UNIVERSITE LOUIS PASTEUR - STRASBOURG I
FACULTE DE GEOGRAPHIE

Centre d'Etudes et de Recherches Eco-Géographiques (CEREG) - UMR 7007 CNRS
Centre Européen sur les Risques Géomorphologiques (CERG)

THESE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE STRASBOURG I

Discipline : Géographie Physique

Spécialité : Géomorphologie

présentée et soutenue publiquement par

M. Dominique WEBER

Contribution de la géomorphologie à la connaissance des mouvements de terrains dans les "Terres Noires" alpines : le glissement-coulée de Super-Sauze (Alpes de Haute-Provence, France)

Jury composé de :

M. Jean-Claude FLAGEOLLET	Directeur de thèse
M. Alain MARRE	Rapporteur externe
M. Théo VAN ASCH	Rapporteur externe
M. Michel MIETTON	Rapporteur interne
M. Olivier MAQUAIRE	Examinateur

UNIVERSITE LOUIS PASTEUR - STRASBOURG I
FACULTE DE GEOGRAPHIE

Centre d'Etudes et de Recherches Eco-Géographiques (CEREG) - UMR 7007 CNRS
Centre Européen sur les Risques Géomorphologiques (CERG)

photo de la première de couverture :
Les Roubines de Super-Sauze sous les reliefs du Brec Second et du Chapeau de Gendarme
(Vue vers le sud depuis le versant opposé du bassin de Barcelonnette)

THESE
pour obtenir le grade de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITE STRASBOURG I
Discipline : Géographie Physique
Spécialité : Géomorphologie

présentée et soutenue publiquement

le 23 janvier 2001

par

M. Dominique WEBER

Contribution de la géomorphologie à la connaissance des mouvements de terrains dans les "Terres Noires" alpines : le glissement-coulée de Super-Sauze (Alpes de Haute-Provence, France)

Jury composé de :

M. Jean-Claude FLAGEOLLET	Directeur de thèse
M. Alain MARRE	Rapporteur externe
M. Théo VAN ASCH	Rapporteur externe
M. Michel MIETTON	Rapporteur interne
M. Olivier MAQUAIRE	Examinateur

"Les éléments se livrent à une éternelle inconstance,
qui sans cesse renouvelle la nature ;
les générations se pressent et n'assistent
qu'un moment aux scènes du monde."

Lucrèce, De Natura Rerum, Liv.II, V.74.
(Traduction de M. de Pongerville, 1823)

CERG
3 RUE DE L'ARGONNE
67083 STRASBOURG CEDEX
☎ 0388456415

à Léa et Arthur,

Avant-propos

Il y a dix ans, lorsque je parcourais pour la première fois les Roubines de Super-Sauze en compagnie de mes camarades de licence de géographie physique, j'étais très loin d'imaginer quelle place allait prendre ce coin perdu de montagne dans mon parcours universitaire, dans mon esprit, dans ma vie...

A l'instar de l'ethnologue qui se demande si le choix de son objet d'étude, en l'occurrence de l'ethnie, de la peuplade ou de la communauté côtoyée, traduit nécessairement une dimension affective personnelle, le géomorphologue est en droit de se poser la même question au sujet de son terrain d'étude. Si cette relation émotionnelle à l'objet d'étude est celle qui éveille la curiosité, qui suscite l'intéressement à la chose dans le but de la comprendre, alors la réponse est assurément oui ! Cette curiosité n'est-elle pas la première étape de toute démarche de recherche scientifique ? Elle est aussi, au jour le jour, une source de motivation qui permet de surmonter les difficultés inhérentes au travail du thésard, particulièrement celles qu'implique le travail *in situ* dans un environnement naturel montagnard.

Pour ma part, c'est toujours avec un plaisir non feint que je me suis rendu (une bonne trentaine de fois à ce jour) dans le bassin de Barcelonnette, et ce malgré son éloignement de Strasbourg qui n'est pas pour faciliter le suivi d'un terrain d'étude instable. Car si la vallée de l'Ubaye suscite de longue date la curiosité des géographes de tous horizons, ce n'est (probablement) pas seulement pour la complexité de sa structure géologique ou la fréquence et la variété des aléas géomorphologiques qui conditionnent l'évolution de ses versants... La couleur de son ciel et l'accent chantant de ses habitants lui confèrent également un agréable parfum méditerranéen qui n'est pas pour laisser insensibles "les gars venus du NORD" ! Ainsi, tous les moments agréables passés en Ubaye compensent largement ceux plus difficiles qui jalonnent la vie du thésard.

Aujourd'hui, avec l'aboutissement de ce manuscrit, il est donc une tâche particulièrement agréable que de remercier ici toutes les personnes qui m'ont permis de réaliser ce travail et de le mener à son terme, ainsi que celles qui ont accepté de le juger.

Ma reconnaissance va en premier lieu vers Monsieur le Professeur Jean-Claude Flageollet qui, depuis qu'il m'a fait découvrir les roubines de Super-Sauze, n'a cessé de suivre et d'encadrer mes travaux universitaires tout au long de ces années. Je le remercie particulièrement pour l'ensemble des moyens matériels qu'il a mis à ma disposition, pour la mise en contact avec la communauté européenne des géomorphologues dont il a bien voulu me faire profiter par mon intégration au CERG et à divers programmes internationaux de recherche, et pour les multiples discussions, parfois animées mais toujours constructives, que nous avons eu sur le terrain (devant une moraine, un arbre courbé ou une morphologie originale et intrigante...), mais aussi en voiture ou dans un avion, lors d'un "coffee-break" ou d'un "convivial dinner", dans une salle d'attente ou dans le hall d'un hôtel à Barcelonne, Londres, Heidelberg, Cortina d'Ampezzo ou ailleurs, entre deux réunions de travail avec nos partenaires des programmes TESLEC et NEWTECH..

Messieurs Alain Marre et Théo Van Asch, respectivement Professeur à l'Université de Champagne-Ardenne à Reims et à l'Université d'Utrecht (Pays-Bas), connaissent tous deux très bien les phénomènes d'érosion et d'instabilité de terrain qui touchent les Terres Noires alpines. Je les remercie à ce titre pour leur participation au jury de thèse.

Monsieur le Professeur Michel Mietton a toujours manifesté un réel intérêt pour mes travaux au sein de l'axe "risques naturels" du CEREG, je le remercie également d'avoir accepté de juger mon travail en dépit de son éloignement géographique actuel.

Monsieur Olivier Maquaire, Maître de Conférence, a, depuis sa nomination à Strasbourg en 1996, assurément insufflé un élan nouveau aux recherches développées sur le site de Super-Sauze, en y apportant ses compétences et son expérience de géotechnicien. Je le remercie de participer au jury en apportant sa connaissance du terrain d'étude.

Mes remerciements les plus chaleureux vont également à toutes celles et tous ceux qui, d'une manière ou d'une autre, sur le terrain ou en salle, m'ont apporté en de nombreuses et diverses occasions leur aide et leurs compétences :

- Monsieur Paul de Fraipont qui m'a ouvert les portes du SERTIT et Agnès Bolley-Herrmann qui m'y a initié à la photogrammétrie numérique avec une bonne humeur et une disponibilité constantes ;

- Messieurs Freddy Becker, Adriano Ricotta et Loïc Galisson, tous trois élèves-ingénieurs à l'ENSAIS ; les deux premiers pour leur contribution à la mise en œuvre des travaux photogrammétriques, le troisième pour son aide précieuse à l'automatisation du dépouillement informatique des mesures topométriques ainsi que pour les premières mesures GPS effectuées dans le bassin de Barcelonnette lors d'une mission des plus sympathiques dans les montagnes ubayennes ;

- Messieurs Larqué et Géraud de l'Institut de Géologie de Strasbourg pour leur aide dans la caractérisation minéralogique et structurale des marnes noires ;

- les ingénieurs et techniciens des services RTM-ONF de Barcelonnette et de Digne pour m'avoir donné l'occasion de consulter leurs archives, notamment photographiques, et fait partager leurs connaissances fines du terrain ;

- celles et ceux, très nombreux, qui ont participé à une ou plusieurs missions de terrain, particulièrement les "porteurs de mire" qui par leurs efforts physiques dans des conditions souvent difficiles ont permis les mesures topométriques ; une pensée particulière pour mon père, Brice, Gérard, Claude, Steph, Eric, Gilles, Loïc, Julien et JP. Merci aussi à Dominique pour ses coups de pouce informatiques, à Francine pour la gestion financière des missions, nombreuses à

une certaine période, à Odile pour la reproduction de ce manuscrit et à Sandrine pour sa mise en forme.

- enfin, *last but not least*, toutes les personnes qui ont contribué à "l'implantation" progressive des géomorphologues strasbourgeois dans le bassin de Barcelonnette au cours des dix dernières années : M. Olivero, maire de la commune d'Enchastrayes et l'ensemble du personnel communal pour le soutien logistique apporté en de maintes occasions, avec un merci amical tout particulier à Michel Benoit, premier adjoint, qui "s'occupe" consciencieusement du pluviographe de La Rente depuis 1994 après en avoir assuré l'installation. Mes remerciements s'adressent également à Christine et la sympathique équipe de l'office du tourisme du Sauze pour les multiples mises à disposition d'un appartement qu'il était ô combien agréable de retrouver le soir après une journée passée dans les Terres Noires "imbibées". Je n'oublie pas non plus l'accueil très chaleureux qui nous était réservé à Jausiers au cours des premières années de nos travaux en Ubaye et à Saint-Pons par la suite. Une pensée finalement à toutes les autres personnes qui m'ont fait découvrir et aimer la géographie, l'histoire et la culture de ce bassin de Barcelonnette.

A mes proches qui ont eu la patience d'attendre.

Strasbourg, 24 novembre 2000.

Table des Matières

Avant-propos 1
Table des matières 5
Résumé 9
Introduction 13

I. Le cadre géomorphologique 19
I.1. Le bassin de Barcelonnette 19
I.1.1. Aperçu général 20
I.1.1.1. Localisation 20
I.1.1.2. Une cellule montagnarde originale 23
I.1.1.3. L'héritage litho-structural : la fenêtre de Barcelonnette 26
I.1.1.4. L'héritage glaciaire 30
I.1.1.5. La torrentialité 33
I.1.2. Les crêtes sommitales 35
I.1.2.1. Lithologie 35
I.1.2.2. Le modelé glaciaire et périglaciaire 36
I.1.2.2.1. Les cirques glaciaires 36
I.1.2.2.2. Les glaciers rocheux 38
I.1.2.2.3. Les accumulations morainiques d'altitude 39
I.1.2.2.4. Les éboulis 40
I.1.3. Les versants intermédiaires 41
I.1.3.1. L'opposition Adret-Ubac 41
I.1.3.2. Les formations glaciaires 43
I.1.3.2.1. Les formations glaciaires du versant de Lans 45
I.1.3.2.2. La "moraine récente locale" d'Enchastrayes 49
I.1.3.2.3. Autres formes et formations glaciaires ou périglaciaires 52
I.1.3.3. Les ravinements 56
I.1.4. La vallée d'encaissement de l'Ubaye 57
I.1.4.1. Vue d'ensemble 57
I.1.4.2. Les cônes de déjection torrentiels 58
I.2. Les mouvements de terrain dans le bassin de Barcelonnette 61
I.2.1. Un contexte géomorphologique favorable aux instabilités 63
I.2.2. Les principaux mouvements de terrain actifs 67
I.2.2.1. Les glissements de versants 67
I.2.2.2. Les glissements-coulées. 69
I.3. Le versant du Sauze 73
I.3.1. Localisation 73
I.3.2. Le torrent du Sauze 74
I.3.2.1. Description de l'appareil torrentiel 74
I.3.2.2. Les manifestations historiques des torrents d'Enchastrayes 77
I.3.3. Le bassin de réception du torrent du Sauze 79
I.3.3.1. Délimitation géographique 79
I.3.3.2. Le contexte litho-structural 80
I.3.3.3. Le modelé glaciaire et périglaciaire 83
I.3.3.3.1. Le glacier rocheux de Super-Sauze 85
I.3.3.3.2. Les dépôts morainiques 87
I.3.3.4. Les Roubines 89

II. L'évolution géomorphologique du glissement-coulée 95
II.1. Les étapes du développement d'après photographies aériennes. 96
II.1.1. Les méthodes traditionnelles d'analyses historiques 96
II.1.1.1. Les témoignages écrits et oraux 96
II.1.1.2. Les cartes topographiques 98
II.1.1.3. Les plans cadastraux 103
II.1.1.4. Les photographies aériennes 104
II.1.2. La photogrammétrie numérique 105
II.1.2.1. La saisie numérique des clichés 106
II.1.2.2. Le calcul des Modèles Numériques de Terrain (M.N.T.) 107
II.1.2.2.1. La triangulation 108
II.1.2.2.2. Génération automatique des MNT 109
II.1.2.2.3. Correction des aberrations altimétriques 110
II.1.2.2.4. Le recalage absolu des M.N.T. 111
II.1.2.3. Les produits dérivés 112
II.1.3. L'évolution morphologique 113
II.1.3.1. L'historique en six étapes 114
II.1.3.1.1. Les années 1940-50 114
II.1.3.1.2. L'année 1971 121
II.1.3.1.3. L'année 1978 126
II.1.3.1.4. L'année 1982 129
II.1.3.1.5. L'année 1988 131
II.1.3.1.6. L'année 1995 134
II.1.3.2. L'exploitation "quantitative" des M.N.T. 138
II.1.3.2.1. Intérêts, limites et contraintes de la méthode 138
II.1.3.2.2. Les enseignements sur le site de Super-Sauze 139
II.1.3.3. Synthèse sur l'évolution géomorphologique 142
II.1.3.3.1. Les étapes chronologiques 142
II.1.3.3.2. Les processus géomorphologiques 146
II.1.4. Les coïncidences morpho-climatiques 149
II.1.4.1. Les données disponibles 149
II.1.4.2. Tendances pluviométriques au cours du XX^{ème} siècle. 151
II.1.4.3. Les coïncidences entre périodes humides et mouvements de terrains 155
II.2. La morphologie actuelle du glissement-coulée et son interprétation 159
II.2.1. Vue d'ensemble 159
II.2.2. L'escarpement principal 164
II.2.2.1. Description 164
II.2.2.2. Les explications structurales 170
II.2.2.2.1. Caractéristiques structurales des Terres Noires 170
II.2.2.2.2. Les phénomènes de détente lithologique 173
II.2.2.3. Genèse et extension de l'escarpement 177
II.2.3. Le corps du glissement-coulée 181
II.2.3.1. Description géomorphologique 181
II.2.3.1.1. Aspects topographiques 182
II.2.3.1.2. L'état de surface 186
II.2.3.2. La structure de la masse instable 188
II.2.3.3. Le volume des terrains déplacés 195

III. Dynamique actuelle et perspectives d'évolution du glissement-coulée 201
III.1. La météorisation des Terres Noires dans la coulée 201
III.1.1. Caractéristiques granulométriques 202

III.1.2. Caractéristiques minéralogiques 204
III.1.3. Caractéristiques texturales 207
III.1.4. Processus physico-chimiques de météorisation 209
III.1.4.1. L'hydroclastie 210
III.1.4.2. La cryoclastie 211
III.1.4.3. Les altérations chimiques 213
III.1.4.4. Conclusions 214
III.1.5. Autres caractéristiques des Terres Noires 214
III.2. La cinématique du glissement-coulée 223
III.2.1. Méthodes d'auscultation 224
III.2.1.1. Les techniques de télésurveillance satellitaire 224
III.2.1.1.1. Le "Global Positioning System" dit G.P.S. 224
III.2.1.1.2. Les observations géodésiques par système radar 226
III.2.1.2. La surveillance topométrique du site de Super-Sauze 227
III.2.1.2.1. Les réseaux de surveillance 228
III.2.1.2.2. Les sessions de mesure 232
III.2.1.2.3. Le traitement des données 234
III.2.1.2.3.1. Mise en forme des données brutes 234
III.2.1.2.3.2. Calculs des solutions définitives 237
III.2.2. Résultats : les déplacements mesurés 239
III.2.2.1. Activité cinématique de la couronne 246
III.2.2.2. Le comportement cinématique du replat supérieur 248
III.2.2.3. Le comportement cinématique de la zone intermédiaire 249
III.2.2.4. Le comportement cinématique du replat inférieur et du front de la coulée 252
III.2.3. Les relations entre la pluviométrie et les mouvements mesurés 254
III.2.3.1. Les données pluviométriques disponibles 254
III.2.3.2. Mouvements et pluviométrie des années 1991 à 1998 257
III.2.3.2.1. L'activité printanière 260
III.2.3.2.2. L'activité automnale 263
III.2.3.2.3. Les événements ponctuels 265
III.2.3.3. Conclusions et perspectives à développer 271
III.3. Modèle qualitatif d'évolution et de comportement du glissement-coulée 272
III.3.1. Le déclenchement du glissement-coulée 273
III.3.2. L'évolution de la coulée de débris 277
III.3.2.1. Son extension 277
III.3.2.2. Son érosion 278
III.3.3. Le devenir du versant instable 280
III.3.3.1. Scénario n°1 : vers une disparition naturelle complète de la coulée ? 280
III.3.3.2. Scénario n°2 : Les instabilités se poursuivent... 281
III.3.3.3. Scénario n°3 : faut-il craindre une ou plusieurs lave(s) torrentielle(s) ? 282

Conclusion générale 287
Table des illustrations 295
Bibliographie 299
Annexes 317

Résumé

Parmi tous les types de mouvements de terrain répertoriées, classifiés et définis avec précision, les glissements évoluant en coulée constituent un ensemble particulier dont la complexité soulève encore, du fait même de leur dualité, un certain nombre d'interrogations. Une des difficultés majeures de l'étude de ces masses instables est la nécessité de leur connaissance d'un double point de vue, à la fois spatial et temporel. La démarche pluridisciplinaire mise en œuvre dans ce travail sur le site instable de Super-Sauze, situé dans le bassin de Barcelonnette (Alpes de Haute-Provence), a permis d'acquérir un certain nombre de connaissances précises et détaillées concernant l'environnement géomorphologique, l'évolution spatio-temporelle, le comportement et la structure tridimensionnelle d'un mouvement de terrain de ce type survenu dans les Terres Noires alpines.

Une démarche photogrammétrique numérique multitemporelle a permis d'obtenir dans un premier temps une suite de descriptions géométriques du versant à travers six modèles numériques de terrain réalisés à partir de couples de photographies aériennes. Dans la mesure où les images les plus anciennes (de 1956) montrent l'état du versant antérieurement aux premières ruptures, cette analyse de l'évolution géomorphologique historique du site apporte une aide précieuse à la compréhension des mécanismes de déclenchement puis d'extension du glissement-coulée ; elle contribue notamment efficacement, par l'exploitation quantitative des données numériques produites, à l'identification des zones d'ablation et d'accumulation, à la "reconstruction" de la paléotopographie fossilisée, et par conséquent à l'estimation du volume rocheux mobilisé.

Diverses investigations menées *in situ* précisent ensuite les caractéristiques litho-structurales des Terres Noires prédisposant localement le faciès à des ruptures en masse, ainsi que les caractéristiques morpho-cinématiques, hydrogéologiques et géomécaniques de la coulée de débris composite générée à l'aval de ces ruptures. La présence de matériaux morainiques et la très grande susceptibilité des marnes remaniées à la météorisation induisent un comportement très hétérogène de la masse instable en relation les conditions hydro-climatologiques. Il a aussi clairement été mis en évidence que la paléotopographie enfouie jouait un rôle fondamental dans l'évolution spatio-temporelle de la coulée de débris.

Mots clés : Terres Noires ; Alpes du sud ; ravinement ; glissement-coulée ; évolution géomorphologique ; photogrammétrie numérique ; topométrie.

Abstract

Among all the listed and precisely defined landslides, flow-slides constitute a particular type whose complexity still raises a certain number of interrogations for the geomorphologists that attempt to model their behaviour in order to foresee their evolutions. The multidiciplinary approach developed on the unstable site of Super-Sauze permitted to acquire a prccise and detailled knowledge of the morphological environment, the spatio-temporal evolution, the three-dimensional structure and the mechanical behaviour of such complex flowslide which occurred in the "Terres Noires" of the southeastern french Alps.

A digital photogrammetry processing allowed in a first stage to obtain a set of morphological and geometrical descriptions of the unstable slope ; the oldest aerial photographs available showing the aera before the initial failures occurred, this multitemporal analysis brings a precious help in the understanding of the initiation and extension mechanisms of such a

flowslide ; through the quantitative analysis allowed, this method appears notably as a powerful tool for the 3-D reconstruction of the landslide geometry by the identification of the fossilised paleo-morphology, ablation and accumulation areas, and by the same occasion for the calculation of its volume.

Various *in situ* investigations precise then the litho-structural characteristics explaining the local predisposition of the marls to ruptures, but also the morpho-kinematical, hydro-geological and geomechanical characteristics of the composite flow developed downslope of these failures. The presence of morainic material in the flow and the high susceptibility to erosion of the marls induce a very heterogenuous dynamical behaviour of the unstable mass in relation with the hydro-meteorological conditions. The important rule played by the paleo-topography in this spatio-temporal evolution of the flow has also be very clearly established.

Key words : "Terres Noires" ; Barcelonnette ; landslide ; geomorphological evolution ; digital photogrammetry ; topometry ; D.E.M.

"Si l'on réfléchit sur la formation de ces montagnes, sur leur âge, sur leur succession, sur les causes qui ont pu accumuler ces éléments pierreux à une si grande hauteur au-dessus du reste de la surface du globe ; si l'on considère les révolutions qu'ils ont subies, celles qui les attendent, quel océan de pensées ! Ceux-là seuls qui se sont livrés à ces méditations sur les cimes des hautes Alpes savent combien elles sont plus profondes, plus étendues, plus lumineuses, que lorsqu'on est resserré entre les murs de son cabinet. "

H.B. de Saussure,
Voyages dans les Alpes, 1780.

"Face au réel, ce qu'on croit savoir clairement cache ce qu'on devrait savoir"

Bachelard,
La formation de l'Esprit Scientifique, 1938.

Introduction

Dans le vaste domaine de recherche des risques naturels et plus spécifiquement des risques géomorphologiques, la présente étude s'attache à comprendre les mécanismes de fonctionnement d'un type d'aléa particulier que représente un glissement de terrain évoluant en coulée. Parmi tous les types de mouvements de terrains répertoriés, classifiés et définis avec précision (Flageollet, 1988 ; Dikau *et al.*, 1996), les glissements-coulées[1] constituent en effet un ensemble à part dont la complexité soulève encore, du fait même de leur dualité, un certain nombre d'interrogations : quelles sont, par exemple, sur le plan mécanique et rhéologique, les modalités de la transformation des masses glissées en coulée ? Quelle est la traduction géomorphologique de cette évolution, c'est-à-dire de quelle manière le modelé de surface reflète-t-il la paléotopographie enfouie ? Pour ces phénomènes où les terrains déstabilisés se déplacent bien au delà de la surface de rupture en s'écoulant vers l'aval sur une "simple" surface de recouvrement, cette connaissance de la profondeur est essentielle : Comment, en effet, cette topographie fossilisée influence-t-elle par la suite le comportement de la masse instable sus-jacente ? On pourra aussi se demander, finalement, dans quelles conditions, notamment pluviométriques, la coulée de débris pourrait éventuellement se transformer en lave torrentielle. Une des difficultés majeures de l'étude de ces masses instables composites est de parvenir à leur connaissance approfondie d'un double point de vue, à la fois spatial et temporel. C'est là un enjeu fondamental auquel sont confrontés les géomorphologues qui tentent d'en modéliser le comportement pour en prévoir l'évolution.

Toutefois, avant de vouloir reproduire le comportement d'un glissement de terrain (et de façon général tout autre phénomène ou système naturel) de manière virtuelle, il faut en connaître parfaitement le fonctionnement réel, ses causes, ses réactions à telle ou telle contrainte, bref connaître en détail les processus physiques qui le régissent. Il s'avère en effet que les calculs de stabilité et les divers modèles de rupture ou de propagation développés jusqu'à présent (des états de l'art sur la question sont proposés par exemple par Rai (1992), Dikau *et al.* (1996) et Malet (1998)) reposent encore, pour les glissements de terrain en général, sur des hypothèses trop simplificatrices et réductrices de la réalité. En dehors des insuffisances des modèles de calcul eux-mêmes, ce sont surtout les connaissances et les données de terrain qui sont trop approximatives et insuffisantes, notamment en ce qui concerne la forme et la profondeur de la surface de rupture, la paléotopographie fossilisée, le volume et la structure interne des masses déplacées, leur fonctionnement hydrogéologique, le comportement cinématique des terrains instables en rapport avec la rhéologie des matériaux impliqués. Cette approche des processus physiques réels observés sur le terrain est pourtant essentielle aussi bien pour la conception (l'écriture) des modèles que pour leur validation. De façon générale, quel que soit le phénomène naturel étudié, la modélisation n'est qu'une étape parmi d'autres de la démarche scientifique ; elle ne peut et ne doit être que la formalisation d'une somme de connaissances fondées sur une réalité, qu'une retranscription mathématique d'un ensemble de paramètres chiffrées et de variables

quantitatives mesurés concrètement *in situ* ou *in vivo* ; inversement, dans une seconde phase, les modèles représentent de très bons outils de compréhension des phénomènes qu'ils simulent lorsque leurs résultats sont rétroactivement confrontés aux observations de la réalité.

La démarche pluridisciplinaire mise en œuvre depuis une dizaine d'années sur le site instable de Super-Sauze (Alpes-de-Haute-Provence) par les géomorphologues du CEREG (Centre d'Etudes et de Recherches Eco-Géographiques) de l'Université Louis Pasteur de Strasbourg s'inscrit dans cette vision, contribuant à renforcer la connaissance d'ensemble des phénomènes de type glissement-coulée, et en particulier de ceux, nombreux, qui affectent les Terres Noires des Alpes françaises du sud (Antoine *et al.*, 1988 ; 1995 ; Légier, 1977 ; Guérémy *et al.*, 1991). Dans le cadre de divers programmes européens et nationaux de recherche[2] (Weber, 1994 ; Flageollet *et al.*, 1996a ; Flageollet *et al.*, 1998) et des activités du CERG (Centre Européen sur les Risques Géomorphologiques) (Flageollet *et al.*, 1996b, c, d), mais aussi grâce à une collaboration active mise en place avec la Commune d'Enchastrayes-Le Sauze, ce mouvement de terrain est devenu au fil des ans l'un des plus étudié et des mieux instrumenté du territoire national. Contrairement à certains autres grands mouvements de terrain comme ceux de la Valette, également situé dans le bassin de Barcelonnette (Combes, 1990 ; Colas et Locat, 1993) ou de la Clapière dans le département voisin des Alpes-Maritimes (Follacci, 1987, 1999), les risques limités que représente le site de Super-Sauze pour son environnement immédiat l'ont préservé pour l'instant de toute médiatisation excessive ; cela permet d'y effectuer un travail approfondi, dans le temps, sans contraintes de résultats immédiats en vue de mesures préventives, et donc en dehors de toute pression politique et sociale. La seconde spécificité qui en fait un terrain d'étude particulièrement intéressant est que ce mouvement de terrain s'est développé jusqu'à ce jour de façon entièrement naturelle, sans aucune intervention humaine.

Notre travail, qui comporte une part essentielle d'observations et d'investigations faites *in situ*, est spécifiquement consacré aux aspects géomorphologiques, au sens le plus large du terme, de ce programme de recherche. S'appuyant sur la mise en œuvre de diverses techniques et méthodes issues de différents domaines de recherche des sciences de la terre, ses ambitions sont :
- de définir l'environnement géomorphologique du site au sein du bassin de Barcelonnette en rapport avec l'histoire géologique complexe de cette vallée ;
- de déterminer les conditions morphostructurales locales propices au déclenchement puis à l'extension de ce mouvement de terrain ;
- d'en faire une description morphologique tridimensionnelle complète, et notamment de fixer la limite entre les zones d'ablation et d'accumulation ;

---

[1] L'expression consistant à accoler les deux termes, courante dans la littérature, est celle qui sera le plus souvent employée tout au long de ce travail pour désigner le mouvement de terrain étudié. Une discussion terminologique engagée en conclusion des connaissances acquises à travers cette recherche permettra d'en préciser la pertinence.

[2] EPOCH (1992-94) : Temporal occurrence and forecasting of landslides in the European Community.
TESLEC (1994-96) : The temporal stability and activity of landslides in Europe with respect to climatic change.
NEWTECH (1996-98) : New technologies for landslide hazard assessment and management in Europe.
PNRN 98/99-37MT : Programme National Risques Naturels

- de connaître la topographie fossilisée par les terrains déstabilisés, d'en déduire le volume de la masse instable et d'apprécier le rôle de cette paléotopographie dans le comportement actuel de la coulée ;
- d'identifier les divers processus d'érosion qui conditionnent l'évolution morphologique actuelle du glissement-coulée ;
- de mesurer la dynamique spatio-temporelle du glissement-coulée en rapport avec les conditions météorologiques et d'établir un zonage morpho-cinématique des terrains instables ;
- de proposer un scénario d'évolution de ce mouvement de terrain à partir des connaissances acquises à ce jour, et notamment d'estimer la probabilité de survenance d'une lave torrentielle issue de ce site.
- finalement, d'extraire de l'étude du cas particulier de Super-Sauze un certain nombre d'enseignements généraux pouvant être transposés à d'autres sites similaires dans le domaine d'extension des Terres Noires alpines.

Ces divers objectifs structurent la thèse en trois grandes parties :

La première présente la géomorphologie de l'ensemble du bassin de Barcelonnette dans lequel s'est développé le mouvement de terrain de Super-Sauze ; la carte de synthèse réalisé à l'échelle du bassin entier et y recensant les principaux éléments d'ordre géologique, topographique, lithologique, morphologique et hydrologique, constitue un document de référence pour l'ensemble de cette présentation du milieu naturel. Sur le cours moyen de l'Ubaye, l'entité montagneuse originale que constitue à plus d'un titre le bassin de Barcelonnette est connue de longue date pour la fréquence et la variété des aléas géomorphologiques qui s'y produisent. Leurs déclenchements s'expliquent principalement par une agressivité climatique élevée (alternances d'averses violentes et de périodes de sécheresse intense) qui s'exerce notamment sur les Terres Noires callovo-oxfordiennes particulièrement sensibles à l'érosion du fait de leurs médiocres caractéristiques mécaniques ; cette formation lithologique du soubassement autochtone affleure sur de grandes étendues dans le bassin, en fenêtre, à travers divers faciès allochtones de flyschs et de calcaires superposés lors de l'orogenèse alpine par les nappes de charriage de l'Embrunais-Ubaye. Ces formations résistantes forment l'ensemble des crêtes qui ceinturent le bassin sur toute sa périphérie. Dans ce contexte litho-structural particulier, une grande partie des versants présente de plus une couverture morainique discontinue elle-même impliquée dans de nombreuses instabilités.

L'analyse géomorphologique faite dans cette première partie insiste particulièrement sur le rôle essentiel des processus glaciaires, périglaciaires, torrentiels et gravitaires (par mouvements de terrains divers) dans le façonnement passé et actuel de ce bassin de Barcelonnette. Trois secteurs morphologiques sont successivement décrits : les crêtes sommitales, les versants intermédiaires, et la vallée centrale d'encaissement de l'Ubaye. Une attention spéciale est portée aux multiples secteurs de ravinement qui marquent les paysages de ce bassin et, plus largement, ceux de l'ensemble des Alpes du sud, lorsque s'y présentent à l'affleurement les Terres Noires. En dehors des phénomènes liés à la torrentialité qui participent très activement au façonnement des versants, de nombreux mouvements de terrains, dont certains glissements-coulées actifs de grande

ampleur, sont recensés dans le bassin : le plus important et le plus spectaculaire est celui de la Valette, qui s'est brusquement déclenché en 1982 sur le versant d'adret au nord de la ville de Barcelonnette. En face, sur le versant méridional d'ubac, deux autres glissements-coulées importants marquent le paysage : le premier, dont la présence est signalé dès la fin du XIX^{ème} siècle (Arnaud, 1895 ; Hulin, 1932) s'est développé en dessous de 1500m d'altitude dans le ravin du torrent de Poche, le second est celui de Super-Sauze, objet de notre recherche.

La seconde partie décrit et explique l'évolution géomorphologique spécifique du versant instable de Super-Sauze. Une démarche originale de traitement photogrammétrique numérique permet dans un premier temps de reconstituer l'évolution historique du mouvement de terrain au cours des cinq dernières décennies : différentes images et modèles numériques de terrain produits à partir de photographies aériennes verticales permettent d'observer très clairement la chronologie des instabilités, en six étapes entre 1956 et 1995, à travers des informations non seulement qualitatives mais surtout quantitatives. Ces dernières, qui font tout l'intérêt de l'approche numérique, contribuent notamment à l'estimation du volume des terrains déplacés dans la mesure où les photographies les plus anciennes montrent le versant tel qu'il se présentait avant le déclenchement des premiers mouvements de masse importants. Il s'agissait en l'occurrence d'un secteur profondément marqué par le ravinement, d'où sa dénomination locale des "Roubines", à l'intérieur du bassin de réception du torrent du Sauze. Cette visualisation *a posteriori* des bouleversements morphologiques qui ont affectés les Roubines de Super-Sauze apporte une aide précieuse à l'identification des différents phénomènes et mécanismes d'instabilité survenus sur ce site. Ces enseignements favorisant la compréhension spatio-temporelle des mouvements doivent permettre de réfléchir de façon générale sur l'évolution morphologique, passée ou future, des nombreux secteurs de ravinements de cette vallée et d'ailleurs.

Diverses observations et investigations faites sur le site même permettent dans un deuxième temps de caractériser la morphologie actuelle des terrains instables. Cette approche naturaliste, de description et d'interprétation des formes du relief, fondée sur une présence effective sur le terrain, revendique une place essentielle dans ce travail. Plusieurs phénomènes fondamentaux pour la compréhension de l'évolution du versant ont ainsi été identifiés avant de faire éventuellement l'objet d'investigations complémentaires. Une cartographie complète et détaillée du site instable qui a été réalisée à l'échelle du 1:1000ème, ce qui semble rarement avoir été fait pour un glissement entier, constitue un très bon outil d'appréciation du modelé et des phénomènes de surface. Parallèlement, la connaissance de la profondeur représente un autre intérêt fondamental de cette étude, notamment dans l'optique d'une modélisation du comportement de la masse instable. De façon générale, cette connaissance des terrains instables dans les trois dimensions de l'espace se révèle particulièrement difficile à acquérir, notamment lorsqu'il s'agit de localiser la (ou les) surface(s) de glissement : les différentes techniques ou méthodes disponibles et le plus couramment appliquées (Hutchinson, 1983), qu'il s'agisse, par exemple, des extrapolations faites à partir du modelé de surface (Van Asch, 1984) ou des déplacements superficiels, des investigations géophysiques (Schmutz *et al.*, 1999), ou encore des forages donnant des informations géotechniques ponctuelles (c'est la seule méthode directe d'investigation, la plus précise, fiable et instructive, mais aussi de loin la plus coûteuse) présentent

toutes en effet des limites et de contraintes. Sur le site de Super-Sauze, la complémentarité des approches photogrammétriques et géotechniques a permis d'acquérir une bonne connaissance de la géométrie mais aussi de la structure tridimensionnelles de ce mouvement de terrain à développement séquentiel.

La troisième partie de la thèse approfondit la connaissance du site en analysant le comportement cinématique récent du glissement-coulée : les 28 campagnes de mesures topométriques effectuées entre le mois d'août 1991 et le mois de mai 1998 ont permis d'acquérir une solide connaissance spatio-temporelle de l'activité morpho-dynamique de ces terrains instables. Sur le plan spatial, le réseau de surveillance relativement dense mis en place a permis de définir un zonage morpho-cinématique précis de la coulée, zonage qu'il s'avère intéressant de confronter avec les enseignements sur la paléotopographie fournis par les photographies aériennes anciennes.. Sur le plan temporel, ce suivi topométrique a permis une bonne caractérisation du comportement saisonnier de la masse instable en fonction des conditions météorologiques et de son fonctionnement hydrologique, même si l'on peut regretter par moment un certain manque de finesse dans l'analyse de ces relations à cause des périodes souvent trop longues entre les campagnes de mesures. Les appareils d'enregistrement en continu récemment mis en place sur le site permettront dans les mois et années à venir d'affiner ces connaissances cinématiques.

Les observations morphologiques et mesures de déplacement faites *in situ* au cours de la dernière décennie ont progressivement été complétées par des investigations climatologiques, géotechniques, hydrogéologiques, hydriques, géophysiques étroitement imbriquées, réalisées en équipe au sein du CEREG. Si la connaissance géomorphologique a tout naturellement bénéficié à ces autres méthodes et techniques, notamment en identifiant les différents mécanismes d'érosion actifs sur le site, ou encore en définissant les secteurs les plus intéressants à explorer, elle en a aussi obtenu en retour des informations précieuses dont certaines sont exposées dans ce travail. A ce titre, les divers processus de météorisation des Terres Noires remaniées qui conditionnent l'évolution morphologique d'ensemble de la coulée de débris sont décrits en début de troisième partie : ils montrent toute l'importance que tiennent les particularités structurales et rhéologiques de ce faciès lithologique dans le développement de ce type de glissement-coulée.

L'ensemble des connaissances acquises à ce jour, même si certaines sont encore partielles et demandent assurément des efforts complémentaires, permettent d'ores et déjà d'établir, au terme de ce travail, un solide modèle conceptuel expliquant le déclenchement puis l'extension de ce mouvement de terrain. Elles permettent aussi de formuler des pronostics sur le devenir du versant instable, en évoquant notamment les possibilités de voir se développer un phénomène de lave torrentielle à partir de la coulée de débris. Cette question de la survenance possible d'un tel aléa résultant d'une mise en liquidité des matériaux accumulés dans les Roubines est traitée en fonction des connaissances actuelles disponibles sur ce type de phénomène (Meunier, 1991 ; Coussot, 1993), particulièrement de celles concernant les facteurs de prédisposition et de déclenchement environnementaux favorables à leur initiation (Bonnet-Staub, 1998), les hypothèses évoquées ne se voulant ni alarmistes ni minimisantes par rapport au risque encouru dans le ravin du Sauze.

En définitive, ce travail apporte de multiples informations géomorphologiques à partir desquelles des réponses peuvent être avancées quant aux évolutions prévisibles de ce glissement-coulée, et qui, par ailleurs, pourront constituer les bases physiques d'une modélisation mathématique du phénomène et au delà, de l'évaluation de l'aléa et du risque.

Première partie :

Le cadre géomorphologique

I.1. Le bassin de Barcelonnette

La présentation de l'environnement du site d'étude de Super-Sauze qui est proposée ici insiste tout particulièrement sur les caractéristiques topographiques, structurales, lithologiques, hydrographiques et géomorphologiques du milieu naturel. Les autres aspects traditionnellement exposés dans la présentation géographique d'un site, liés au climat, à l'occupation des sols ou à la présence anthropique, sont évoqués plus brièvement, en complément, lorsqu'ils apportent un éclairage intéressant ou utile par rapport à l'étude géomorphologique qui est l'objectif premier de ce travail.

Cette analyse s'appuie sur de multiples illustrations, dont une carte de synthèse (Figure I-1) qui présente à l'échelle du bassin de Barcelonnette entier les différents éléments géomorphologiques évoqués. Ce document original qui sert de figure de référence pour l'ensemble de cette première partie résulte de la confrontation critique de diverses sources existantes, complétée par des interprétations de photographies aériennes et observations de terrain. Le document cartographique en lui même a été élaboré par voie informatique avec le logiciel Micrografx Draw©, en mode vectoriel à partir du fond au 1:100000ème de la carte I.G.N. n°61 "Nice/Barcelonnette" (I.G.N., 1985). Sur un plan technique, cette carte géomorphologique est organisée en différents plans ou couches d'informations d'inspiration thématique qui peuvent facilement et rapidement être mis à jour par suppressions ou modifications des "objets" (au sens cartographique) créés, ou par ajout d'éléments supplémentaires.

Les sources consultées pour la réalisation de ce document sont les suivantes :
- cartes topographiques au 1:25000ème 3539 est "Jausiers/Le Sauze" (I.G.N., 1980) et 3539 ouest "Barcelonnette-Pra-Loup" (I.G.N., 1989) ;
- carte géologique au 1:50000ème N°XXXV-39 "Barcelonnette" (B.R.G.M., 1974) ;
- carte géomorphologique de la fenêtre de Barcelonnette au 1:25000ème (3 feuilles), (Salomé & Beukenkamp, 1988) ;
- Carte géomorphodynamique de la Commune d'Enchastrayes au 1:10000ème (Augier & Flageollet, 1992) ;
- Carte géomorphodynamique de la vallée d'Abriès -Commune de Jausiers- au 1:10000ème (Bossu, 1995)

L'inventaire très poussé des mouvements de terrain de la région de Barcelonnette réalisé par Légier (1977) a également été très utile pour affiner la connaissance des zones instables, alors que la distinction entre cônes torrentiels anciens et récents s'inspire des travaux de Jorda (1985) et Miramont (1998). Les interprétations morphologiques des photographies aériennes ont été faites sur les couples stéréoscopiques des missions les plus récentes de l'I.G.N., datant de 1988, 1990/91 et 1995 ; une soixantaine de clichés au 1:30000ème ont été consultés pour couvrir le bassin dans son intégralité. Les observations de terrain ont été faites lors des divers séjours effectués en Ubaye au cours des dernières années. Il convient de préciser tout de suite que cette carte a été réalisée à une échelle qui ne permet pas d'y représenter tous les détails géomorphologiques, lithologiques ou autres. On pense notamment à certaines formations de versant comme des restes de laves torrentielles indurées très anciennes qui sont plaqués ponctuellement le long de certains ravins torrentiels (du torrent de Faucon par exemple) ou encore des formations solifluées présentes sur certains versants, par exemple au-dessus du cimetière de Jausiers.

