Die Ereignisse vom 18.April und 9.Mai bei Randa (VS) - ein atypischer Bergsturz in Raten. *Eclogae Geologicae Helveticae.*, 86/3: pp.643-665
- Tang C.A., Kaiser P.K., 1998. Numerical simulation of cumulative damage and seismic energy release during brittle rock failure, part I and II. . *International Journal of Rock Mechanics and Mining Scienc*. Vol. 35, No.2, p113-134
- Tannant D.D., Kaiser P.K., Chan fracture zone. *Can. Geotech. J.* vol 30, pp. 155-169.
- Terzaghi K., Peck R. : 1967. *Soil Mechanics in Engineering Practice*. Wiley-Interscience Ed., New-York.
- Vengeon J.M., Hantz D., Giraud A. et Ract D., 1996. Numerical modelling of rock slope deformations. *International Symposium in Rock Mechanics and Rock Engineering*. Torino, Italy.
- Vengeon J.M., Hantz D., Giraud A., 1997. Modélisation numérique des déformations d'un versant rocheux. *Ouvrages, géomatériaux et interactions : modélisations multi-échelles*. Publication du réseau GEO, Ed. Hermes.
- Terzaghi K. 1950. Mechanism of landslides. In : *Application of Geology to Engineering Practice*. S. Paige Editor, Geological Society of America, Washington, D.C., p 83-123.
- Zaruba Q. et Mencl V. 1969. *Landslides and their control*. Elsevier Editor, Prague.
- Yanful E.K., Quigley R.M., 1990. Tritium, oxygen-18 and deuterium diffusion at the Confederation landfill site, Sarnia, Ontario, Canada. *Can. Geotech. J.*, vol.27, pp. 271-275.
- D.H., 1993. Effect of tunnel excavation on transmissivity distribution and flow in a






ANNEXES

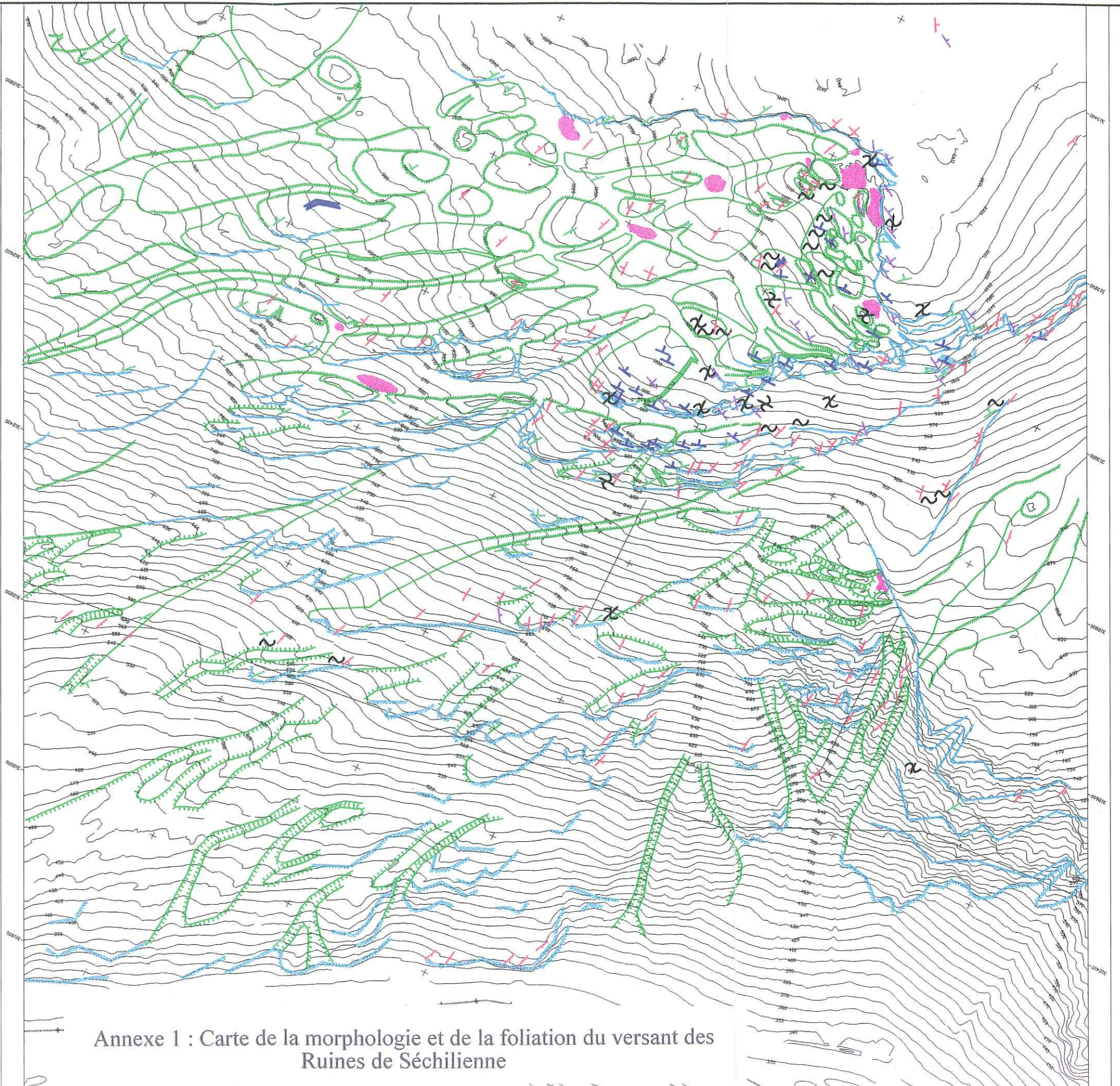
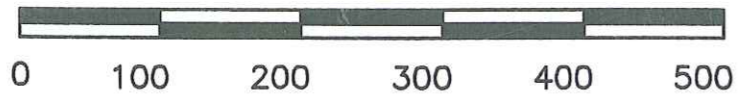
Annexe 1 : Carte de la morphologie et de la foliation du versant des
Ruines de Séchilienne

Carte de la foliation du versant
des ruines de Séchillienne.

-  affaissement
-  escarpement
-  talus
-  falaise
-  micropli et axe de pli
-  micropli axe inconnu
-  foliation: azimuth, pendage

tri de la foliation

-  150 <= azimuth < 180
-  110 <= azimuth < 150
-  70 <= azimuth < 110
-  30 <= azimuth < 70
-  0 <= azimuth < 30



Annexe 1 : Carte de la morphologie et de la foliation du versant des
Ruines de Séchillienne

Mission 0	: Février	1988
Mission 1	: Novembre	1988
Mission 2	: Décembre	1989
Mission 3	: Avril	1991
Mission 4	: Mai	1992
Mission 5	: Novembre	1993
Mission 6	: Janvier	1995
Mission 7	: Décembre	1995
Mission 8	: Décembre	1996
Mission 9	: Janvier	1998

Echelle du plan topographique : 1/5000

Echelle des déplacements :

1/20 pour les points * 517, 631, 632, et 635 (prismes anciens)

1/10 pour les points * 500 à 516 (repères mis en place en 1988)

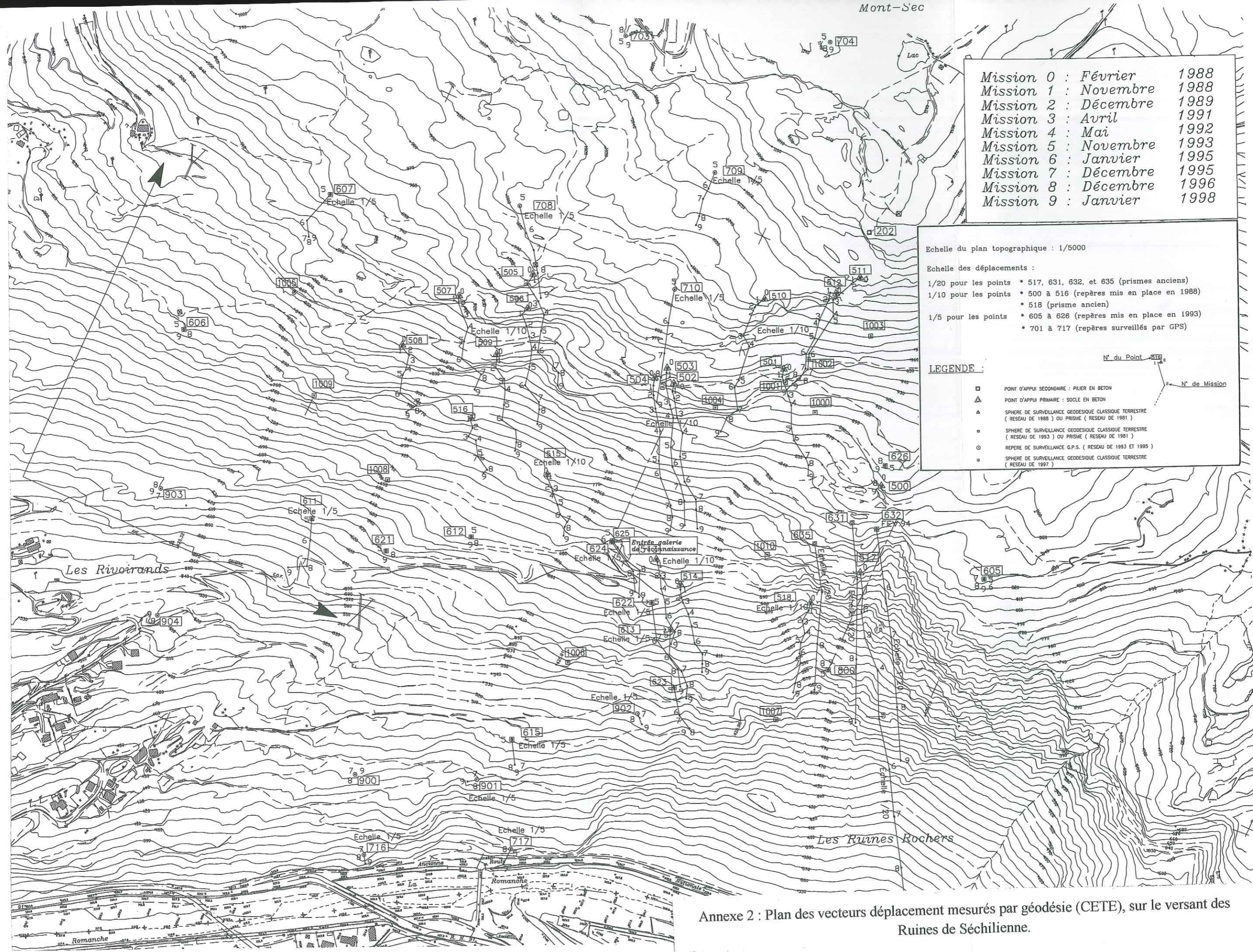
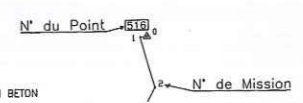
* 518 (prisme ancien)

1/5 pour les points * 605 à 626 (repères mis en place en 1993)

* 701 à 717 (repères surveillés par GPS)

LEGENDE :










- POINT D'APPUI SECONDAIRE : PILIER EN BETON
- △ POINT D'APPUI PRIMAIRE : SOCLE EN BETON
- ▲ SPHERE DE SURVEILLANCE GEODESIQUE CLASSIQUE TERRESTRE (RESEAU DE 1988) OU PRISME (RESEAU DE 1981)
- SPHERE DE SURVEILLANCE GEODESIQUE CLASSIQUE TERRESTRE (RESEAU DE 1993) OU PRISME (RESEAU DE 1981)
- REPERE DE SURVEILLANCE G.P.S. (RESEAU DE 1993 ET 1995)
- SPHERE DE SURVEILLANCE GEODESIQUE CLASSIQUE TERRESTRE (RESEAU DE 1997)



Annexe 2 : Plan des vecteurs déplacement mesurés par géodésie (CETE), sur le versant des Ruines de Séchilienne.