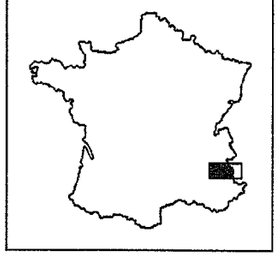
Après une présentation d'ensemble du bassin de Barcelonnette permettant notamment de rappeler les principales étapes de sa formation, l'analyse de son évolution géomorphologique se calque ensuite sur la légende établie pour la carte de synthèse. Les diverses formes et formations résultant de processus morphogénétiques variés sont décrites selon un découpage du bassin en trois secteurs caractéristiques : les crêtes sommitales, les versants intermédiaires, et la vallée centrale de l'Ubaye. Parmi ces processus de façonnement du relief du bassin de Barcelonnette, les mouvements de terrain font l'objet d'un chapitre spécifique (I.2.).

I.1.1. Aperçu général

I.1.1.1. Localisation

Dans les Alpes françaises du sud, le glissement de terrain de Super-Sauze porte le nom de la station de sports d'hiver à proximité de laquelle il s'est développé. Il est situé sur le territoire de la commune d'Enchastrayes, à quelques cinq kilomètres au sud de la ville de Barcelonnette, sous-préfecture du département des Alpes-de-Haute-Provence et chef-lieu de l'entité géographique particulière que constitue, sur le cours moyen de l'Ubaye, le bassin de Barcelonnette (Figure I-2). Si cette dénomination de "bassin" pour désigner ce tronçon de la vallée de l'Ubaye est fondée avant tout sur ses caractéristiques morpho-structurales, d'autres particularités géographiques mais aussi historiques renforcent le sentiment de singularité de cette cellule montagneuse dans son environnement régional (Arnaud, 1900, 1906 & 1920 ; Blanchard, 1950 ; Meyzenq, 1984 ; Peguy, 1947).

Carte géomorphologique du bassin de Barcelonnette (Alpes de Haute-Provence, France)



6° 30' Est — 6° 48' Est — 6° 40' Est

44° 27' Nord — 44°25 Nord — 44° 21' Nord

La Montagnette 2811m — L'Aupillon 2917m — Col des Orres 2613m — Grde Epervière 2884m — Col de la Pare 2655m — Grd Bérard 3048m — La Chalanche 2984m — Tête de Crouès 2929m — Pte Fine 2581m — Costebelle — Pas de Grégoire 1230 — L'Ubaye — Tête de Cuguret 2912m — Tête de Siguret 3032m — Côtes d'Abriès — Bec de l'aigle 2815m — Barre de Joseph — Tête de Fer 2885m

Tête de Louis XVI 2408m — 1418 — 2686 — 1651 — Rioclar — L'Abéous — Les Thuiles — La Bérarde — Rioun Bourdoux — St Pons — La Valette — Soleil — Foeuf — Faucon — La Bernarde — Bourget — Sanières — Les Sanières — Jausiers — 1480 Abriès — Beaumont

Pas de la Tour — 1041 — Rioclar — Méolans Revel — Les Thuiles Hautes — Les Thuiles — 1205 — St Pons — 1100 — Bouzoulières — 1250 — Les Bourges — Faucon — 1154 — Barcelonnette — 1136 — Lans — Rioun — Versant — La Croix 2497m — 1503 — Terres Blanches 1920 — Bois Noir 1702 — Clapouse — 1895 Lac des Sagnes — 2772

L'Ubaye — Rioun — Fontettes — Clotaras — Fère — Ginette — Rioun Bourdoux — Maure — Langai — Pra Loup — 1524 — 1144 — Boulinards — Bougnet — Le Sauze — 1441 — Enchastrayes — Boure — Rioun Chanal — Gaudessard — Uvernet-Fours — Super-Sauze — 1678 — la Rente — 2078 — Bramafan — Serres de Raud — La Conche — Villard de Faucon — Rives Argiles — Poche — Flourais — Claret — Frache — Crête des Barreaux — Terres Plaines — de l'Alpe 2591m — 1985 — 2820

2233 — Roche Bénite 2415m — Petite Séolane 2854m — Le Péguiéou 2479m — Grande Séolane 2909m — Fau — 1205 — Agneliers — Gorges — Terrasses — Pasquiers — 1305 — Le Bachelard — 2148 — Le Pain de Sucre 2560m — Le Lan 2685m — Brec 2nd 2596m — Brec 1er 2560m — Col de Fours 2314m — La Rouchinière 2709m — Tête Dure 2694m — 2408 — 2380 — Le Chevalier 2886m — Sommet de Caire Brun 2823m — 2656 — 2692 — 2872 — 2794 — Cols de Restefonds — Cime des 3 Serrières 2753m — Col de La Bonette 2715m — Cime de la Bonette 2860m — Cime de Vogna 2777m

0 1 2 3 km

Lithologie

Roches allochtones charriées (Flyschs et calcaires divers)

avec couverture morainique discontinue

Roches autochtones :

: "Terres noires" callovo-oxfordiennes

: Nummulitique du vallon de Clapouse

: Gypses du pli des Terres Plaines

Topographie

2408 point coté, ligne de crête, sommets et cols

paroi ou barre rocheuse

Formes et formations glaciaires et périglaciaires

glacier rocheux

cirque glaciaire

Principales accumulations morainiques (* bourrelets, arcs)

éboulis

bloc erratique

roches moutonnées (surfaces polies, raclées, striées)

Formes et formations liées à l'action de l'eau

cours d'eau permanent / temporaire

épandage alluvial

lac

Haut / Bas — Talus d'encaissement holocène de l'Ubaye

Ravinement :
a : dans les "Terres Noires"
b : dans les autres formations

cône torrentiel holocène :
a : ancien
b : récent

Mouvements de terrains

Glissement actif / dorman

Ⓑ: Pra Bellon / Ⓥ: La Valette
Ⓟ: Poche / Ⓢ: Super-Sauze

Ecroulement rocheux avec chaos de blocs

© Dominique WEBER, 1999.

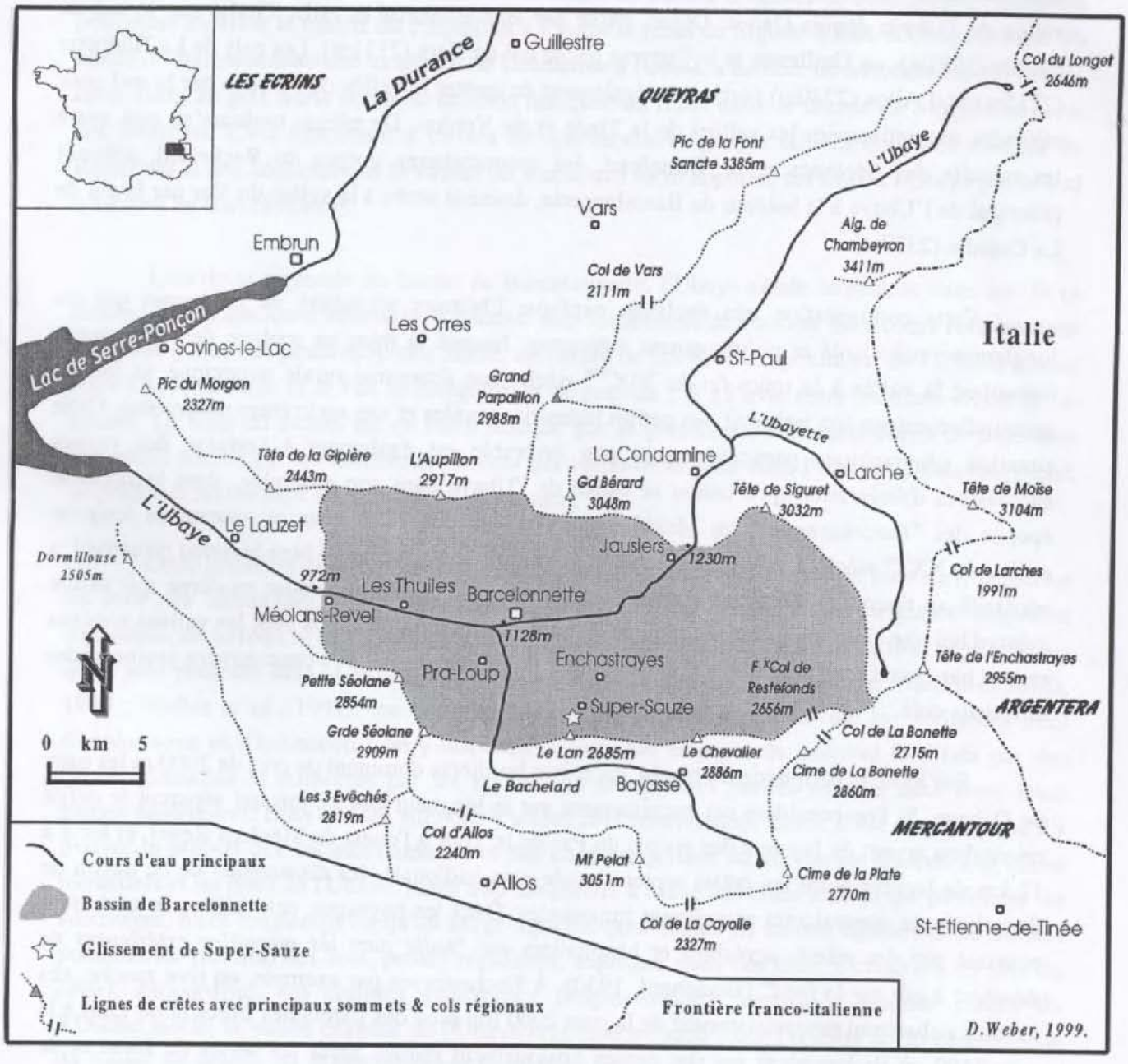


Figure I-2 : Localisation du bassin de Barcelonnette en Embrunais-Ubaye.

I.1.1.2. Une cellule montagnarde originale

Du point de vue topographique, le bassin de Barcelonnette est véritablement "prisonnier" de ses massifs environnants : Parpaillon au nord, Siguret au nord-est, Restefond au sud-sud-est, Séolanes au sud-ouest et Morgon à l'extrême ouest forment une barrière orographique presque continue dont les crêtes sommitales culminent autour de 3000m d'altitude ; il constitue de ce fait une cellule montagnarde très enclavée, accessible soit par des cols élevés, soit par des gorges vigoureusement incisées. Profitant de ces dernières à l'aval et à l'amont du bassin, la voie de

communication majeure qu'est la route départementale n°900 (ex nationale 100) remonte la vallée de l'Ubaye depuis Gap et Digne, passe par Barcelonnette et rallie l'Italie par le col de Larche (1991m), ou Guillestre et le Queyras par le col de Vars (2111m). Les cols de La Bonnette (2715m) et d'Allos (2240m) permettent également de quitter la vallée de l'Ubaye par le sud pour rejoindre respectivement les vallées de la Tinée et du Verdon. De même, toujours au sud, entre les massifs des Séolanes et de Restefond, les spectaculaires gorges du Bachelard, affluent principal de l'Ubaye à la hauteur de Barcelonnette, donnent accès à la vallée du Var par le col de La Cayolle (2327m).

Cette configuration très enclavée explique l'histoire singulière de ce bassin qui est longtemps restée isolé et politiquement autonome. Jusqu'à la mise en roulage de l'axe routier remontant la vallée à la toute fin du XIX^{ème} siècle, son économie rurale autarcique se fondait essentiellement sur son artisanat, ses petites industries textiles et son agriculture nourricière. Cette situation géographique particulièrement peu favorable est également à l'origine des vagues successives d'émigration qu'a connu la vallée de l'Ubaye dans son ensemble, dont la fameuse épopée des "Barcelonnettes" au Mexique qui démarra dès 1814 pour se poursuivre jusqu'au milieu du XX^{ème} siècle. L'essor touristique important de la vallée, aussi bien hivernal qu'estival, a nécessité au cours des dernières années l'aménagement d'un réseau routier moderne qui assure aujourd'hui une circulation aisée le long de l'Ubaye. Les communications avec les vallées voisines restent par contre plus délicates une bonne partie de l'année du fait de l'enneigement prolongé des différents cols.

Sur toute la périphérie du bassin, les crêtes bordières dominent de près de 2000 m les eaux de l'Ubaye. Si l'on considère cet encaissement sur la longueur des 22 km qui séparent le défilé oriental en amont de Jausiers des gorges du Pas de la Tour à l'ouest de Méolans Revel, et les 8 à 12 km de largeur entre les crêtes septentrionale et méridionale, les dimensions de ce bassin de Barcelonnette apparaissent assurément imposantes. Dans les paysages, ces chiffres se traduisent pourtant par des reliefs agréables et hospitaliers car *"nulle part les murailles extérieures ne dévalent à pic sur le fond"* (Blanchard, 1950). A Enchastrayes par exemple, en rive gauche, ces terrains s'abaissent progressivement de la cote 2000 (du pied des parois des Brecs et du Lan) à la cote 1400 où ils basculent par des pentes brusquement raidies après les serres de Baud et de Notre-Dame ou le hameau du Villard sur les bords de l'Ubaye. En face, l'adret dans son ensemble est plus raide ; ces versants intermédiaires démarrent en général légèrement plus haut, vers 2200m d'altitude sous la crête du massif du Parpaillon pour se terminer de la même manière sur les bords de l'Ubaye. Cette dissymétrie d'origine structurale du bassin de Barcelonnette s'observe surtout dans sa partie orientale où la crête méridionale s'éloigne de plus en plus de l'Ubaye entre le Bachelard et le Riou Versant.

La base de ces versants est marquée par une rupture de pente nette qui se matérialise des deux côtés par une succession de talus raides et souvent ravinés, lesquels délimitent dans le fond du bassin une dépression centrale où s'écoule l'Ubaye. La rivière y entre par le nord-est, en amont de Jausiers, au Pas de Grégoire, après un parcours d'un peu plus d'une trentaine de kilomètres depuis sa source sous le col franco-italien du Longet (2646 m) dans le massif de Chambeyron, et

suite à sa jonction avec l'Ubayette issue de la vallée de Larche (Figure I-2) ; ces gorges étroites et profondes séparent le massif du Parpaillon à l'ouest et celui du Siguret à l'est. L'Ubaye ressort du bassin de Barcelonnette une vingtaine de kilomètres à l'ouest, à hauteur de Méolans-Revel, au Pas de la Tour, au prix d'une nouvelle incision marquée du relief entre le massif du Morgon et celui des Séolanes. C'est également à travers de spectaculaires gorges taillées entre les massifs de Restefond et des Séolanes que le torrent du Bachelard vient apporter ses eaux à l'Ubaye par le sud à hauteur de Barcelonnette.

Lors de sa traversée du bassin de Barcelonnette, l'Ubaye s'étale largement dans son lit et dessine même quelques méandres à hauteur des Sanières et de Faucon. Son cours relativement tranquille y suit une pente moyenne faible, de l'ordre de 0,8%, alors qu'elle est de 1,7% en amont entre La Condamine et le Pas de Grégoire, et de près de 2% à l'aval entre Méolans-Revel et Le Lauzet. Le fond du bassin est en outre marqué par la présence d'imposants cônes de déjection torrentiels édifiés par les nombreux torrents qui viennent se jeter dans l'Ubaye après avoir incisé de profonds ravins dans les versants environnants.

Cette première description rapide du bassin de Barcelonnette montre bien qu'il constitue au sein des montagnes de l'Embrunais-Ubaye une cellule montagnarde originale disposant d'altitudes, de terroirs et d'expositions variés dont les hommes ont largement su tirer profit depuis qu'ils sont présents dans la vallée. Pendant longtemps, et ce dès la Préhistoire (Muller et Jorda, 1990 ; Muller *et al.*, 1991), les versants intermédiaires semblent avoir été les véritables sites d'exploitation et d'habitation ; on y disposait de sols pas trop pentus, souvent fertilisés par des dépôts glaciaires et humectés par les apports de nombreuses petites sources nées dans leurs parties supérieures. Bien que les altitudes y soient déjà relativement fortes, il est donc logique d'y trouver la plupart des anciens hameaux et des champs, surtout sur le versant d'adret. Les cônes torrentiels et les rives de l'Ubaye, jugés trop dangereux à cause des crues subites qui pouvaient les submerger, n'ont longtemps eu qu'un usage agricole pour lequel ils offrent également de bonnes potentialités (fertilité des sols, pentes régulières, captages aisés des eaux d'irrigation en tête du cône). Aujourd'hui, ces craintes s'estompant progressivement depuis la seconde moitié du XIXème siècle, la vallée centrale de l'Ubaye regroupe presque toute l'activité socio-économique du bassin en dehors du fonctionnement touristique saisonnier des stations du Sauze, de Super-Sauze et de Pra-Loup. Elle est devenue également la zone la plus peuplée : la ville de Barcelonnette et le bourg de Jausiers regroupent à eux seuls déjà près de 65% des habitants du bassin, les autres se répartissant presque tous entre les villages de Faucon, de Saint-Pons, des Thuiles, de Méolans-Revel et d'Uvernet-Fours. Seuls les habitants d'Enchastrayes (à l'exception encore de ceux du lotissement de La Chaup), du versant de Lans, de Pra-Loup et de quelques écarts ou maisons isolées du versant d'adret échappent à cette concentration démographique de fond de vallée.

I.1.1.3. L'héritage litho-structural : la fenêtre de Barcelonnette

Dans les Pré-Alpes françaises du sud, le bassin de Barcelonnette appartient au domaine structural des Alpes du Dauphiné, et plus précisément à sa zone interne sub-briançonnaise. Sa structure géologique est celle d'une fenêtre laissant apparaître un soubassement autochtone de marnes noires daté du mésozoïque à treavers différents faciès de flyschs et de calcaires allochtones superposés par nappes de charriage.

Les complexités structurales, lithologiques et tectoniques des montagnes de l'Embrunais-Ubaye, qui constituent "*l'empilement de nappes de charriages et de rétrocharriages le plus complexe de toutes les Alpes Occidentales*" (Mottet, 1993) auront nécessité le travail de plusieurs générations de géologues pour comprendre les mécanismes de mise en place de ces reliefs, faisant apparaître cette région "*comme un creuset où se sont forgées la plupart des notions modernes de la géologie alpine*" (Kerckove, 1969) : on retiendra entre autres les noms de C. Lory et E. Goret au siècle dernier, de E. Haug et J. Killian entre 1889 et 1925, de Mme Y. Gubler-Wahl (1928), de M. Gignoux, D. Schneegans et L. Moret dans les années 1930 et plus récemment, après guerre, ceux de J.-L. Pairis (1968), J. Plan (1968), J. Debelmas (1983) et C. Kerckove (1958, 1969). Cette dernière publication constitue une référence fondamentale qui fait le point sur plus d'un siècle de recherches géologiques dans cette région, complétant notamment l'analyse bibliographique détaillée des travaux les plus anciens déjà donnée par D. Schneegans en 1938. La feuille de Barcelonnette de la carte géologique de France au 1/50000ème en vigueur actuellement a été publiée en 1974 suite aux travaux de J.L. Pairis, J. Plan, D. Schneegans et M. Gidon sous la coordination de C. Kerckove (B..R.G.M., 1974). Les Thèses de Doctorat de O. Merle (1982) et C. Lereus (1986) sont à notre connaissance les dernières recherches consacrées à cette région dans le domaine de la géologie structurale.

Les nappes de l'Embrunais-Ubaye issues du domaine pennique (zones internes) se sont étalées sur quelques 2500 km^2 dans l'ensellement des massifs cristallins externes entre Pelvoux au nord et Argentera au sud (Figure I-3). Blanchard (1950) interprète cette disparition du tréfonds cristallin, assimilable à un vaste creux synclinal, par le froncement de plis transverses perpendiculaires à la courbure de la chaîne alpine. Toujours est-il que, curieusement et paradoxalement, c'est donc bien une absence de relief dans l'arc alpin occidental qui est à l'origine de la mise en place des montagnes de l'Embrunais-Ubaye.

Un remplissage sédimentaire de cette vaste dépression du socle cristallin anté-westphalien s'est opéré du Trias au Priabonien supérieur, entrecoupé de périodes d'érosion et de phases tectoniques. Ce dépôt qui constitue le soubassement autochtone de la région comporte aussi bien des roches meubles et friables telles les marnes noires callovo-oxfordiennes (les "Terres Noires") que des calcaires résistants du Crétacé à l'Eocène. Le dernier terme de cette série stratigraphique du substrat autochtone est une formation de "schistes à blocs" qui représentent des olisthotromes liés à la mise en place d'une nappe sous-marine précoce à la fin du Priabonien. Une rapide

esquisse paléogéographique permet de préciser les conditions de dépôt des Terres Noires dans le domaine vocontien subalpin où, suite à la dislocation progressive de la plate-forme provençale sous l'effet du rifting téthysien daté du Lias-Dogger, le bassin de sédimentation des Terres Noires callovo-oxfordiennes correspond aux premières grandes dépressions qui se situaient en bordure de la mer alpine (de Graciansky *et al.*, 1993). Il ne s'agissait pas de bassins bien individualisés, mais d'une vaste mosaïque de petits bassins juxtaposés, temporaires et de formes et d'extensions variées. La réduction sensible des épaisseurs de Terres Noires à Barcelonnette par rapport à celles observées entre Gap et Digne laisse penser que la subsidence était atténuée dans ce bassin sédimentaire. Awongo (1984) attribue d'ailleurs la teinte sombre des marnes oxfordiennes à la fraction argileuse et non pas à la matière organique qui est peu abondante dans ce faciès, en précisant que cette dernière majoritairement d'origine continentale est très dégradée, ce qui, *"joint à l'importance du quartz, de l'illite, de la kaolinite et de la chlorite, rend compte d'un héritage continental dominant, qui masque les faibles transformations dans le milieu de dépôt*".

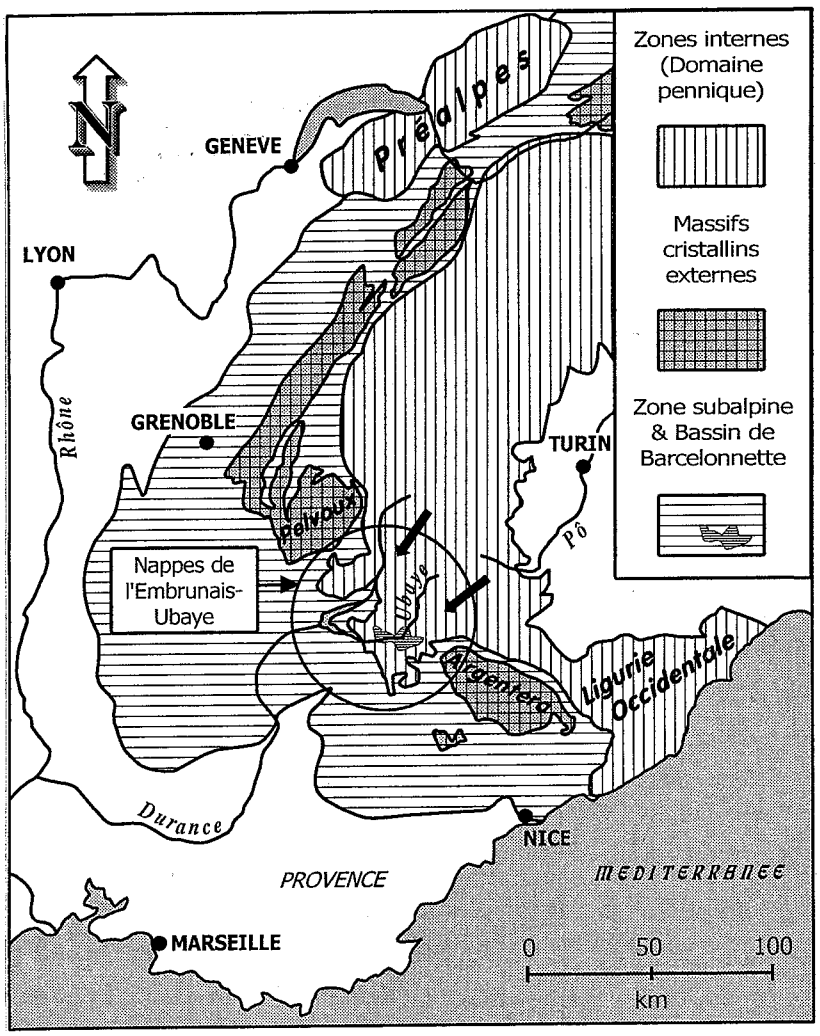


Figure I-3 : Les nappes de charriage de l'Embrunais-Ubaye dans les Alpes occidentales (D'après Kerckove, 1969).

Les études stratigraphiques des Terres Noires du sud-est de la France faites par P. Artru (1972) et complétées entre autres par celles de Awongo (1984), Bufalo (1989), et Phan (1993) ont

montré que cette formation puissante du Jurassique, atteignant jusqu'à 2000m. d'épaisseur par endroits, pouvait être subdivisée en deux grands ensembles, essentiellement marneux, séparés par un niveau repère médian plus résistant :
- Le membre inférieur (du Bajocien supérieur au Bathonien inférieur) constitué de marnes noires en plaquettes ;
- Le niveau intermédiaire qui doit sa résistance accrue à l'alternances de bancs marno-calcaires et dont la patine rousse fait un bon repère sur le terrain ;
- Le membre supérieur (du Callovien inférieur à l'Oxfordien moyen) également composé de plaquettes marneuses incluant des nodules et qui prend fin à l'apparition des gros bancs calcaréo-marneux Argovien.

Dans le bassin de Barcelonnette, les "Terres Noires"[1] présentes sont presque exclusivement callovo-oxfordiennes (indice conventionnel j_{3-4} sur la carte géologique) sur 250 à 300m d'épaisseur. Les auteurs de la carte géologique y distinguent dans le détail trois sous-ensembles que leurs limites imprécises et les recouvrements quaternaires n'ont pas permis de cartographier séparément (B.R.G.M., 1974) : les marnes schisteuses à plaquettes détritiques du Callovien (60 m d'épaisseur environ), les marnes noires de l'Oxfordien inférieur et moyen (100 à 200 m d'épaisseur) à bancs centimétriques de calcaires argileux, et finalement les marnes noires de l'Oxfordien supérieur (50 à 60 m d'épaisseur) à bancs détritiques avec lentilles de conglomérats à éléments de 1 à 5 cm (graviers calcaires, galets de matériel cristallin). Par dessus, quelques rares et très localisés affleurements de marno-calcaires et marnes noires de l'Argovien (j_5 correspondant à l'Oxfordien supérieur) sont aussi signalés dans le bassin, notamment sous le sommet du Chapeau de Gendarme et l'éperon du Queiron où ils constituent la partie supérieure des Roubines de Super-Sauze.

Parmi les nombreuses phases tectoniques qui ont affecté ce soubassement avant, pendant et après l'arrivée des nappes, l'une mérite une attention particulière (Kerckove, 1969) : il s'agit probablement de la phase sannoisienne (lattorfienne) qui, au tout début de l'Oligocène, a provoqué un soulèvement général de la partie centrale de l'Embrunais-Ubaye au cours duquel s'est formé un "dôme de Barcelonnette". C'est l'érosion de cette vaste zone anticlinale, déblayant la presque totalité de la couverture nummulitique et crétacée et faisant ainsi affleurer les Terres Noires, qui a offert des conditions propices au creusement ultérieur de la fenêtre de Barcelonnette.

Lors du grand plissement alpin Oligocène, les nappes de flyschs issues de l'intérieur de la chaîne alpine se sont avancées sur ce soubassement autochtone selon une direction dominante nord-Est sud-ouest, *"en hernie"* (Blanchard, 1950), entre les deux môles cristallins. Cet étalement des nappes proprement dit s'est poursuivi pendant plus de 20 millions d'années, de la fin de l'Eocène jusqu'au cours du Miocène. Les circonstances de ces charriages (tectonique, tectogénèse,

[1] Alors qu'il désignait pendant longtemps les seules marnes callovo-oxfordiennes, le terme "Terres Noires" englobe aujourd'hui l'ensemble des formations argileuses à teinte foncée allant du Bajocien supérieur à l'Oxfordien moyen (Phan, 1993).

paléogéographie) sont exposées en détails par Kerckove (1969) et dans la notice de la carte géologique de Barcelonnette (B.R.G.M., 1974).

Par commodité, il est habituel de distinguer dans ces nappes deux grands ensembles :
- Un ensemble inférieur, de position externe, fortement replissé avec l'Autochtone, formé par les unités subbriançonnaises et un cortège de flyschs dont celui à Helminthoïdes de la nappe de l'Autapie (du nom du promontoire d'Autapie en rive droite du Verdon qui correspond à la limite d'extension maximale de cette nappe vers le sud) ; cette nappe est en contact direct avec l'Autochtone sur la bordure nord de la fenêtre de Barcelonnette et dans le massif de Restefond ;
- Un ensemble supérieur, moins déformé, essentiellement constitué par la nappe du Flysch à Helminthoïdes du Parpaillon surmontant une multitude d'écailles basales désordonnées de provenance subbriançonnaises ou briançonnaises qu'elle a entraînées avec elle. La régularité remarquable de la surface de chevauchement de cette nappe qui recouvre en discordance tous les terrains, des Terres Noires autochtones à la nappe de l'Autapie, ne paraît devoir s'expliquer que par une mise en place sur une surface préalablement aplanie par l'érosion (B.R.G.M., 1974).

Nappe de l'Autapie	Nappe du Parpaillon
Cortège de trois formations	série de 4 ou 5 formations
âge : Crétacé supérieur à Paléocène inférieur	âge : Albien (?) à Crétacé supérieur (Ophiolites probablement Jurassique-Néocomien)
patrie probable : domaine extra-pennique, austro-alpin	patrie probable : domaine pennique piémontais
position actuelle : pseudo-couverture du Flysch subbriançonnais, auquel elle peut se substituer entièrement	position actuelle : superstructure générale
arrivée en Embrunais-Ubaye à la fin du Priabonien ; mise en place en milieu sous-marin ; ultérieurement redécollée.	arrivée en Embrunais-Ubaye sur une surface d'érosion, au début du Miocène.

Tableau I-1 : Caractéristiques des deux nappes de charriage de l'Embrunais-Ubaye (D'après Kerckove, 1969).

A l'échelle des temps géologiques, les conditions de mise en place de ces nappes, *"immenses masses plastiques"*, semblent celles d'un *"écoulement libre, d'une sorte de fluence en vagues successives "* (Blanchard, 1950), dont Schneegans (1938) dit encore qu'il s'agit d'un *"mécanisme qu'on ne saurait mieux comparer à celui d'une coulée de boue ou d'un glissement de terrain"*. Au cours de leur avancée sur le substrat autochtone, ces nappes ont intégré des corps étrangers, fragments hétérogènes parfois volumineux le plus souvent arrachés aux solides calcaires du Jurassique supérieur et du Trias. *"Occupée à dévorer la pâte feuilletée du Flysch, l'érosion souvent se cassera les dents sur ces fèves coriaces"* (Blanchard, 1950) qui forment aujourd'hui la plupart des reliefs qui dominent Barcelonnette au sud.

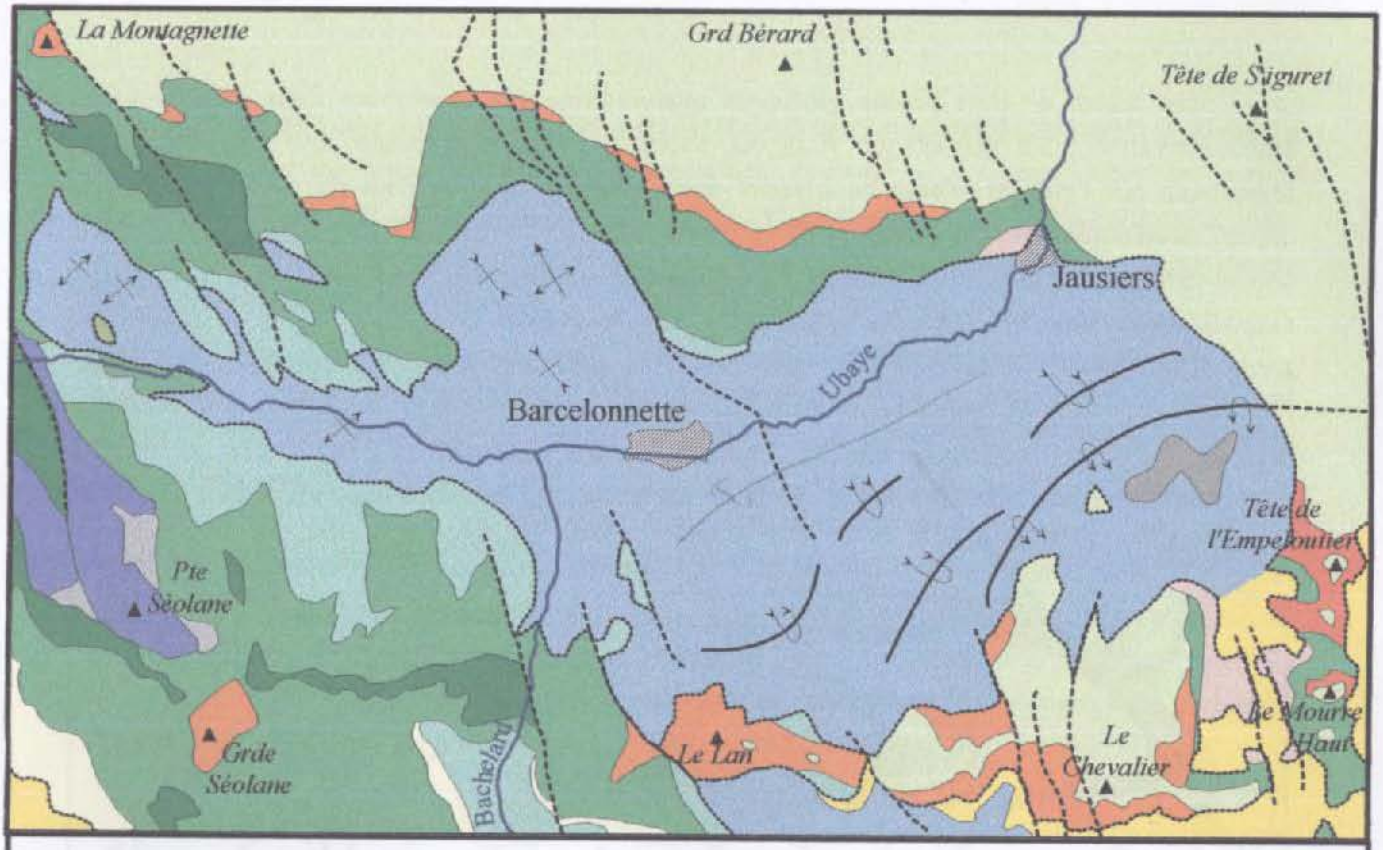
Des plissements postérieurs aux charriages ont généré dans les nappes des anticlinaux et des synclinaux dont les inflexions ont guidé le cours des eaux et qui permettent d'expliquer la disposition du réseau hydrographique actuel. Ces déformations tardives sont liées au soulèvement de l'ensemble des massifs externes au Miocène supérieur et se traduisent par un faisceau de failles méridiennes, dont la plupart sont des failles obliques normales à regard oriental, alors que d'autres, comme celle du Col de Fours, semblent jouer en décrochement. Dans les formations marneuses du soubassement, ces failles passent généralement à des flexures. Les derniers mouvements cisaillants se situeraient au début du Pliocène (B..R.G.M., 1974). Ces accidents structuraux jouent un rôle majeur dans la localisation et le développement des mouvements de terrains qui affectent les Terres Noires.

Dans ce contexte structural complexe d'une fenêtre ouverte dans un empilement de nappes de charriage (Figure I-4), la morphologie actuelle, jamais figée, du bassin de Barcelonnette résulte d'une action érosive anté-quaternaire et, surtout, quaternaire sous la forme d'un façonnement glaciaire et périglaciaire et, de la fin du Pléistocène à nos jours, des retouches opérées par les creusements torrentiels, les mouvements de terrain et les phénomènes périglaciaires en altitude.

I.1.1.4. L'héritage glaciaire

De façon générale, tous les auteurs qui se sont intéressés à cette question soulignent les difficultés de l'étude du glaciaire quaternaire dans ces montagnes méridionales des Alpes du sud. Le morcellement du relief, le cloisonnement des grands bassins hydrographiques, la médiocre conservation des formations quaternaires victimes de la solifluxion, de la torrentialité et des mouvements de terrains y gênent l'établissement de séquences chronostratigraphiques autres que très locales (Jorda, 1972, 1980). Les essais de corrélation avec les ensembles glaciaires voisins sont d'autant plus hasardeux que la variabilité climatique actuelle des Alpes du sud, avec des nuances régionales très marquées, a très bien pu exister dès le Tardiglaciaire ; de plus, ces variations thermiques définies à telle ou telle période du Tardiglaciaire ou de l'Holocène restent toujours entachées d'incertitude en l'absence de datations absolues fiables des glaciers rocheux anciens notamment[1] (Evin, 1987). C'est pourquoi il est pratiquement impossible de présenter la géomorphologie du bassin antérieurement aux premiers englacements, et même antérieurement à la dernière grande glaciation.

[1] Situés en milieu froid au moment de leur formation, ces glaciers rocheux présentent rarement de matière organique datable en leur sein. De plus, les risques de contamination par percolations provenant de niveaux postérieurs sont élevés du fait de la porosité de ces accumulations (Evin, 1987).



SUBDIVISIONS STRUCTURALES

Unités "ultra-briançonnaises"

- Nappe du Parpaillon
- Ecailles basales de la nappe du Parpaillon
- Nappe de l'Autapie

Unités subbriançonnaises

- Gypses allochtones divers
- Unité des Séolanes
- Ecailles diverses liées à la nappe de l'Autapie
- Unité des Trois Evéchés
- Unité du Pelat
- Ecailles inférieures de Restefond

Autochtone

- Nummulitique
- Mésozoïque
- Gypses du pli de Terres Plaines

N

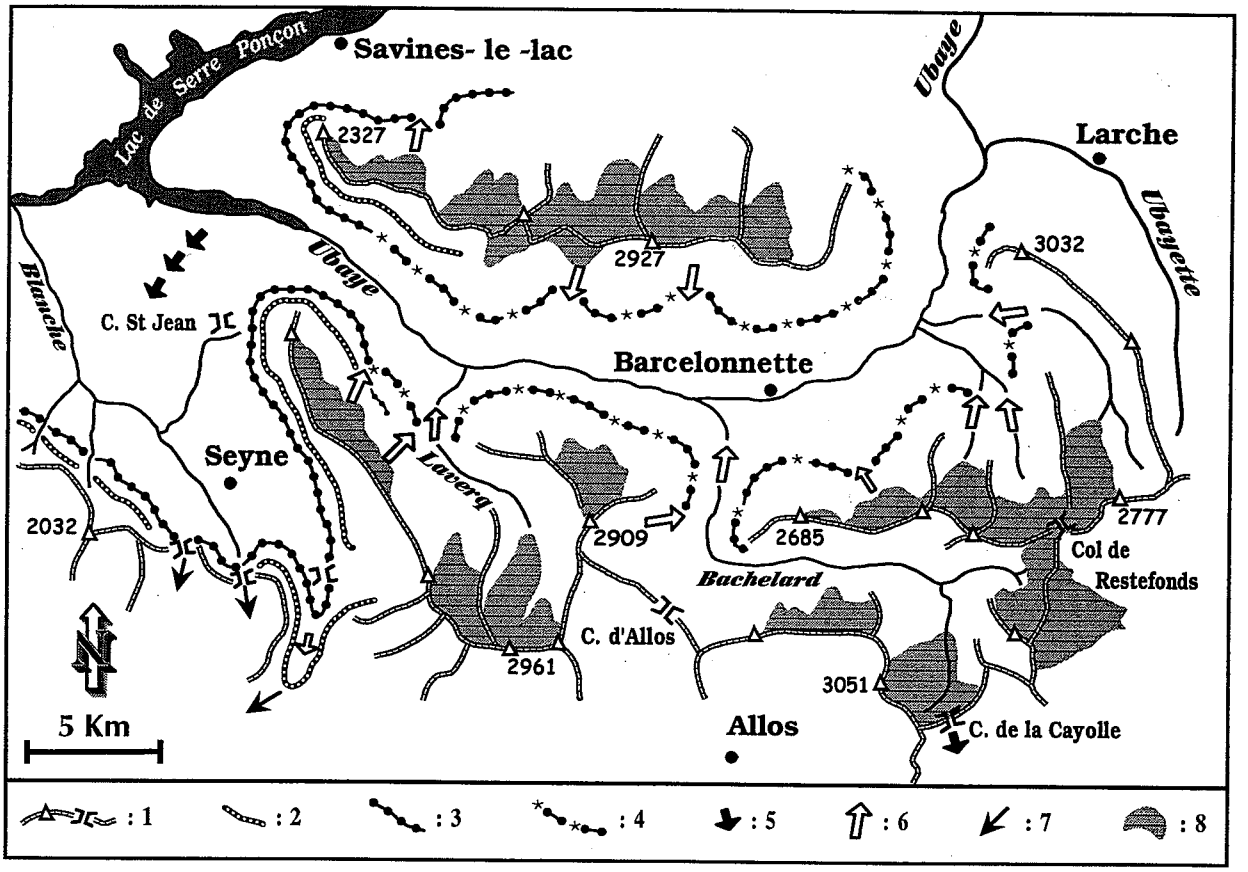
0 1 2 3 4 5 km

SYMBOLES DE DEFORMATIONS ET SIGNES DIVERS

- Pendage général dans une unité
- Pendage axial
- Anticlinal, synclinal symétrique
- Anticlinal, synclinal dissymétrique
- Anticlinal, synclinal déversés, couchés
- Chevauchement général des nappes
- Faille
- Principaux sommets

Figure I-4 : Schéma litho-structural simplifié du bassin de Barcelonnette
(D'après carte géologique 1/50 000°, B.R.G.M., 1974).