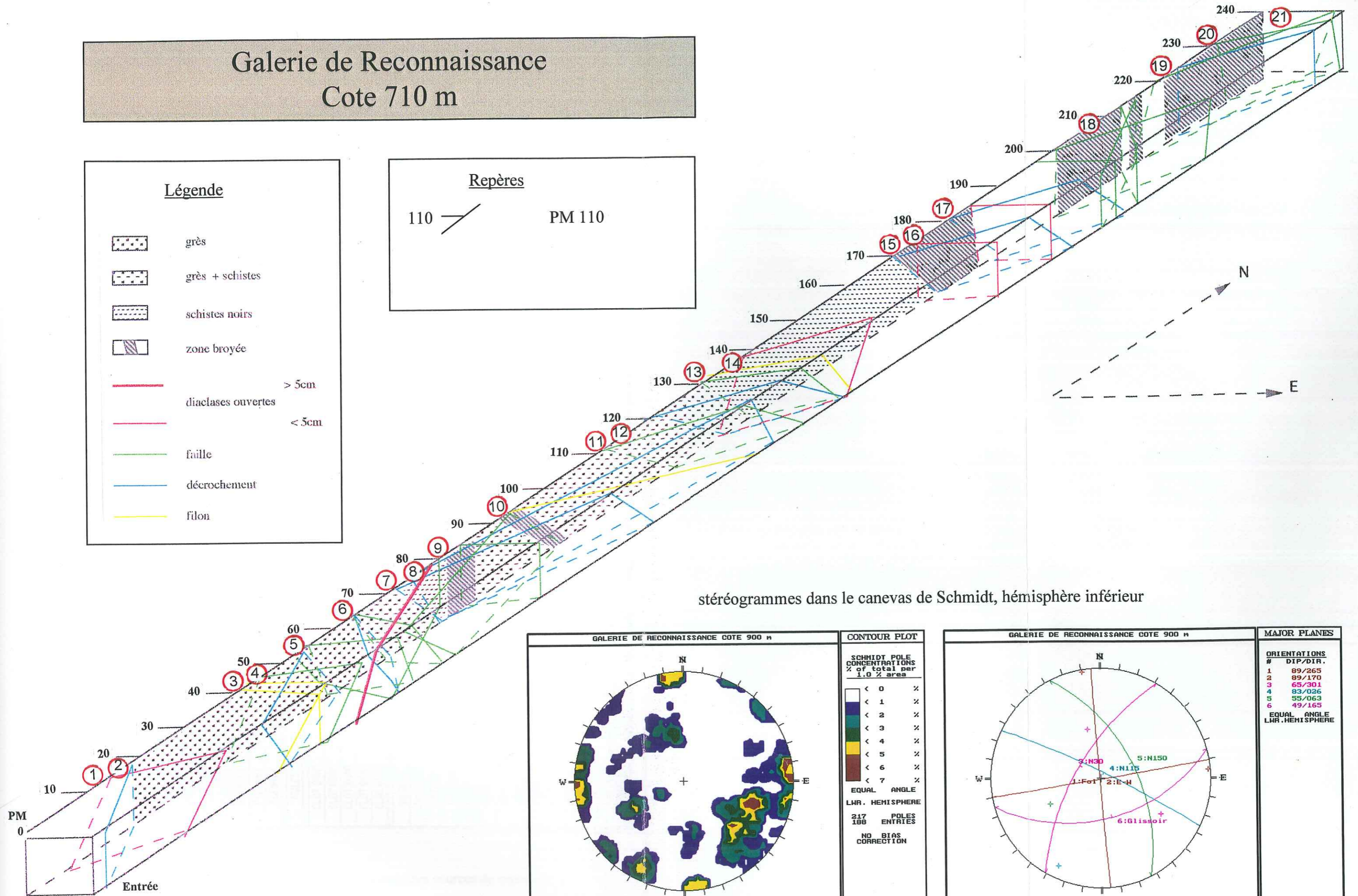
Galerie de Reconnaissance Cote 710 m

Légende

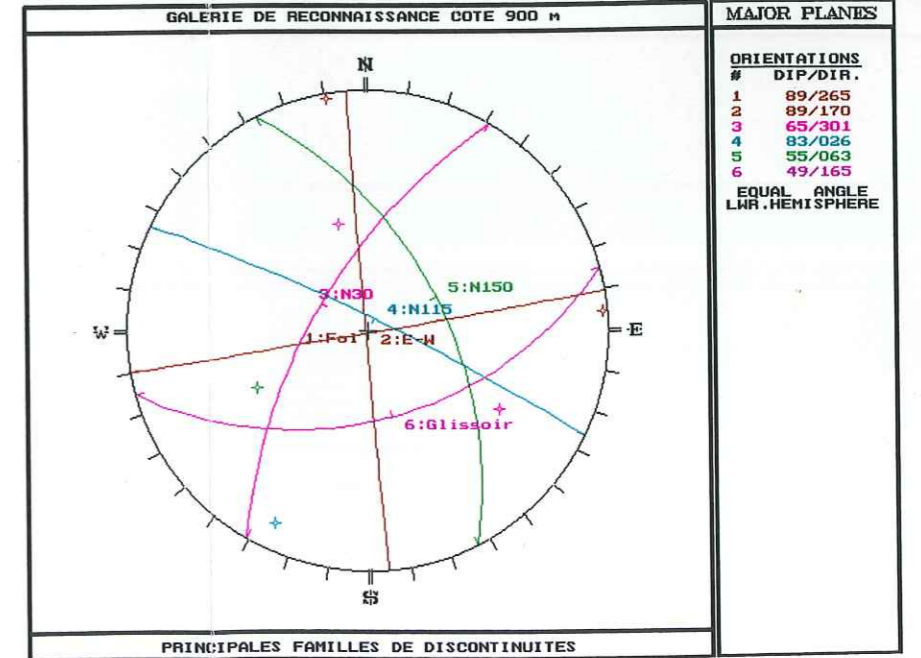
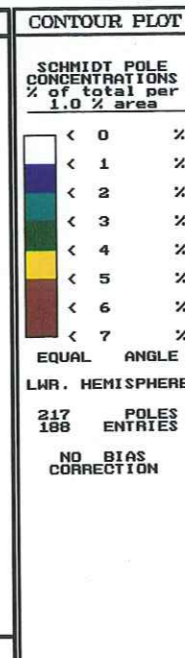
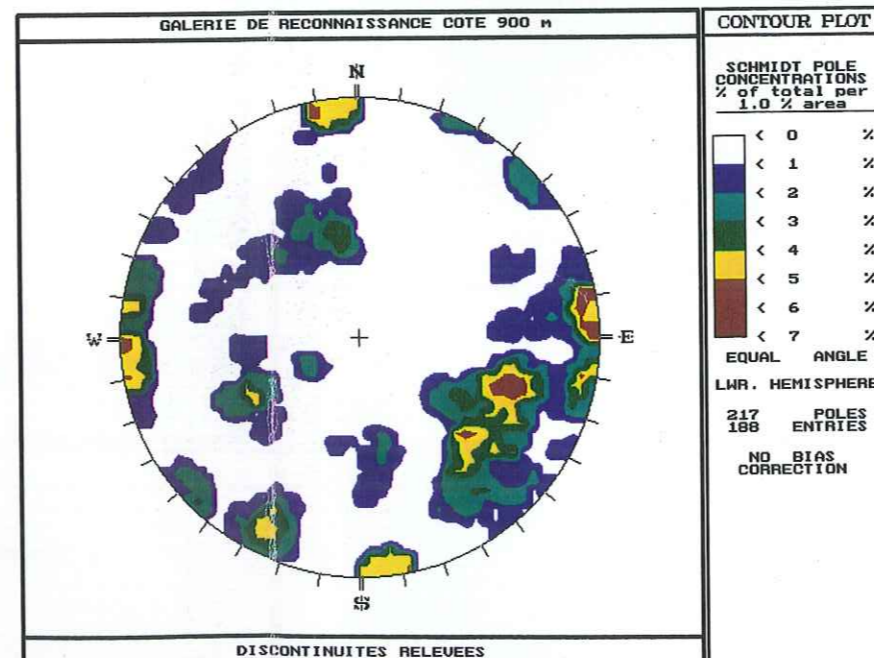
-  grès
-  grès + schistes
-  schistes noirs
-  zone broyée
-  diaclases ouvertes > 5cm
-  diaclases ouvertes < 5cm
-  faille
-  décrochement
-  filon