Les traces de trois phases glaciaires quaternaires sont conservées dans les Alpes-de-Haute-Provence : les glaciers du Riss ont connu à l'échelle régionale une extension plus importante que ceux du Würm, notamment dans la région de diffluence du nord-ouest où les dépôts morainiques rissiens occupent une position nettement externe (Figure I-5). En Ubaye, les dépôts attribuables par leur situation topographique ou leur degré d'altération à une phase antéwürmienne sont très rares. La notice de la carte géologique (B.R.G.M., 1974) de même que Jorda (1980) citent en exemples les moraines sablo-argileuses à galets intra-alpins du Col de Famouras (2139m.), en complément des moraines argileuses du versant sud du Morgon (2300m.) déjà signalées par Schneegans en 1938. Toutes les autres formations morainiques qui restent observables à l'heure actuelle dans le bassin de Barcelonnette semblent donc appartenir au würm ou au tardi- et post-glaciaire.



1 : principales crêtes, sommets et cols ; 2 : limite d'extension présumée des glaciers "rissiens" ; 3 : limite d'extension des glaciers würmiens ; 4 :limite altitudinale au Würm du glacier principal de l'Ubaye ; 5 : principaux courants de diffluence ; 6 : pricipaux affluents glaciaires ; 7 : tracé de l'écoulement des eaux de fonte marginales ; 8 : principaux domaines englacés au Post-glaciaire (Tardi-glaciaire et Holocène).

Figure I-5 : Les extensions glaciaires quaternaires en Ubaye (D'après Jorda, 1980).

Lorsque les glaces quaternaires ont envahi les Alpes méridionales, le puissant appareil glaciaire de l'Ubaye qui rejoignait vers l'ouest celui de la Durance a pu s'étaler largement dans l'ample dépression de Barcelonnette déjà ouverte en fenêtre ; il y recevait en rive gauche les importants glaciers affluents des vallons d'Abriès, de Clapouse-Terres Plaines et du Bachelard. Ce

puissant fleuve de glace a donné au bassin de Barcelonnette sa morphologie caractéristique en auge taillée dans les fragiles formations autochtones. A l'aval, il a façonné dans les roches résistantes charriées une vallée plus étroite et profonde d'une quinzaine de kilomètres de long, morcelée de verrous et jalonnée d'ombilics exigus. En rive gauche le fond de l'auge du glacier affluent de Laverq se raccorde presque à celui de l'Ubaye.

Dans la fenêtre de Barcelonnette s'était également greffé sur ce glacier majeur de l'Ubaye un système glaciaire local dont les langues méridionales ont pu subsister tardivement dans les parties supérieures des vallons exposés au nord. Les nombreux cirques situés sous les lignes de crêtes principales du bassin en sont les témoins actuels les plus évidents, ainsi que des constructions morainiques frontales ou latérales (cordons et arcs) souvent associées à des glaciers rocheux, qui restent relativement bien conservées dans ces vallons et cirques situés au-dessus de 2000m. A l'image de celles visibles dans le vallon du Sauze qui seront décrites plus en détails dans le chapitre I.3.3.3., plusieurs de ces accumulations identifiées sur photographies aériennes et/ou sur le terrain ont été représentées sur la carte de synthèse géomorphologique.

Dans le reste du bassin par contre, sur les versants intermédiaires, les terrains d'origine glaciaire sont bien plus délicats à cartographier. Aucun figuré spécifique n'a ainsi été retenu pour symboliser sur la carte la couverture morainique discontinue présente sur ces versants ; seules les accumulations les plus étendues ont été représentées aux endroits où elles ont été identifiées avec certitude. Au delà de leur identification et de leur délimitation sur le terrain, ces formations posent une autre difficulté qui est celle de distinguer les moraines laissées par le glacier principal würmien de l'Ubaye de celles déposées, éventuellement plus tardivement, par des langues glaciaires locales (c'est-à-dire internes au bassin de Barcelonnette). La description de tels terrains faite dans le chapitre I.1.3.2., et particulièrement de ceux présents sur les versants de Lans et Enchastrayes, en rive gauche de l'Ubaye, permettra d'apporter quelques éléments de réponse à cette délicate question des apports respectifs du glacier ubayen et de ses affluents locaux.

I.1.1.5. La torrentialité

A l'image de l'ensemble des Alpes du sud, la torrentialité[1] est un phénomène hydrologique et géomorphologique majeur dans le bassin de Barcelonnette. Les nombreux torrents qui descendent des versants environnants vers l'Ubaye ont joué et continuent de jouer un rôle fondamental dans le façonnement de cette vallée. Comme le rappelle Sivan (2000), l'intensité de cette érosion torrentielle est commandée par divers paramètres dont la géologie des terrains, mais également l'agressivité climatique qu'ils subissent. Le processus élémentaire étant le ruissellement, l'anthropisation du milieu a également un impact important sur la torrentialité, particulièrement par son influence sur la couverture forestière et herbacée des versants.

[1] Le néologisme "torrentialité", déjà employé par Jorda (1985) par exemple, désigne de façon générale l'activité des torrents mais peut sous-entendre également l'ensemble des phénomènes directement en rapport avec cette activité, à savoir l'érosion, les crues, les débordements, etc.

Très tôt, après qu'ils aient provoqué quelques ravages et catastrophes à partir du XV^{ème} siècle et que la réputation de dangerosité de leurs "laves"[1] ait dépassé les frontières locales, les torrents de la dépression de Barcelonnette ont attiré sur eux l'attention des géographes, forestiers et autres aménageurs alpins. Surrell (1841), l'un des premiers, débordant du cadre géographique de son étude des torrents des Hautes-Alpes, signalait ainsi "*la calamité des torrents (qui) pèse sur une grande partie du département des Basses-Alpes, et d'une manière terrible sur une de ses vallées, celle de l'Ubaye, où est située Barcelonnette*", alors que l'ingénieur reboiseur Demontzey (1866) disait du plus célèbre d'entre eux, le Riou-Bourdoux, que : "*... fameux dans tout le pays par ses dévastations, (il) est le torrent le plus terrible et le plus considérable de tous ceux actuellement en action dans les Alpes*".

Après une longue série de crues et dégâts que l'histoire a retenu en moyenne tous les trois ans (Arnaud, 1895 ; Combes, 1979), une politique ambitieuse d'assagissement des torrents de la vallée de l'Ubaye fut engagée dans les années 1860 sous la direction de Demontzey ; sur le Riou-Bourdoux, réputé incorrigible, les travaux de correction débutèrent concrètement en 1868 avec pour objectif avoué son extinction complète (Combes, 1982 ; Chondroyannis, 1992). Ces torrents dans leur ensemble se sont calmés au cours des deux dernières décennies du XIX^{ème} siècle, semblant récompenser rapidement les efforts des reboiseurs qui ne cachaient pas leur satisfaction (Demontzey, 1894). Le réveil, à l'image de celui du Riou-Bourdoux au cours des journées du 13 au 15 août 1914, allait être d'autant plus inattendu et brutal au XX^{ème} siècle. Certes ce ne sont plus les dévastations régulières du siècle précédent, mais les torrents actuels, même s'ils semblent bien assagis, ne sont pas à l'abri d'une crue brutale lors de circonstances météorologiques exceptionnelles, comme en juin 1957 (Tricart, 1958 ; Lecarpentier, 1963). Combes (1979) rappelle à cet égard que toute oeuvre de correction torrentielle est fragile et qu'aucune ne doit être considérée comme définitivement acquise, un orage exceptionnel, un incendie, un glissement de terrain pouvant tout remettre en cause.

Les descriptions précises et circonstanciées des phénomènes torrentiels faites par le notaire de Barcelonnette F. Arnaud (1895) contribuent grandement à leur connaissance historique dans l'ensemble du bassin[2]. Ses travaux, grâce à des indices archéologiques et à la documentation historique locale, devaient conclure à une "reprise" brutale de l'activité torrentielle au cours du XV^{ème} siècle. Cette conclusion, inspirée de Surrell (1841), Surrell et Cézanne (1870), corroborée par les travaux et les écrits de Demontzey (1878, 1882, 1894), dénonce une forte responsabilité des activités anthropiques dans cette recrudescence de l'activité torrentielle selon un schéma "surpopulation → surpâturage → déboisement" dont les communautés paysannes avaient largement pris conscience (Arnaud, 1895). Plus récemment, l'historienne T. Sclafert (1945) soulignait encore les conséquences des abus de l'élevage et des défrichements sur la dégradation de l'espace rural montagnard sud-alpin, situant elle aussi cette recrudescence à la fin du XV^{ème} siècle, avec un maximum de violence des torrents au XVII^{ème}.

[1] Surrell (1841) explique l'emploi de ce terme en remarquant l'analogie des coulées boueuses qui dévalent le lit des torrents avec les laves volcaniques.

[2] En dehors de ce thème précis, ses nombreux écrits (1900, 1906, 1920) constituent d'ailleurs pour divers autres aspects de la vie quotidienne des habitants de la vallée une part essentielle de la mémoire de ce pays.

Des travaux plus récents de Jorda (1980, 1983, 1985, 1992, 1993), Ballandras et Nevière (1991), et Miramont (1998) contestent ces hypothèses traditionnelles sur l'origine de la torrentialité en soulignant la nécessité d'envisager ce problème morphodynamique dans le cadre temporel plus large du Postglaciaire et non de la seule période historique. Leurs observations de diverses stratigraphies alluviales mettent en évidence plusieurs périodes d'activité torrentielle prédominante (des "crises" morphogéniques) plus ou moins entrecoupées de longs répits (de "meilleure stabilité géomorphologique"), et qui s'inscrivent dans une "*évolution modale bio-morpho-climatique régionale*". Deux conclusions majeures jaillissent de cette reconstitution cinématique de la torrentialité holocène des Alpes françaises du sud :
- Depuis le Tardiglaciaire auquel correspond la phase de torrentialité la plus ancienne jusqu'à la fin de la période atlantique vers 5000 B.P., l'incitation dynamique demeure sous la dépendance exclusive des paramètres naturels, bio-climatiques (Jorda, 1993) ;
- A partir du Subboréal, la torrentialité plus récente paraît résulter d'une interaction complexe entre les modalités variées de l'impact de l'homme sur le milieu montagnard et les modifications du climat (Jorda, 1985), ce dernier jouant un rôle de "catalyseur" si ce n'est de moteur dans le déclenchement des crises érosives climato-anthropiques qui se sont succédées en moyenne-Ubaye (Miramont, 1998).

Quant au regain de torrentialité qui caractérise la fin du Moyen-Age et les temps modernes, jugé responsable de "*la progression des grands cônes torrentiels lors de crues violentes qui ont frappé l'imagination des contemporains*" (Arnaud, 1895), il est attribué par divers auteurs (Jorda, 1980 ; Assier, 1993) à la dégradation climatique interséculaire du "Petit Age Glaciaire", sans toutefois nier totalement l'influence anthropique.

I.1.2. Les crêtes sommitales

I.1.2.1. Lithologie

Les crêtes et sommets qui délimitent de toutes parts le bassin de Barcelonnette sont entièrement constitués d'unités allochtones appartenant aux différentes nappes de charriage dites de l'Embrunais-Ubaye (Figure I-4) :
- côtés nord et est, les sommets et crêtes des massifs du Parpaillon et de Siguret appartiennent intégralement à la nappe la plus récente et la moins déformée du Parpaillon, ce qui explique la relative continuité de la barrière sommitale de ces massifs (Photo I-1A) ; le Flysch à Helminthoïdes qui en est le constituant majeur y présente un pendage marqué vers le nord-est, d'où la dissymétrie topographique importante de ces reliefs entre leurs versants méridionaux orientés vers le bassin de Barcelonnette et leurs versants nord. C'est aussi à travers cette nappe du Parpaillon que l'Ubaye a réussit à se frayer un passage étroit en gorges au niveau du Pas de Grégoire, en amont de Jausiers ;
- Côtés sud et ouest, les crêtes sont essentiellement formées des séries à dominante calcaire des écailles basales de la nappe du Parpaillon et des divers flyschs de la nappe de l'Autapie.

Ponctuellement affleurent également quelques unités subbriançonnaises plus anciennes issues des nappes de première génération (unités du Morgon ou des Séolanes, écailles diverses liées à la nappe de l'Autapie...). La plupart des sommets du massif de Restefond (Les Brecs I et II, le Chapeau de gendarme, le Pain de Sucre) ainsi que La Grande Séolane dans le massif voisin du même nom sont de ces écailles basales désordonnées déchaussées par l'érosion différentielle, alors que d'autres correspondent à des klippes encore coiffées pour certains d'un chapeau de Flysch à Helminthoïdes du Parpaillon. Ces reliefs aux silhouettes parfois étranges qui dominent Barcelonnette au sud forment une crête aux traits beaucoup plus irréguliers que la crête septentrionale (Photo I-1B) .

I.1.2.2. Le modelé glaciaire et périglaciaire

I.1.2.2.1. Les cirques glaciaires

Les crêtes et la partie haute des versants présentent une grande variété de formes et formations d'origine glaciaire et périglaciaire. Les plus évidentes sont les cirques qui se succèdent en nombre important sur toute la périphérie du bassin (Figure I-1). Si la plupart sont orientés au nord et à l'est en rive gauche de l'Ubaye, d'autres échancrent également les versants méridionaux du massif du Parpaillon. Ces derniers sont situés à des altitudes plus élevées que les premiers et ont été abandonnés plus tôt par les glaces. Les vallons glaciaires les plus importants, d'Abriès, de Clapouse-Restefond, des Terres Plaines et dans une moindre mesure des Séolanes, tous situés en rive gauche de l'Ubaye, sont généralement constitués de plusieurs cirques juxtaposés le long de la crête principale. Du fait de leurs dimensions importantes, ces vallons majeurs présentent en leurs fonds des reliefs typiques de roches moutonnées, parfois striées ou raclées. Le relief très chaotique et accidenté de ces secteurs est du au jeu de l'érosion différentielle exploitant notamment les failles et fractures des roches. Les masses rocheuses souvent volumineuses délogées de la crête externe sont cernées de dépressions plus ou moins fermées, de surcreusement glaciaire ou même de dissolution. Plusieurs lacs d'altitude dont les plus importants ont été représentés sur la carte de synthèse occupent ces fonds de vallons, souvent retenus derrière un verrou ou une accumulation morainique. Le lac des Sagnes par exemple, dans le vallon d'Abriès, occupe un important ombilic de surcreusement glaciaire situé à la confluence des vallons de Granges Communes et de Pelouse. Aujourd'hui aménagé en une retenue artificielle dont le débit peut être contrôlé, ce plan d'eau permet une modeste production d'électricité près de Jausiers.

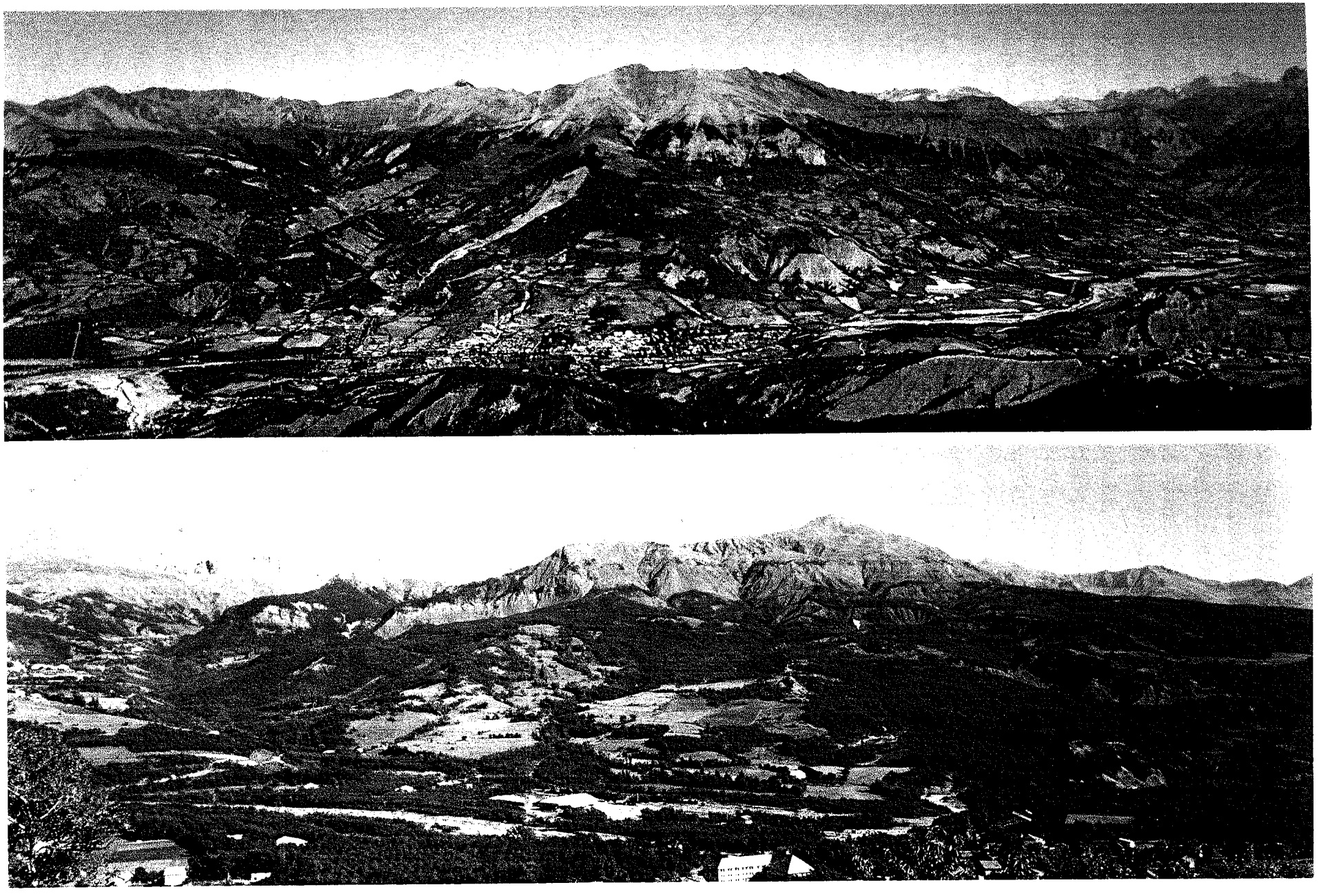


Photo I-1 : Les versants d'adret (en haut) et d'ubac (en bas) du bassin de Barcelonnette.

I.1.2.2.2. Les glaciers rocheux

Le fond des cirques ou les flancs des vallons glaciaires sont souvent marqués par la présence de glaciers rocheux (rock glaciers), désignés sous le vocable de "glaciers pierreux" (EGp) sur la carte géologique. Il s'agit d'accumulations détritiques de blocs hétérométriques organisées en bourrelets bien dessinés qui prennent la forme de langues ou de lobes. Les blocs les plus gros se concentrent en surface, les matériaux les plus fins étant entraînés en profondeur par lessivage. Une trentaine d'accumulations de ce type a été recensée dans le bassin de Barcelonnette, toutes situées au-dessus de 2000m d'altitude (Figure I-1). Celui de La Goutta, qui domine le glissement de Super-Sauze, aux pieds du Chapeau de Gendarme et du Brec Second, en est l'un des plus beaux exemples et fera l'objet d'une analyse approfondie dans le chapitre I.3.

L'interprétation de ces accumulations chaotiques de blocs a constamment oscillé entre deux hypothèses qui, si elles ne s'excluent pas forcément, impliquent cependant des conditions très différentes quant à la signification paléo-climatique de ces formes héritées. L'ambiguïté réside selon Jorda (1980) dans *"la localisation charnière de ces formes à la limite de l'étage périglaciaire supérieur ou de l'étage glacio-nival"*. Contrairement au glacier de La Blanche, situé dans la chaîne des Trois Evêchés à une vingtaine de kilomètres au sud-ouest de Barcelonnette, l'ensemble des glaciers rocheux identifiés comme tels dans le bassin ne contient plus aujourd'hui de glace permanente. Le noyau de glace morte de La Blanche, entièrement caché sous des éboulis, logé entre 2800 et 2900 m d'altitude dans la face nord de la tête de l'estrop (2961m), est le glacier le plus méridional des Alpes après ceux du Gelas dans l'Argentera.

Pour la majorité des auteurs (Tricart et Cailleux, 1967 ; Schweitzer, 1971 ; Haeberli, 1983 ; Evin, 1983, 1987 ; Barsch, 1978, 1992), les "glaciers rocheux" et les formes associées accompagnent la décrépitude glaciaire ("formes cataglaciaires"). Ils résultent de l'enfouissement d'un noyau de glace sous les éboulis et blocailles fournis alors en abondance par les versants. Ils se développent à proximité de la limite des neiges permanentes et leur activité comme leur existence sont étroitement dépendantes des processus périglaciaires. Mais leur localisation est, de toute façon, conditionnée par celle des derniers glaciers. Cette conception considère donc les glaciers rocheux comme des reliques des glaciers du Quaternaire pour lesquels la couverture détritique a permis la conservation prolongée d'un noyau de glace en faisant office d'écran à la chaleur.

Pour d'autres auteurs (Jorda, 1978 ; Francou, 1977), les "glaciers rocheux" ou du moins certains d'entre eux (lobes de blocs par exemple) ne sont qu'une forme périglaciaire d'altitude caractéristique de ces montagnes au climat ensoleillé et thermiquement contrasté. La glace interstitielle profonde qui cimente les débris rocheux et permet le "fluage" résulte essentiellement du regel en profondeur des eaux de fusion de la couverture de neige superficielle enrichie au printemps en particulier par les apports d'avalanches (blocailles et neige mêlées). Jorda (1978) définit ainsi ses "formations à blocs des milieux subalpins et alpins des Alpes-de-Haute-

Provence" en remettant en cause l'idée exprimée par Schweitzer (1971) selon laquelle les glaciers rocheux des Alpes Maritimes sont intimement associés aux glaciers locaux "post-würmiens" dont ils accompagnent les multiples stades de régression, interprétation qui serait incompatible avec l'ampleur modeste des englacements des massifs sud-alpins depuis le Tardiglaciaire. L'étude des systèmes morainiques post-würmiens dans les Alpes-de-Haute-Provence, étayée par des résultats d'analyses polliniques de tourbières locales, révèle que dès le début du Tardiglaciaire les zones englacées n'occupaient plus qu'une tranche d'altitude restreinte, en particulier dans les massifs dont les crêtes ne dépassent pas 2500 mètres d'altitude. Dans le bassin de Barcelonnette, les rares domaines englacés au Post-glaciaire (Tardiglaciaire et Holocène) se limitaient aux parties supérieures des versants exposés au nord des massifs de Restefond et des Séolanes (Figure I-5). La conclusion de Jorda (1978) est que ces constructions à blocs héritées constituent une famille de formes caractéristiques du milieu périglaciaire montagnard des Alpes du sud, que l'on ne peut assimiler à des formes de "décrépitude glaciaire", mais qui se sont développées de manière autonome lors des récurrences froides du Tardiglaciaire et de l'Holocène et sont donc contemporaines des stades de progression des glaciers locaux. L'hypothèse génétique la plus vraisemblable fait appel à des mécanismes de fluage facilités par la formation de glace interstitielle et la surcharge pondérale de l'accumulation sans cesse renouvelée à l'amont, phénomène explicité par Francou (1977) à propos des "éboulis fluants" du Briançonnais. Cet écoulement par gravité se poursuit ainsi jusqu'à ce la pente trop faible du plancher rocheux ralentisse puis bloque le processus.

Remarquant qu'en Haute-Ubaye le front de plusieurs glaciers rocheux s'avançe encore régulièrement de quelques centimètres par an, Assier (1996) considère finalement que, selon les cas, ces accumulations peuvent avoir l'une ou l'autre origine. Cette vision semble partagée par Pancza (1993) lorsqu'il pose la question des relations entre glaciers rocheux et éboulis à partir d'observations faites dans le vallon de Tracuit dans le Valais Suisse, ainsi finalement que par Evin (1987) qui, au terme de son étude portant sur un total de 266 glaciers rocheux des Alpes du sud, confirme également *"le rôle essentiel de l'alimentation neigeuse dans la création de ces formations"*.

I.1.2.2.3. Les accumulations morainiques d'altitude

Des vestiges de divers types de bourrelets morainiques (latéraux ou frontaux) subsistent dans certains vallons glaciaires aux altitudes les plus élevées ; les plus remarquables ont été portés sur la carte de synthèse qui ne peut toutefois, à cette échelle, en donner une restitution fidèle et exhaustive. Certaines de ces accumulations permettent de repérer différents stades d'extension des langues glaciaires locales et encadrent souvent de ce fait les glaciers rocheux. Sur certains versants comme à Super-Sauze ou dans le grand vallon glaciaire de Restefond-Clapouse, des arcs ou cordons morainiques "emboîtés" sont encore bien visibles. La morphologie actuelle de ces formes est malheureusement rarement intacte à cause des mouvements de terrain divers qui les affectent. Leur identification en est rendue d'autant plus délicate, et la photo-interprétation

permet souvent de les repérer plus facilement dans un premier temps que les observations sur le terrain.

Les formes les plus remarquables se localisent dans les vallons du Rioclar, du Riou-Bourdoux, d'Abriès, de Clapouse-Terres Plaines, du Sauze et de la Grande Séolane (Figure I-1). Celles identifiées à l'amont du site d'étude de Super-Sauze seront décrites et analysées plus en détail dans le chapitre I.3.

I.1.2.2.4. Les éboulis

Dans le domaine des formes et formations périglaciaires, de nombreux éboulis peuvent être recensés sur toute la périphérie du bassin. Plus ou moins actifs, voire totalement inactifs et aujourd'hui végétalisés (la distinction n'a pas été faite sur la carte de synthèse), ces éboulis tapissent le pied de toutes les parois rocheuses, notamment dans les cirques glaciaires. Lorsqu'ils se développent à l'amont de glaciers rocheux, les éboulis viennent presque systématiquement alimenter ces derniers en partie haute, les blocs les plus volumineux délogés des parois allant toujours plus loin que les débris fins. Compte tenu de l'échelle de représentation, ils ont été cartographiés en essayant de restituer au mieux leurs formes et limites observées sur le terrain, sur photographies aériennes ou sur la carte topographiques au 1:25 000ème.

Les formations charriées fortement décomprimées et tectonisées qui constituent l'ensemble de ces parois rocheuses présentent un important diaclasage qui les prédispose à la lithoclastie. Cette fragmentation existante est exploitée par des processus cryoclastiques (gélifraction) particulièrement efficaces dans ces montagnes méridionales au climat contrasté. Selon la configuration topographique du versant rocheux qui les domine, ces accumulations prennent soit la forme de tabliers (ou nappes) relativement plans et continus au pied d'une paroi peu échancrée, soit celle de cônes lorsque les zones d'alimentation se présentent en couloirs le long d'un escarpement découpé. Une grande majorité des éboulis répertoriés dans le bassin de Barcelonnette sont des éboulis assistés qui, sous l'effet de la neige, se stratifient parallèlement à la pente. Dans de nombreux secteurs se superposent également à ces éboulis des accumulations plus grossières (chaos de blocs) produites par des phénomènes d'écroulement soudain d'une masse rocheuse : la distinction entre ces divers types de mouvements gravitaires n'est souvent pas aisée à faire à la seule observation des accumulations complexes qu'ils ont générées et les différentes sources consultées présentent de ce point de vue quelques différences dans leurs interprétations entre éboulis et chaos de blocs. Nous avons représenté les chaos de blocs sur la carte de synthèse uniquement lorsqu'un écroulement rocheux de masse était clairement identifié, comme par exemple celui de la "Roche Chamoussière" dans le vallon d'Enchastrayes ou celui situé sous la Tête de Louis XVI dans le massif du Morgon.

Les zones d'éboulis sont aussi le siège de phénomènes particuliers de coulées de débris ("debris flows") d'altitude, parfois aussi désignées sous le terme de laves d'éboulis (Augier et Flageollet, 1992), et à ne pas confondre avec les "debris flows" de grande ampleur qui peuvent

survenir dans un ravin à l'échelle d'un versant entier (Dikau *et al*, 1996). Ces processus fréquents dans l'ensemble des massifs sud-alpins, où toutes les conditions de leur occurrence sont réunies, font notamment l'objet d'études spécifiques dans la vallée du Bachelard, voisine de celle de Barcelonnette, où les géomorphologues néerlandais de l'Université d'Utrecht ont recensé quelques 200 traces de telles coulées sur un secteur d'étude de 15 km^2 (van Steijn, 1994). Il n'existe pas, à l'heure actuelle, de recensement systématique de ces formes dans le bassin de Barcelonnette. Celles repérées dans le secteur d'étude de Super-Sauze sont décrites de manière plus approfondie dans le chapitre I.3.4.3.

I.1.3. Les versants intermédiaires

I.1.3.1. L'opposition Adret-Ubac

Sous les crêtes sommitales, les versants dits "intermédiaires" occupent la plus grande superficie du bassin de Barcelonnette. Les multiples facteurs géographiques (géologiques, morphologiques, climatiques...) opposant ceux exposés au sud (les adrets ou adroits) à ceux orientés vers le nord (les ubacs) expliquent deux évolutions historiques tout aussi contrastées.

Côté nord, les versants intermédiaires se développent non seulement en partie basse dans les Terres Noires autochtones, mais également, au dessus, dans les divers flyschs (à Helminthoïdes (cF3), "dissocié" (cFD) ou à blocs et écailles (cFW)), et schistes noirs (cF2) de la nappe de l'Autapie. Côté sud, ils sont entièrement marneux puisque les écailles basales de la nappe du Parpaillon formant les crêtes chevauchent directement les Terres Noires autochtones, dont principalement les marnes noires callovo-oxfordiennes du Jurassique (j_{3-4}) ; c'est pourquoi les versants intermédiaires pourront aussi parfois être désignés, de ce côté, par les termes de "versants oxfordiens".

Bien que masqué la plupart du temps par des formations glaciaires et périglaciaires quaternaires, le contact entre terrains charriés et autochtones est généralement souligné par une rupture de pente assez nette : Côté sud surtout, la morphologie molle des versants oxfordiens situés sous la ligne de chevauchement contraste avec la raideur des escarpements supérieurs taillés dans les roches dures ; côté nord, la rupture de pente apparaît plus nettement entre les formations de la nappe de l'Autapie et celles du complexe de base de la nappe du Parpaillon (Photo I-1).

Les limites supérieures des versants intermédiaires ainsi définis correspondent fréquemment dans le bassin à celles, altitudinales, des derniers arbres de l'étage subalpin (Chondroyannis, 1992) : en ubac, les mélèzes et pins cembro restent présents jusqu'à 2300 m, en adret, l'association mélèzes et pins à crochets subsiste jusqu'à 2100 m. Le mélèze qui n'a besoin que de peu d'eau mais par contre de beaucoup de lumière s'est particulièrement bien adapté à cette région. Par ses positions pionnières dans la zone de combat où sont associés les derniers arbres et la pelouse alpine ("étage subalpin supérieur"), il joue souvent un rôle important dans la

fixation des éboulis et dans la protection contre les avalanches. Au dessus, les rudes conditions climatiques qui caractérisent l'étage "alpin" ne permettent que la présence de prairies, recouvertes une bonne partie de l'année par la neige. En dessous, l'étage "subalpin inférieur" qui correspond à la limite supérieure des forêts de résineux marque progressivement la transition avec l'étage "montagnard" largement dominant dans la partie basse du bassin.

Le bassin dans son ensemble présente une nette dissymétrie topographique entre ses deux versants : le versant d'adret est court et raide, surtout dans la partie orientale du bassin vers Jausiers, alors que le versant d'ubac, entre le Bachelard et le Riou-Versant, présente une dénivelée totale légèrement moins forte, répartie de surcroît sur une distance plus importante, ce qui a fait dire à Ottmann (1961) que "*l'axe du bassin est oblique par rapport au cours de l'Ubaye*". Cette dissymétrie d'origine structurale est liée à la répartition des Terres Noires sur les deux versants et à leur chevauchement par les nappes. Cette présence inégale du soubassement autochtone (et particulièrement des Terres Noires) dans la fenêtre de Barcelonnette s'explique par les nombreux mouvements tectoniques qui ont affectés ces formations : six phases tectoniques majeures se sont échelonnés avant, pendant et après la mise en place des nappes, depuis le Crétacé supérieur jusqu'au Mio-Pliocène : celle survenue vers la fin de l'Oligocène, une phase de plissements intenses de direction N 140° à N 160° qui intéresse toute la région, explique les dénivellations de forte amplitude (plus de 2000m) que dessine actuellement le contact basal des nappes (BRGM, 1974). Dans le bassin de Barcelonnette, elle s'est traduite par les déformations anticlinales des Terres Plaines et d'Enchastrayes, cette dernière montrant un prolongement d'axe vers le nord-ouest dans le vallon du Riou-Bourdoux : c'est dans ces trois secteurs que le soubassement autochtone remonte le plus haut dans les versants.

Cette structure d'ensemble est compliquée dans le détail par de nombreux et importants accidents (failles et flexures) qui modifient sans cesse la disposition (le pendage) de ces formations. Selon Beavis (2000), une tectonisation aussi forte de la structure lithologique d'un massif marneux a des effets majeurs sur le développement et l'organisation spatiale du ravinement sur les versants. Ses observations ont en effet permis d'établir une corrélation significative entre l'orientation des joints de stratification au sein d'une roche marneuse et l'orientation des ravines qui s'y développent, de même qu'un alignement des ravines le long de failles. Cette influence structurale pourra être vérifiée concrètement dans les Roubines de Super-Sauze par la suite.

Finalement, la configuration topographique de ces versants intermédiaires de part et d'autre de l'Ubaye réduit largement l'opposition d'ordre climatique qu'induit normalement entre eux l'orientation est-ouest de la vallée. Ainsi, la vaste commune d'Enchastrayes est loin de se plaindre de sa situation d'ubac, au contraire même, puisqu'elle ne subit guère ses désagréments tout en profitant bien de ses avantages. L'ombre portée par la muraille méridionale y étant restreinte aux altitudes les plus élevées, tous ses hameaux profitent largement de l'ensoleillement qui caractérise l'ensemble de la vallée. Quant aux avantages, elle a intelligemment su exploiter l'enneigement prolongé de ses versants en y développant le double domaine skiable de Sauze et Super-Sauze. La station de sports d'hiver de Pra-Loup, également située en rive gauche de l'Ubaye, profite des mêmes atouts. Après le façonnement de longue date de l'adret par la société

agro-pastorale traditionnelle réservant l'ubac à la forêt et aux alpages, l'essor du tourisme hivernal succédant à la déprise agricole a ainsi provoqué une certaine inversion de valeur (selon les critères socio-économiques actuels) de ces deux versants.

I.1.3.2. Les formations glaciaires

Sur une grande partie des versants intermédiaires du bassin, une couverture morainique discontinue témoigne de l'importance du façonnement glaciaire de cette vallée tout en continuant de jouer un rôle essentiel dans son évolution morphologique actuelle : ces accumulations morainiques qui recouvrent directement les Terres Noires fournissent en effet non seulement, de manière constante, une quantité importante de débris lorsqu'elles sont entaillées par les eaux de ruissellement superficiel, mais peuvent aussi, plus occasionnellement, être déstabilisées par paquets, en masse, sous la forme de coulées de débris superficielles. Ces phénomènes sont particulièrement visibles et actifs dans les nombreux ravins torrentiels du bassin où ils contribuent grandement à l'instabilité des berges.

La carte géomorphologique du bassin présente ces terrains d'origine glaciaire sous deux formes : "couverture morainique discontinue" (l'information est intégrée dans la légende lithologique sans figuré cartographique spécifique), et "principales accumulations morainiques" :

*** <u>Couverture morainique discontinue</u>**

Si les formations glaciaires sont encore largement présentes sur de nombreux versants, leur représentation a cependant été exagérée sur la carte géologique du B.R.G.M. (1974) ainsi que sur la carte géomorphologique de Salomé et Beukenkamp (1988), qui toutes deux systématisent la présence de "moraines" en dehors de tout affleurement rocheux visible du substratum. Ainsi, en plusieurs endroits du bassin, les observations qui ont pu être faites nous amènent à réduire l'importance de cette couverture glaciaire, aussi bien en surface qu'en épaisseur. Le versant de la Frache par exemple, au sud de Jausiers, illustre parfaitement cette situation : depuis le lit du torrent remonté sur plusieurs centaines de mètres entre 1300 et 1400m d'altitude à partir du hameau de la Frache, un seul petit placage de moraine (de moins d'un mètre d'épaisseur et sur quelques dizaines de mètres de longueur) a pu être observé en rive gauche au-dessus des Terres Noires. A cet endroit précis, la présence de la moraine figurée de manière uniforme sur tout le versant par la carte géologique n'est donc nullement confirmée par la réalité observable sur le terrain, ceci d'autant plus qu'aucun tas d'épierrement n'est présent sur ce versant très cultivé. Cette dernière information ne constitue certes pas en soi une preuve suffisante d'absence totale de moraine, les blocs ramassés dans les champs ayant très bien pu être utilisés pour l'édification de murettes dans d'anciennes parcelles agricoles aujourd'hui reboisées ou, un peu plus bas, pour l'endiguement du torrent (en plus de ceux essentiellement prélevés directement dans son lit). En dehors de ces pratiques agricoles, le caractère très discontinu de ces terrains glaciaires peut s'expliquer également par les nombreux mouvements de terrain, souvent anciens, recensés sur ces versants, qui ont pu déblayé la moraine de certains secteurs pour l'accumuler en contrebas.

Assurément l'observation et la cartographie des dépôts morainiques est une entreprise délicate dans la mesure où beaucoup d'entre eux sont dérangés par des glissements ou des coulées, remaniés par des aménagements anthropiques, découpés par l'érosion torrentielle ou encore masqués par des accumulations plus récentes. La couverture forestière dense n'est pas non plus pour faciliter leur identification et leur cartographie sur certains versants. Quoi qu'il en soit, nos observations font apparaître qu'en de nombreux endroits la couverture morainique n'est pas ou plus présente, justifiant ainsi pleinement sa représentation sous l'appellation de "couverture morainique discontinue" sur la carte géomorphologique à l'échelle du bassin.

*** <u>Principales accumulations morainiques</u>**

Elles sont cartographiées sur quelques secteurs seulement où la moraine est présente de manière significative sur des surfaces et des épaisseurs notables, comme par exemple sur les versants de Pra-Loup, du Sauze, ou encore au sud-est de Jausiers en rive droite du Riou Versant. Certaines de ces accumulations qui présentent des topographies caractéristiques de bourrelets allongés (arcs, cordons morainiques) ont été représentées de manière spécifique, très schématiquement et en exagérant quelque peu leurs dimensions compte tenu de l'échelle de la carte.

La carte géologique au 1:50000ème ne se prononce pas clairement sur l'origine géographique des glaces qui ont véhiculé ces moraines, ni sur leur âge, à l'exception de celle du vallon de la Rente, au-dessus d'Enchastrayes, interprétée comme une "*moraine récente locale*" laissée par une langue glaciaire issue du cirque de la Rouchinière. Pour toutes les autres, la notice d'accompagnement (B.R.G.M., 1974) considère, sans plus de précisions ni de distinctions locales, qu'il s'agit "*essentiellement de moraines de fond du complexe glaciaire würmien de l'Ubaye*" qui n'ont pas pu être systématiquement distinguées des "*formations d'altération périglaciaires*" (G_k) anciennes ou subactuelles (boues à blocs) élaborées aux dépens des terrains argileux du bed-rock (flyschs divers, Terres Noires). Dans un article consacré au glaciaire quaternaire des Alpes de Haute-Provence, Jorda (1980) écrit quant à lui que : "*Au sud de Barcelonnette, les moraines de l'Ubaye les plus élevées jalonnent entre 1750 et 1800m une haute banquette d'érosion ou d'accumulation marginale inclinée vers la vallée et tronçonnée par les vallons glaciaires affluents. Elle frange le pied des versants de la montagne de l'Alpe et du massif du Chapeau de Gendarme*". Un dispositif analogue repéré en rive droite de l'Ubaye lui fait conclure que le fleuve de glace devait avoir lors de ce maximum une épaisseur de 700 à 800 mètres au niveau de Barcelonnette, précisant que les dépôts morainiques ou fluvio-glaciaires qui colmatent sur plusieurs dizaines de mètres des paléotalwegs profondément incisés dans les marnes noires (Le Sauze par exemple) mettent en évidence l'ampleur du creusement vertical qui avait précédé l'invasion glaciaire würmienne. Sans malheureusement préciser l'endroit précis de ses observations, ce même auteur signale qu'il est également possible de distinguer les apports du glacier principal de ceux des glaciers affluents par la présence de quartzites briançonnais et de "roches vertes" dans la composition pétrographique des premiers, et ainsi de déterminer le niveau atteint par le courant de glace lors du maximum würmien.

Concernant ce débat sur l'occupation spatiale de la fenêtre de Barcelonnette par le glacier principal würmien de l'Ubaye, nous relevons entre Jorda et les auteurs de la carte géologique une différence de taille lorsque ces derniers notent que *"les contreforts du massif du Parpaillon et des divers chaînons de celui de Restefonds sont bordés par un trottoir de banquettes fluvio-glaciaires emboîtées ou étagées entre 1800 et 2200 mètres d'altitude"*. Parlent-ils de la même chose? La différence d'altitude entre les deux sources paraît surprenante, d'autant plus que la continuité de ces différentes ruptures de pente évoquées n'apparaît pas avec une telle évidence tout le long des versants cités, et *a fortiori* sur toute la périphérie du bassin ; certaines de ces "banquettes" pourraient avoir une origine purement structurale, voire même être les conséquences morphologiques aujourd'hui estompées de très grands mouvements de versants quaternaires qui ont pu affecter la vallée de l'Ubaye à la fin des dernières glaciations.

Quoi qu'il en soit, pour ces différents auteurs, les moraines présentes dans le bassin de Barcelonnette seraient donc essentiellement des témoins du glacier würmien de l'Ubaye, dont la régression s'est opérée *"par étapes successives entrecoupées de stades de stationnement ou de progression relative"* (Jorda, 1980). Une observation minutieuse des dépôts morainiques encore en place sur le versant de Lans, au sud-est de Jausiers, et sur celui d'Enchastrayes, nous conduit à une vision différente sur l'origine de certaines de ces formations présentes sur les versants d'ubacs.