Repères

110  PM 110



stéréogrammes dans le canevas de Schmidt, hémisphère inférieur



MAJOR PLANES

#	DIP/DIR.
1	89/265
2	89/170
3	65/301
4	83/026
5	55/063
6	49/165

EQUAL ANGLE
LWR. HEMISPHERE

SOURCE	COTE	DATE	T(°C)	Conductivité	Résistivité	pH	pH sat	O2 %	mg/L O2	SiO2	D.H.T.	T.A.C.	Bicarbonates	Chlorures	Sulfates	Nitrates	Phos
BOURDIN	1280	29/08/96	7,1	43		7,2								0,2	4,4	2,2	
FOURCHUE	1170	29/08/96	6,4	167		7,98								0,3	17,3	3,9	
FOURCHUE	1170	21/02/97		232	4310	7,35	7,9	94,4	9	5,5	12,4	11,2	136,6	1,8	14,0	5,5	
FOURCHUE	1170	16/09/97		234	4274	7,89	7,9	93,4	8		13,2	11,6	141,5	1,5	16,6	3,9	
BASSIN M SEC	1120	29/08/96				8,39								4,3	11,7	7,8	
BASSIN M SEC	1120	23/12/96		333	3003	6,8	7,52	48,3	4,3		19,1	17,3	211,1	1,0	11,0	10,8	
BASSIN M SEC	1120	21/02/97		289	3480	7,2	7,67	102,4	9,7	6,5	15	14	170,8	5,3	9,5	16,8	
PLENNEY	1120	29/08/96	7,7	90		7,93								0,1	7,5	1,1	
PLENNEY	1120	23/12/96	5,7	84	11905	6,7	8,79	105	9,5		4,3	4	48,8	1,1	7,0	1,1	
PLENNEY	1120	21/02/97	5	92	10870	6,7	8,75	97,6	9,5		4,7	4,2	51,2	1,7	6,0	1,3	
PLENNEY	1120	16/09/97	8,1	99	10101	7,1	8,61	93,8	8		5,1	4,5	54,9	1,8	6,2	0,7	
MULET	1100	29/08/96	7,6	86		7,65								0,1	5,9	2,3	
CLOT BENT	980	29/08/96	6,6	386		7,9								0,1	5,8	0,0	
CLOT BENT	980	23/12/96	7,3	447	2237	7,3	7,76	104	9,7		27	20	244,0	1,3	62,0	1,1	
CLOT BENT	980	21/02/97		435	2299	7,35	7,46	96	9,1	8,5	25	20,3	247,7	1,7	56,0	0,8	
CLOT BENT	980	12/06/97	7,8	415	2410	7,6	7,62	120	10,6		14,6	19,5	237,9	1,4	53,0	1,4	
CLOT BENT	980	16/09/97	8,2	414	2415	7,33	7,47	95,4	8,2		24,4	19,3	235,5	1	52,7	0	
THEBAUDS	820	29/08/96	9,8	415		8,2								0,6	66,4	2,7	
THEBAUDS	820	23/12/96	7,9	370	2703	7,3	7,66	98	8,9		21,9	15,5	189,1	1,7	54,0	3,5	
THEBAUDS	820	21/02/97		379	2639	7,3	7,66	99,3	9,4	7,5	21,2	15,8	192,8	2,0	60,0	2,9	
THEBAUDS	820	12/06/97	9,7	381	2625	7,9	7,66	108	9,4		22,2	16,4	200,1	1,6	60,0	3,3	
THEBAUDS	820	16/09/97	11,6	392	2551	7,35	7,56	96,8	8,4		22,4	16,6	202,5	1,5	61,3	1,4	
MONT JEAN	700	29/08/96	8,8	409		8,35								1,0	46,1	1,2	
MONT JEAN	700	23/12/96	8	355	2817	7	7,73	77	6,9		21,7	16,8	205,0	1,6	42,0	1,5	
MONT JEAN	700	21/02/97		363	2755	6,85	7,75	90,4	8,6	4,5	21,4	17,3	211,1	1,8	42,0	2,0	
MONT JEAN	700	05/06/97	9,2	384	2604	7,3	7,77	107	9,37		22,5	18,3	223,3	1,7	44,0	2,7	
MONT JEAN	700	16/09/97	11,2	397	2519	7,4	7,63	95,6	8,7		24	19,5	237,9	1,7	47,2	0	
CORNIERS	490	29/08/96	10,2	466		8,34				4,58				0,7	50,2	0,0	
CORNIERS	490	21/02/97		368	2171,00	7,25	7,71	99,1	9,4	10	21,8	16,6	202,5	2,2	48,0	1,7	
CORNIERS	490	05/06/97	9,1	386	2591,00	7,3	7,85	120	10,6		23	18,4	224,5	1,7	48,0	2,4	
CORNIERS	490	16/09/97	10,4	401	2494,00	7,6	7,66	104	10		24,1	19,5	237,9	2,1	47,9	0,6	

Annexe 4 : Caractérisation géochimique des eaux des sources de surface

SOURCE	COTE	DATE	T(°C)	Conductivité	Résistivité	pH	pH sat	O2 %	mg/L O2	SiO2	D.H.T.	T.A.C.	Bicarbonates	Chlorures	Sulfates	Nitrates	Phos
GAL RECO	710	03/12/96		542	1845	7,8	7,86	41	42	7,5	31,6	14,7	179,3	1,7	168	0,8	0
GAL RECO	710	23/12/96	10	552	1812	7,35	7,59	95	8,6		33,3	14,7	179,3	2,9	155	2,2	
GAL RECO	710	13/01/97	9,4	547	1828	7,6	7,61	95	9,9		30,6	14,3	174,5	3,5	168	1	
GAL RECO	710	13/02/97		547	1828	7,2	7,75	83,6	7,6	1,1	31,2	15,3	186,7	3,7	160	2,2	
GAL RECO	710	27/02/97		558	1792	7,25	7,64	93,3	8,9	1,3	31,6	14,9	181,8	3,2	168	0,8	
GAL RECO	710	07/05/97	9,5	625	1600	7,5	7,47	85,2	7,3		36,2	16,7	203,7	2,8	207	1,85	
GAL RECO	710	05/06/97	10,7	636	1572	7,5	7,5	93,4	8,18		36	16,8	205	3	201	3,6	
GAL RECO	710	16/09/97	11,4	684	1462	7,5	7,54	80,8	7		39,5	15,5	189,1	3,5	250	0,8	
GAL 585 - 162	585	29/08/96	11,3			8,24				3,96				1,133	229	0	
GAL 585 - 162	585	03/12/96	9,7	544	1838	7,2	8,06	42,5	4,1	8,2	32	14,9	181,4	1,4	165	1	0
GAL 585 - 162	585	23/12/96	9	466	2146	6,9	7,92	101	9,1		26	14,3	174,5	1,7	120	1	
GAL 585 - 162	585	13/01/97	9,7	561	1783	7,25	7,75	105	9,9		32,4	16,8	205	2,6	152	2,6	
GAL 585 - 162	585	13/02/97		546	1832	7,1	7,89	92,5	8,5	1,5	32	16,7	203,7	2,7	148	1,3	
GAL 585 - 162	585	27/02/97		550	1818	7,1	7,88	97,5	9,5	1	32,8	17	207,4	2,2	150	0,8	
GAL 585 - 162	585	07/05/97	9,6	636	1572	7,3	7,6	76,6	6,5		37,2	18,5	225,7	2,8	194	5,7	
GAL 585 - 162	585	05/06/97	9,7	588	1715	7,55	7,65	115	10		24,2	18,2	222	1,8	167	1	
GAL 585 - 162	585	16/09/97	11	762	1312	7,42	7,6	87,1	7,6		41,4	19	231,8	2,8	233	0,8	
GAL 585 - 202	585	29/08/96				8,22				4,22				0,583	53	0	
GAL 585 - 202	585	03/12/96	10	361	2770	6,95	8,19	43,6	4,1	7,5	20,4	12	146,4	1,3	77	1	0
GAL 585 - 202	585	23/12/96	9,8	271	3690	6,9	8,1	105	9,5		16,2	10,9	138	1,7	47	0,8	
GAL 585 - 202	585	13/01/97	10,4	255	3922	6,9	8,15	105	9,98		14	10,5	128,1	2,6	35	1	
GAL 585 - 202	585	13/02/97		246	4065	6,65	8,29	91	8,34	1,5	13,4	10,3	125,7	1,7	34	0,6	
GAL 585 - 202	585	27/02/97		260	3846	6,5	8,23	98,8	9,53	2	14,6	11	134,2	1,7	37	0,6	
GAL 585 - 202	585	05/06/97	10,1	314	3185	7,05	7,93	115	10,1		17,9	13,2	161	11,8	49,5	1,2	
GAL 585 - bache	585	03/12/96	10	462	2165	7,1	8,2	45,1	4,2	7,5	26,4	11	134,2	1,1	140	0,8	0
GAL 585 - bache	585	23/12/96	9,7	396	2525	6,9	7,99	107	9,7		23,6	11	134,2	1,8	112	0	
GAL 585 - bache	585	13/01/97	11,1	535	1869	7,35	7,92	108	10,3		30	11,4	139,1	0,2	184	1,8	
GAL 585 - bache	585	13/02/97		461	2169	7	8,11	90,3	8,3	8	26,4	11	134,2	1,8	136	1	
GAL 585 - bache	585	27/02/97		530	1887	7,05	8,02	81	7,9	6,2	30,8	12	146,4	2	176	1,6	
GAL 585 - bache	585	05/06/97	9,7	436	2294	7,5	7,82	112	9,8		24,5	14,2	173,2	1,8	107	1,6	
GAL 585 - bache	585	16/09/97	11,4	456	2193	7,39	7,72	79,6	6,9		25,8	15	188	3,1	113	0,6	