I.1.3.2.1. Les formations glaciaires du versant de Lans

La morphologie du versant de Lans rend parfaitement compte de son façonnement glaciaire, torrentiel et par mouvements de terrain. Les dépôts morainiques y sont encore particulièrement bien conservés, pratiquement jusqu'au fond du bassin, aussi bien sous la forme de dépôts morainiques de fond que d'accumulations construites (arcs, cordons, bourrelets), bien que l'ensemble du versant soit largement exploité à des fins agricoles. Malgré cette forte influence anthropique (terrassements agricoles, épierrements, canaux de drainage, réseau routier, nombreux secteurs habités...) à laquelle s'ajoutent les conséquences de plusieurs grands mouvements de terrain, la topographie reste marquée par une succession de replats dont on peut admettre qu'ils témoignent assez fidèlement du relief hérité des derniers englacements. Une vue panoramique (Photo I-2) reconstruite à partir de clichés réalisés depuis le chemin forestier du Bois Noir et une seconde photographie (Photo I-3) prise depuis les hauteurs de Jausiers permettent de visualiser cette topographie d'ensemble du versant de Lans qui s'explique par la présence des formations glaciaires et de grands mouvements de terrain (Figure I-6).

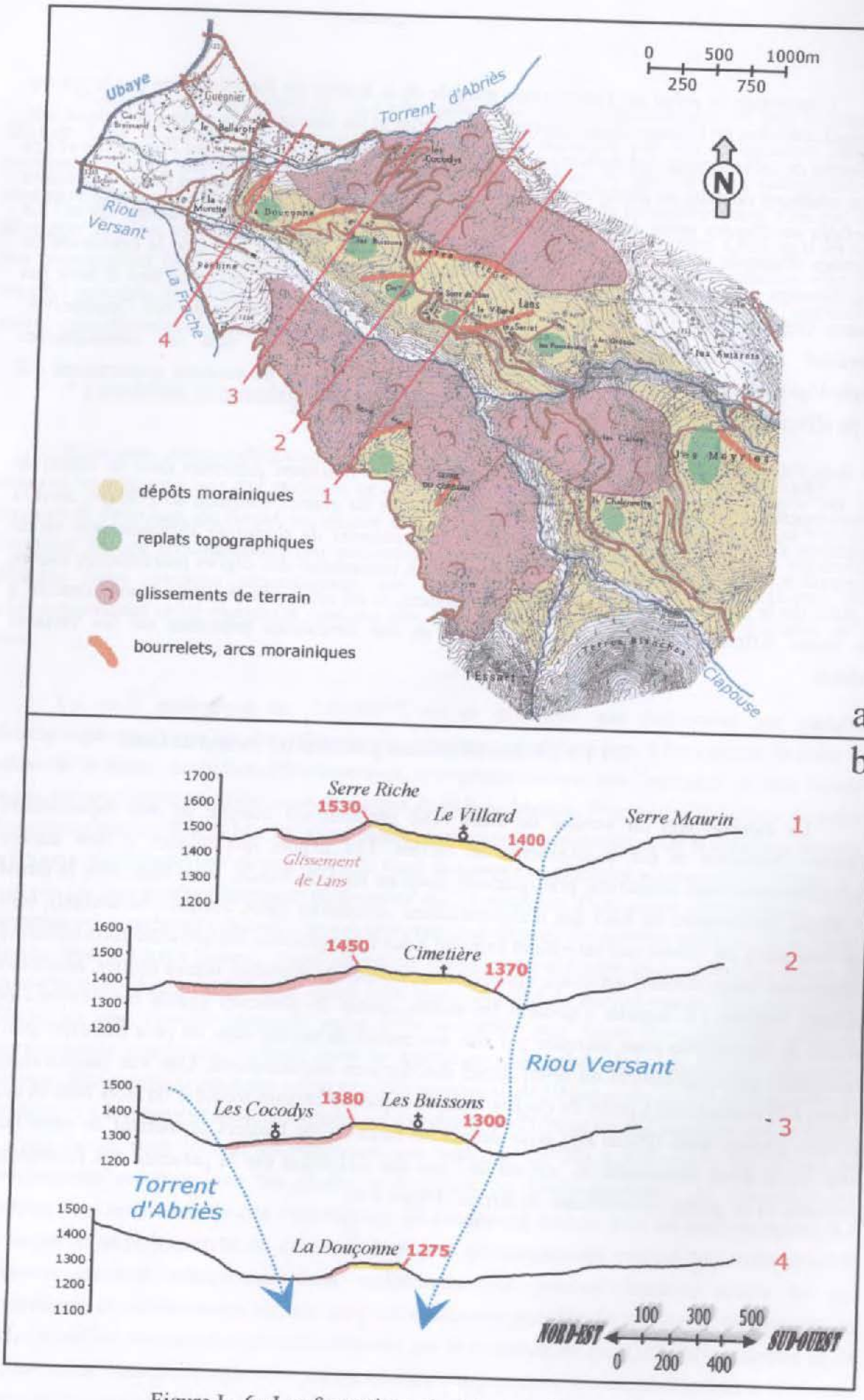


Figure I - 6 : Les formations glaciaires sur le versant de Lans
(a : vue en plan ; b : coupes topographiques de l'amont vers l'aval).

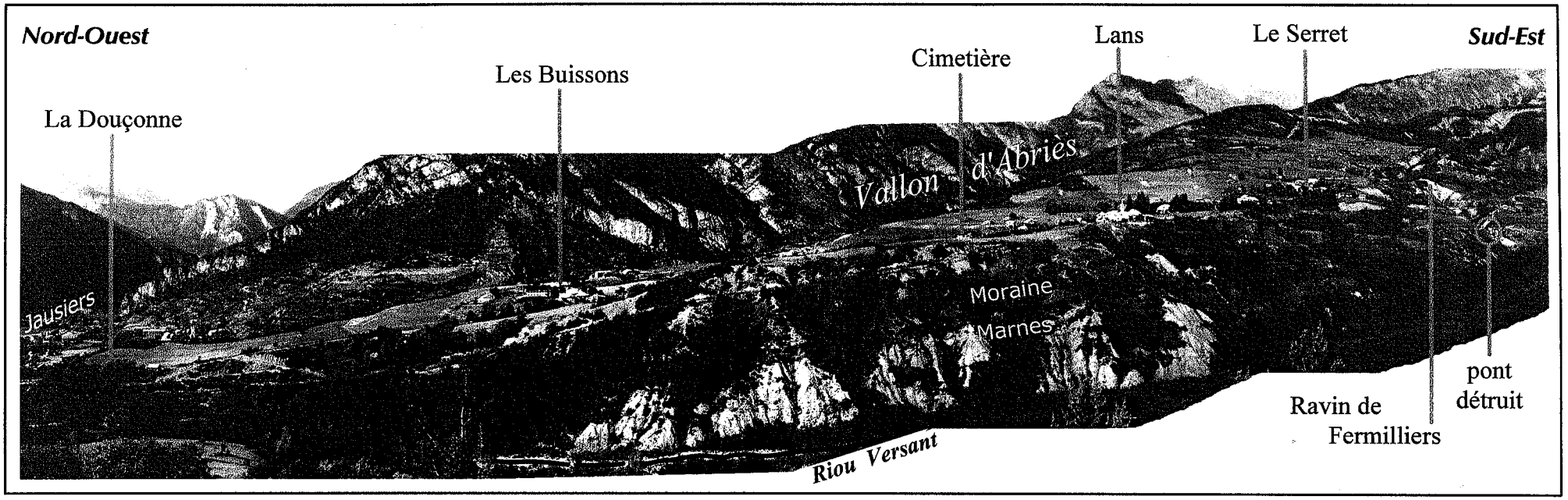


Photo I - 2 : Le versant de Lans (vue vers le N-N-W depuis le chemin du Bois Noir).

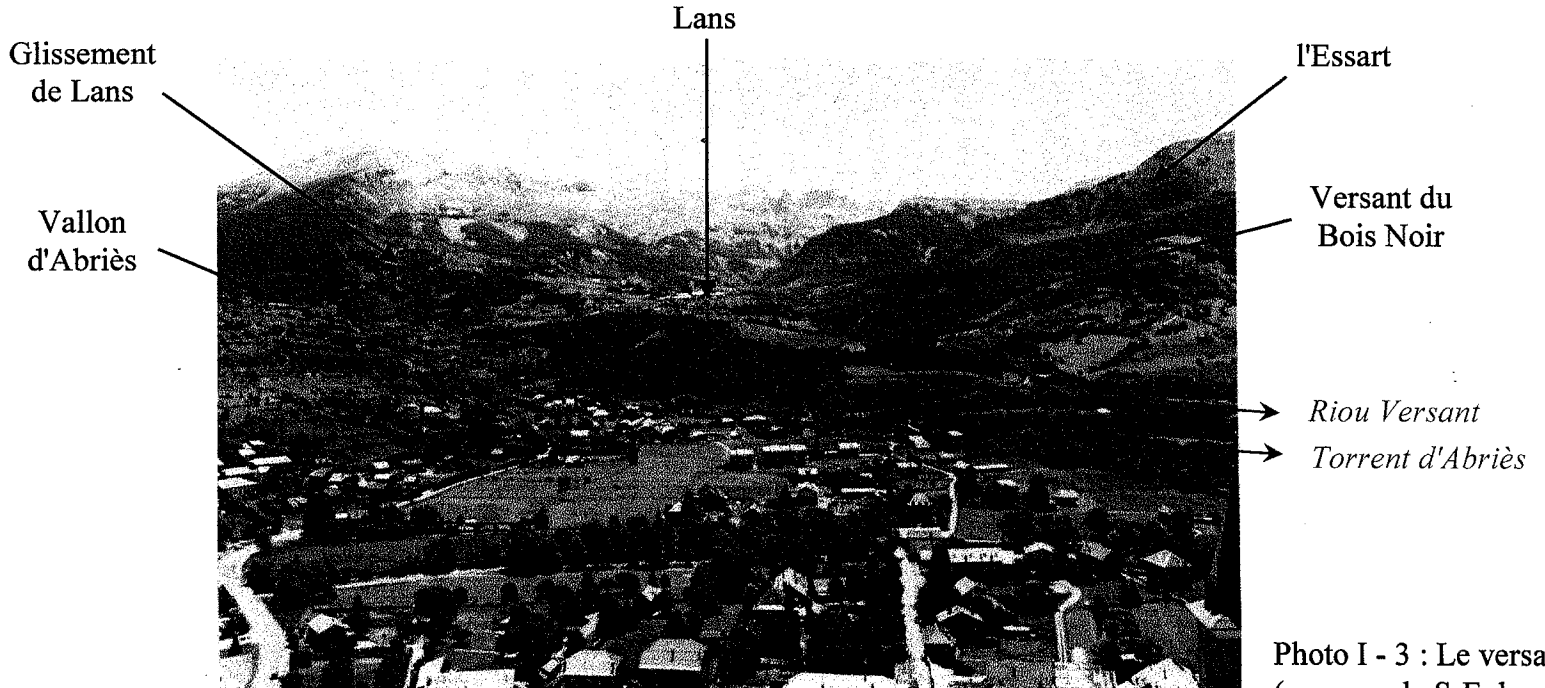


Photo I - 3 : Le versant de Lans

Le replat inférieur, de la Douçonne, domine à 1310m les deux torrents d'Abriès et du Riou Versant qui l'encadrent et le sapent de chaque côté 70m plus bas ; celui des Buissons, fortement aménagé et cultivé, se situe juste au-dessus à 1370m d'altitude ; le cimetière de Lans occupe le troisième replat présentant une belle surface plane à 1430m d'altitude ; vers 1550m, l'écart des Pouzévians est implanté sur le replat suivant qui semble se prolonger de l'autre côté du ravin de Fermilliers vers les Caïres et La Chalannette, secteur dont la topographie a notablement été modifié par un vaste glissement de terrain. On remarquera également sur la Figure I-6 que le replat de moindre ampleur identifié sur la rive gauche du Riou Versant, au dessus des Serres Maurin et du Corbeau, se situe approximativement à cette même altitude de 1550m. Finalement, le dernier replat qui ferme cette zone d'étude du versant de Lans est celui des Meyries, dont on peut fixer l'altitude moyenne autour de 1760m.

Entre ces replats, plusieurs bourrelets topographiques peuvent être identifiés, souvent difficilement car fortement remaniés : le plus important, celui du Serre Riche, constitue une subdivision majeure du versant dans sa largeur, marquant notamment la limite gauche du vaste glissement ancien de Lans dont les effets s'observent jusqu'au bord du torrent d'Abriès. La disposition et l'orientation de ces accumulations morainiques construites laissent penser qu'il s'agit principalement d'arcs frontaux et latéraux témoignant de stades successifs de retrait du glacier de Restefond grossi et probablement repoussé vers le nord par celui des Terres Plaines.

Sur l'ensemble du versant de Lans, diverses coupes naturelles ou artificielles permettent de fixer les limites d'extension des dépôts morainiques : dans le talus raide qui borde le replat de la Douçonne parallèlement à l'Ubaye, la moraine est clairement présente dans la forêt à 1255m d'altitude. Sur toute la rive droite du Riou Versant, l'incision torrentielle permet de suivre de manière presque continue le niveau de base du recouvrement morainique sur les Terres Noires : sous la maison implantée en bordure méridionale du replat de la Douçonne, en face de la zone de loisirs de Péchine, les blocs apparaissent à mi-pente environ, soit vers 1275m d'altitude ; sous le replat du cimetière de Lans, la base de la moraine est estimée vers 1370m environ, et sous le pont détruit dans le ravin de Fermilliers, vers 1400m. En rive droite de ce ravin, le glissement des Caires a modifié la topographie et la disposition des terrains glaciaires jusque sous le hameau de la Chalannette. A l'amont, la moraine se présente à nouveau en place vers 1510-1520m à la confluence entre les torrents de Clapouse et de Terres Plaines ; on la retrouve d'ailleurs à des altitudes similaires sur la rive opposée sous les parois calcaires de l'Essart, et entre les deux torrents, sur une surface grossièrement triangulaire en contrebas des éboulis des Terres Blanches. Ces cotes altimétriques permettent de se faire une idée de la topographie du versant recouvert par les glaces : son profil longitudinal d'une pente moyenne comprise entre 5 et 10% fait ressortir un replat significatif vers 1400m sous l'emplacement actuel des principaux hameaux de Lans, replat qui pourrait s'expliquer la confluence de la langue glaciaire sortant du vallon des Terres Plaines avec celle, principale sur ce versant, descendant du vallon de Clapouse.

Plus haut, au-dessus de la Chalannette, le chemin qui dessert les prairies du replat des Meyries pour rejoindre ensuite au nord le vallon d'Abriès, longe vers 1750m d'altitude

l'escarpement majeur du glissement des Caires, lequel a emporté sur plus d'une centaine de mètres la couverture glaciaire détritique encore bien présente à l'amont du chemin. La moraine disparaît ensuite vers 1750m d'altitude après le ravin de la Combette. Les nombreux tas d'épierrement et murets présents sur les terrains à vocation agricole situés autour de la bergerie des Autarets sont exclusivement constitués de débris anguleux divers (gélifracts, éboulis...) issus des versants environnants ; on y retrouve tous les flyschs, grès et schistes de la nappe du Parpaillon qui forme la crête entre le vallon de Lans et celui d'Abriès.

Plus bas, au-dessus du hameau des Brayes, au niveau de la conduite souterraine qui alimente le Serre Riche, la limite altitudinale de la moraine se situe vers 1650m environ. Vers l'aval, la présence du vaste glissement ancien de Lans qui touche l'ensemble du versant situé au nord du Serre Riche (Légier, 1977 ; Bossu, 1995), et dont certaines réactivations mettent toujours à mal non seulement la route (fissures, affaissements), mais également quelques chalets du lotissement des "Cocodys", rend très délicat l'identification des terrains de couverture morainique en place. On peut toutefois supposer que leur limite s'abaissait progressivement avec le versant jusque vers 1450m d'altitude sur l'interfluve avec Abriès. En rive gauche de ce torrent d'Abriès, la moraine est nettement visible dès 1300m (à hauteur des Cocodys) dans tous les talus de déblais qui bordent la route de Restefond. On retrouve également un contact net et apparemment intact entre soubassement autochtone et moraine dans le talus septentrional de la Douçonne, à quelques mètres au-dessus du torrent d'Abriès, à une altitude de 1290m environ, soit une à deux dizaines de mètres plus haut que du côté Riou Versant.

En dehors du fait de savoir si ces terrains morainiques observables sur le versant de Lans sont véritablement en place ou s'ils ont été affectés par des instabilités de versant, se pose la question de leur origine. L'importance des dépôts en épaisseur mais surtout l'altitude très basse à laquelle ils sont présents font de ce secteur une exception dans le bassin de Barcelonnette, exception que seule la présence tardive d'un très important appareil glaciaire local, en l'occurrence formé par la confluence de trois importantes langues glaciaires respectivement issues des vallons d'Abriès, de Clapouse et des Terres Plaines, semble pouvoir expliquer en marge du glacier principal de l'Ubaye.

I.1.3.2.2. La "moraine récente locale" d'Enchastrayes

Le cas de la "*moraine récente locale*" d'Enchastrayes (B.R.G.M., 1974) est un autre exemple particulièrement intéressant à étudier, qui confirme à notre sens le rôle non négligeable joué par les glaciers locaux tardifs par rapport au grand glacier würmien de l'Ubaye dans la présence des formations morainiques sur le versant méridional (exposé au nord) de cette vallée.

En montant vers Super-Sauze depuis Enchastrayes, on remarque aux abords de la route départementale 209 plusieurs blocs rocheux de grande taille (Figure I-1) : celui situé à 1540m d'altitude à côté de l'une des dernière maison d'Enchastrayes-village est apparemment le plus bas sur le versant ; un autre, visible en face de la ferme de la Rente sous le départ du télésiège de l'Alp

abrite un petit cabanon et est équipé pour l'escalade ; il domine de quelques mètres "la Roche aux Fées", le plus volumineux et le plus célèbre d'entre eux, qui invite les voyageurs (et les étudiants) de passage à y grimper pour formuler un voeu ! Ces monolithes de calcaires triasiques répertoriés comme "blocs erratiques" jalonnent un vallum assez frais en rive droite du vallon de la Rente et appartiennent à une formation qualifiée de "moraine récente locale" (Gy) sur la carte géologique (B.R.G.M., 1974). La concentration maximale de ces erratiques est observable entre 1680 et 1750m environ où ils constituent un véritable chaos de blocs au milieu d'une forêt dense et très humide. La taille et le nombre des blocs diminuent sensiblement au fur et à mesure que l'on remonte le fond du thalweg jusqu'au réservoir construit sous la source captée de la Soudane (Photo I-4). Tous ces rochers présentent d'exemplaires formes de dissolution (lapiez) (Photo I-5) ; de même, un bloc d'environ 5m de haut et partiellement enseveli par la végétation comporte de remarquables stries sur l'une des faces latérales redressée à la verticale (Photo I-6).

Au-dessus de l'endroit où le chemin montant vers la bergerie de l'Alpe traverse le lit du torrent, on entre à partir de 1865m d'altitude dans un goulet étroit et pentu duquel on ressort vers 2000 m seulement au pied de l'éboulis le plus occidental de la Roche Chamoussière. Les deux flancs de ce ravin se différencient nettement d'un point de vue lithologique, celui de droite (en montant, donc d'ouest) laissant apparaître clairement en plusieurs endroits la structure schisteuse de la roche en place, alors que son opposé montre plutôt une couverture détritique comportant notamment de nombreux blocs morainiques. Le fond du ravin est d'ailleurs encombré d'une grande quantité de débris divers qui y masquent les écoulements jusque vers 1880m. Au delà de 2000-2100m d'altitude, le paysage est celui d'un vaste fond de cirque fermé par une ligne de crête culminant à l'ouest entre 2568 m (Tête des Fanets) jusqu'à 2775m dans l'inflexion vers le nord de la Montagne de l'Alpe. Outre les formes et accumulations (roches moutonnées, éboulis, glaciers pierreux...) liées aux processus glaciaires et périglaciaires, plusieurs chaos de blocs nés des écroulements multiples de la Roche Chamoussière marquent nettement la topographie de ce secteur. Tous ces phénomènes révèlent et exploitent dans cette zone de chevauchement des différences lithologiques majeures entre roches charriées et terrains autochtones.

La crête sur laquelle a été construit le téléski du Dôme sépare le cirque de La Rouchinière au sud de celui plus modeste de la Tête Dure d'Enchastrayes au nord. En redescendant vers le torrent d'Enchastrayes par le versant relativement raide du Clot de Preyre, les premiers petits blocs morainiques commencent à apparaître dans la pelouse alpine (sans doute quelque peu épierrée pour l'aménagement de la piste de ski) vers 2050m d'altitude. Leur densité mais également leur taille augmentent ensuite progressivement au fur et à mesure que l'on se rapproche du fond du thalweg. La bande de terrain étroite (quelques dizaines de mètres dans sa largeur maximale) qui concentrent les monolithes les plus importants se place dans le prolongement du ravin remonté auparavant pour s'étirer ensuite en direction de la Rente et même au delà sur le versant d'Enchastrayes.

Photo I-4 : Les erratiques du vallon de la Rente.

En observant les volumes de ces masses rocheuses présentes dans le vallon de la Rente, le rôle de la glace comme agent de transport principal semble incontestable, et à ce titre la désignation de cette formation sous les termes de *"moraine récente locale"* (B.R.G.M., 1974) totalement justifiée. La configuration très linéaire et longiligne de ce dépôt, qui peut laisser penser à *"une accumulation issue d'une coulée boueuse et pierreuse liée aux grands éboulements de la Roche Chamoussière"* (B.R.G.M., 1974), s'explique principalement par la topographie du versant englacé : l'ultime langue glaciaire qui sortait du vaste amphithéâtre de la Rouchinière (La Roche Noire) ne disposait probablement que d'un passage très étroit entre deux versants raides et très proches ; on peut supposer que cet axe d'écoulement tardi-glaciaire local se situait plus ou moins au droit du ravin actuel en amont de la Soudane. C'est fort logiquement que l'on retrouve à l'aval de ce goulet cette accumulation morainique présentant une concentration peu ordinaire de blocs erratiques de grande taille jusqu'à plus de deux kilomètres de leur massif d'origine de la Roche Chamoussière.

L'origine de ces monolithes de calcaires et dolomies anisiens et ladiniens confirme bien le caractère local de cette moraine, alors que le qualificatif de "récente" se justifie par rapport à un englacement supposé antérieur et plus ou moins généralisé de l'ensemble du versant sud du bassin de Barcelonnette, et dont les dépôts glaciaires et fluvio-glaciaires observables autour et dans la station du Sauze, sur l'éperon étroit du Collet situé entre les torrents d'Enchastrayes et de Boure, et même au-dessus des ravines en rive droite de ce dernier (du sud de la Conche), sont la preuve.

Il est curieux de constater que les limites de la "Moraine récente locale" portées sur la carte géologique n'englobent pas tous les erratiques recensés sur le versant jusqu'à Enchastrayes-

village ; du point de vue du mécanisme de leur mise en place, en dehors d'un aspect chronologique, ces blocs les plus lointains ne semblent pas pouvoir être distingués de ceux restés plus haut. C'est pourquoi, de la même manière que dans le vallon de Lans au sud de Jausiers, il faut considérer que la couverture morainique d'origine locale occupe sur ce versant d'Enchastrayes une place plus importante que celle qui lui est généralement attribuée par rapport aux moraines de l'Ubaye.

I.1.3.2.3. Autres formes et formations glaciaires ou périglaciaires

En plusieurs endroits du bassin de Barcelonnette dominant la vallée centrale de l'Ubaye, Salomé et Beukenkamp (1988) font figurer sur leur carte géomorphologique des formes d'érosion et de dépôts glaciaires dont il n'a pas été possible de confirmer franchement la présence sur le terrain. Sur le versant sud du bassin par exemple, plusieurs buttes apparaissent ainsi sous l'appellation de "*roche moutonnée avec couverture morainique*", traduction de l'expression anglophone d'origine "*roche moutonnée covered by till*" (la légende proposée par les auteurs est bilingue) : celles du cimetière de l'Aupillon, des serres de Baud et de Notre-Dame autour de la Conche, et les deux collines de la Conchette et du Vivier en rive gauche du torrent du Sauze.

Cette dénomination est-elle seulement fondée sur la morphologie générale de ces reliefs et sur la présence de quelques très rares blocs morainiques (sur le flanc sud du Serre de Baud par exemple), ou s'appuie-t-elle, comme peut le laisser penser le terme de "till", sur l'observation de terrains de couleur plus claire qui couvrent le sommet des ravines ? Visibles de loin, ces horizons superficiels dont la teinte très claire contraste fortement avec la couleur sombre des Terres Noires ne sont en fait qu'une altération superficielle de ces dernières et en aucune manière un dépôt morainique de fond, ou autre, les recouvrant. De près, la structure des marno-calcaires reste en effet clairement identifiable et parfaitement conservée sur tout le flanc des ravines, se poursuivant sans discontinuité à travers les changements de couleur de la roche (Photo I-7). Toutes les analyses qui ont pu être effectuées en laboratoire (granulométries, natures des argiles, teneurs en $CaCO_3$ et en matière organique, pH) sur les deux types d'échantillons (marnes noires et marnes beiges décolorées) confirment qu'il s'agit bien du même faciès marneux. La seule différence notable entre les deux concerne la teneur en matière organique puisque l'on a déterminé une teneur de 2,77% dans les marnes noires, contre 1,45% seulement dans les marnes beiges. Ce seul écart sur des valeurs toutes deux très basses n'apparaît pas suffisante pour expliquer la décoloration, confirmant ainsi les propos de Awongo (1984) qui attribue la teinte sombre des marnes oxfordiennes non pas à la matière organique mais à la fraction argileuse. La décoloration de ces marnes qui s'observe sur presque toutes les ravines du bassin semble donc devoir être imputable à une réaction chimique affectant les argiles mais dont nous ignorons les modalités.

Photo I-5 : Lapiez sur un bloc erratique dans le vallon de la Rente.

Photo I-6 : Formes d'abrasion (stries) sur une face redressée d'un bloc erratique.

La carte de Salomé et Beukenkamp (1988) signale également en plusieurs endroits aux alentours de Barcelonnette des "*surfaces raclées à roches moutonnées*", équivalent de l'expression anglophone "*striated surface with roches moutonnées*". Dans cette traduction donnée par les auteurs, on s'étonne à nouveau que le qualificatif "*striated*", très précis dans la terminologie glaciaire, n'ait pas été traduit par l'adjectif français "*striées*" mais par celui plus général et plus vague de "*raclées*".

Ces formes d'abrasion ont été représentées dans deux ensembles de secteurs bien distincts : soit au fond de cirques glaciaires au dessus de 2000 m d'altitude, soit le long des versants intermédiaires dominant les vallées de l'Ubaye et du Bachelard. Selon leur position géographique dans le bassin et la direction des stries (une flèche indique même un sens), les auteurs suggèrent donc clairement que ces surfaces résultent soit du glacier principal de l'Ubaye, soit des langues affluentes locales. Si elles restent nettement visibles et particulièrement aisées à identifier dans les parties supérieures des vallons glaciaires (de Rioclar, des Séolanes, d'Enchastrayes, mais surtout des Terres Plaines, de Restefond et d'Abriès dans la partie sud-ouest du bassin), leur identification s'avère bien plus délicate aux altitudes inférieures, le long de la vallée principale de l'Ubaye et de celle du Bachelard. Sur le terrain en effet, les stries évoquées sont particulièrement peu évidentes à identifier, et dans plusieurs des endroits où elles ont été cartographiées par les universitaires hollandais, nos recherches n'ont pas permis de confirmer leur présence. Quelques rares traces d'abrasion glaciaire identifiées comme des cannelures glaciaires (Benn & Evans, 1998) exploitant les structures sédimentaires de la roche ont pu être observées sur les versants situés au-dessus de Jausiers et des Thuiles (Photo I-8). Dans la plupart des cas, les "surfaces striées" ou "raclées" signalées par les travaux cités semblent donc résulter surtout d'interprétations basées sur leur position géographique dans le bassin, plus que de véritables observations morphologiques de terrain. C'est pourquoi elles n'ont pas été représentées sur la carte de synthèse où seul a été maintenu, dans certains endroits où la morphologie d'ensemble des terrains était suffisamment explicite et sans ambiguïté, un figuré correspondant à des "roches moutonnées".

Photo I-7 : Décoloration superficielle des Terres Noires dans les roubines.

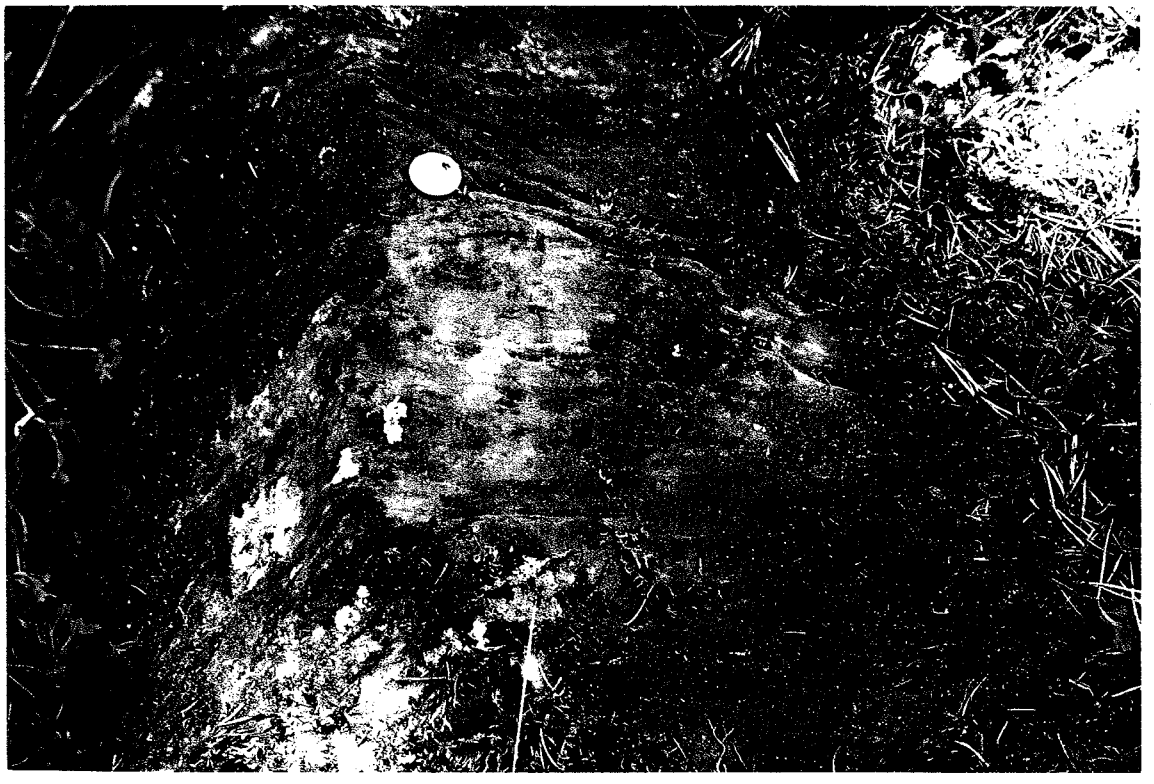


Photo I-8 : Cannelures glaciaires (bloc morainique situé sur l'adret au dessus des Thuiles).

I.1.3.3. Les ravinements

Dans de nombreux secteurs autour de Barcelonnette où affleurent les Terres Noires se développe un modelé de ravinements largement répandu dans l'ensemble des Alpes du sud du fait de très grande susceptibilité de ces formations marneuses aux processus d'érosion linéaire régressive résultant de la concentration des eaux de ruissellement. Ce mode d'évolution des versants est notamment étudié par les chercheurs du CEMAGREF et le service ONF-RTM dans le bassin expérimental de Draix (près de Digne), où sont particulièrement traitées les questions d'érosion et d'hydraulique torrentielle (Cemagref 1987, 1988, 1989, 1995, 1999 ; Mathys *et al.* ; 1996), ainsi que dans la région des Baronnies (Chodzco et Lecompte, 1992 ; Alexandre, 1995 ; Garnier et Lecompte, 1995, 1996 ; Lhénaff *et al.*, 1993 ; Lecompte *et al.*, 1996), ou encore dans la vallée du Buëch (Olivry & Hoorelbeck, 1989). Ces versants érodés où la végétation ne réussit plus ou que très difficilement à se maintenir, que G. Viers (1967) désigne sous le vocable de "*versants meubles en rhexistasie*", constituent des éléments géomorphologiques essentiels des paysages de la vallée de l'Ubaye. Laissant apparaître la roche à nu sur des pentes très fortes (de l'ordre de 65%), ils sont aussi des terrains perdus pour l'agriculture, ce qui amène fréquemment à parler de badlands[1].

Dans le bassin de Barcelonnette, ces secteurs ravinés s'observent tout d'abord le long des nombreux torrents qui descendent vers l'Ubaye. Les berges très instables de ces ravins évoluent ainsi par ravinement mais aussi par mouvements en masse plus brutaux, les deux types d'érosion contribuant à l'élargissement des ravins au fur et à mesure de leur encaissement. Dans de nombreux secteurs où la moraine recouvre encore les Terres Noires, cette érosion régressive entraîne des débris et blocs qui viennent encombrer le lit des torrents. Lorsque des arbres sont déstabilisés en plus sur des versants fortement boisés, les risques d'embâcle deviennent importants. Du fait de leur extrême sensibilité aux processus d'érosion, les marnes ont la capacité de libérer une importante quantité de matériel dans ces écoulements de surface, la charge solide élevée des torrents qui traversent les "Terres Noires" en est la preuve constante. Lors d'épisodes pluvieux intenses, l'Ubaye prend lors de sa traversée du bassin la teinte sombre caractéristique des terrains environnants. Ceux-ci sont également particulièrement propices au développement de laves torrentielles (Bonnet-Staub, 1998).

Sur les versants où le soubassement autochtone remonte jusqu'au pied des parois calcaires ou de flyschs, en limite supérieure de l'étage forestier, les ravinements peuvent se développer sur plusieurs dizaines d'hectares pour former de véritables sous-bassins de réception torrentiels : le torrent du Sauze en ubac et le Riou-Bourdoux sur le versant d'adret illustrent parfaitement cette situation. A ces altitudes supérieures à 2000m, les ravinements sont alors souvent au contact direct non seulement des terrains glaciaires mais également des éboulis. Mais les roubines les

[1] Ce terme américain (littéralement "mauvaises terres") désignait à l'origine une région impropre à la culture et à l'élevage à cause des ravinements. G. Viers (1967) conseille de renoncer à son emploi qui est un barbarisme pour lui préférer les termes français ou provençaux ravines ou roubines.

plus emblématiques du bassin sont assurément celles qui bordent par intermittence la vallée centrale de l'Ubaye, notamment entre Barcelonnette et Faucon, et en face sous le Villard-de-Faucon et le Serre de Baud. Sur plus de 200m de hauteur par endroits, les crêtes aiguës peuvent se juxtaposer latéralement sur plusieurs centaines de mètres le long du thalweg de l'Ubaye ou des ravins torrentiels.

Dans l'ensemble du bassin de Barcelonnette, cette évolution morphologique des versants par ravinement est favorisée par la conjonction de deux facteurs essentiels : le premier est d'ordre lithologique, le second climatique. Les marnes noires autochtones, mais aussi certains schistes et flyschs charriés mal consolidés sont des formations meubles relativement imperméables particulièrement sensibles au ruissellement concentré et au ravinement. Cette sensibilité lithologique est accentuée par le régime climatique méditerranéen à tendance montagnarde de ce pays appartenant aux "grandes Alpes ensoleillées" (P. et G. Veyret, 1970). Après de longues périodes de sécheresse et de chaleur formant à la surface des Terres noires une croûte de dessiccation, les violentes averses estivales se traduisent en effet par un ruissellement à fort pouvoir érosif qui explique l'intensité de ces ravinements. Au printemps, les marnes fortement imbibées par la fonte des neiges subissent un autre type d'érosion sous la forme d'une solifluxion pelliculaire. Les phénomènes de météorisation des Terres Noires seront étudiés de façon plus complète dans la suite de ce travail à partir des observations de terrain faites sur le site de Super-Sauze.

I.1.4. La vallée d'encaissement de l'Ubaye

I.1.4.1. Vue d'ensemble

A la base des versants intermédiaires, une rupture de pente majeure marque les limites du troisième et dernier secteur morphologique du bassin de Barcelonnette, à savoir la véritable vallée actuelle de l'Ubaye au fond de laquelle la rivière s'écoule sur une pente moyenne de l'ordre de 0,8%. L'encaissement du lit de la rivière dans le fond de l'auge glaciaire s'est opéré d'autant plus facilement qu'il s'est fait aux dépens des marnes noires du soubassement autochtone.

Ainsi, entre Jausiers et Méolans-Revel, les talus consécutifs à ce creusement holocène peuvent être suivis plus ou moins nettement des deux côtés de l'Ubaye, particulièrement lorsqu'ils se traduisent par les ravinements évoqués précédemment (Figure I-1). La reprise d'érosion est également particulièrement manifeste au sud-est de Jausiers, entre les torrents d'Abriès et du Riou-Versant, sous la forme d'un talus rectiligne d'une soixantaine de mètres de hauteur montrant clairement les formations glaciaires se superposant au substratum marneux (secteur décrit en I.1.3.2.1.). Les nombreuses roubines qui marquent le paysage de chaque côté de l'Ubaye sont autant de zones infranchissables obligeant les voies d'accès aux versants intermédiaires à emprunter les pentes plus douces qu'offrent les cônes de déjection, ou à remonter le long d'anciens glissements de terrain qui, en parvenant jusqu'aux rives de l'Ubaye, ont estompé les

bords de sa vallée d'encaissement. Ces glissements profonds de grande ampleur qui trouvent souvent leur origine très haut dans les versants sont tous considérés aujourd'hui comme dormants mais peuvent fréquemment être affectés de réactivations ponctuelles plus ou moins superficielles (secteurs de Bouzoulières, de Poche et de la Frache par exemple).

La couleur très sombre que prennent fréquemment les eaux de l'Ubaye mais aussi les importants dépôts alluviaux observables le long des berges sur la vingtaine de kilomètres de sa traversée du bassin de Barcelonnette témoignent du régime nivo-pluvial de la rivière qui peut subir de fortes et brutales variations de débit tout au long de l'année. Les crues les plus importantes s'expliquent soit par une fonte brutale du manteau neigeux, soit par des épisodes pluvieux intenses localisés dans le bassin même ou en amont en Haute-Ubaye. La conjonction des deux phénomènes a déjà fréquemment été observée, notamment lors de la dernière grande crue destructrice de 1957. Lors de tels événements météorologiques, les eaux de fonte et/ou de pluie sont apportées très rapidement à l'Ubaye par les nombreux torrents très courts et pentus qui drainent les versants environnants, ce qui explique la violence des pics de crue.

Les alluvions récentes qui occupent toute la zone inondable du fond de vallée, c'est-à-dire les secteurs de débordement de l'Ubaye et du Bachelard, sont formées en surface de limons sombres déposés lors des grandes crues. Elles s'enrichissent en sables et de graviers en profondeur, avec des passées argileuses noirâtres représentant des zones de dépôts plus calmes (bras isolés, anciens méandres) ou des épandages de type coulée boueuse ou lave torrentielle descendus des versants environnants. Les gravières situées à l'aval de Barcelonnette extraient ce sable et ce gravier charriés par l'Ubaye et ses affluents et où l'on retrouve par conséquent l'ensemble du cortège minéralogique représentatif des faciès affleurant dans le bassin versant (B.R.G.M., 1974).

I.1.4.2. Les cônes de déjection torrentiels

Dans le bassin de Barcelonnette, l'Ubaye est alimentée par toute une série de torrents qui dévalent en les entaillant vigoureusement les massifs environnants. Selon que ces affluents soient de rive gauche (ubac) ou droite (adret), les imposants cônes de déjection qui marquent leur fin de parcours au fond de la vallée principale dévient respectivement la rivière vers le nord ou vers le sud (Figure I-1). De façon générale, on remarque que les cônes de la rive droite sont plus vastes que ceux de la rive gauche. Plusieurs facteurs permettent d'expliquer cette différence : tout d'abord la morphologie d'ensemble des appareils torrentiels, bien plus courts et raides en adret du fait de la proximité des crêtes sommitales du massif du Parpaillon ; la nature des terrains ensuite, les schistes présents côté nord étant susceptibles de fournir des débris bien plus grossiers que les marnes occupant majoritairement le versant sud, et même que les calcaires massifs et résistants constituant les crêtes méridionales ; les contrastes thermiques également, bien plus forts en adret et favorisant de ce fait la production et la mise à disposition de ces débris pris en charge par les torrents sur les versants pour être transportés puis déposés au fond de la vallée ; l'occupation des sols finalement, et particulièrement la couverture forestière plus clairsemée et atteignant des

altitudes moindres en adret et contribuant de ce fait à une érosion plus forte du versant nord. De façon générale, la fertilité des épandages torrentiels organisés en pentes modérées et régulières ont fait de tout temps de ces cônes de déjection des terrains à vocation agricole. Considérés comme des zones de moins en moins dangereuses, beaucoup ont progressivement été aménagés au cours de ce siècle et on y trouve aujourd'hui aussi bien des activités industrielles ou de loisirs que des lotissements résidentiels.

A peine entré dans le bassin de Barcelonnette, le cours sinueux de l'Ubaye montre sa difficulté à se frayer un passage entre deux puissants cônes de déjection qui le prennent en tenaille. En rive droite, celui des Sanières, construit par un torrent court et très pentu, est l'un des plus vastes du bassin. Côté est, il héberge un des lotissements de Jausiers ainsi que des équipements sportifs au milieu d'un parc boisé de l'O.N.F. ; côté ouest, le village des Sanières et les hameaux de Briançon et des Davids-Haut et -Bas sont situés au milieu des champs et des prés de fauches. Comme sur les deux cônes voisins du Bourget et de Faucon qui sont très semblables, les nombreux murets et amas d'épierrement répartis à leur surface, mais aussi les multiples canaux d'irrigation qui les drainent témoignent des efforts consentis pour leur aménagement et leur mise en culture. La vocation agricole accrue de ces trois cônes de rive droite de l'Ubaye situés en amont de Barcelonnette s'explique par leurs grandes superficies associées à une exposition très avantageuse. Sur la berge opposée, les torrents d'Abriès, de La Frache, de Clapouse et de Terres Plaines (ces deux derniers ont fusionné auparavant pour former le Riou Versant) convergent face à Jausiers. Drainant des bassins versants de grandes tailles remontant jusqu'aux crêtes du Siguret à l'est et de Restefond au sud, ils ont édifié en commun un large cône qui réussit à repousser fortement l'Ubaye vers le nord et qui, de ce fait, entaille celui des Sanières.