Annexe 5 : Caractérisation géochimique des eaux prélevées en galerie

**Thèse de doctorat de l'Université Joseph Fourier
Grenoble 1**

Titre de l'ouvrage :

**DEFORMATION ET RUPTURE DES VERSANTS
EN TERRAIN METAMORPHIQUE ANISOTROPE**

Apport de l'étude des Ruines de Séchilienne

Auteur : **Jean-Marc Vengeon**

Etablissement :

Laboratoire Interdisciplinaire de Recherche Impliquant la
Géologie et la Mécanique

Résumé

La rupture des versants rocheux est une source de risque majeur dans toutes les régions montagneuses. Les terrains métamorphiques anisotropes présentent tout l'éventail des mécanismes de déformation, lesquels sont analysés dans la première partie de ce travail à partir d'exemples européens. L'étude pluridisciplinaire des "Ruines de Séchilienne", présentée en seconde partie, revêt un intérêt particulier du fait de la complexité du phénomène et par l'ampleur des moyens d'auscultation et de surveillance mis en œuvre pendant une décennie (1988-1998).

L'approche géologique a permis une description fine de la structure du versant à toutes les échelles. L'approche géomécanique a consisté à élaborer un modèle structural simplifié et à tester numériquement différentes hypothèses par la méthode des éléments distincts. Ceci nous autorise à proposer un mécanisme en accord qualitatif avec les observations de terrain et les mesures de déplacement. Ce mécanisme de "rupture interne", contrôlé par les grandes familles de discontinuités préexistantes, induit des concentrations de contrainte et des efforts de traction pouvant provoquer un endommagement progressif et irréversible du massif. Enfin, l'approche hydrogéologique s'est attachée à analyser le débit, la température ainsi que la composition chimique et isotopique des eaux du massif, pour préciser leur origine et leur mode d'écoulement.

En couplant les trois approches, on a pu proposer un modèle hydromécanique global expliquant l'influence de la pluviométrie sur le rythme de la déformation du versant. Des pistes sont avancées pour étudier la géométrie probable de la rupture. Par contre, la prévision de la date de la rupture reste hors d'atteinte.

Enfin, l'observation du versant sud de la Toura, à Saint-Christophe-en-Oisans, suggère que le mécanisme de "rupture interne" pourrait s'appliquer à d'autres sites que Séchilienne.

Mots clés

Versants - massifs rocheux - déformation - rupture - analyse structurale - simulation numérique - méthodes des éléments distincts - hydrogéologie - hydrochimie - analyse isotopique - modèle hydromécanique.