Un peu plus à l'ouest, le torrent de Poche n'a plus aujourd'hui cette capacité, alors qu'il avait encore fait sortir l'Ubaye de son lit lors de la dernière grande crue de 1957 (Lecarpentier, 1963). A l'image de ce qui s'est passé dans l'ensemble du bassin de Barcelonnette, l'assagissement de ce torrent s'explique par l'efficacité de la politique de reboisement intensif menée sur les versants par les services R.T.M. de l'O.N.F. (Photo I-9). Sur ce point, la collection importante de photographies anciennes disponible auprès de ces services constitue une source d'information précieuse pour la connaissance de l'histoire des paysages des montagnes ubayennes ou autres (Métaillé, 1986, 1988 ; Richefort, 1988).

Toujours côté sud, le torrent des Galamonds est formé par les torrents de Boure, d'Enchastrayes et du Sauze qui drainent ensemble la quasi totalité du versant d'Enchastrayes. Eux aussi célèbres pour ses laves, ils ont édifié un cône de belle taille sur lequel sont aujourd'hui implantés une zone artisanale, un lotissement d'une cinquantaine de maisons et un camping . Nous aurons l'occasion de revenir plus en détail sur ce cône des Galamonds ultérieurement puisqu'il est situé à l'aval de la zone d'étude de Super-Sauze.

Photos I-9 : L'évolution du couvert végétal sur le versant du torrent de Poche entre 1924 (en haut) et 1998 (en bas).

A l'aval de Barcelonnette, sur moins de cinq kilomètres jusqu'au verrou de Méolans, six autres cônes de déjection peuvent encore être comptabilisés en rive droite de l'Ubaye : il s'agit de ceux de Saint-Pons / La Valette, du Riou Bourdoux, de la Bérarde, des Thuiles, du Rioclar et de la Fresquière. Celui du Riou-Bourdoux, le plus vaste, est aujourd'hui occupé par l'aérodrome et la zone industrielle de Barcelonnette Saint-Pons, alors que ce torrent était considéré à juste titre au XIX^{ème} siècle comme l'un des plus dangereux des Alpes françaises. L'ingénieur Demontzey (1894) en fit d'ailleurs à ce titre le modèle de son ambitieuse politique d'extinction des torrents combinant le reboisement des bassins de réception et la correction des lits torrentiels. De fait, le Riou-Bourdoux est devenu depuis les premiers travaux démarrés en 1868 un véritable exemple de correction torrentielle (Combes, 1979), même s'il est très loin aujourd'hui d'avoir été "*transformé à perpétuité en un ruisseau bienfaisant*" comme l'annonçait Demontzey à la fin du siècle dernier. En rive gauche de l'Ubaye, les torrents descendant du massif des Séolanes après la confluence du Bachelard sont bien plus modestes et leurs cônes de petites dimensions sont aisément entaillés par la rivière.

I.2. Les mouvements de terrain dans le bassin de Barcelonnette

Le bassin de Barcelonnette tel qu'il vient d'être décrit présente une concentration élevée de phénomènes divers de dégradation de ses versants. Outre les éboulis, dans une moindre mesure les avalanches, le ruissellement diffus et surtout le ravinement, divers types de mouvements de terrain contribuent de manière significative au façonnement actuel du relief. Les premiers travaux de recensement systématique de ces phénomènes dans le bassin ont été menés par Ottman (1961) puis Légier (1977). Les recherches plus récentes (Amiot et Nexon, 1996 ; Flageollet *et al.*, 1996) basées sur un dépouillement de divers documents d'archives ont permis de préciser le nombre et la typologie des aléas survenus dans le bassin depuis 1850 (Figure I-7) : en dehors des problèmes méthodologiques soulevés, on retient surtout une forte prédominance des phénomènes torrentiels (les crues, débordements et laves ainsi que les ravinements qui ont été intégrés à cette catégorie) par rapport à tous les autres aléas. Dans les seuls mouvements de terrain qui représentent 12,6% du nombre total de références consultées, deux tiers environs (63%) sont des glissements, un bon quart (26%) des écroulements rocheux ou chutes de blocs, et le reste des coulées boueuses. La prédominance des aléas "glissements" par rapport à ceux répertoriés comme "coulées boueuses" est relativement surprenante et il conviendrait assurément de vérifier au cas par cas la réalité des phénomènes décrits dans les différents documents d'archives consultés pour avoir une vision plus juste de cette répartition. Il est vraisemblable que bon nombre des mouvements de terrains observés sur les versants marneux autour de Barcelonnette appartiennent en fait à une catégorie intermédiaire de glissements évoluant en coulées.

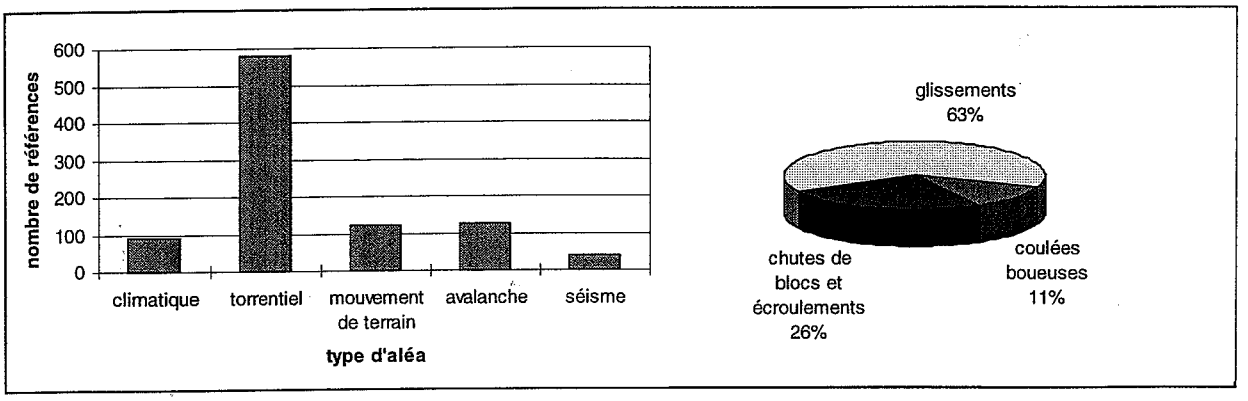


Figure I-7 : Aléas naturels et mouvements de terrain dans le bassin de Barcelonnette depuis 1850 (comptabilisés à partir du dépouillement des archives réalisé par Amiot & Nexon, 1995).

Divers autres travaux de cartographie géomorphologique, déjà cités, ainsi que des études monographiques portant sur tel ou tel site en particulier montrent aussi l'importance de ces mouvements de terrain qui, en dehors du fait qu'ils marquent de façon parfois spectaculaire les paysages de cette vallée, y induisent aussi un certain nombre de risques géomorphologiques. Ceux-ci sont pris en compte par les autorités administratives concernées à travers divers documents cartographiques à caractère législatif. Quatre communes du bassin ont déjà fait ou font toujours l'objet de telles études : Barcelonnette (P.E.R.[1] approuvé le 17/031995 suite à une ancienne carte ZERMOS[2] (C.E.T.E., 1974)), Jausiers (P.P.R.[3] approuvé le 10/03/1997) et Saint-Pons (P.E.R. approuvé le 13/04/1994). Pour Barcelonnette et Jausiers, il s'agit de plans multi-risques incluant les inondations, les mouvements de terrain, les avalanches et les séismes, alors que sur Saint-Pons le risque d'avalanche n'a pas été retenu. Plus récemment, le 03/11/1998, un P.P.R. multi-risques (inondations, mouvements de terrain et avalanches, mais excluant curieusement le risque sismique) a été prescrit par arrêté ministériel pour la commune d'Enchastrayes.

Dans cet ensemble d'aléas géomorphologiques, les mouvements de terrain se caractérisent eux-mêmes par leur grande variété. Elle provient d'abord du type, de la taille et du degré d'activité de ces instabilités, mais également de l'exposition, de l'altitude et de la pente des versants sur lesquels elles se sont développées, ainsi que leurs couvertures végétales, sans oublier bien sûr la nature lithologique des terrains impliqués. Si la grande majorité des glissements de terrain qui ont contribué au façonnement morphologique du bassin de Barcelonnette peuvent aujourd'hui être qualifiés de "dormants", plusieurs versants comportent encore des mouvements de terrain actifs dont certains marquent nettement les paysages de la vallée (Figure I-1). Quatre d'entre eux se distinguent particulièrement par leur ampleur et par les risques géomorphologiques qu'ils présentent : Il s'agit de ceux de La Valette et Pra Bellon situés en position d'adret sur le versant nord du bassin, et de ceux de Poche et Super-Sauze localisés sur le versant sud côté ubac.

[1] P.E.R. : Plan d'exposition aux risques
[2] ZERMOS : Zones exposées aux risques liées aux mouvements du sol et du sous-sol
[3] P.P.R. : Plan de prévention des risques

I.2.1. Un contexte géomorphologique favorable aux instabilités

Antoine *et al.* (1988) considèrent que 21% de la surface couverte par la carte géologique au 1/50 000ème de Barcelonnette (qui s'étend au delà du bassin *stricto sensu* en incluant la vallée du Bachelard au sud) sont des terrains "*glissés*". Sur la même zone géographique, Légier (1977), après avoir analysé en détail 116 mouvements de terrains actifs ou dormants parmi 296 recensés au total par photo-interprétation, avait calculé que sur les 560 km^2 couverts par son étude, 60 km^2, soit 11% seulement de la surface totale, étaient des terrains glissés. Cette différence importante des chiffres proposés peut s'expliquer par plusieurs raisons, non exclusives les unes des autres :
- on a toute raison de croire que l'estimation de Légier se base sur son propre inventaire des mouvements de terrain ; si les superficies des 116 secteurs instables visités et observés sur le terrain ont certainement pu être calculées avec précision et justesse, les limites des autres fixées par la seule photo-interprétation n'ont pu l'être que plus approximativement ;
- Antoine *et al.* ont vraisemblablement déterminé leur valeur en faisant la somme des aires figurées en tant que "glissements et tassements" sur la carte géologique. Or cette rubrique comporte aussi bien les glissements véritables, actifs ou stabilisés, que des phénomènes de tassements et d'écroulements "*situés à l'amont des glissements de terrain*" (notice de la carte géologique, B.R.G.M., 1974). Il semble donc, en l'absence de précisions supplémentaires concernant l'obtention de ces pourcentages par leurs auteurs, que les deux chiffres ne concernent pas exactement les mêmes choses ;
- on pourrait penser aussi de prime abord que la différence pourrait être liée aux dates de publication des deux références. Il n'en est rien puisque, même si l'article d'Antoine *et al.* de 1988 est bien plus récent que la thèse de Légier de 1977, la carte géologique de Barcelonnette sur laquelle ils s'appuient date de 1974, et est donc même un peu antérieure aux travaux de Légier ;
- Dans les deux cas, des oublis ou des erreurs d'interprétations géomorphologiques ne sont pas non plus à exclure de tels inventaires et cartographies de zones instables. Kerckove (1969), coauteur de la carte géologique, souligne ces difficultés en remarquant que certains glissements, parmi les plus anciens datant de la fin des dernières glaciations quaternaires, ont des dimensions telles qu'ils ont longtemps échappé aux investigations des géologues, entraînant *"des erreurs fondamentales dans l'interprétation structurale locale ou régionale"*.

N'ayant pas refait, dans le cadre de cette thèse, de nouvelles estimations de ces surfaces instables sur l'ensemble de la région concernée, nous ne pouvons que constater cette différence sans être en mesure de prendre position. Dans le seul bassin de Barcelonnette, incluant le vallon d'Abriès à l'est, la carte de synthèse proposée comporte au total une centaine de glissements divers et variés répartis sur une superficie légèrement inférieure à 300km². Cette richesse (aussi bien en nombre qu'en variété) en mouvements de terrain s'explique par la conjonction de divers facteurs défavorables, aussi bien de prédisposition que de déclenchement, d'ordre géologique et géomorphologique, mais aussi climatique et hydrologique ou encore anthropique, dont il n'est pas question d'analyser en détail ici les multiples influences et interactions. Quelques caractéristiques essentielles de cet environnement méritent cependant d'être brièvement rappelées pour bien

comprendre sa prédisposition importante aux aléas géomorphologiques qui nous intéressent dans ce travail.

Lorsque l'on s'intéresse dans un premier temps à la nature lithologique des terrains impliqués dans les mouvements de terrain, trois ensembles s'imposent tout naturellement : les marnes noires appartenant au soubassement autochtone, toutes les autres roches englobant principalement divers types de calcaires et de flyschs, et les formations quaternaires recouvrant les précédentes. A partir de près des 300 cas qu'il a analysés, Légier (1977) considère que 25 % des mouvements intéressent uniquement des terrains de couverture. On peut préciser qu'il s'agit dans ces cas de phénomènes relativement superficiels affectant principalement les formations morainiques, détritiques et peu consolidées, dont Descroix (1994) rappelle qu'elles sont de ce fait particulièrement sensibles à l'affouillement par les eaux de ruissellement ; plus que de véritables mouvements de terrain en masse, il s'agit principalement de phénomènes d'érosion diffus qui déstabilisent ces terrains de couverture morainique. Dans les 75 % restants impliquant le substratum, recouvert ou non de Quaternaire, on obtient la répartition suivante :
- les deux tiers environs concernent les Terres Noires du Callovo-Oxfordien, dont 80% impliquent aussi la couverture détritique encore présente, et 20% le bed-rock marneux seul ;
- 13 % touchent le Flysch dissocié de la nappe de l'Autapie, là aussi sous couverture quaternaire ou non ;
- et les derniers 20 % rassemblent les autres formations charriées : Dogger, Flysch à Helminthoïdes, Grès d'Annot...

La répartition des mouvements de terrains dans le bassin qui apparait sur la carte de synthèse géomorphologique rend très bien compte de cette première distinction faite sur la base de critères lithologiques, en dépit du fait que les Flyschs dissociés n'y soient pas distingués des autres roches allochtones charriées. Ces chiffres montrent en outre clairement que ce sont les formations marneuse recouvertes de terrains quaternaires qui sont très majoritairement sujettes aux mouvements de terrain.

L'analyse de la répartition des mouvements de terrain en fonction de l'altitude confirme ce rôle écrasant des marnes noires (Figure I-8) : les pourcentages de "terrains glissés" atteignent sur l'ubac des valeurs maximales dans les tranches d'altitude comprises entre 1200 et 1800m., alors qu'à l'adret, ces maxima, bien plus faibles, s'échelonnent entre 1200 et 1500m seulement. Pour l'ubac, la cote 1800 correspond en moyenne à la limite d'affleurement supérieure des Terres Noires, alors que sur le versant opposé, celles-ci ne dépassent guère les 1500m d'altitude, sauf dans le bassin de Riou Bourdoux (secteur de Pra Bellon), où elles atteignent également les 1800m. Le décalage présenté par les deux courbes de fréquence, notamment au niveau de leur maximum respectif, semble donc directement imputable à cette différence de constitution lithologique des deux versants, différence dont nous avons déjà vu qu'elle expliquait aussi la dissymétrie topographique entre ces deux côtés du bassin. L'influence de la pente dans le déclenchement des instabilités apparaît de ce point de vue comme une évidence sur laquelle il n'est pas besoin de revenir ici.

L'orientation des versants sur lesquels se développent les mouvements de terrains (Figure I-8) révèle une distribution qui fait ressortir une influence climatique mais qui confirme une fois de plus la prédisposition lithologique.

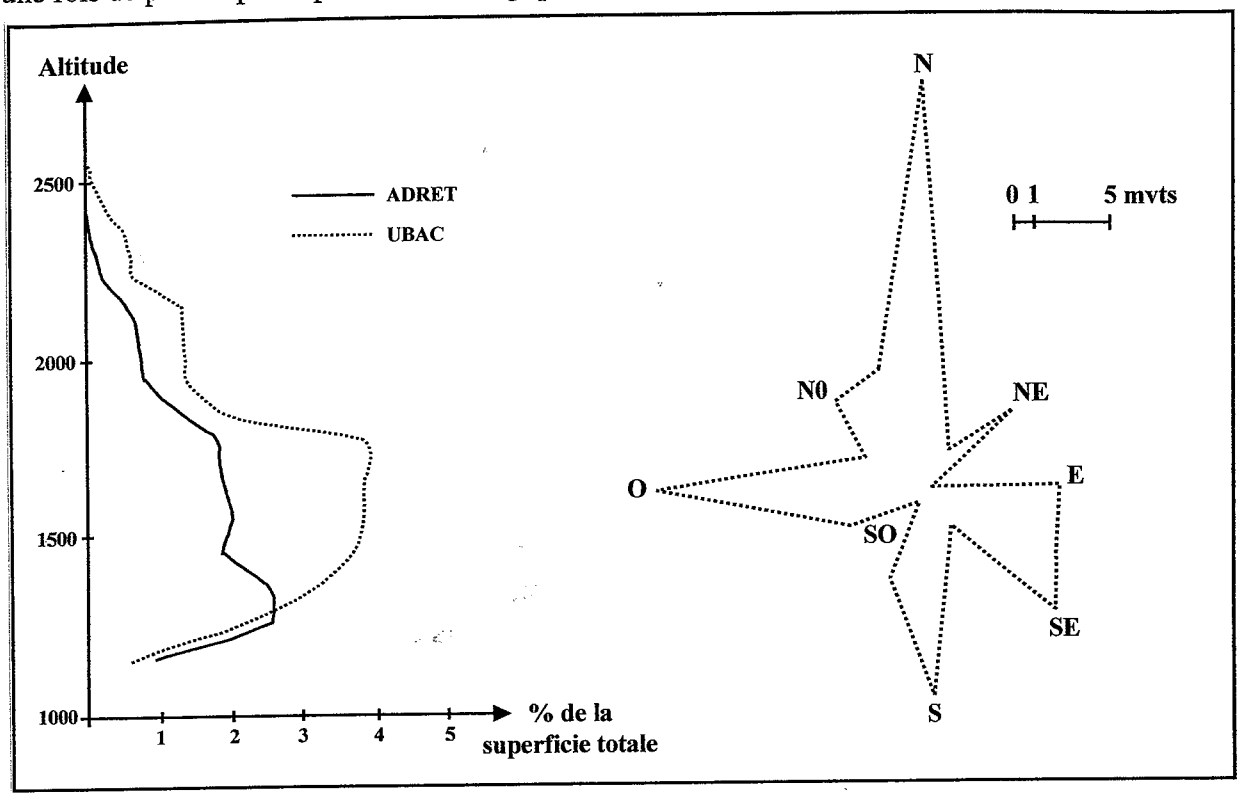


Figure I-8 : Répartition des mouvements de terrain dans le bassin de Barcelonnette en fonction de l'altitude et de l'orientation des versants (D'après Légier, 1977).

Plus que la nature lithologique des terrains impliqués, c'est surtout leur structure qui est mise en avant par ce facteur. On remarque en effet que les instabilités orientées au nord à nord-ouest sont favorisées sur plusieurs versants par des pendages conformes à la pente : De telles situations peuvent par exemple être observées pour le Flysch à Helminthoïdes dans toute la partie haute du massif de Restefond, ou, dans le vallon d'Abriès, sur les schistes noirs et versicolores du "complexe de base" de la nappe du Parpaillon (Photo I-10). De même, la retombée du pli des Terres Plaines vers Jausiers s'accompagne de fractures et d'une schistosité défavorables au maintien des Terres Noires : les nombreuses instabilités affectant les versants compris entre le Riou des Ribes et le Riou Versant en témoignent. Les crêtes secondaires du bassin et les vallons affluents de l'Ubaye, avec une orientation dominante méridienne, présentent de ce fait de nombreux versants exposés à l'est et à l'ouest. Si les mouvements de terrain rigoureusement orientés vers l'est sont très rares (en rive gauche du torrent des Terres Plaines sous la Croix de l'Alpe ou dans le vallon d'Abriès par exemples), ceux plus nombreux dirigés vers l'ouest bénéficient eux aussi en plusieurs endroits de pendages favorisant l'instabilité : c'est le cas sur le versant oriental du vallon de Clapouse (dans les calcaires du Dogger au pied du Gerbier), dans les Terres Noires de l'anticlinal du Riou Bourdoux, ou encore dans le pli des Terres Plaines, au niveau de la Montagne de l'Alpe se prolongeant par la crête des Barraus, ainsi que le long de la crête voisine descendant du sommet du Chevalier vers les Terres Blanches. Finalement, les mouvements franchement orientés au sud, sur l'adret, sont également peu nombreux ; on note

quelques stratifications et contacts anormaux défavorables en rive droite du Riou Bourdoux et sur les versants entre Barcelonnette et les Sanières. On n'oubliera pas non plus, pour expliquer cette répartition des mouvements en fonction de l'orientation des versants, que la dissymétrie topographique du bassin fait que les surfaces exposées au nord sont bien plus vastes, entre Jausiers et Méolans-Revel, que leurs vis-à-vis du versant d'adret.

Sur le plan climatique, l'ensoleillement plus faible et l'humidité plus élevée des versants exposés au nord et à l'ouest fournissent une première explication complémentaire à la large prédominance des mouvements de terrain sur ces pentes. Les dépressions d'ouest remontant la vallée de l'Ubaye ont également tendance, du fait de l'orientation du bassin, à venir buter sur ses versants méridionaux et donc d'y provoquer des précipitations supérieures. Le manteau neigeux y est également conservé bien plus longtemps que sur le versant d'adret, avec une évaporation moins forte et une fonte plus régulière favorisant les infiltrations et l'humectation des terrains en profondeur.

Le recensement des terrains instables dans l'ensemble du bassin montre également une **diversité des couvertures végétales des versants affectés** : si les écroulements rocheux se produisent logiquement dans la très grande majorité des cas à partir d'escarpements rocheux développés en altitude dans les formations charriées allochtones et par conséquent privés de végétation, les autres mouvements, de type glissement, coulée, ou mixtes, peuvent survenir aussi bien sous forêt (glissement récent du Bois Noir) que sous prairie (versant bosselé de la bergerie Rebattu, dans le vallon des Terres Plaines), ou encore sous couverture mixte (glissement-coulée de Poche). L'histoire du bassin de Barcelonnette rappelle que le rôle protecteur de la couverture végétale dans la stabilité d'un versant et plus largement dans son érosion n'est pas à négliser ; une végétation, notamment forestière, en mauvais état, constitue au même titre qu'un mauvais entretien des canaux de drainage sur un versant, un facteur de prédisposition aux instabilités.

Par rapport à ces multiples critères de prédisposition qui expliquent la répartition des mouvements de terrain dans le bassin de Barcelonnette, on peut préciser que plusieurs glissements de terrain importants se sont développés directement sous la zone de chevauchement entre Terres Noires autochtones et formations charriées. Ce contact anormal, constituant un plan de discontinuité hydrogéologique majeur entre les formations perméables de calcaires et de flyschs fortement tectonisées, et le soubassement marneux imperméable, se traduit notamment sur toute la périphérie du bassin par une ligne de sources dont les eaux érodent intensément les Terres Noires. L'histoire tectonique complexe de la région a également produit une forte densité de déformations orogéniques de tous types (failles, flexures, plissements, dislocations...) qui constituent autant de points et d'axes de fragilisation des massifs rocheux. Le relâchement progressif des contraintes lithostatiques lors du creusement de la fenêtre a notamment provoqué une détente importante des formations marno-calcaires du soubassement autochtone. De la même manière, le phénomène de décompression postglaciaire provoquant le relâchement brutal (à l'échelle des temps géologique) des contraintes s'exerçant sur les versants englacés lors de la fonte des glaciers est une cause fréquemment évoquée pour expliquer l'occurrence de nombreux mouvements de terrain dans tout le massif alpin (Chardon, 1984) ; la vallée de l'Ubaye, compte

tenu de son lourd héritage dans ce domaine, n'échappe pas à cette explication et certains grands mouvements de versants répertoriés dans le bassin trouvent probablement leur origine dans cette décompression postglaciaire.

Dans l'ensemble du bassin, il y a donc une localisation relativement prévisible des instabilités de versants le long de certaines grandes "structures" géologiques, et une localisation beaucoup plus délicate à partir de multiples accidents structuraux secondaires d'extension et d'ampleur variables et de ce fait plus difficilement identifiables. Les multiples influences des différents facteurs évoqués semblent indéniables, et bien qu'il se dégage assurément de ces observations quelques tendances fortes, il n'est pas possible d'en tirer à l'heure actuelle, en l'absence d'une analyse multi-factorielle rigoureuse et approfondie, des conclusions statistiques définitives. Ce travail ambitieux à mener à l'échelle du bassin de Barcelonnette entier constitue l'un des objectifs d'un futur programme européen de recherche basé sur l'étude des risques géomorphologiques à l'aide d'un système d'informations géographiques (S.I.G.) s'appuyant sur un modèle numérique de terrain (M.N.T.). Ces outils informatisés modernes permettront non seulement d'enrichir les données existantes (Ottmann, 1961 ; Légier, 1977 ; Amiot et Nexon, 1995) en les organisant de façon plus structurée, mais également de produire de manière automatique et systématique des informations nouvelles et complémentaires.

I.2.2. Les principaux mouvements de terrain actifs

De tous les mouvements de terrain répertoriés dans le bassin de Barcelonnette et représentés sur la carte de synthèse (Figure I-1), quelques uns, parmi les plus spectaculaires et les plus récents, et particulièrement représentatifs du contexte géomorphologique, méritent une attention particulière. Ils sont distingués en deux grands groupes : un premier qui regroupe divers glissements de versants, un second qui concerne les "glissements-coulées", phénomènes mixtes plus complexes dont les mécanismes restent encore moins bien connus à l'heure actuelle.

I.2.2.1. Les glissements de versants

Ils affectent généralement des secteurs limités sur des versants connus de longue date pour leurs instabilités récurrentes, de glissements dormants ou de glissements anciens plus ou moins stabilisés. Dans le bassin de Barcelonnette, les glissements dormants de plus grande ampleur sont identifiés sur le versant de Beaumont dans le vallon d'Abriès, les versants du Bois Noir, de la Frache et de Poche au sud de Jausiers, les versants des Sanières et de Bouzoulières en rive droite de l'Ubaye entre Jausiers et Barcelonnette, sur le versant en rive gauche du Riou Bourdoux, ou encore sur les versants en contrebas de la station de Pra-Loup, pour n'en citer que quelques uns.

Le premier exemple de glissement ample et actif est le glissement de Pra-Bellon, situé entre 1350 et 1600m d'altitude dans le vaste bassin-versant du Riou Bourdoux (2200 ha). Il s'agit en fait d'un ensemble de glissements anciens plus ou moins emboîtés en mouvement lent et

continu affectant tout le versant forestier situé en rive gauche du Riou-Bourdoux sous la crête de la Bernarde. Les désordres touchent aussi bien la couverture morainique que le substratum de marnes noires. Le mouvement le plus récent (les premiers indices sont apparus dès 1970) et actuellement le plus actif est un phénomène complexe représentant un volume de plusieurs millions de mètres cubes : il combine un glissement en masse des marnes noires apparemment décollées "*au niveau d'une surface concave en forme de cuillère*", surmonté en amont d'un "*éboulement de la partie sommitale non déplacée*", et se transformant à l'aval en "*une coulée boueuse*" (Chondroyannis, 1992). Plus qu'une véritable coulée boueuse, il s'agit surtout là d'une déformation du pied de la masse instable sous l'effet de l'imbibition des matériaux et de son sapement par le Riou-Bourdoux, obstrué dès le printemps 1970-71. Pour essayer de caler le pied de ce glissement, un premier ouvrage d'une hauteur de 7m a été construit en 1972, suivi d'un second de 12m en 1977-78 (Combes, 1979). Au cours d'une période pluvieuse intense, le torrent pourrait tout de même mobiliser sous forme de lave quelques 700000 m^3 de matériaux. Malgré les nombreux ouvrages édifiés dans le lit, 200000 m^3 pourraient arriver jusqu'à l'Ubaye, avec tous les ennuis que cela représente pour l'aérodrome, la route et la zone d'activités économiques implantés sur l'immense cône de déjection de ce torrent. Une telle lave torrentielle pourrait barrer provisoirement l'Ubaye dont les eaux iraient noyer la vallée en amont de Saint-Pons.

Le second exemple particulièrement intéressant est un glissement de terrain survenu récemment, au courant du mois d'avril 1993, sur le versant du Bois Noir à 4km environ au sud-est de Jausiers. Il s'est déclaré vers 1600 m d'altitude sur un versant couvert d'une forêt de résineux qui a été totalement emportée sur une surface d'une quarantaine de mètres de large sur un peu plus de 200 m de long (Photo I-11). Il s'agit là d'une réactivation partielle d'un des nombreux mouvements dormants qui ont modelé ce versant par le passé, probablement à mettre en relation avec le tracé du chemin d'exploitation remontant ce versant et avec un mauvais entretien de drains et canaux de drainage. La rupture a en effet eu lieu dans le talus de déblai qui dominait le chemin, selon toute vraisemblance suite à une concentration excessive des infiltrations au pied du talus dans le fossé non entretenu qui longeait le chemin en léger remblai. Le pan de terrain affecté semble s'être affaissé et avoir glissé en bloc le long d'une surface de rupture plane, les deux bords très nettement dessinés sur toute la longueur accusant une dénivelée de plusieurs dizaines de centimètres à un mètre par endroits. L'épaisseur des terrains déplacés n'a été déterminée précisément à ce jour par des forages, mais les indices morphologiques observés au niveau de l'escarpement à l'amont ainsi que la faible hauteur du pied constatée dans la zone d'accumulation à l'aval laissent penser que seuls des terrains de couverture morainique ont été mobilisés, et ce sur une épaisseur relativement modeste qui est estimée à 2-3m. En l'absence d'investigations approfondies sur ce site, l'hypothèse selon laquelle la couverture morainique aurait pu être déstabilisée en glissant sur le substratum marneux suite à une humectation intense du plan de recouvrement apparaît la plus probable.

Divers indices morphologiques ou relatifs à la végétation repérés sur ce versant du Bois Noir et de La Frache montrent que d'autres mouvements de ce type sont déjà déclarés ou sont susceptibles de se déclencher à plus ou moins courte échéance. Dans tout ce secteur fortement cultivé au début du $XX^{ème}$ siècle encore, comme le montre une photographie de 1924 (Photo I-9),

la cessation de son exploitation agricole avec toutes ses conséquences négatives pour l'entretien du milieu naturel (recolonisation forestière anarchique, abandon des canaux de drainage...) apparaît comme la cause fondamentale de ces multiples mouvements de terrain.

I.2.2.2. Les glissements-coulées.

De nombreux versants du bassin de Barcelonnette et plus largement des Alpes du sud présentent un type de mouvements de terrains particulier sous la forme de glissements évoluant en coulées de débris, désignés tout au long de ce travail par l'expression "glissement-coulée" qui est la traduction au mot à mot de l'expression anglo-saxone "flowslide" (Brunsden, 1979 ; Flageollet, 1988). Ce type d'évolution morphologique décrit par Flotte (1984) dans des faciès numidien en Afrique du nord ou encore par Malatrait (1975) dans des schistes aaléniens en Savoie, est conditionné par la transformation rhéologique des matériaux impliqués, en l'occurrence dans le bassin de Barcelonnette des marnes noires callovo-oxfordiennes.

Le glissement de terrain le plus spectaculaire et le plus connu de la région est assurément celui de La Valette qui domine la ville de Barcelonnette au nord-ouest (Photo I-12). Il s'est brusquement manifesté au printemps 1982 lorsqu'une rupture profonde s'est produite au contact entre les marnes noires autochtones et le Flysch dissocié de la nappe de charriage de l'Autapie (Combes, 1990). Cette rupture a été favorisée par des venues d'eau importantes qui alimentent la ligne de sources et de sagnes qui jalonne ce contact anormal. vers 1800m d'altitude. La masse rocheuse déstabilisée, très perméable, a totalement désorganisé en les surchargeant les terrains situés en dessous, en l'occurrence des placages morainiques qui se sont alors mis à glisser avec les marnes. Plusieurs autres ruptures se produisant à l'amont sur des largeurs de plus en plus importantes et la masse glissée évoluant progressivement en coulée vers l'aval, la surface affectée de désordres visibles s'est étendu de 26ha en 1983 à 32ha en 1984, puis 50ha en 1985 et 57ha au printemps 1987. Au printemps 1988, le front du glissement-coulée s'est partiellement liquéfié et a émis une coulée boueuse de quelques 50000m^3 qui est descendue dans le ravin du torrent de La Valette sur une distance approximative de 500 m jusqu'à une altitude de 1200 m environ (Photo I-13). A cette époque, le volume total déstabilisé était estimé à environ 6 millions de m3, le double de l'estimation de 1983 [Colas et Locat (1993) annoncent même le chiffre de 9 millions de m^3]. Le piège à matériaux édifié en 1987-88 en tête du cône de déjection, d'une capacité de 80000 à 100000 m^3, ne pourrait contenir une éventuelle réactivation d'ampleur catastrophique, qui n'est pas exclure en dépit des importants travaux déjà réalisés sur ce site (drainage, enherbement). C'est pourquoi ce glissement toujours actif fait l'objet d'une surveillance constante : relevés topométriques bimensuels de l'ensemble de la zone instable, y compris de la couronne où des fissures ouvertes sont visibles plusieurs dizaines de mètres derrière l'escarpement actuel, mais aussi télésurveillance en continu par caméra infra-rouge du pied de la coulée boueuse avec système d'alerte. Un plan d'évacuation d'urgence du lotissement situé en contrebas sur le cône de déjection a également été mis en place ; il concerne quelques 170 logements, une dizaine de commerces, un centre aéré, une gendarmerie, un abattoir.

Sur le versant sud du bassin de Barcelonnette, le torrent de Poche était réputé au siècle dernier pour la dangerosité de ses laves torrentielles puissantes et brutales. Actuellement, le bassin torrentiel reste marqué dans son ensemble par la présence de nombreuses instabilités de terrain souvent associées à des zones de ravinement. L'impétuosité de ce torrent très court (un peu plus de 4 km seulement entre la crête des Barraus qui ferme son bassin de réception à l'amont et la confluence avec l'Ubaye) s'explique avant tout par la pente moyenne très forte, supérieure à 25%, de son chenal d'écoulement et par la nature des terrains qu'il traverse et affouille : moraines et marnes noires fournissent facilement de grosses quantités de débris lors d'une crue torrentielle. Des deux côtés, ces multiples instabilités affectent les berges de ce ravin profondément incisé et contraignent le torrent à un tracé très sinueux. En rive droite du torrent de Poche, côté Jausiers, un important mouvement de terrain de type glissement-coulée est connu depuis le milieu du XIX^{ème} siècle (Arnaud, 1895 ; Hulin, 1932) et a déjà fait l'objet de diverses études géomorphologiques (Kirchhoffer, 1995 ; Schmutz, 1995 ; Flageollet *et al.,* 1996 ; Manne & Schwin, 1998). Le recul progressif de son escarpement principal alimente régulièrement en matériaux le corps de ce glissement évoluant en coulée. Depuis 1992, les Services du R.T.M. de Barcelonnette y mesurent des déplacements moyens de l'ordre de 3 à 4cm/jour sur une demi-douzaine de piquets implantés selon un axe transversal au milieu de la masse instable. Les terrains remaniés occupent aujourd'hui une surface de près de 25ha entre les cotes altimétriques 1500 et 1230 pour un volume estimé entre 600000 et 700000 m^3. La zone amont, d'ablation, présente un relief chaotique où se mêlent d'énormes panneaux de marnes glissés, des paquets de moraine ainsi que des pans entiers de végétation herbacée et forestière. La coulée progresse ensuite en direction du chenal d'écoulement du torrent de Poche (Photo I-14), puis dans celui-ci, repoussant ainsi le torrent sur son flanc gauche et l'obligeant à se creuser constamment un nouveau passage lors de chaque crue importante. Cette érosion régulière de la partie inférieure de la coulée génère de nombreuses reprises par glissements de la masse instable, réactivations qui se traduisent par une topographie caractéristique en "marches d'escalier". L'imbibition à leur base des matériaux accumulés dans le paléoravin contribue certainement aussi à ces phénomènes. Régulièrement s'échappent aussi de ce lit torrentiel encombré des laves très fluides dont les plus importantes arrivent jusqu'à l'Ubaye. Celle de 1957, qui a déjà été évoquée, rappelle que ce torrent peut a tout moment, lors d'un épisode pluvieux exceptionnel, se révéler dangereux. Les importants travaux de reboisement de l'ensemble du versant réalisés vers le milieu de ce siècle ont tout de même grandement réduit la fréquence et l'intensité de ces crues destructrices par rapport à celles connues au cours des siècles précédents.

Finalement, le troisième et dernier glissement-coulée important recensé dans le bassin de Barcelonnette est celui de Super-Sauze auquel est consacrée la suite de ce travail.

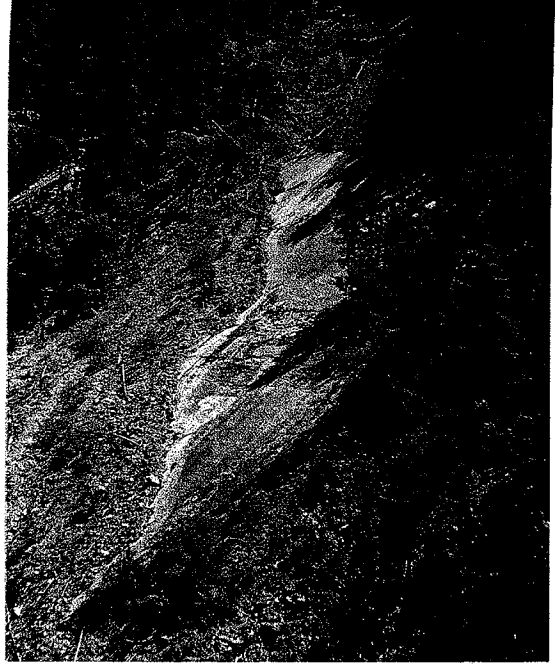
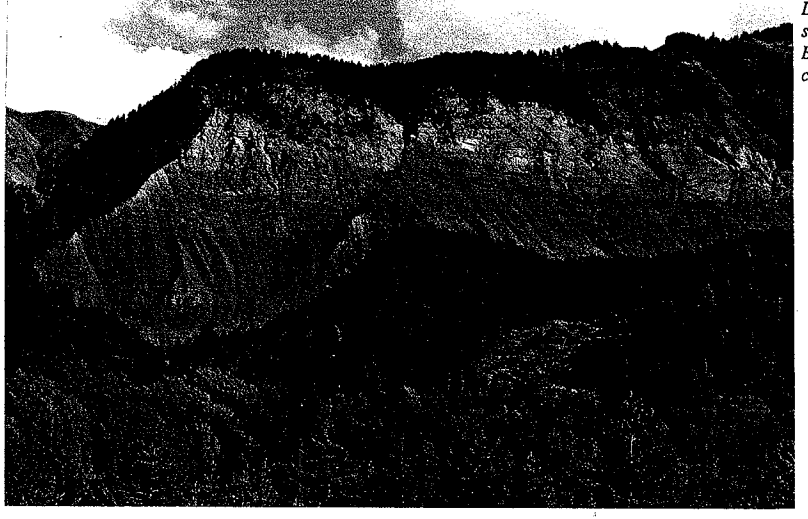


Photo I-10 : Instabilité de la couverture morainique sur les schistes noirs et versicolores du Cénomanien. Versant de Beaumont, vallon d'Abriès (photo G. Bossu).
Disposés en pendage aval conforme à la pente, les schistes peuvent aussi être affectés de glissements banc sur banc.



La zone instable a été entièrement déboisée suite au glissement survenu au printemps 1997. A l'arrière plan, l'imposante crête des Barraus taillée dans les formations autochtones calcaires et marno-calcaires du pli des Terres Plaines.

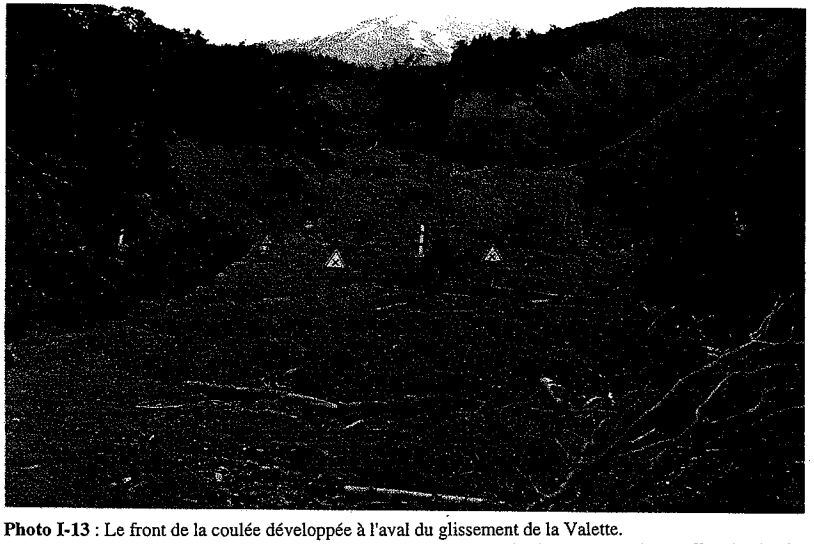


Photo I-13 : Le front de la coulée développée à l'aval du glissement de la Valette.
Le système d'alarme électronique qui y est installé permettrait de détecter une éventuelle réactivation brutale et d'alerter la population logée en contrebas.

Photo I-12 : Vue d'ensemble du glissement de la Valette.

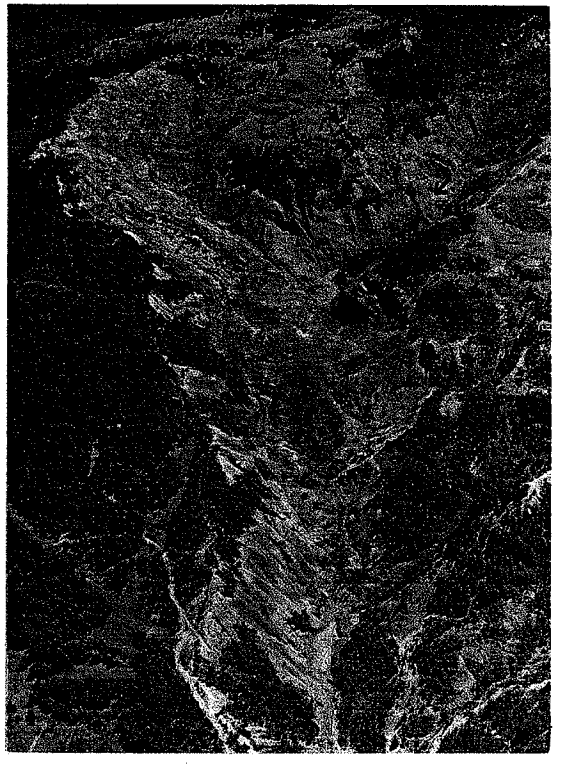


Photo I-14 : Vue aérienne d'ensemble du glissement-coulée de Poche.
Le glissement-coulée envahit le ravin du torrent de Poche (↙) quelques centaines de mètres avant sa confluence avec l'Ubaye.

I.3. Le versant du Sauze

I.3.1. Localisation

Le massif de Restefond constitue la barrière orographique méridionale de la dépression de Barcelonnette. Les Communes d'Enchastrayes et de Jausiers qui se partagent la presque totalité de son versant septentrional sont deux des communes les plus étendues du bassin, leurs territoires respectifs remontant depuis les rives de l'Ubaye jusqu'aux crêtes de ce massif.

Le bassin-versant du torrent du Sauze, qui marque la limite occidentale du territoire communal d'Enchastrayes, appartient à un ensemble hydrographique plus large drainé par le torrent des Galamonds. Le bassin-versant de ce torrent est le plus important de la commune d'Enchastrayes, couvrant une superficie d'approximativement 26km^2. Il se compose de trois sous-bassins respectivement drainés d'est en ouest par les torrents de Boure, d'Enchastrayes et donc du Sauze. Ces derniers confluent juste en amont du cône de déjection avant de déboucher dans l'Ubaye à hauteur du Pont Long (Figure I-9).

La limite amont du bassin-versant des Galamonds se présente sous la forme d'un arc de cercle ouvert vers le nord-ouest et qui s'étire sur quelques 9km entre le sommet du Chapeau de Gendarme au sud-ouest et celui de La Croix de l'Alpe au nord-est. Elle correspond d'abord, sur son tronçon est-ouest, à la ligne de crête principale du bassin de Barcelonnette (interfluve entre Ubaye et Bachelard), puis à la crête secondaire de la Montagne de l'Alpe qui fait interfluve avec le vallon des Terres Plaines situé à l'est.

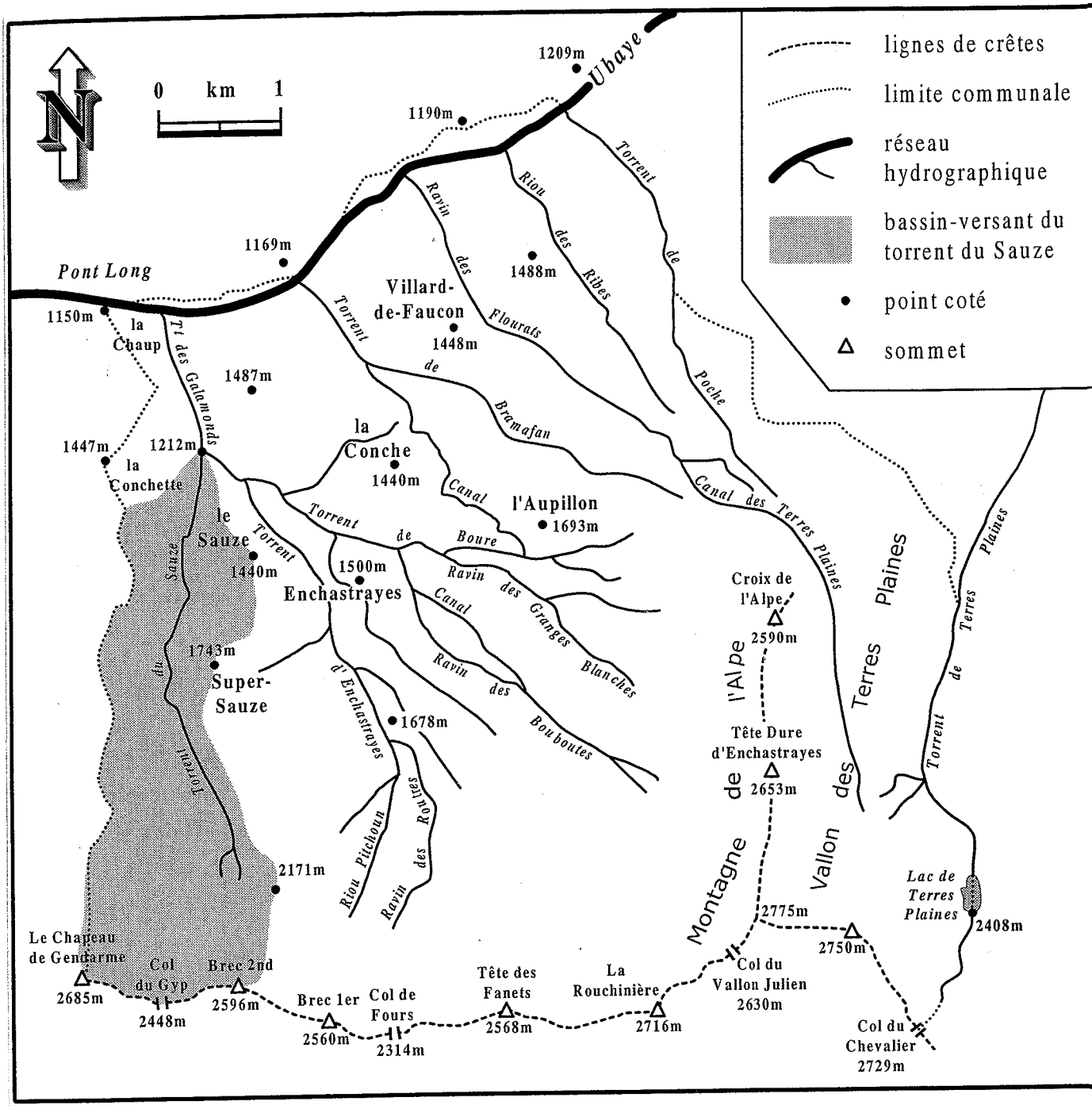


Figure I-9 : Schéma oro-hydrographique de la Commune d'Enchastrayes.

I.3.2. Le torrent du Sauze

I.3.2.1. Description de l'appareil torrentiel

Le torrent du Sauze draine un sous-bassin de forme très longiligne, avec une largeur maximale à l'amont de l'ordre de 1500m entre les reliefs du Chapeau de Gendarme et du Brec Second (Figure I-10).

Les interfluves latéraux sont grossièrement perpendiculaires à la limite sommitale : à l'ouest, celui descendant depuis le Chapeau de Gendarme fixe plus ou moins la limite communale en passant par Pra résine, le Vivier, la Conchette jusqu'à La Chaup Basse ; à l'est, celui partant du Brec Second se prolonge vers Pra Garin en passant à l'ouest de Super-Sauze, puis coupe la station-village du Sauze avant de se terminer au dessus de la confluence entre les torrents du Sauze et de Boure. La distance totale entre la crête méridionale et l'Ubaye est de l'ordre de 6km (pour une dénivelée de 1450m) sur une largeur moyenne de 1250m, soit une surface de 7,5km^2 environ. Le torrent du Sauze lui-même prend véritablement sa source à 2077m d'altitude, au lieu-dit La Goutta, où il naît à la base du glacier rocheux qui occupe le fond du cirque glaciaire délimité par les reliefs du Chapeau de Gendarme, du col du Gyp et du Brec Second.

Le torrent dévale alors 930m de dénivellation en quelques 5km, soit une pente moyenne de plus de 18% entre la source et la confluence avec l'Ubaye. Jusqu'à son arrivée à la tête du cône des Galamonds, les ruptures de pente sont rares et de faible ampleur et le chenal d'écoulement dans son ensemble est très linéaire et fortement encaissé. Les berges fragiles taillées dans les Terres Noires ou les terrains de couverture morainique sont affouillées en de multiples endroits et présentent de nombreux secteurs de ravinement qui s'étendent par érosion régressive. Le lit est fréquemment encombré de blocs de taille métrique voire décamétrique ainsi que de nombreux arbres tombés des berges boisées. Les sapements ont en outre déclenché de nombreux petits glissements risquant de venir obstruer l'écoulement du torrent. Le pont de La Conchette, qui permet le franchissement du torrent par la route reliant Le Sauze en rive droite au quartier résidentiel de La Conchette en rive gauche, constituerait un premier obstacle majeur en cas de lave mêlant débris rocheux et troncs d'arbres. Plus bas, le pont du CD9 qui se situe à la confluence entre les torrents du Sauze et de Boure représente un second point d'écoulement encore plus délicat. Le risque d'embâcle y est vraiment important, notamment en cas de survenance de laves multiples produites dans les deux torrents et se rejoignant en même temps à ce point de confluence en tête du cône de déjection. Ce dernier pourrait alors être submergé rapidement et dans des proportions importantes.

La diminution de pente très brutale (de 15 à 3 % en quelques centaines de mètres) et la confluence entre les deux torrents ont conduit en tête de cône à une accumulation impressionnante de matériaux hétérométriques et non classés, provenant de toute évidence d'anciens écoulements de type lave torrentielle. Si plus bas, l'écoulement du torrent est entièrement canalisé par des ouvrages destinés à empêcher les débordements sur le cône, force est de constater que tous n'auraient sans doute pas la même efficacité en cas de crue majeure : par exemple, la digue en moellons cimentés datant du début du siècle construite en rive gauche souffre visiblement d'un manque d'entretien depuis plusieurs années et certaines parties endommagées ne résisteraient probablement pas à des flots importants. Bossu (1996) a fait un recensement complet des éléments exposés sur le cône de déjection en cas de submersion par une lave torrentielle d'ampleur catastrophique.

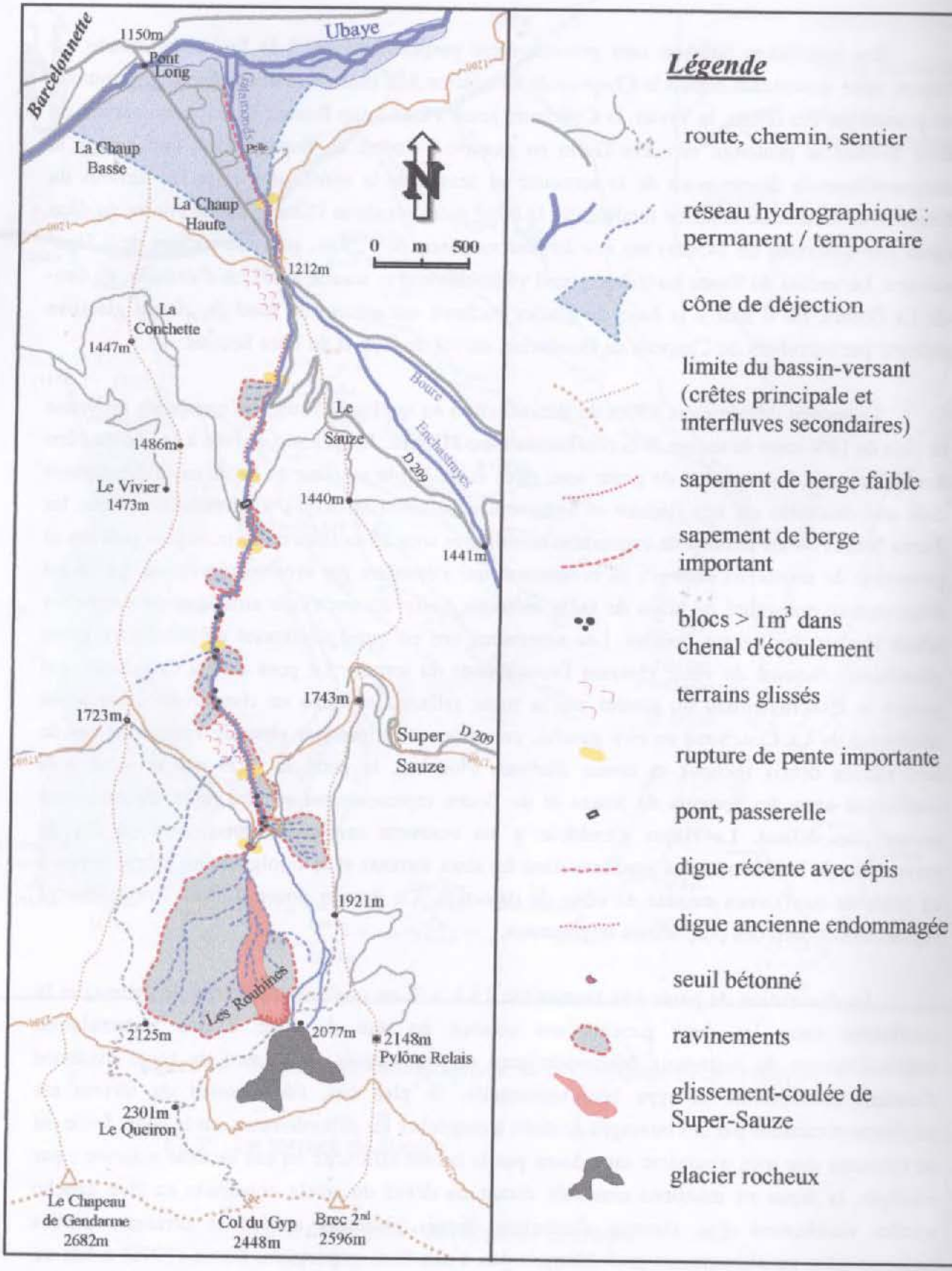


Figure I-10 : Le bassin-versant du torrent du Sauze.

I.3.2.2. Les manifestations historiques des torrents d'Enchastrayes

Des descriptions anciennes du notaire de Barcelonnette François Arnaud répertorient les dégâts occasionnés dans ce secteur du torrent des Galamonds par les crues et débordements au cours du XIX^{ème} siècle (Arnaud, 1895). La chronique a pu être complétée pour le XX^{ème} siècle par les informations recueillies par Amiot et Nexon (1995) lors de l'inventaire de l'ensemble des aléas géomorphologiques réalisé par dépouillement des archives. Les manifestations historiques ainsi identifiées sont les suivantes :

- Les 1er, 2 et 3 novembre 1843 , le torrent des Galamonds déborde, couvre de graviers la partie orientale des cultures de La Chaup, dévaste le chemin d'Enchastrayes, du Pont-Long au torrent d'Enchastrayes ;
- Le 16 mai 1846, débordement du riou de Bourre qui emporte la passerelle de Chambon, couvre de graviers Les Galamonds, menace La Chaup et nécessite la construction d'éperons et de digues au-dessous du pont du Sauze. Les travaux furent continués jusqu'en 1850 ;
- Le 29 septembre 1850, nouvelle crue qui altère les travaux du Pont-Long, ruine les digues de La Chaup, que l'on restaure et que l'on prolonge (elles sont toujours visibles entre le camping du même nom et le pont de l'Ubaye) ;
- Le 17 novembre 1853, terrible orage qui fait déborder le torrent de Bourre, qui emporte la digue de Chambon, saute le chemin de grande communication (tracé actuel de la D9) au-dessous du pont du Sauze, menace la Haute Chaup, qui n'est sauvée que par un tas de bois, recouvre de sa lave le chemin de grande circulation jusqu'à La Chaup Basse. Il fallut deux ans pour le réparer ;
- Les 29 et 30 mai 1856, inondation générale emportant digues et ponts et jettant l'Ubaye dans Barcelonnette ;
-Le 29 juin 1859, nouvel orage. Le torrent emporte les digues du Chambon, ébrèche celles du Sauze, recouvre le chemin de grande communication presque jusqu'au Pont-Long. Pour enrocher les digues de l'Ubaye, les entrepreneurs enlèvent dans les torrents tous les grands blocs qui amortissaient la vitesse des eaux ;
- Septembre, octobre et novembre 1863, pluies continuelles. Le torrent de Bourre emporte les digues et envahit le chemin de grande communication jusqu'à La Chaup ;
- Le 17 août et les 2 et 3 octobre 1868, crues extraordinaires, inondation générale. Le 2 octobre, l'Ubaye marquait 1.70 m., soit 0.5 m. de plus qu'en 1856. Le riou de Bourre détruit complètement les digues du Chambon. Le riou du Sauze est refoulé dans le lit du riou de Bourre. Le chemin de grande communication est détruit sur 1 kilomètre. Le pont du Sauze dut être changé de place, ainsi que la passerelle du Chambon ;
- La dernière crue du XIX^{ème} siècle est signalée le 28 octobre 1886.

Quelques remarques peuvent être faites au terme de ce premier inventaire : l'histoire retient une crue importante en moyenne tous les trois ans entre 1843 et 1868 (la même périodicité est donnée par Combes (1979) pour le Riou-Bourdoux). Comme l'ensemble des torrents du bassin de Barcelonnette, celui des Galamonds a ensuite enregistré une baisse notable de ses manifestations destructrices au cours des trois dernières décennies du XIX^{ème} siècle. En l'absence

de données pluviométriques pour cette période, il n'est malheureusement pas possible de définir dans quelle mesure cette diminution de l'activité torrentielle était liée à une diminution notable de la pluviométrie ou si elle était attribuable aux seuls résultats de l'ambitieuse politique d'assagissement de ces torrents menée à partir de la fin des années 1860.

Pour le XX^{ème} siècle, les archives révèlent également avec plus ou moins de précision dans leur datation toute une série de crues, inondations ou débordements de ce torrent des Galamonds : le 9 octobre 1911, au cours automne 1926, en septembre 1935, du 12 au 14 mars 1951, les 13 et 14 juin 1957, le 26 juin 1958, pendant l'année 1959, en octobre 1960, en avril 1963 ainsi que les 15 et 16 novembre de la même année, le 5 novembre 1994, et à la fin de l'hiver 1994-95 (d'après la rubrique "aléas torrentiels" de la base de données constituée par Amiot & Nexon (1995)). Comme cela était le cas au siècle précédent, on note que la très grande majorité de ces événements se sont produits soit au printemps (au cours des mois de mai ou juin), soit à l'automne (principalement en novembre ou octobre). Par rapport à la suite de ce travail, il est intéressant de rapidement mettre en rapport ces manifestations torrentielles avec les données pluviométriques disponibles à partir de 1935 :

Dates des aléas torrentiels	Situations pluviométriques immédiates
septembre 1935	Total mensuel = 72,6mm pas de journée exceptionnelle
12-14 mars 1951	25mm le 11 / valeur manquante le 12 / 50mm le 13 / 0mm le 14 / fonte?
13 & 14 juin 1957	10,4mm le 12 / 38,8mm le13 / brutale et intense fonte neigeuse
26 juin 1958	29,3mm le jour même
1959	Total annuel non exceptionnel (849,7mm) avec 0mm en février. ;138,9mm en mars ; 140,2mm en octobre
octobre 1960	Total mensuel = 278mm mois le plus humide depuis 1928
avril 1963	13,7mm le 9 / 41,6mm le 10 fonte neigeuse ?
15 & 16 novembre 1963	Total mensuel = 277mm dont 250mm pendant 1ère quinzaine / 43,8mm le 15
5 novembre 1994	50mm le 4 / 74mm le 5 (pluviographe de la Rente)
fin hiver 1994-95	printemps très humide (à La Rente): 111,7mm en février ; 149mm en avril ; 34mm en mars

Tableau I-2 : Correspondances entre crues majeures du torrent des Galamonds et conditions pluviométriques au cours du XX^{ème} siècle.

La principale catastrophe de ce siècle est celle de la mi-juin 1957, qui avait touché l'ensemble de la vallée de l'Ubaye ainsi que celles voisines du Guil et de la Cerveyrette (Tricart, 1958) et très profondément bouleversé le cône de déjection des Galamonds (Lecarpentier, 1963). Les pluies enregistrées à Barcelonnette au cours de ces journées et des précédentes n'avaient rien d'exceptionnelles, les nombreuses publications consacrées à cet événement très médiatisé rapportent que c'est surtout une hausse rapide et importante des températures, généralisée à toute la région et provoquant une fonte brutale du manteau neigeux encore présent en altitude, qui est la cause de ces crues historiques. Parmi les autres événements du siècle, on relève particulièrement ceux des années 1960, 1963 et les derniers de 1994 et 1995 :

- octobre 1960 est, avec un total de 278mm, le mois le plus humide à Barcelonnette depuis le début des relevés disponibles en 1928 ;
- le mois de novembre 1963 se classe en seconde position, avec 277mm, mais on note surtout que les crues du 15 et 16 sont survenues après une première quinzaine accusant un total de plus de 250mm, et au terme de laquelle les 43,8mm tombés dans la journée du 15 constitue le facteur déclenchant immédiat ;
- pour la crue du 05/11/1994, on dispose des données du pluviographe d'altitude de la Rente : il y avait plu 124mm exactement en deux jours, ce qui représente 75% du total mensuel moyen des 5 mois de novembre enregistrés à la Rente entre 1994 et 1998 ;
- finalement, les crues signalées à la sortie de l'hiver 1994-95 se placent dans un contexte printanier très humide puisque les totaux mensuels des trois mois successifs de février, mars et avril 1995 sont tous très largement supérieurs aux valeurs moyennes calculées pour ces mois entre 1994 et 1998 : 111,7mm contre 48 en février, 34mm contre 12 en mars, et 149mm contre 84 en avril. Pour l'ensemble des événements printaniers apparaissant dans ce tableau, il faut de plus garder à l'esprit que les hausses de températures peuvent avoir eu une incidence essentielle dans le déclenchement de ces crues en ayant provoqué des apports massifs d'eau de fonte.

I.3.3. Le bassin de réception du torrent du Sauze

I.3.3.1. Délimitation géographique

En bordure occidentale du domaine skiable de Super-Sauze, le glissement de terrain étudié s'est développé dans le bassin de réception du torrent du Sauze qui a fait l'objet d'une cartographie géomorphologique détaillée à l'échelle du 1:10000ème (Figure I-11) et délimité comme suit :
- Au sud, la limite amont du bassin correspond à la crête sommitale du massif de Restefond entre les sommets du Chapeau de Gendarme (2685m) à l'ouest et du Brec Second (2596m) à l'est. Entre les deux, le col du Gyp (2448m) accessible par un sentier de randonnée permet l'accès à la vallée du Bachelard ;
- A l'est, la limite est pratiquement rectiligne sur 2000m entre le Brec Second et le pylône (Relais Télévision) implanté à 2148m d'altitude sur la crête d'interfluve séparant le vallon du Sauze de

celui de La Rente. C'est également sur ce replat correspondant à l'affleurement des Terres Noires sous les terrains charriés qu'arrivent les dernières remontées mécaniques desservant le domaine skiable de Super-Sauze. La ligne de partage des eaux se poursuit ensuite en plongeant légèrement en direction du torrent du Sauze, passant à une centaine de mètres à l'ouest des derniers immeubles de Super-Sauze par la borne géodésique placée à 1743m d'altitude à côté d'un autre relais hertzien ;

- Côté ouest, la limite du sous-bassin du Sauze est aussi celle de la commune d'Enchastrayes. Elle correspond là aussi à une crête d'interfluve descendant du Chapeau de Gendarme d'abord dans les roches dures allochtones, puis dans les Terres Noires, et qui sépare le vallon du Sauze des versants orientés vers le Bachelard ;
- Au nord, la limite a été fixée à la confluence entre le torrent principal descendant directement de La Goutta et le drain secondaire à écoulement spasmodique drainant le secteur des Roubines.

Les limites oro-hydrographiques ainsi fixées définissent le bassin de réception torrentiel au sein duquel l'éperon rocheux du Queiron (2301 m) tient une place particulière. Cette masse rocheuse imposante détachée de la crête principale à 600 m environ au nord-est du sommet du Chapeau de Gendarme se prolonge par une crête secondaire qui descend doucement dans les formations autochtones vers la Goutta et qui définit ainsi deux sous-unités morphologiques et hydrologiques bien distinctes dans le bassin de réception.

I.3.3.2. Le contexte litho-structural

Les crêtes sommitales présentent une structure lithologique complexe liée à leur origine allochtone : on retrouve en effet dans les reliefs du Chapeau de Gendarme et du Brec Second toute la diversité des formations charriées (Figure I-12) dont les calcaires et dolomies du Trias moyen briançonnais (Anisien et Ladinien) qui forment la plupart des escarpements rocheux majeurs du site, notamment la paroi sub-verticale de plusieurs dizaines de mètres de hauteur du Queiron. Le contact anormal entre formations autochtones et terrains charriés présente dans ce secteur un tracé très sinueux qui fait affleurer les Terres Noires à une altitude de presque 2300 m, ce qui constitue pratiquement la position la plus élevée dans l'ensemble du bassin de Barcelonnette (seuls les versants situés sous la Croix de l'Alpe, à l'est d'Enchastrayes, voient affleurer les marnes jurassiques à une altitude légèrement supérieure d'une centaine de mètres). Nous avons déjà expliqué la déformation anticlinale d'origine tectonique qui a déterminé cette configuration du soubassement autochtone sur le versant d'Enchastrayes. Ces roches locales, et notamment les Terres Noires ne sont en fait visibles que très rarement jusqu'à hauteur de la ligne de chevauchement des nappes car masquées par des formations de recouvrement d'origine glaciaire et périglaciaire. Lorsqu'elles ne sont pas ou plus protégées par ces dépôts quaternaires, les Terres Noires mises à nu subissent les effets de l'incision torrentielle par ravinement : les Roubines qui se sont développées sur une superficie d'environ 90 hectares (Figure I-11 & Figure I-12) dans le bassin de réception du torrent du Sauze témoignent de l'intensité de cette érosion linéaire régressive par les eaux de ruissellement.

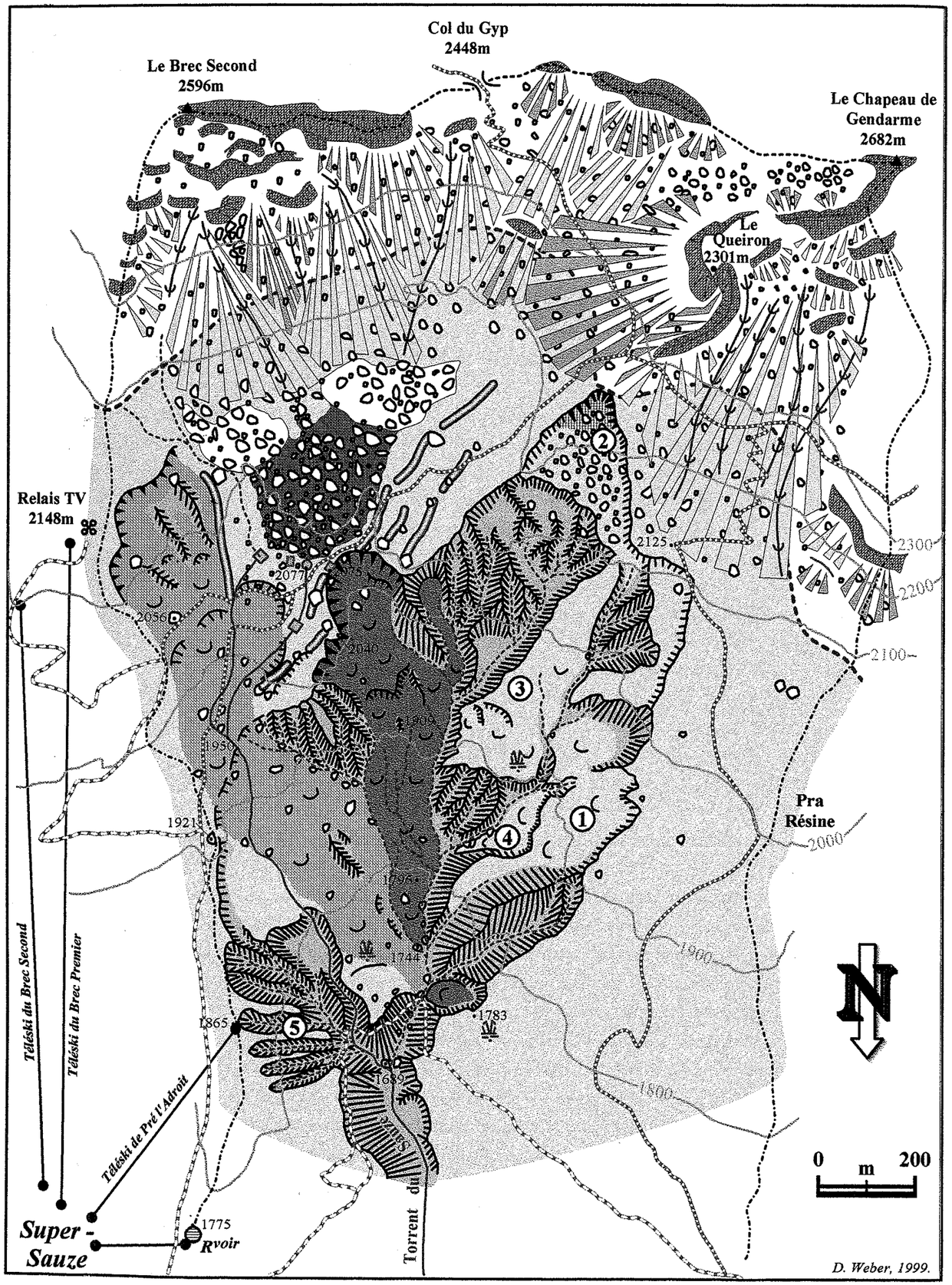
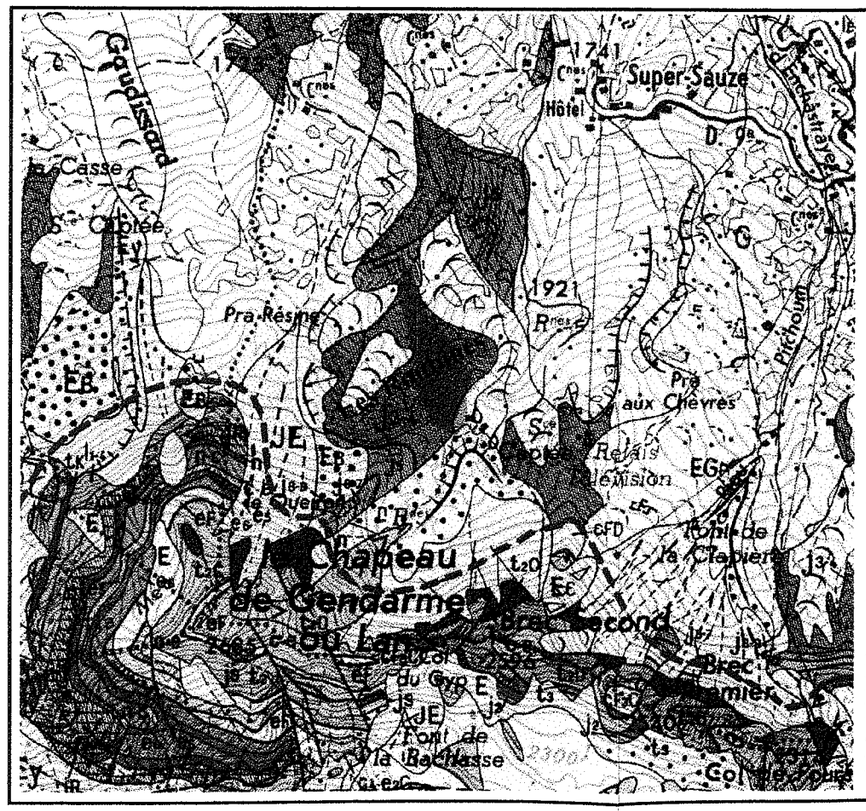


Figure I-11 : Carte géomorphologique du bassin de réception du torrent du Sauze

- contact anormal entre :
- roches allochtones charriées et soubassement autochtone callovo-oxfordien * argovien
- parois rocheuse
- glacier rocheux à lobes
- constructions morainiques (arcs, bourrelets)
- blocs rocheux (faciès allochtones)
- éboulis stabilisés / actifs
- débris flows
- ravinement dans les Terres Noires affleurantes
- Terres Noires remaniées (glissement-coulée)
- couverture morainique instable
- escarpement majeur
- escarpement mineur
- terrains instables
- réseau hydrographique permanent / intermittent
- source ◆ captage ⬭ réservoir sagnes
- limite du bassin
- chemin / sentier
- téléski • point coté ① point de repérage

N.B.: L'orientation de la carte avec le nord dirigé vers le bas de la page est volontaire, elle permet une meilleure lisibilité du paysage en rapport avec les images numériques présentées en seconde partie de thèse.



Extrait de la carte géologique Barcelonnette n°XXXV-39 (B.R.G.M., 1974).

▬▬ : contact anormal entre soubassement autochtone et formations charriées allochtones.

Les faciès autochtones présents dans la zone d'étude vont des Terres Noires callovo-oxfordiennes (j3-4) affleurant dans le secteur des roubines aux calcaires lités et marnes du Néocomien (n), alors que les divers faciès allochtones de schistes, flyschs, calcaires et grès formant les crêtes sommitales appartiennent aux unités subbriançonnaises et briançonnaises ainsi qu'aux nappes de l'autapie et du Parpaillon.
Le glissement-coulée étudié est figuré en rouge dans les Roubines.

Figure I-12 : La géologie du versant de Super-Sauze : la zone de chevauchement des nappes juste à l'amont des Roubines.

I.3.3.3. Le modelé glaciaire et périglaciaire

Les reliefs dominants du Queiron, du Chapeau de Gendarme et du Brec Second tels qu'ils ont été définis forment les murailles abruptes d'un cirque glaciaire ouvert plein nord vers la vallée de l'Ubaye : ce cirque fortement encaissé, en fauteuil, constitue la partie orientale du bassin de réception du torrent du Sauze.

L'ensemble des parois qui ferment le bassin à l'amont évoluent dans un domaine périglaciaire d'altitude qui se traduit par l'omniprésence d'éboulis et de chaos de blocs au dessus de 2150 m d'altitude. Dans le cirque même, sous le Brec Second, ces éboulis prennent la forme de cônes juxtaposés naissant au bas des multiples couloirs rocheux qui dissèquent ce massif très fracturé. Ces éboulis ne sont pas strictement de gravité mais généralement assistés par la neige, les échancrures du versant rocheux correspondant aussi à des couloirs d'avalanche. Entre les deux premiers cônes d'éboulis situés dans la partie Est du cirque, on note un chaos de blocs de plus grandes tailles correspondant à un écroulement en masse d'une paroi qui apparaît fortement fracturée. Certains éboulis sont colonisés par une végétation essentiellement herbacée, mais la conquête est également forestière, quelques mélèzes réussissant à se maintenir sur le cône le plus oriental (Photo I-15). On remarque que les éboulis se réduisent au fur et à mesure que l'on se rapproche du col du Gyp, la pelouse réussissant même à atteindre la ligne de crête en l'absence d'affleurement rocheux massifs. Le flanc ouest du cirque correspond en grande partie à la paroi sub-verticale très gélive du Queiron qui alimente un vaste éboulis ici disposé en tablier.

Plusieurs de ces éboulis, y compris ceux qui sont végétalisés, comportent en surface des traces fraîches de coulées qui prennent naissance au sommet des cônes pour les dévaler ensuite en mobilisant leurs débris superficiels non consolidés. Ces coulées constituées de matériel fin (sable, silt, argile) et plus grossier (graviers, gélifracts hétérométriques) mélangés à une certaine quantité d'eau se développent sur des pentes fortes supérieures à 30° (Photo I-16) ; Van Steijn (1994) rappelle que leur déclenchement est lié à des combinaisons d'intensités et de durées de précipitations de l'ordre de 40-50mm/h pendant 10 minutes ou d'environ 100mm/h pendant 5 minutes qui ne sont pas rares le long des lignes de crêtes de ces hautes montagnes méridionales. L'altitude des secteurs où naissent ces coulées (entre 2100 et 2800m) incite à penser qu'un environnement périglaciaire atténué est essentiel pour leur activité, ceci principalement par rapport à la production même des débris ; dans les montagnes ubayennes, l'isotherme 0°C en température annuelle moyenne se situe entre 2400m et 2500m d'altitude. Le mouvement lui-même résulte de la concentration des eaux de ruissellement de surface au pied des parois rocheuses échancrées, souvent dans un couloir rocheux qui est aussi un couloir d'avalanches (ces phénomènes se développent toutefois rarement en présence d'une couverture neigeuse). Dans les klippes qui jalonnent les crêtes méridionales du bassin de Barcelonnette, les affleurements rocheux présentent une hétérogénéité lithologique particulièrement importante et comportant notamment une alternance de roches dures et résistantes et de roches plus fragiles, altérées, fragmentées qui toutes deux produisent une grande quantité de débris.

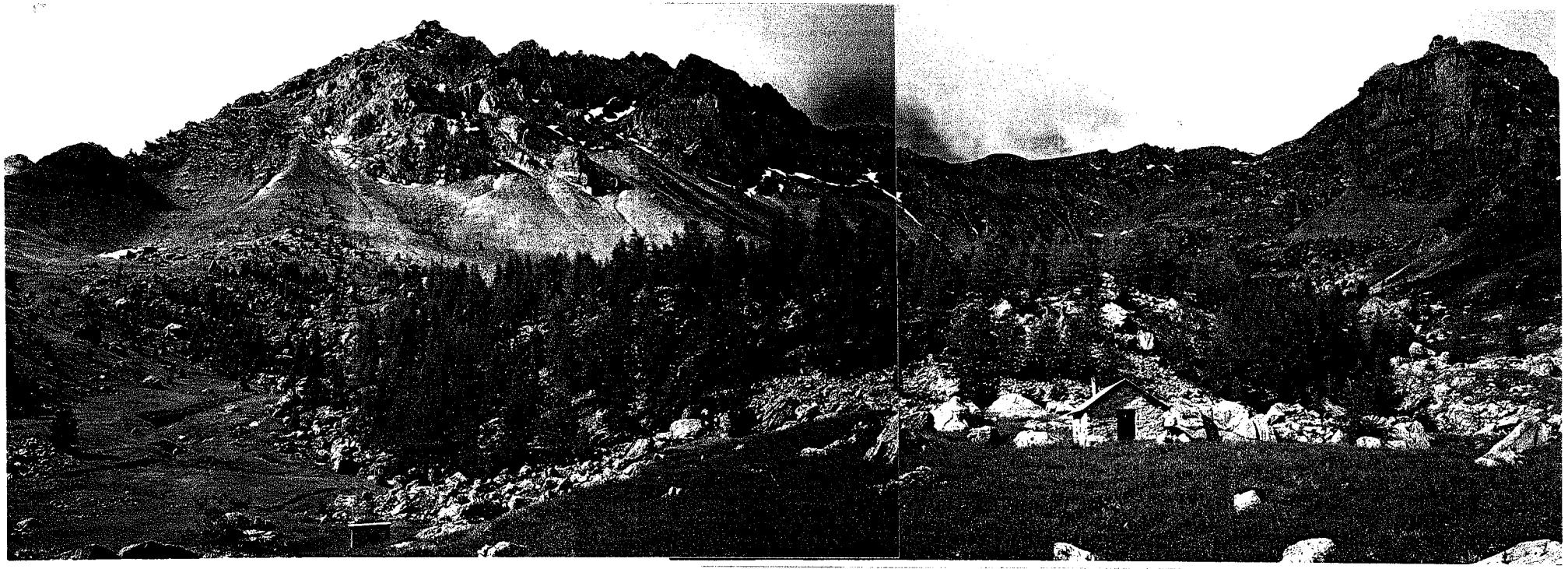


Photo I-15 : Vue frontale du glacier rocheux de la Goutta.
Au second plan, les éboulis et chaos de blocs au pied du Brec Second à l'est et de la paroi du Queiron à l'ouest.

Photo I-16 : Traces de *débris flows* sur cône d'éboulis.

Les parois calcaires très découpées des crêtes sommitales fournissent de grandes quantités débris hétérométriques : les plus fins forment au pied des

Une dernière caractéristique de ces coulées est qu'elles acquièrent rapidement une compétence et une vitesse élevées, de l'ordre de 2 à 3 m/s (van Steijn *et al.*, 1988), creusant alors un sillon généralement très linéaire de quelques dizaines de centimètres de profondeur et bordé de chaque côté par des levées latérales. Dans le secteur d'étude spécifique du Bachelard, la longueur totale de ces coulées s'échelonne entre 100 et 1300m, près de 70% d'entre elles mesurant entre 300 et 700 m (van Steijn, 1994). Dans le cirque de Super-Sauze, ces coulées ne peuvent prendre de telles ampleurs sur des cônes d'éboulis aux dimensions relativement modestes.

A l'ouest de la ligne de crête secondaire du Queiron, le versant nord du Chapeau de Gendarme est intégralement couvert de débris hétérométriques sur environ 500 m de large sur près de 600 m de long entre les niveaux altimétriques 2500 et 2100. Ces blocs et pierres, provenant aussi bien d'écroulements en masse que de phénomènes plus réguliers d'éboulisation viennent déborder sur les formations autochtones ; les ravines qui remontent progressivement le versant par érosion régressive déstabilisent alors ces blocs et les font chuter dans leur fond. Les avalanches neigeuses et les coulées de débris contribuent là aussi très largement à la remobilisation de l'ensemble de ces formations de pente détritiques. Quelques sillons tracés par de telles coulées sont nettement visibles sous le Chapeau de Gendarme depuis le fond de la vallée (photo couverture), atteignant sur ce long versant plan plusieurs centaines de mètres de longueur avec un sillon central et des levées latérales bien marquées. Le sentier de randonnée figurant encore sur la carte topographique au 1:25000ème entre le Queiron et Pra Résine n'existe pratiquement plus sur le terrain et la traversée de cette zone d'éboulis très active peut s'avérer dangereuse.

I.3.3.3.1. Le glacier rocheux de Super-Sauze

La plus remarquable des formes d'accumulation du secteur est le glacier rocheux qui occupe le fond du cirque sous la courbe altimétrique 2200m. (Photo I-15). Il s'y est développé sur des pentes beaucoup plus faibles (entre 15 et 20%) que celles des parois supérieures (dépassant le plus souvent les 80%) qui l'entourent. En constatant une colonisation forestière progressive de ce glacier rocheux au cours des 50 dernières années (cf. les images produites dans la seconde partie de thèse), on peut supposer que cette accumulation détritique offre des conditions favorables (de sol, d'humidité?...) apparemment inexistantes par ailleurs à de telles altitudes sur ce versant.

Le glacier rocheux du vallon du Sauze présente une morphologie caractéristique en lobes telle que définie par Evin (1987) : son allure générale en plan montre un lobe principal plus large que long, avec deux lobes "secondaires" de dimensions bien plus modestes qui se sont développés plus haut sur le versant. *"Ces lobes se sont développés là où l'espace n'était pas limité latéralement"* (Evin, 1987), en l'occurrence dans le fond évasé du cirque bordé par l'éperon du Queiron à l'ouest et la crête descendant du Brec Second à l'est. Le glacier rocheux de Super-Sauze apparaît dans ce contexte topographique comme un volume saillant avec une épaisseur apparente croissante d'amont vers l'aval : son talus frontal présentant un empilement anarchique de blocs hétérométriques accuse une bonne dizaine de mètres de hauteur avec une pente de 30 à 40°.

Dans la vision traditionnelle des glaciers rocheux (exprimée en I.1.2.2.2.), cette observation rejoint la notion de glacier rocheux à lobes multiples qui considère que des paquets d'âges différents peuvent venir recouvrir, au moins partiellement, les précédents, et que ces accumulations successives sont à mettre en relation avec les toutes dernières fluctuations glaciaires quaternaires. Toutefois, la position de ces deux lobes supérieurs situés exactement sous des éboulis correspond également parfaitement à la théorie de Jorda (1978) privilégiant l'origine périglaciaire (plutôt que "cataglaciaire") de ces constructions à blocs : le rôle des éboulis (assistés par la neige) dans l'alimentation de ces champs de blocs semble en effet indéniable d'un point de vue morphologique. C'est pourquoi, à l'image d'autres formes analogues observées dans les Alpes du sud, le glacier rocheux de Super-Sauze ne semble donc plus pouvoir être considéré comme une entité "entière et unique", mais comme une juxtaposition de deux types d'accumulations issus de mécanismes génétiques différents.

Ce glacier rocheux n'a cependant fait l'objet d'aucune investigation complémentaire (coupe de terrain, sondage de résistivité électrique, mesures topométriques) qui aurait permis de préciser sa structure interne ou son éventuelle déformation par fluage sur son substratum. Sur ce dernier point, l'observation régulière de fissures affectant au cours des dernières années une cabane implantée quelques mètres devant le glacier rocheux nous laisse penser qu'il s'agit plutôt là de phénomènes liés à la construction elle-même, érigée sans véritables fondations sur un empilement anarchique de blocs morainiques, qu'à une instabilité générale des terrains à mettre en relation avec une éventuelle avancée du glacier rocheux. Quant à sa structure interne, si l'on se réfère aux données disponibles pour d'autres formes similaires des Alpes du sud (Asti, Isola 2000, Vars... parmi les 266 étudiées par Evin (1987)), ce glacier rocheux de Super-Sauze est à classer parmi les glaciers rocheux anciens totalement dégelés. Ces accumulations détritiques mêlant blocs de grandes tailles et farine glaciaire concentrée en profondeur par lessivage n'en représentent pas moins de vastes aquifères et l'alimentation de sources par les glaciers rocheux est de ce fait une règle quasi générale (Evin, 1983). Ces sources de glaciers rocheux étant généralement permanentes au cours de l'année, même si certaines peuvent présenter un certain tarissement à la fin de l'été, divers utilisateurs (bergers, militaires, stations de ski) y opèrent souvent des captages.

Au pied du glacier rocheux de Super-Sauze, vers 2100 m d'altitude, jaillissent deux sources distantes d'une centaine de mètres : la plus importante, à l'ouest, dénommée source de La Goutta, naît au point le plus bas du glacier rocheux ; elle est partiellement captée une centaine de mètres plus bas. La seconde, à l'est, fait l'objet d'un captage immédiat et ne produit pratiquement aucun écoulement de surface. Les stations du Sauze et Super-Sauze bénéficient ainsi de ce double captage depuis le début des années 1970. A l'échelle humaine, ces sources de glaciers rocheux semblent garder un emplacement immuable, au moins pour ceux des étages forestiers et de la pelouse alpine : Evin (1983) cite celles de Vars (2100 m), de Marinet I (2535 m) et Marinet II (2600 m) dont les eaux jaillissent exactement sous le même bloc depuis 1951 pour la première et au moins 1957 pour les deux autres. Des informations similaires nous ont été rapportées par M. Bellon, résidant permanent de Super-Sauze, au sujet de La Goutta. Cette eau qui sourd au front

des glaciers rocheux, qu'ils soient actifs ou non, est celle collectée à l'amont dans les éboulis au pied des parois rocheuses qui constituent l'impluvium. Elle est en outre augmentée par la fonte saisonnière des névés plus ou moins pérennes et le cas échéant des glaciers encore présents à l'amont. Ainsi, *"puisque tous les glaciers rocheux actifs ou morts possèdent une source, en général, nous pouvons pratiquement affirmer qu'un glacier rocheux ne possède pas d'hydrologie propre mais ralentit, retient ou écoule de façon originale les eaux (météoriques et nivo-glaciaires) de l'impluvium situé à l'amont"* (Evin, 1983). Les eaux de La Goutta et de sa source voisine qui échappent aux captages se rejoignent environ 400 m à l'aval du glacier rocheux pour former le torrent du Sauze.

I.3.3.3.2. Les dépôts morainiques

De part et d'autre du glacier rocheux, plus ou moins parallèles à ses flancs externes, quelques vestiges de cordons morainiques latéraux témoignent des stades de retrait successifs du glacier local du Sauze. Deux accumulations de ce type sont nettement repérables entre le bord ouest du glacier rocheux et la crête descendant du Queiron, une troisième semble identifiable avec moins de certitude. Ces formes linéaires sont interrompues entre 2100 à 2060m d'altitude sur une longueur de 200m environ par l'escarpement principal du glissement de terrain des Roubines. Sur le côté est du vallon glaciaire, un cordon similaire, relativement bien conservé, apparaît en coupe au bord du sentier qui monte vers les crêtes ; son tracé rigoureusement parallèle au bord oriental actuel du glacier rocheux est observable sur les différentes photographies aériennes du site, surtout sur la plus ancienne de 1948 à cause de la végétation qui a progressivement colonisé ces versants au cours des dernières décennies. De même, en avant du talus frontal du glacier rocheux, une accumulation en forme d'arc convexe, fortement perturbée et reprise par des mouvements de terrain, pourrait correspondre à une moraine frontale. Ce schéma d'un glacier rocheux "emboîté" entre des moraines superficielles disposées en cordons ou arcs est un fait relativement fréquent dans l'ensemble des Alpes du sud (Evin, 1987).

En dehors de ces bourrelets d'accumulations morainiques "construites", un dépôt de fond recouvre de façon plus ou moins continue une grande partie du bassin de réception du Sauze (Figure I-11 & Figure I-12). Dans le prolongement du vallon occupé par le glacier rocheux notamment, un important lambeau de couverture morainique plonge vers le fond du ravin principal en marquant un virage prononcé vers l'ouest entre deux zones de ravinement. Ce "couloir morainique" (de 200m de large au maximum sous la courbe de niveau 1900) se distingue d'autant plus nettement dans le paysage qu'il est occupé par une forêt assez dense, essentiellement composée de mélèzes. Selon toute vraisemblance, cette moraine a été déposée par une langue glaciaire locale tardive rattachée au cirque du Brec Second et du Chapeau de Gendarme. A l'ouest des Roubines, les terrains de couverture morainique présents sur des épaisseurs plus faibles correspondent plus probablement à des dépôts plus anciens, la configuration des crêtes sommitales n'ayant pas permis l'englacement tardif de ce versant.

La moraine présente dans le périmètre d'étude de Super-Sauze recouvre directement les formations marneuses du Jurassique, sur des épaisseurs ne dépassant apparemment jamais une dizaine de mètres. Cette superposition de deux formations aux caractéristiques hydrogéologiques et mécaniques très différentes induit un plan de discontinuité majeur à l'origine de nombreuses instabilités de terrain. Celles-ci sont particulièrement manifestes sur le flanc Est du bassin de réception du torrent du Sauze où l'on observe divers signes d'activités récentes. Les observations morphologiques qui ont pu être faites dans ce secteur limité par le glacier rocheux et la Goutta à l'amont, les Roubines à l'ouest et la crête du pylône (relais TV) à l'est sont très instructives pour comprendre l'évolution d'ensemble du versant depuis la fin des dernières glaciations.

L'ensemble de ce versant forestier enserré entre deux secteurs de ravines présente en effet une morphologie caractéristique de zone instable avec de multiples bossellements et creux. Ces derniers révèlent généralement au printemps des zones humides (des sagnes) au sein desquelles se développe une végétation hydromorphe, alors que sur certaines bosses les arbres ont du mal à se maintenir. Les nombreux mélèzes présentant des troncs inclinés ou tordus illustrent l'influence de l'instabilité du sol sur leur croissance. Cette topographie chaotique et irrégulière de versant instable commande directement l'écoulement du torrent du Sauze : profitant notamment d'une rupture de pente majeure autour de 1900m d'altitude, celui-ci traverse progressivement ce couloir de terrains glaciaires de son bord gauche vers son flanc droit.

Les instabilités superficielles qui affectent ce versant mobilisent sa couverture morainique par une combinaison de processus variés : lessivage des fines par ruissellement, chutes et roulements des blocs les plus importants, petits glissements et coulées superficiels en masse... Cette mobilisation de la moraine conduit à une exhumation progressive des Terres Noires sous-jacentes. La paléo-topographie préexistante (donc fossilisée) ainsi mise à jour montre une succession de crêtes et de vallons dont la disposition correspond parfaitement à celle des ravines en activité quelques centaines de mètres à l'ouest, mais avec des formes bien plus douces et arrondies que les morphologies aiguës des Roubines actuelles : les interfluves sont émoussées et les creux encombrés par la moraine beaucoup plus larges et évasés. Ce modelé qui canalise les déplacements des matériaux morainiques mobilisés est surtout visible au-dessus de 2000m depuis le sentier montant vers la Goutta (Photo I-17). Un peu plus bas, juste au-dessus de la cote 1800, un autre affleurement de Terres Noires s'incisant en ravine se remarque également par l'interruption du couvert forestier sur le versant.

Ces observations laissent penser que le recouvrement glaciaire s'est opéré sur un soubassement autochtone déjà érodé et dont le façonnement s'est ensuite poursuivi sous la glace. Depuis la disparition des dernières glaces, l'érosion de cette moraine est fonction de trois paramètres principaux : la force érosive des écoulements de surface, l'épaisseur de la moraine elle-même, et la topographie (dont la pente générale du versant) du substrat marneux sous-jacents. Cette mobilisation de la moraine et donc cette exhumation des Terres Noires s'opèrent de manière rétrogressive, le processus de déclenchement initial étant l'incision du versant par le torrent du Sauze. Des phénomènes identiques d'érosion de la moraine sont visibles dans plusieurs roubines actives du site : les particules les plus fines étant rapidement emportées par les eaux de

ruissellement, seuls subsistent dans ces couloirs marneux étroits et raides les débris morainiques les plus conséquents (Photo I-18).

Les amas de moraine remaniée accumulés dans les creux marneux les plus importants (en largeur comme en longueur) présentent en plusieurs endroits des rides ou levées latérales semblables à celles décrites pour d'autres types de mouvements de terrains (Corominas, 1994). S'appuyant sur de nombreuses références bibliographiques, cet auteur rappelle que l'origine de ces morphologies caractéristiques est controversée et que divers mécanismes ont été avancés pour expliquer leur genèse. Dans le cas de la couverture morainique instable sur le soubassement marneux du versant du Sauze, les matériaux accumulés sont assimilables à des coulées de débris hétérogènes allant de la farine glaciaire jusqu'aux blocs de plusieurs mètres cubes pour les plus importants. L'observations des levées latérales laisse penser qu'il s'agit là en partie de reliefs "résiduels" résultant de l'affaissement de la partie centrale de ces coulées par effet de soutirage de leurs fines. Ce lessivage se fait logiquement dans l'axe central des coulées, c'est-à-dire au-dessus des talwegs marneux fossilisés qui concentrent les écoulements de sub-surface. Cette hypothèse est corroborée par l'observation de la granulométrie grossière des accumulations dans les talwegs par rapport aux flancs. D'autres processus comme l'abandon des débris vers l'extérieur de la coulée lors du mouvement en liaison avec une vitesse d'écoulement plus grande dans l'axe médian contribuent également à la formation de ces rides latérales. Ces différences de dynamisme et d'activité sont particulièrement révélées par les arbres, ceux situés dans les creux étant généralement plus jeunes et plus tordus que ceux installés sur les interfluves, plus stables (Photo I-17.

I.3.3.4. Les Roubines

Sous les formations allochtones qui forment les crêtes et les terrains morainiques qui recouvrent encore une grande partie des versants, les formations autochtones à l'affleurement occupent une place prépondérante dans ce bassin de réception du torrent du Sauze : entre 1700 et 2150 mètres d'altitude s'y est développé un réseau complexe de ravines profondes disposées "radialement" autour du thalweg central selon une organisation dite en "patte d'oie". Ces roubines forment un vaste amphithéâtre évidé qui constitue une entité géomorphologique mais aussi hydrologique particulière dans le bassin de réception du Sauze : en plus des précipitations qui y tombent directement et qui sont évacuées dans des délais brefs par ruissellements superficiels, ces Roubines sont alimentées par divers écoulements en provenance des versants avoisinants ; les écoulements de l'ensemble du sous-bassin situé à l'ouest du Queiron et une partie de ceux issus des terrains glaciaires situés à l'est, constitués notamment d'importantes d'eaux de fonte printanières, y transitent très rapidement par de nombreux drains temporaires vers le talweg principal.

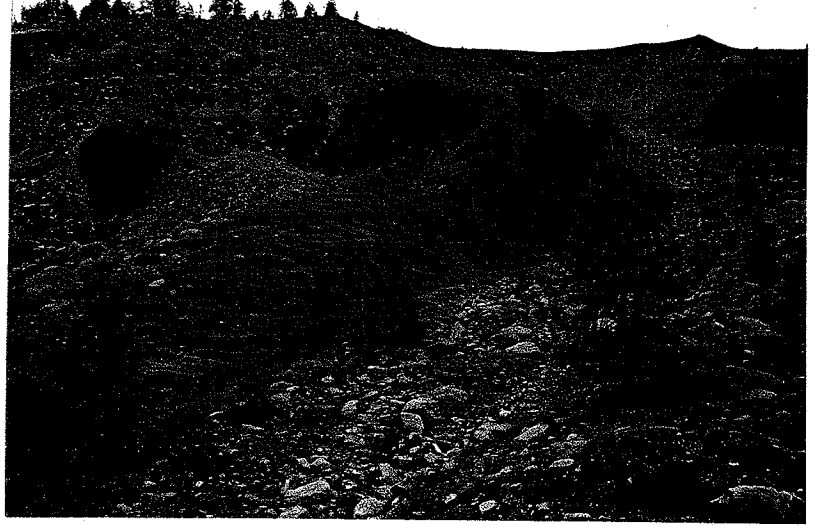
Ce ruissellement concentré entretient une érosion très active qui entaille continuellement le soubassement marneux. Descroix (1994), dans un travail consacré à l'érosion actuelle dans la partie occidentale des Alpes du sud, estime que l'épaisseur de la tranche érodée est de l'ordre de 0,5 à 1cm/an dans ces badlands des Terres Noires du Jurassique, remarquant en outre que deux

facteurs principaux jouent un rôle dans la variabilité de cette ablation, l'exposition et l'opposition entre la pente et le pendage des affleurements de marnes nues. Des mesures identiques effectuées dans les ravines de Super-Sauze à l'aide de piquets gradués enfoncés à la masse dans des marnes en place ont permis d'établir entre le 17/08/91 et le 01/10/97 un taux d'ablation moyen de l'ordre de 1,6cm/an sur une crête de ravine et de 1,1cm/an dans la partie inférieure d'un flanc de cette même ravine. Emettant également des hypothèses sur la datation des ravinements sud-alpins, Descroix (1994) considère que les grands secteurs ravinés de plusieurs dizaines de mètres de profondeur par endroits, comme celui de Super-Sauze, sont certainement une conséquence des phases de croissance démographique (et de destruction du couvert végétal) du néolithique et peut-être de l'époque romaine ou médiévale ("optimum" du XII^{ème} siècle), alors que Jorda (1985) écrit pour sa part que "*la montagne sud-alpine a toujours conservé, en fonction de ses particularités orographiques, lithologiques et édaphiques, des espaces non boisés ou abandonnés à la roche et au ravinement*".

Le glissement-coulée étudié s'est développé sur le flanc sud-est de ces roubines. leur disposition et leur rôle par rapport au mouvement de terrain seront analysés en détail au moment de la reconstitution historique de l'évolution géomorphologique du site en seconde partie de thèse. Les informations tectoniques données par la carte géologique et sa notice (B.R.G.M., 1974) permettent d'ores et déjà d'évoquer l'existence probable d'une faille traversant ce versant de Super-Sauze et le secteur des Roubines selon la direction dominante N160°, c'est-à-dire dans le prolongement de la zone de fracturation très marquée du Col de Fours et des Brecs.

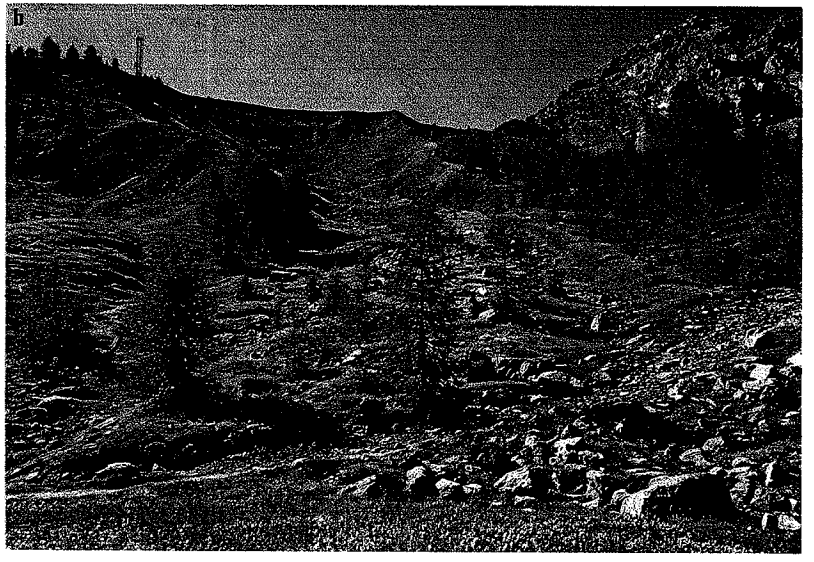
Dans la partie ouest du secteur des Roubines, plusieurs autres mouvements de terrain, anciens ou récents, aux limites souvent incertaines ont été repérés (point d'identification ① sur la carte géomorphologique) : Ces instabilités entretenues ou reprises par les incisions torrentielles bouleversent régulièrement le réseau d'écoulements intermittents sur ce versant. Elles contribuent également, vers l'amont, à faire reculer les limites de la forêt domaniale de Barcelonnette déjà largement entamée.

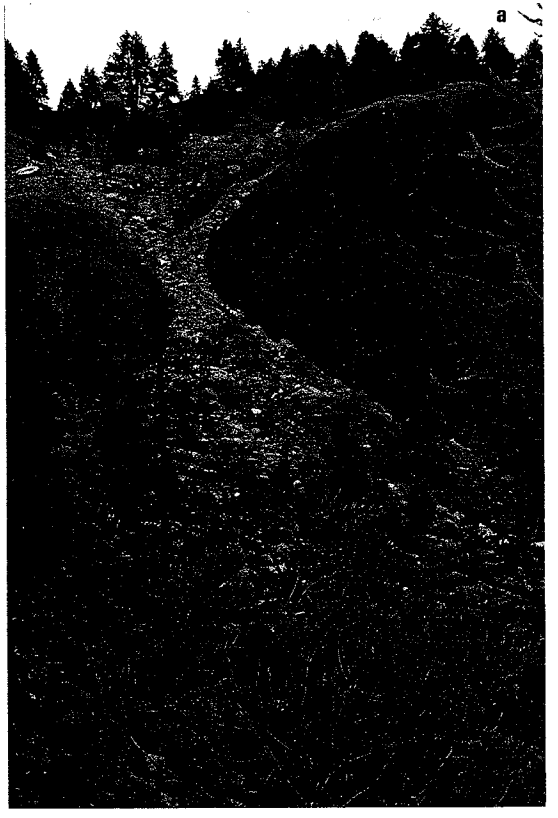
A la limite d'affleurement supérieure des formations autochtones, sous la crête du Queiron, un chaos de blocs (②) consécutif à un écroulement d'une portion de cette crête vient déborder sur la rupture de pente correspondant à l'incision des ravines les plus hautes. Cet écroulement rocheux concerne les affleurements très réduits de calcaires à silex (Tithonique : j_{8-9}) et calcaires lités et marnes du Néocomien (n) qui sont encore des roches autochtones présentes ici jusqu'à pratiquement 2300 m d'altitude. Plusieurs de ces blocs sont déjà tombés dans les roubines et encombrent leur fond.

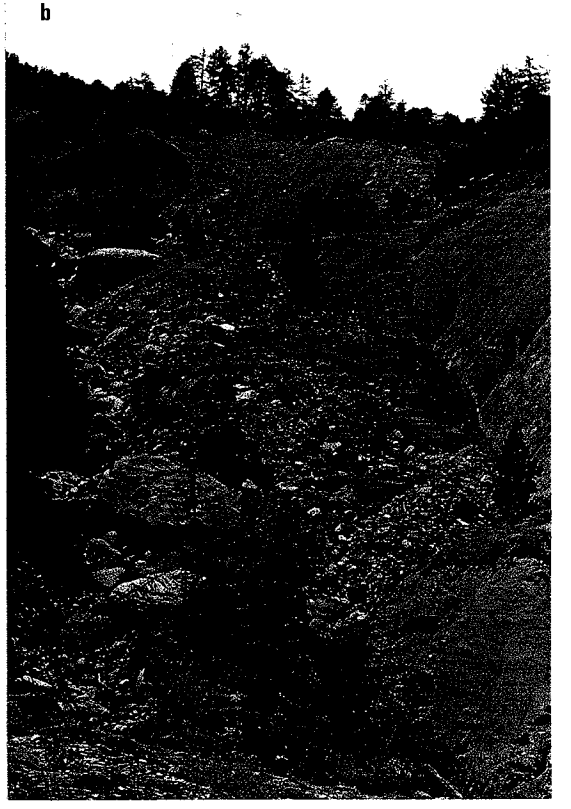


Photos I-18 (a,b) : Accumulations de matériaux morainiques instables dans les roubines (ci-dessous).
a : à l'est du glissement-coulée.
b : à l'ouest du glissement-coulée (secteur 4 de la figure I-11, photographié depuis le replat inférieur)

Photos II-17 (a,b,c) : Instabilité de la couverture morainique dans le vallon glaciaire de la Goutta (à l'est des Roubines).
L'érosion de la moraine par les écoulements de surface et subsurface et sa mobilisation par phénomènes divers entraînent une mise à nu progressive des Terres Noires sous-jacentes (a). La topographie en creux de ces dernières guident les déplacements des matériaux glaciaires (b). L'état de la végétation herbacée et arborée (taille et âge des arbres, courbures des troncs) est particulièrement révélatrice de ces instabilités.







A l'ouest du thalweg central subsiste une zone de pâturages qui souligne une légère ligne de crête orientée nord-sud (③). Les deux bords de cet espace non raviné de prairies et bosquets d'arbres isolés sont longés par des torrents intermittents fortement encaissés par endroits et qui affouillent les Terres Noires. Ces terrains étagés entre 1900 et 2050 m d'altitude présentent une succession de bossellements et de dépressions humides aux formes douces et arrondies ; ces morphologies estompées sont interprétées comme un ensemble de glissements anciens plus ou moins emboîtés et juxtaposés qui se sont développés de part et d'autre de cette crête. En partie haute, les prés disparaissent complètement au profit de deux bandes forestières étroites qui remontent au contact des ravines supérieures et qui semblent vouloir se raccorder aux arbres encore présents au dessus de la rupture de pente qui marque le contact des Terres Noires avec les formations charriées ; ces groupements végétaux étaient-ils reliés à une certaine époque avant d'être divisés par le ravinement ? C'est ce que suggèrent les photographies aériennes du site mais rien ne permet de l'affirmer avec certitude.

Un peu plus bas, c'est une coulée plus récente incluant de nombreux blocs morainiques qui comble sur une vingtaine de mètres de large le creux entre deux ravines orientées vers le fond du thalweg principal (④) ; cette coulée se termine vers 1800 m d'altitude sur le flanc gauche du glissement principal étudié. Le filet d'eau qui s'écoule épisodiquement sur son bord droit la vide progressivement de ses fines et seuls subsistent les blocs rocheux qui s'empilent en se bloquant mutuellement. Le pied de cette coulée apparaît stable à l'heure actuelle comme l'atteste un groupe de mélèzes aux troncs bien droits (Photo I-18).

A l'extérieur du secteur des roubines *stricto sensu*, un autre secteur de ravinement se développe plus bas entre 1700 et 1870 m d'altitude sur le flanc droit du ravin du Sauze (⑤) ; il s'agit d'une série d'une demi douzaine de ravines parallèles qui incisent un versant herbeux en pente forte situé au dessus du chemin du Gaudissard, à l'endroit où celui-ci franchit le drain principal du torrent du Sauze. La formation lithologique concernée ici est celle de l'Argovien (j_5) constituée sur 40 à 50m d'épaisseur de marnes noires chargées en bancs de 20 à 30 cm de calcaires argileux (Figure I-12). Ces bancs résistants se distinguent d'ailleurs parfaitement sur le versant où ils affleurent en léger contre-pendage (dans une structure anticlinale déversée) et forment dans le profil longitudinal de chacune des ravines de multiples petits ressauts structuraux.

"On ne peut pas calculer la probabilité d'un événement si l'on ne sait pas comment il se produit"

H. Reeves, "Poussières d'étoiles", 1994.

"Si nombre de géographes se laissent tenter par la magie des chiffres et le travail en salle, le géomorphologue reste (avant tout) un homme de terrain. Il sait lire les paysages et les photos aériennes, il sait analyser avec finesse les processus..."

M. Côte,
"Le géomorphologue, le technicien et le paysan", 1993.

Deuxième partie :

L'évolution géomorphologique du glissement-coulée

Une des définitions les plus courantes de la géomorphologie que l'on peut trouver dans les dictionnaires la décrit comme "l'étude des formes et de l'évolution du relief terrestre". La seconde partie de thèse dans son ensemble est entièrement centrée sur ce double aspect des études géomorphologiques permettant de comprendre la genèse et le fonctionnement du glissement-coulée de Super-Sauze dans le but d'en prévoir l'évolution future. En matière de prévision et de prévention des mouvements de terrains, comme pour beaucoup d'autres phénomènes naturels d'ailleurs, cette préoccupation est résumée par une formule qui rejoint celle de l'astrophysicien H. Reeves citée en préambule, "*le passé et le présent sont les clefs de l'avenir*" (Flageollet, 1988).

L'historique du site instable des Roubines est appréhendé à l'aide de photographies aériennes anciennes qui permettent dans un premier temps de reconstituer son évolution morphologique au cours des 50 dernières années (II.1.). L'analyse et la description morphologiques approfondies du glissement-coulée tel qu'il se présente actuellement permettent ensuite à travers différentes techniques d'auscultation *"in situ"* d'expliquer pourquoi et comment il s'est initié et développé (II.2.). Dans un contexte lithologique particulier qui est celui des Terres Noires callovo-oxfordiennes du sud-est de la France, cette interprétation morphologique insiste particulièrement sur l'influence de la configuration structurale du massif marneux dans le déclenchement de ce mouvement de terrain, puis sur les caractéristiques intrinsèques du faciès qui expliquent le comportement des matériaux déplacés.

II.1. Les étapes du développement d'après photographies aériennes.

Pour reconstituer l'histoire ou plutôt l'historique d'un mouvement de terrain ou d'un versant instable, les géomorphologues disposent de deux types d'archives que l'on peut désigner respectivement par archives "anthropiques", c'est-à-dire l'ensemble des documents anciens au sens le plus large (écrits, cartes, photographies...), et par archives "naturelles", directement fournies par le terrain (Martin, 1996) : ces dernières, exploitées entre autres par les domaines d'études de la palynologie (Cendrero et al., 1994), de la dendrochronologie (Schroder, 1978 ; Braam *et al.*, 1987a&b ; Weiss, 1988 ; Moya *et al.*, 1992 ; Fantucci et McCord, 1996), de la lichenométrie (Innes, 1983a) ou encore des datations au carbone 14 (Corominas et al., 1994a), permettent de remonter beaucoup plus loin dans le temps, les témoignages anthropiques n'étant eux réellement significatifs qu'à partir du moyen-âge. Schoeneich (1991) et Corominas *et al.* (1994b) dressent un inventaire complet de ces techniques de datation des glissements de terrains à partir des archives naturelles en illustrant leurs propos de divers exemples réels.

Dans le cas précis du site de Super-Sauze pour lequel la plupart de ces sources d'informations aussi bien anthropiques que naturelles se révèlent sans intérêt (chapitre II.1.1.) compte tenu du développement très récent (quelques dizaines d'années) du mouvement de terrain étudié et de sa localisation dans un secteur d'altitude exempt d'activités anthropiques, la démarche de reconstitution de son évolution repose essentiellement sur l'exploitation de photographies aériennes. Celles-ci ont fait l'objet d'un traitement photogrammétrique numérique (chapitre II.1.2.) qui permet de définir les principales étapes et processus du développement morphologique de ce versant instable (chapitre II.1.3.). L'évolution géomorphologique ainsi révélée est finalement mise en correspondance avec les conditions climatologiques enregistrées dans le bassin de Barcelonnette au cours du XX^{ème} siècle (chapitre II.1.4.).

II.1.1. Les méthodes traditionnelles d'analyses historiques

II.1.1.1. Les témoignages écrits et oraux

Les comptes-rendus administratifs, délibérations de conseils municipaux, rapports techniques, chroniques historiques, journaux d'information, voire même les textes littéraires, sont autant de documents susceptibles de contenir des témoignages sur l'histoire géologique ou géomorphologique d'une région ou d'un site particulier (Vogt, 1973). Dans l'étude de mouvements de terrain, Ballais *et al.* (1984) dans le Calvados, Fanthou et Kaiser (1990) en Savoie, Fanthou et Gambier (1991) dans les Hautes-Alpes, Pigeon (1991, 1992) dans les Alpes du nord, Kayser (1991) au Luxembourg, Guzzetti (1994) ou Govi et Turitto (1994) en Italie, Brunsden et Ibsen (1994) en Grande-Bretagne, Martin (1994, 1996) sur la commune de Vars, ont tous largement exploité ce type d'archives.

Dans le bassin de Barcelonnette, Amiot et Nexon (1995) ont réalisé de la même manière un important travail de dépouillement des archives locales, départementales et régionales pour aboutir à un inventaire des aléas survenus dans six communes du bassin (Barcelonnette, Enchastrayes, Faucon, Jausiers, Saint-Pons et Les Thuiles) depuis 1850. Ces recherches, dont certains résultats ont déjà été évoqués dans la première partie de ce travail, n'ont malheureusement pas permis d'obtenir d'informations spécifiques sur le mouvement de terrain de Super-Sauze. En effet, du fait de sa localisation dans une zone de pâturages ne comportant pas d'infrastructures anthropiques particulières, où il ne cause donc pas de désagréments spécifiques sur la vie quotidienne des habitants, il est très rarement fait mention du secteur des Roubines dans les divers documents consultés. Un seul événement, parmi les près de 1500 recensés au cours de ces travaux, pourrait se rapporter au secteur étudié: il apparaît dans la base de données informatisée qui a été constituée comme un *"éboulement survenu au Sauze dans le quartier de la Goutta au cours du printemps 1960"*, mais cette information est trop imprécise pour savoir s'il s'agit effectivement d'un événement lié au mouvement de terrain étudié. En général, lorsqu'il est question du ravin ou du torrent du Sauze, c'est pour faire part de ses crues et débordements et de leurs conséquences sur ses berges ou les chemins qui le traversent (Arnaud, 1895, 1906 ; Lecarpentier, 1963).

Il n'est donc guère possible de reconstituer l'évolution de ce glissement à travers des témoignages, qu'ils soient écrits ou même oraux. Monsieur Bellon, qualifié de "mémoire vivante du village d'Enchastrayes", a certes pu nous fournir oralement des renseignements sur l'évolution des versants de la commune, en relation notamment avec le développement de la station de Super-Sauze où il est l'un des rares habitants permanents, mais pas d'indications très précises sur l'évolution géomorphologique du glissement de la Goutta lui-même. De ses excursions en montagne d'avant la guerre de 39, il se souvient que "*le versant situé sous la source était assez régulier* (sa pente) *et les animaux y trouvaient encore de l'herbe. C'était un coin agréable avec un point d'eau*" précise-t-il non sans une certaine nostalgie "*où les bergers avaient construit un ou deux abris et même un petit enclos pour y regrouper les bêtes pendant la nuit*" (les vestiges de ces murets de pierres sèches construits avec les matériaux trouvés en abondance sur place restent encore visibles actuellement sous les ruines de la cabane la plus proche de la source). Sans pouvoir les localiser précisément dans le temps, M. Bellon décrit ensuite une accélération et une aggravation des instabilités *"du côté des Roubines. Mais vous savez, ici ça bouge tout le temps dans tous les coins et on ne fait plus vraiment attention* [...] *surtout là-haut où les roubines font partie du paysage depuis toujours..."*[1]. L'explication avancée reste cependant toujours la même : *"C'est l'eau qui ronge la montagne : quand des poches d'eau se forment et crèvent brusquement elles emportent les terrains par paquets entiers..."* (il s'agit là des phénomènes de glissements et

[1] Surell (1841) écrivait à ce sujet que "*le montagnard s'accoutume à voir son patrimoine dévoré par les divers accidents inséparables du sol de son pays*" et que "[..] *ce sentiment d'indifférence démontre que le mal est considéré comme une sorte de loi nécessaire...*".

coulées), "... *et quand les ruisseaux arrivent dans les Terres Noires et y creusent des roubines, les terrains sont perdus...*" (sous-entendu pour l'agriculture : ce sont là les phénomènes de ravinement largement répandus dans l'ensemble du bassin de Barcelonnette).

II.1.1.2. Les cartes topographiques

La comparaison de plans ou cartes topographiques d'époques différentes établis à grande échelle donne une image globale de la déformation de la surface du sol entre deux relevés, permettant notamment de mettre en évidence les déplacements de diverses lignes naturelles du terrain (crêtes, thalwegs, changements de pente, couronnes d'arrachement, cours d'eau...), ou encore d'évaluer le volume de terre déplacé lors d'un glissement ou emporté par érosion torrentielle (EPFL, 1985). Dal'Olio *et al.* (1988), par exemple, ont ainsi reconstitué l'évolution morphologique du glissement de Tessina dans les Préalpes orientales italiennes à l'aide de cinq cartes topographiques établies entre 1948 et 1980. La condition première de mise en oeuvre de cette méthode est l'existence même de documents suffisamment précis, détaillés et lisibles pour pouvoir être exploités efficacement ; les cartographies des zones de hautes montagnes, du fait de la moindre importance économique de ces secteurs mais également à cause de la difficulté de la tâche, sont rarement réactualisées.

Pour le site de Super-Sauze, la carte au 1:25000ème commercialisée actuellement a été dessinée d'après les levés photogrammétriques, complétés sur le terrain, de 1956 et révisée en 1980 et 1989. Ne disposant pas du fond original de 1956, il n'est pas possible de connaître les éventuelles modifications apportées depuis cette date. Le fond topographique au 1:10000ème disponible par ailleurs auprès de l'I.G.N. n'est en fait qu'un agrandissement du précédent. Trois cartes topographiques anciennes couvrant le site d'étude ont pu être retrouvées en complément de cette référence actuelle : la plus ancienne a été dressée en 1896 au 1/50000ème, les deux autres, à l'échelle du 1/20000ème datent respectivement de 1898 et 1930. Antérieures au mouvement de masse étudié et n'apportant donc pas de réelles informations à son sujet, ces cartes n'auraient de toute façon pas permis, compte tenu de leurs échelles, de réaliser des comparaisons fructueuses pour un glissement de la taille de celui de Super-Sauze.

Ces représentations cartographiques permettent tout de même de faire quelques observations intéressantes sur la topographie d'ensemble du versant du Sauze, notamment à travers quelques différences intervenues entre les éditions successives (Figure II-1). On remarque ainsi :

- que le secteur de ravinement des Roubines s'était déjà largement développé à la fin du XIX^{ème} siècle et que le recul de la limite amont de ces ravines et leur extension latérale se font aussi bien vers le sud-ouest que vers le nord-est : En 1898 et 1930, la rupture de pente majeure est située à

une altitude maximale de 2100m sous l'éperon rocheux du Queiron, en 1956 elle a atteint la courbe de niveau 2150, soit un recul en distance horizontale supérieur à une centaine de mètres ;

- les dimensions, formes et positions variables de l'accumulation de blocs formant précisément ce glacier rocheux : si les blocs étaient bien représentés en 1930, les courbes de niveau ne rendaient pas du tout compte à cette époque d'une accumulation dans le fond de cirque, alors que sur l'édition actuelle le tracé et l'irrégularité de la courbe 2100 par exemple montrent parfaitement la caractère chaotique et le volume de cette accumulation de blocs ;

- les modifications de tracés de la plupart des courbes de niveau, aussi bien dans le secteur des roubines que dans le cirque glaciaire délimité à l'amont par les reliefs du Chapeau de Gendarme et de Brec Second. La position de la cabane figurée dans ce secteur sur les deux cartes les plus récentes est particulièrement instructive : en 1930, elle est représentée entre 2060 et 2070m d'altitude à une soixantaine de mètres de l'escarpement des Roubines coupé presque perpendiculairement par ces deux courbes de niveau, alors que sur la carte actuelle, elle est située légèrement au-dessus de la courbe 2070 qui marque le haut des Roubines en dessinant un arc de cercle ouvert vers le nord-ouest (voir les extraits agrandis sur la Figure II-1). Au delà de l'élévation d'altitude qui semble difficile à expliquer d'un point de vue morphologique mais plutôt attribuable au dessin cartographique en lui-même, c'est surtout le changement de direction radical des courbes de niveau qui est instructif : ces nouveaux tracés montrent nettement le recul vers le sud-est de l'escarpement principal des Roubines en direction de cette cabane et du glacier rocheux situé juste derrière ; vers le sud également, sous l'éperon rocheux du Queiron, la rupture de pente induite par les ravinements a gagné une cinquantaine de mètres en altitude vers l'amont ;

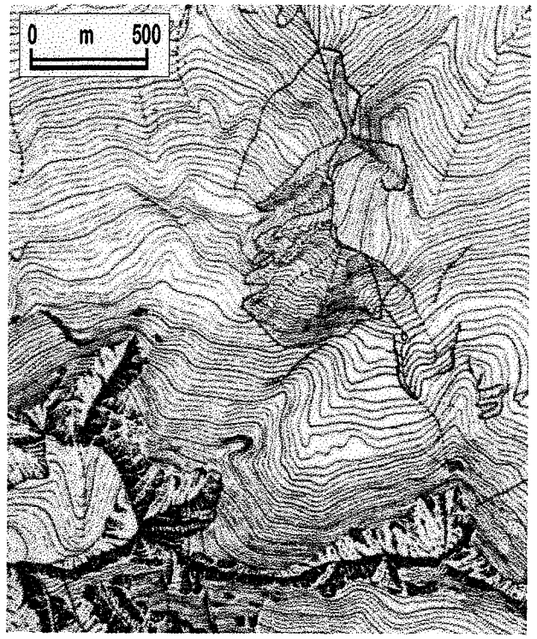
- les nombreux changements intervenus sur le réseau hydrographique entre les deux dernières cartes : jusqu'en 1930 au moins, les écoulements se font directement dans les pentes abruptes des Roubines selon une direction dominante nord-ouest. Sur la carte actuelle, les deux sources jaillissant au pied du glacier rocheux alimentent des drains qui s'écoulent désormais plein nord, celui alimenté par la source de la Goutta coulant même vers le nord-nord-est pour rejoindre le premier sur la courbe altimétrique 1950. Ces modifications des écoulements au pied du glacier rocheux sont liées aux bouleversements morphologiques importants qui ont affecté ce versant morainique entre les Roubines à l'ouest et le pré aux chèvres à l'est. Les courbes de niveau remontant nettement dans le versant sous forme de demi-cercles concentriques laissent penser qu'il s'agit d'un mouvement de terrain de type glissement qui s'est développé aux dépens des formations détritiques glaciaires. Par son nouveau tracé induit par ces instabilités, le torrent du Sauze (formé des eaux qui échappent aux captages) contourne désormais les Roubines par l'est. On suppose que son débit annuel moyen est également moindre depuis qu'ont été réalisés les travaux de captage au cours des années 1960-70. Dans tout ce secteur, la situation actuelle observée sur le terrain ne correspond plus guère à la cartographie en vigueur : le recul des

instabilités qui s'est poursuivi vers l'amont se traduit par un raidissement des pentes entre 2000 et 2050m d'altitude sous le glacier rocheux, et un écoulement quasi permanent s'est mis en place sur le flanc ouest de la zone des instabilités ; ce drain peut précisément être localisé sur la carte topographique de 1956 entre la lettre terminale "s" du mot "Roubines" et la référence altimétrique en rouge de la courbe de niveau "1900".

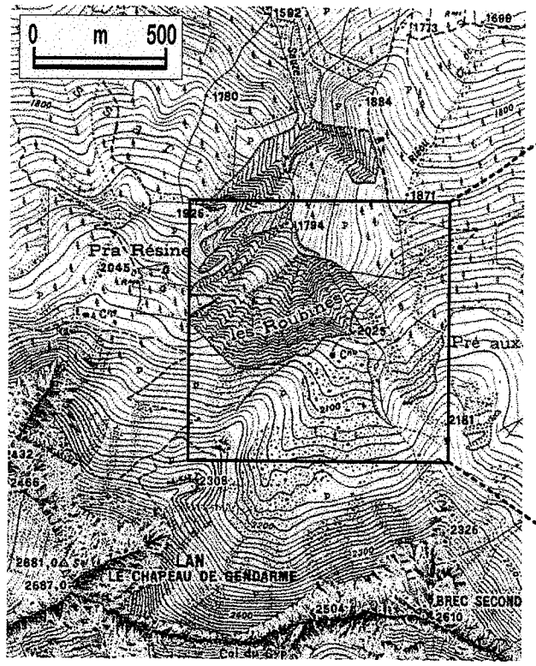
- les modifications affectant l'altimétrie de plusieurs points cotés : entre 1898 et 1930, tous les points cotés gardent la même altitude à l'exception de la borne du Chapeau de Gendarme : la différence est telle entre les 2681,0m d'altitude de la borne notée "S^{al}"[1] en 1930 (tout près du vrai sommet figurant à 2687,0m sur les deux cartes) et le chiffre de 2572,0m apparaissant à proximité de la même borne en 1898 qu'il ne peut s'agir que d'une maladresse de représentation sur cette carte la plus ancienne : cette valeur concerne probablement un autre point situé plus à l'ouest sous la paroi rocheuse mais qui n'apparaît pas sur le dessin. Entre 1930 et 1956, les différences constatées sont tellement importantes qu'elles ne semblent pouvoir s'expliquer que par le fait que la très grande majorité des points cotés ne sont plus les mêmes sur le terrain entre les deux dates. Même la baisse de deux mètres seulement (de 2687,0 à 2685) du sommet du Chapeau de Gendarme, qui est le plus petit écart constaté sur les points des crêtes sommitales, ne peut être imputable aux seules différences entre le réseau de nivellement "Système IGN 69" établi entre 1962 et 1969 et le réseau Lallemand (valeurs N.G.F. du Nivellement Général de la France) établi entre 1884 et 1892. Charlot & Hottier (1979) et Le Rhun (1982) considèrent d'ailleurs à cet égard que le nivellement IGN 69 est de moins bonne qualité que celui du siècle dernier. Les calculs les plus récents de 1981 revoient encore à la baisse cette altitude du Chapeau de Gendarme puisqu'ils fixent son altitude maximale (celle du repère implanté sur le sommet sud) à 2682,1m.

Pour l'ensemble de ces différences apparaissant sur ces cartes topographiques successives, qu'elles soient morphologiques, hydrologiques ou altimétriques, il est impossible d'estimer *a posteriori* dans quelles proportions elles correspondent effectivement à des réalités sur le terrain ou à des imprécisions ou des inexactitudes des documents eux-mêmes.

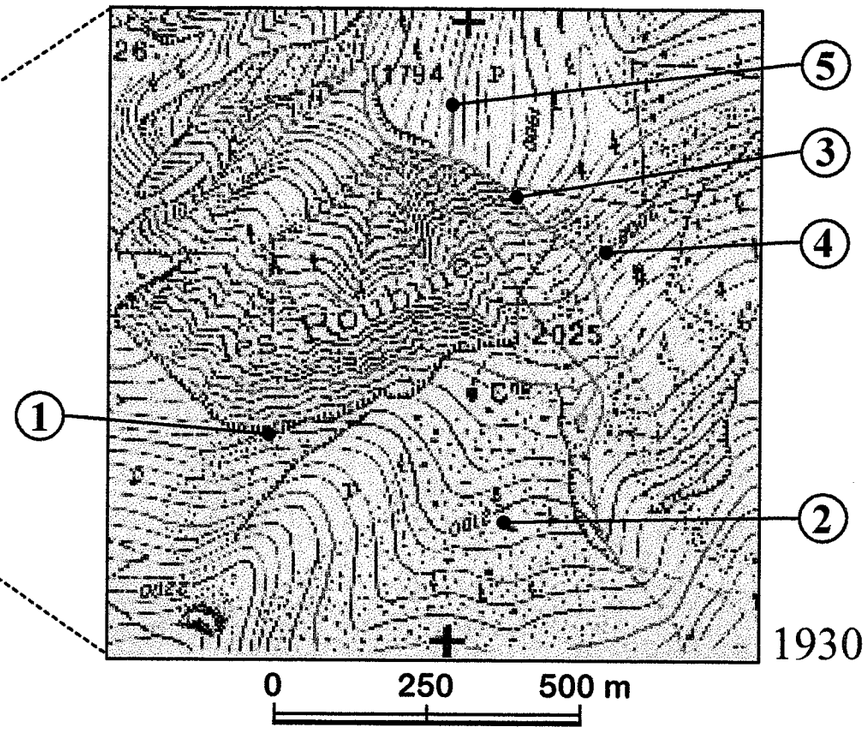
[1] L'abréviation "S^{al}" indique la présence d'un "Signal" , trépied en bois surmonté d'une mire élevé autrefois par les géodésiens du SGA (Service Géorgraphique des Armées) puis de l'IGN lors des opérations de triangulation de la France. La plupart de ces signaux ont aujourd'hui disparu, seules les bornes scellées dans le sol restant présentes.



1896 - 1/50 000°



1930 - 1/20 000°



1930

1898 - 1/20 000°

1956 - 1/25 000°

1956

Les principales modifications intervenues entre les éditions cartographiques de 1930 et 1956 autour de la Goutta montrent : ①: l'extension des ravinements vers l'amont. ②: la prise en compte dans le tracé des courbes de la morphologie d'accumulation du glacier rocheux. ③: la modification des écoulements de surface à l'aval de la Goutta. ④& ⑤: l'instabilité du versant situé à l'Est des Roubines, avec une zone d'ablation (incurvation vers l'amont de la courbe 2000) et une zone d'accumulation (déformation inverse de la courbe 1850)

Figure II-1 : Extraits des cartes topographiques de 1896, 1898, 1930 et 1956 centrés sur le secteur des Roubines de Super-Sauze.

II.1.1.3. Les plans cadastraux

Les plans cadastraux, qui décrivent et garantissent la propriété foncière, s'avèrent souvent être des documents de travail fort utiles pour déterminer les mouvements de terrains instables. Très précis, il en existe normalement plusieurs générations, sauf dans les zones de haute montagne où ces schémas sont inutiles du fait de l'absence de délimitations de propriétés foncières. Lorsqu'ils existent, ces documents anciens peuvent renseigner non seulement sur l'évolution historique de l'occupation des sols (Eynard-Machet, 1993 ; Martin, 1996), mais aussi sur l'évolution morphologique des secteurs instables. Les chercheurs de l'École Polytechnique Fédérale de Lausanne (EPFL) ont largement exploité ce type de documents dans le cadre de leur projet pluriannuel intitulé "Détection et Utilisation des Terrains Instables (DUTI)". Leurs travaux très complets sur l'usage des plans cadastraux dans l'optique d'une détermination des déplacements à long terme ont permis d'affiner cette méthode et d'en chiffrer la précision : dans le cas particulier du glissement de La Frasse, des vitesses de glissement de terrain de l'ordre de un à trois centimètres par an ont pu être définies sur la base de plans datant de la fin du XVIII^{ème} siècle (EPFL, 1985, 1986 ; Engel, 1986). Toujours en Suisse, où la couverture cadastrale historique est d'une qualité exemplaire, les plans successifs ont été utilisés pour déterminer le champ des déplacements et les vitesses des mouvements d'une conduite forcée à l'air libre de l'aménagement hydroélectrique réalisé sur le versant instable de Mörel (Recordon, 1988). La même démarche a aussi permis à Maquaire (1990) de mesurer sur un siècle environ les déplacements de surface du versant instable de Villerville (côtes du Calvados), sur lequel des vitesses moyennes annuelles variant entre deux et quinze centimètres ont pu être calculées.

Si le principe de la comparaison de plans d'époques différentes est simple en théorie, son application pratique peut se révéler plus délicate pour plusieurs raisons : les différences d'échelles et répartition des feuilles entre les éditions successives, les difficultés d'identification des points analogues sur les différents dessins, l'absence de tout système de coordonnées sur certains documents très anciens sont autant de problèmes à résoudre. Deux démarches, l'une purement graphique, la seconde numérique, permettent de réaliser cette comparaison. Le traitement graphique consiste à superposer visuellement les plans des différentes époques, au besoin après les avoir ramenés à une même échelle ; en faisant coïncider au mieux les repères fixes, on pourra relever graphiquement les déplacements des points mobiles situés en zone instable. Le traitement numérique comprend une phase initiale de digitalisation et d'identification des points numérisés dans un système de coordonnées planimétrique. Une fois ces différents repères orthonormés ajustés entre eux grâce aux points stables, les déplacements peuvent être calculés. Dans les deux approches, la précision des vecteurs déplacements déterminés est avant tout fonction de la qualité des documents originaux. On rappelle aussi que seule la composante horizontale des mouvements de terrain peut être appréhendée par ces comparaisons de plans cadastraux, ces documents ne comportant en principe pas d'information altimétrique exploitable.

Dans de nombreuses communes, faute de moyens financiers pour faire effectuer régulièrement des levés géodésiques, les fonds cartographiques ne sont pas modifiés d'une édition cadastrale à l'autre : les éventuels déplacements des bornes n'y apparaissent donc pas. A Vars (Hautes-Alpes), un levé topométrique a permis de mettre à jour dans deux secteurs instables le plan cadastral resté inchangé depuis sa première édition de 1830 et de déterminer ainsi des mouvements de terrain sur plus de 160 ans (Martin & Weber, 1996). A Enchastrayes, dans le secteur de Super-Sauze, le plan cadastral en vigueur actuellement présente également les mêmes limites parcellaires que celui datant de l'époque napoléonienne consulté en mairie, mais la masse instable étudiée ne comportant pas de parcelles agricoles (les roubines étant inexploitables) donc de bornes, une démarche similaire à celle entreprise à Vars s'est révélée inutile. Nos efforts ont donc porté sur le troisième type de documents disponible, à savoir les photographies aériennes.

II.1.1.4. Les photographies aériennes

La fraîcheur des formes observables sur le terrain laissant supposer un mouvement relativement récent, une analyse des photographies aériennes anciennes pouvait s'avérer judicieuse pour mieux comprendre l'évolution morphologique historique du site de Super-Sauze. Sans qu'il puisse la mettre en oeuvre faute de moyens financiers, Mougin (1973) exprimait déjà cette idée de "*la surveillance de mouvements de terrain suffisamment importants ou s'étendant sur de longues périodes par restitution photogrammétrique*", précisant que celle-ci permettait de comparer des états successifs de l'évolution morphologique d'une pente. Une telle démarche a été entreprise sur le site de Super-Sauze à l'aide de plusieurs clichés de l'Institut Géographique National (I.G.N.) couvrant la période 1948-1995.

Utilisé pour la première fois par le physicien et astronome allemand H.K. Vogel en 1876, le terme photogrammétrie est la combinaison des trois racines grecques "phôtos", "gramma" et "metron" qui signifient respectivement "lumière", "écriture" (au sens graphique : dessin) et "mesure" : la photogrammétrie est donc la détermination de la dimension des objets au moyen de mesures faites sur des perspectives de ces objets, en général des photographies. Appliquée à la géomorphologie dynamique, la photogrammétrie s'avère être un bon outil de mesure des mouvements de terrains basée sur la comparaison de photographies datant d'époques différentes (Chandler, 1989 ; Chandler & Moore, 1989 ; Mantovani *et al.*, 1994 ; Oka, 1998). Si les vues aériennes verticales sont le plus souvent utilisées, la technique peut s'appliquer à tout type de photographies respectant un minimum de règles lors de la prise de vue. La photogrammétrie terrestre a par exemple spécifiquement été mise en oeuvre par Marcolongo et Spagna (1974), Gili et Sendra (1988), ou encore Kalaugher et Grainer (1990).

Les avantages de la photogrammétrie aérienne s'apprécient tout particulièrement dans les analyses topographiques de sites de grande étendue ou d'accès difficiles : de telles applications ont par exemple permis de suivre les déformations morphologiques du Piton de la Fournaise à la Réunion en liaison avec son activité volcanique, ou encore de surveiller (par photogrammétrie terrestre et héliportée) les quatre kilomètres de la route d'accès au tunnel du Fréjus en Savoie (Giraudin, 1984 ; Garnier & Corte, 1984). De nombreux mouvements de terrains ont été étudiés de cette manière à travers le monde : plusieurs glissements de grande ampleur en Suisse (EPFL, 1985 ; Bonnard, 1998) dont celui d'Hérémence (Miserez, 1984) et de La Frasse (Bonnard, 1984), le glissement du Billan autour de la retenue de Grand'Maison (Dubie *et al.*, 1988) et celui du Friolin en Savoie (Goguel, 1989), ceux de La Clapière dans les Alpes-Maritimes (Follaci, 1987) et d'Ancona en Italie (Cunietti *et al.*, 1985), aux Etats-Unis ceux de Slumgullion dans le Colorado (Smith, 1993 & 1996), de Twin Lake dans l'Utah (Baum & Fleming, 1991) ou encore à Hawaii (Baum & Reid, 1992). Divers secteurs instables ont aussi été observés de cette manière sur la côte normande (Maquaire, 1990), en Papouasie (Fookes *et al.*, 1991) ou en Espagne (Gili & Corominas, 1992), ainsi que des éboulements en Pologne (Lenczewska, 1988).

Parmi les différentes méthodes photogrammétriques applicables pour l'étude des terrains instables et la détermination de vecteurs déplacement (EPFL, 1985), celle basée sur la mesure des déplacements de points identifiables du paysage (angles de murs, blocs rocheux, etc.), c'est-à-dire d'éléments solidaires de la surface du sol mais non affectés si possible de mouvements propres, est la mieux adaptée aux exigences pratiques d'une telle analyse. Avec les photographies aériennes disponibles en France, à une échelle voisine du 1:25000ème au 1:30000ème, on peut compter sur une précision de plus ou moins vingt centimètres dans le positionnement d'un point nettement identifiable (Maquaire, 1990), alors que sur des clichés au 1:10000ème (généralement réalisés lors de missions aériennes spécifiques à basse altitude), des objets d'une taille minimale d'une dizaine de centimètres peuvent être identifiés (Mantovani *et al.*, 1994). Après ajustement des deux, ou plus, séries de clichés, les différences de coordonnées sur les points instables donnent les valeurs de déplacement des terrains.

La photogrammétrie traditionnelle, où la vision stéréoscopique inhérente à cette technique est obtenue à l'aide d'un instrument optique (le stéréoscope), tend à être remplacée progressivement par des traitements informatisés : ces développements récents en matière de photogrammétrie numérique ont été mis en œuvre sur le site de Super-Sauze.

II.1.2. La photogrammétrie numérique

Par rapport à la photogrammétrie traditionnelle, les techniques dites de photogrammétrie numérique améliorent grandement les possibilités offertes à la géomorphologie moderne d'étudier les instabilités de terrain du double point de vue spatial et temporel. A travers les modèles

numériques de terrain (M.N.T.) générés, le traitement photogrammétrique numérique autorise notamment, au delà de la simple analyse qualitative, une approche quantitative précise des phénomènes de manière beaucoup plus aisée que la photogrammétrie optique classique. Peu de travaux ont jusqu'à ce jour mis à profit ce potentiel, la tâche principale restant pour l'instant le développement des techniques et des matériels : aux Etats-Unis, des géologues de l'U.S.G.S.[1] ont définis par ce biais les vecteurs déplacements d'un certain nombre de repères naturels identifiés sur deux clichés aériens du glissement de Slumgullion (Colorado) entre 1985 et 1990 (Powers et Chiarle, 1996). En France, des applications similaires ont permis d'établir des cartes de déformations superficielles et de mesurer le déplacement d'éléments remarquables de la surface topographique sur les sites instables de La Clapière (Alpes-Maritimes) et de la pointe de Friolin, en Savoie ; ces travaux ne font également des comparaisons qu'entre deux dates seulement (Girault, 1992 ; Girault *et al.*, 1994, 1995, 1997).

La démarche consistant à reconstituer l'évolution morphologique du site de Super-Sauze depuis les années 1950 à l'aide de six couples de photographies aériennes est donc particulièrement innovante, ceci autant d'un point de vue technique que thématique. Ces travaux ont été réalisés en collaboration avec le SErvice Régional de Traitement d'Image et Télédétection (SERTIT) de Strasbourg (Weber & Bolley, 1998 ; Weber & Herrmann, 2000).

II.1.2.1. La saisie numérique des clichés

Le critère de qualité essentiel d'une image numérique est sa résolution, fonction de la taille et du nombre des pixels qui la constituent, qui détermine le degré de finesse des détails visualisés. Ces images sont encore fréquemment obtenues par numérisation de photographies existantes à l'aide d'un scanner ; leur résolution dépend donc directement de la précision de ce dernier. Grâce à deux scanners haute résolution, le SERTIT maîtrise la numérisation de documents cartographiques, de photographies aériennes et de films négatifs et/ou positifs, permettant notamment une exploitation optimale de photographies anciennes. Pour les photographies futures, la technologie en constant progrès des appareils photographiques digitaux permettra théoriquement de s'affranchir de cette étape de saisie numérique des tirages papier. Actuellement, les contraintes techniques ne permettant pas encore d'obtenir couramment avec ces appareils la résolution picturale souhaitable, l'étape du scanner s'avère encore indispensable pour atteindre la précision recherchée dans ce type d'étude.

Pour cette étude, six couples stéréoscopiques de photos aériennes, acquis auprès de l'Institut Géographique National (I.G.N.) sous forme de positifs papier, à des échelles variant du 1/17000ème au 1/30000ème, ont été utilisés. La saisie numérique de ces documents a été effectuée

[1] United States Geological Survey.

avec l'autorisation de l'I.G.N.[1] à une résolution de 33 microns, soit une résolution au sol allant de 55 à 99 cm en fonction de l'échelle des originaux. Les clichés de 1956, de moindre qualité, ont été numérisés à 40 microns pour une résolution au sol de 1 mètre. Par souci de normalisation, toutes les images résultantes ont ensuite été rééchantillonnées numériquement pour arriver à une résolution planimétrique finale de un mètre. Le Tableau II-1 résume les principales informations relatives à l'acquisition puis à la numérisation de ces documents. On notera que des clichés de 1948 sont également disponibles mais que leur taille réduite et la mauvaise qualité des tirages n'ont pas permis leur traitement numérique.

Année	Chambre de prise de vue	Distance focale	Format des clichés	Échelle	Saisie numérique	Résolution au sol
1956	Gylor à plaques 23A	125mm	19 x 19 cm	1/25000	40 microns	1 mètre
1971	Wild RC8 15UAg	150mm	23 x 23 cm	1/30000	33 microns	0.99 mètre
1978	Wild RC10 15UAg	150mm	23 x 23 cm	1/30000	33 microns	0.99 mètre
1982	Wild RC10 21 NAgII	210mm	23 x 23 cm	1/17000	33 microns	0.55 mètre
1988	Wild RC10 15UAg	150mm	23 x 23 cm	1/30000	33 microns	0.99 mètre
1995	Zeiss RMK Top15	150mm	23 x 23 cm	1/30000	33 microns	0.99 mètre

Tableau II-1 : Caractéristiques des photographies aériennes numérisées.

Pour la réalisation des modèles de terrain, l'exploitation de couples d'images stéréoscopiques suppose de disposer en outre de deux types d'informations complémentaires :
- la description de l'optique des chambres de prise de vues qui est fournie par le certificat de calibration de chacune d'entre elles (distance focale, coordonnées de marques fiduciales, distorsions radiales de l'objectif, etc.) ;
- les coordonnées précises d'une série de points de calage régulièrement répartis sur la zone d'étude.

II.1.2.2. Le calcul des Modèles Numériques de Terrain (M.N.T.)

Les six M.N.T. produits ont été générés à l'aide du module de photogrammétrie numérique ORTHOMAX® du logiciel de traitement d'images IMAGINE® développé par la société ERDAS™, selon la chaîne de traitement suivante :

[1] Autorisation N° 70 8006 ©I.G.N. France 1998.

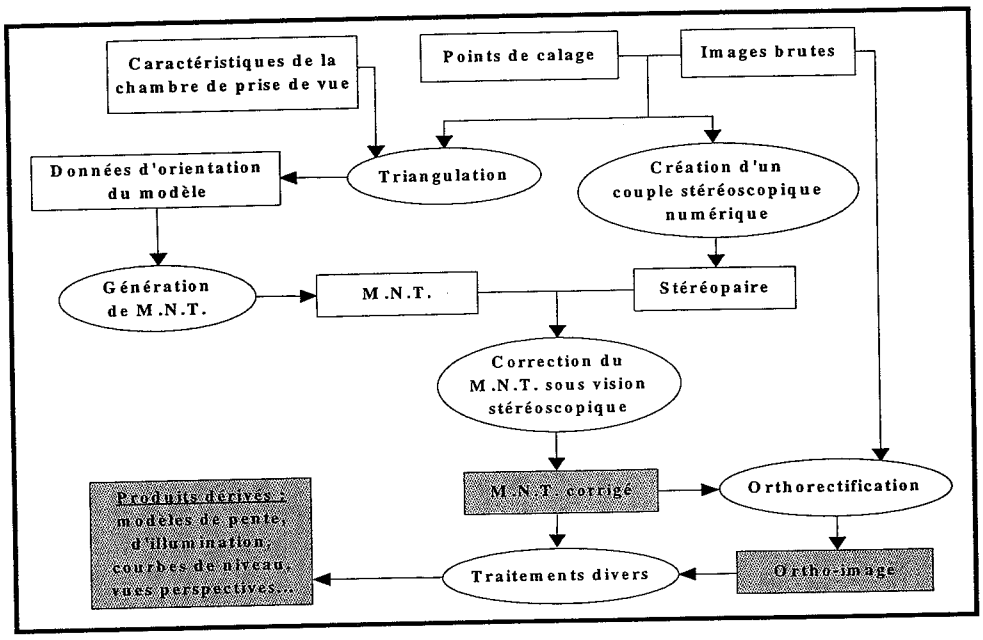


Figure II-2 : Processus de traitement d'image par photogrammétrie numérique.

II.1.2.2.1. La triangulation

L'aérotriangulation (ou triangulation) est le processus de calcul des paramètres de prise de vue (orientation et position de la chambre de prise de vue dans l'espace) à partir des coordonnées "objet" et "image" des points de calage. Des équations reliant ces deux types de coordonnées sont ainsi établies. L'ensemble des traitements ultérieurs étant tributaire de la triangulation initiale, cette étape du processus apparaît fondamentale et doit s'appuyer sur des points de calage clairement identifiables sur les photographies et dont les coordonnées géographiques doivent être connues avec une précision maximale.

Pour cette étude, les points de calage ont été repérés manuellement, faute de mieux, sur une carte topographique au 1/25000ème avec une précision de lecture estimée à +/- 10 mètres en planimétrie et +/- 3 mètres en altimétrie. Compte tenu de l'importance de cette phase du traitement pour la qualité finale des modèles de terrain, ce mode de détermination des coordonnées géographiques des points de calage peut paraître insuffisant. Il convient de préciser que c'était le seul dont nous disposions : la solution G.P.S. n'était matériellement pas envisageable, et quant à un levé topométrique par instruments électro-optiques à partir de bornes géodésiques existantes, il relevait d'un travail beaucoup trop long et fastidieux, avec un "cheminement polygonométrique"[1] complexe pour une qualité de résultats difficile à garantir. Malgré ces incertitudes de la lecture sur carte, les résultats des compensations apparaissent satisfaisants puisque les résidus sur les points de calage sont de l'ordre de 2-3 mètres en

[1] Voir le chapitre consacré aux mesures topométriques.

planimétrie et de moins de 1 mètre en altimétrie (sauf pour les images de 1956 où les résidus plus importants - de l'ordre de 7 mètres en planimétrie - étaient prévisibles en raison de la qualité moyenne des clichés et de la mauvaise orientation interne du modèle).

II.1.2.2.2. Génération automatique des MNT

L'outil de génération automatique de modèle numérique de terrain utilise la corrélation numérique des deux images d'un couple stéréoscopique. Cette corrélation consiste à retrouver systématiquement les points homologues entre les deux images, puis à déterminer la valeur de la parallaxe et en déduire l'élévation du point. La qualité finale du M.N.T. produit dépend donc directement des performances du corrélateur. Les erreurs sont particulièrement fréquentes dans les zones à radiométrie peu ou pas contrastée, comme les zones d'ombre ou les terrains enneigés ; d'une manière générale le corrélateur a du mal à se "fixer" et échoue dans les zones homogènes sans textures ou contrastes suffisants. Ces échecs induisent des anomalies parfois très locales (un ou plusieurs pixels) sur les calculs d'élévation qui se manifestent alors par des aberrations (pics ou creux) dans le relief restitué.

La quantité d'erreurs de corrélation est également liée à la résolution choisie pour le calcul du M.N.T. ; il s'agit par conséquent d'établir un compromis entre haute résolution, avec un fort bruit de corrélation et donc d'aberrations, et basse résolution, manquant de détails morphologiques. Pour ces travaux, c'est une résolution planimétrique de 15 mètres qui a été retenue pour les six modèles générés ; les temps de calcul ont varié entre 10 et 20 heures par M.N.T., selon les performances de la station de travail utilisée et la disponibilité de son microprocesseur. De façon générale, nous avons constaté que le modèle de 1982 était de qualité supérieure aux autres puisque c'est celui qui comportait le moins d'aberration altimétriques ; ceci s'explique par l'échelle plus grande des clichés initiaux et le niveau de détail plus fin qui en résulte. On peut d'ores et déjà remarquer que cette résolution de 15m sera insuffisante pour appréhender de multiples détails morphologiques du versant des Roubines et qu'elle mériterait d'être éventuellement augmentée lors d'une nouvelle phase de traitements photogrammétriques pour obtenir une détermination spatiale plus fine du relief.

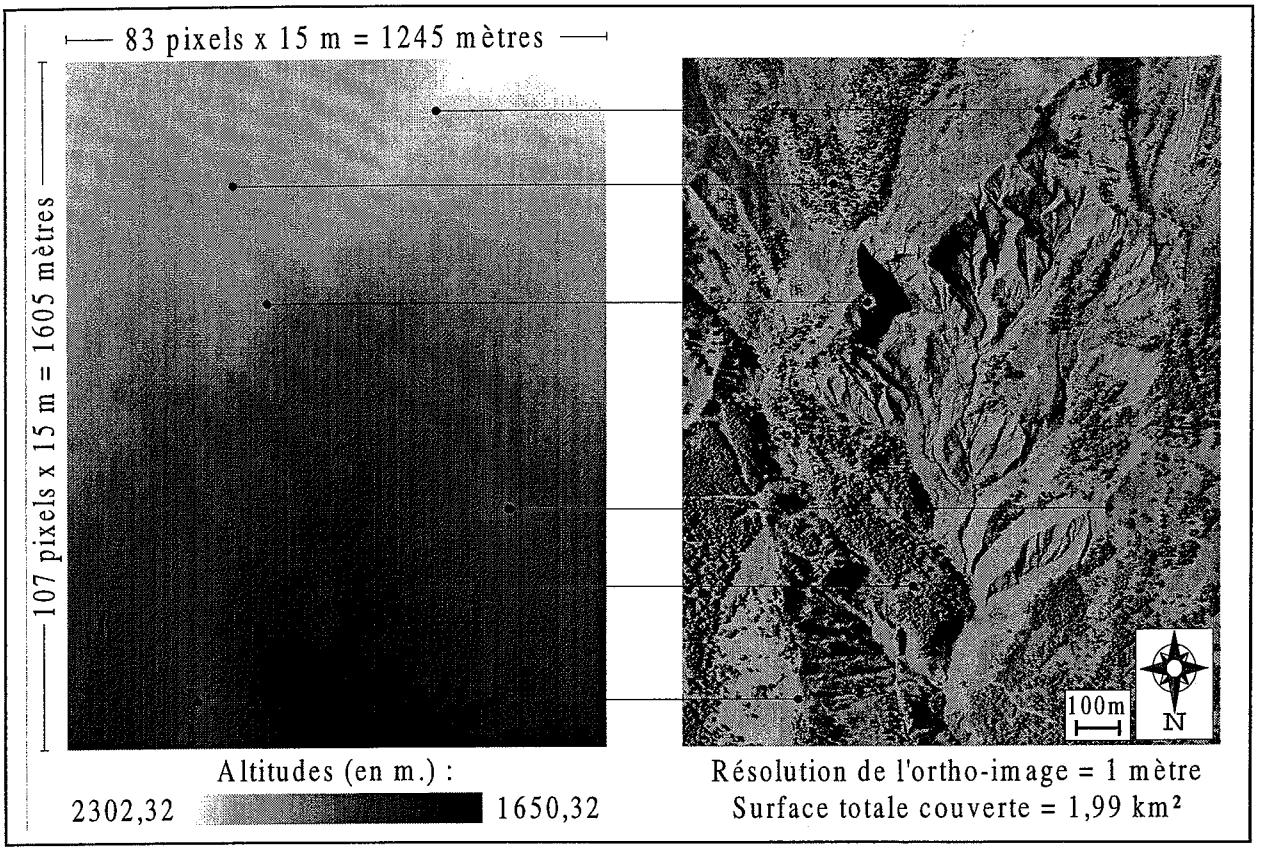


Figure II-3 : Le modèle numérique de terrain de 1995 et l'ortho-photographie correspondante.

Trois observations peuvent être faites à l'issue de ces calculs :
- même pour une résolution de 15 mètres, la quantité d'aberrations altimétriques est loin d'être négligeable sur les différents modèles ;
- certains M.N.T. semblent présenter un décalage en altimétrie, qu'il est simple de corriger lorsqu'il est uniforme pour toute la surface du modèle, mais plus délicat à prendre en compte lorsqu'il s'agit de déformations hétérogènes ;
- des décalages en planimétrie sont également mis en évidence entre les différents modèles.

Il est nécessaire de pouvoir remédier à ces imperfections pour garantir une justesse et superposition géométrique correctes des six modèles destinés à être comparés.

II.1.2.2.3. Correction des aberrations altimétriques

Le module professionnel d'Orthomax® permet la visualisation en relief sur écran d'ordinateur d'un couple d'images (la stéréopaire) à l'aide de lunettes à cristaux liquides. Un émetteur infrarouge pilote un obturateur électronique qui provoque l'opacité ou la transparence de chaque verre. Chaque image du couple est affichée à l'écran à une fréquence de 120 Hertz et chaque oeil est alternativement masqué à la même fréquence par les lunettes. Ainsi, l'oeil gauche ne voit que l'image gauche et l'oeil droit ne voit que l'image droite, et ce 60 fois par seconde. La

fusion des images est réalisée instinctivement par le cerveau, ce qui permet la perception du relief. Les noeuds de la grille du M.N.T. sont ensuite superposés à cette représentation du relief et l'association des deux canaux d'information permet de visualiser la correspondance entre le relief calculé (le M.N.T.) et le relief restitué par les images.

Un utilitaire d'édition autorise ensuite le déplacement manuel des points de la grille altimétrique du modèle en altitude afin de les mettre en coïncidence avec le terrain. Pour les six M.N.T. générés dans cette étude, le pourcentage des points ainsi réajustés manuellement est compris entre 3 et 11 % du nombre total des 8881 points de chaque grille.

II.1.2.2.4. Le recalage absolu des M.N.T.

Pour faire ressortir les volumes de terrain déplacés, la comparaison des différents reliefs calculés suppose une superposition rigoureuse des modèles entre eux, aussi bien en altimétrie qu'en planimétrie. Les décalages observables s'expliquent principalement par la qualité moyenne des points de calage utilisés dans la phase initiale de triangulation. C'est pourquoi un recalage *a posteriori* des six modèles a été réalisé à partir des données d'une campagne de mesures par G.P.S. (Global Positioning System).

Cette opération supplémentaire de positionnement satellitaire, qui n'entre pas normalement dans le traitement photogrammétrique classique, consistait à déterminer avec une précision maximale les coordonnées en planimétrie et en altimétrie d'une dizaine de points de contrôle (Figure II-4). Ces points ont été sélectionnés en fonction de cinq critères : leur identification claire et sans ambiguïté sur les six clichés traités (il s'agit essentiellement des blocs rocheux ou des crêtes aiguës de ravines), leur stabilité supposée au cours des quarante dernières années, leur distribution spatiale homogène autour de la zone instable, leur position favorable pour les mesures par G.P.S. (c'est-à-dire sans masque topographique ou végétal), et finalement leur accessibilité sur le site. La campagne de mesure a été réalisée sur le terrain au cours du mois de juillet 1997 avec deux récepteurs bi-fréquentiels du système 200 Wild-Leica™ et le traitement informatique des données a ensuite été effectué avec le logiciel SKI® ("Static KInematic") - Leica™[1].

La détermination de ces points en mode statique a permis de définir leurs coordonnées absolues dans le système de projection Lambert III (le même que celui utilisé pour les M.N.T. générés à partir des photographies aériennes) avec une précision estimée à une vingtaine de centimètres en planimétrie et altimétrie (Galisson, 1997). L'intégration de ces coordonnées aux

[1] Cette opération a été menée en collaboration avec l'École Nationale Supérieure des Arts et Industries de Strasbourg (ENSAIS).

différents M.N.T. a finalement permis de réaliser une bonne superposition géométrique des six modèles.

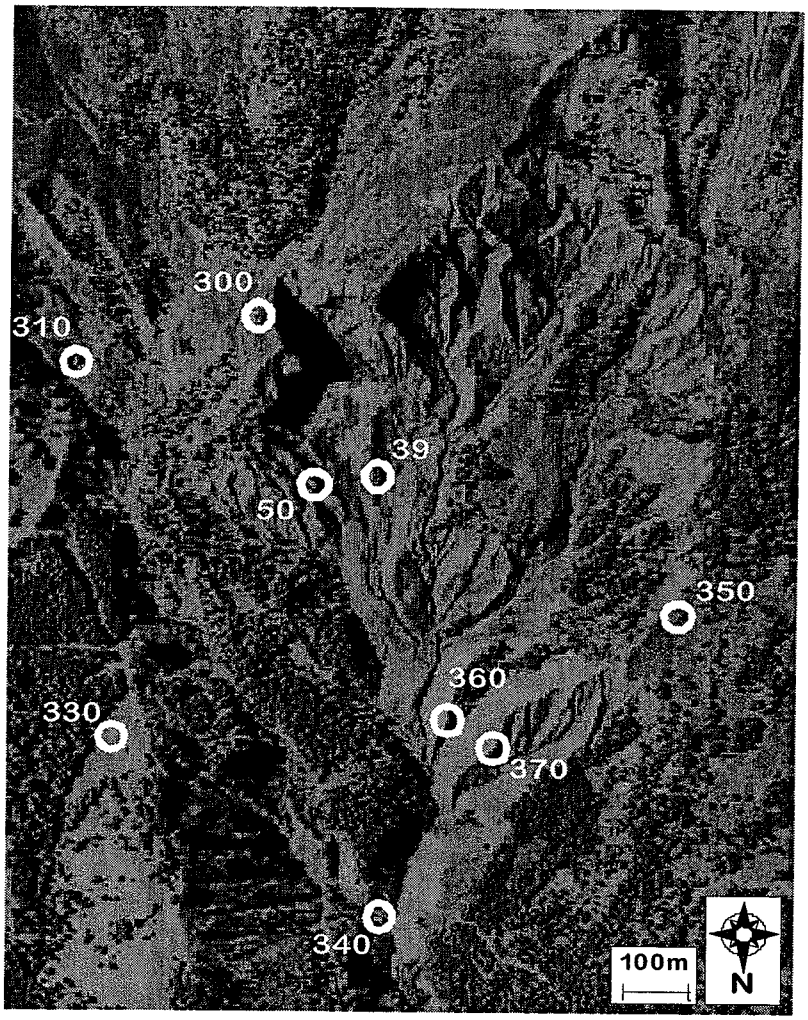


Figure II-4 : Localisation des points de mesures par G.P.S.

II.1.2.3. Les produits dérivés

En complément des modèles de terrain ouvrant la voie à la "quantification" des phénomènes, la démarche photogrammétrique mise en oeuvre fournit également toute une série de produits numériques dérivés, notamment sous forme d'images qui permettent de visualiser très "concrètement" les transformations géomorphologiques du site.

Les ortho-images (ou ortho-photographies) sont des photographies aériennes verticales corrigées de toute déformation géométrique et parfaitement référencées dans un repère géographique ; réalisées à partir des photographies initiales et du M.N.T., elles sont assimilables à de véritables cartographies des terrains. On rappelle que la taille des pixels constituant les images produites dans le cadre de ces travaux correspond à une résolution au sol de 1 mètre.

La visualisation en perspective, autre avantage offert par la photogrammétrie numérique par rapport à la photogrammétrie optique traditionnelle, complète cet éventail de produits dérivés. Au SERTIT, ces vues-perspectives ont été réalisées à l'aide du logiciel Vue3D® développé par la société ISTAR™. Le traitement consiste à opérer un drapage de chaque ortho-photographie sur le M.N.T. correspondant, l'utilisateur définissant tous les paramètres (azimut, distance et hauteur d'observation, ouverture du champ de vision) de la perspective souhaitée pour obtenir une vision optimale de sa zone d'intérêt. Ces vues répétées aux différentes dates permettent ainsi un véritable "survol" du site, aussi bien dans le temps que dans l'espace, et constituent à ce titre de précieux outils de communication vis-à-vis de publics non spécialisés dans le domaine des mouvements de terrain.

II.1.3. L'évolution morphologique

La reconstitution de l'évolution morphologique du site instable de Super-Sauze au cours des cinq dernières décennies s'appuie principalement sur le commentaire d'une série d'ortho-photographies produites à une échelle offrant une vision optimale de l'ensemble du secteur instable des Roubines. Chacune de ces six images est accompagnée d'un croquis géomorphologique interprétatif qui fait apparaître les divers éléments commentés. D'autres schémas ou croquis, dont certains sont présentés sur film transparent afin de pouvoir être superposés aux différentes ortho-images ont également été réalisés pour compléter ou préciser des explications spécifiques. Diverses vues-perspectives proposées en complément permettent aussi, avec la troisième dimension, de mieux se rendre compte des modifications du relief et des "volumes" impliqués dans les mouvements des terrains. Les valeurs chiffrées citées dans les commentaires géomorphologiques sont directement mesurables sur les ortho-images en ce qui concerne les données planimétriques, alors que les indications altimétriques sont déduites des modèles numériques de terrain. Le chapitre II.1.3.2. développe plus particulièrement ces interprétations en terme quantitatif.

Plusieurs questions sont à considérer dans cette analyse de l'évolution morphologique du versant de Super-Sauze, liées aussi bien aux étapes (temporelles) du déclenchement et de l'extension du glissement-coulée, qu'aux modalités et processus (physiques) de ce développement. Par exemples : Où se situent et comment se sont produites les ruptures initiales dans les roubines? Autrement dit, où placer la limite (même théorique) entre zone d'ablation et zone d'accumulation? Quelle est l'influence de la paléotopographie sur "l'écoulement" de la masse déstabilisée? Le front de la coulée est-il le résultat d'une poussée d'amont qui se répercute progressivement vers l'aval, ou de coulées successives se recouvrant mutuellement et allant de plus en plus loin?

L'analyse de l'évolution spatio-temporelle du mouvement de terrain à partir des photographies aériennes permet d'apporter une première série de réponses, partielles, à ces interrogations, avant que la troisième partie de thèse complète ensuite ces connaissances sur la morphologie, la structure et le comportement dynamique de ce glissement-coulée composite.

Deux remarques préalables sous forme de mises en garde du lecteur doivent être faites avant les commentaires morphologiques des ortho-images. La première est liée aux conditions d'éclairement lors des prises de vue, qui rendent souvent difficile la photo-interprétation en zones montagneuses. Ceci est d'autant plus vrai lorsque l'on s'attaque à une analyse photogrammétrique multi-temporelle de reliefs affectés de bouleversements morphologiques importants. Par rapport à l'analyse stéréoscopique classique d'un couple d'images, la visualisation sur ortho-images accentue encore plus ces problèmes puisque nos yeux (plus précisément notre cerveau) ne peuvent y percevoir la troisième dimension. C'est pourquoi il convient d'être particulièrement vigilant dans l'observation de ces documents, et notamment en ce qui concerne l'apparence de mêmes objets aux différentes dates : selon l'heure de la prise de vue et donc la position du soleil, une même facette de ravine apparaîtra soit claire soit sombre, une pente semblera plus ou moins marquée, une crête de ravine plus ou moins "aiguisée", un arbre ou un bloc rocheux plus ou moins grand ou volumineux... Ces différences de perception sont principalement liées à l'ampleur et à la forme variables des ombres portées du relief et, de façon générale, les limites des "objets" visualisés apparaîtront plus ou moins nettes en fonction de ces conditions d'éclairage. Cette prudence dans l'interprétation des images vaut à fortiori pour des éléments dont la géométrie évolue au cours du temps (terrains glissés, végétaux...).

La seconde remarque concerne la présentation même de ces ortho-photographies qui, contrairement aux règles (cartographiques) habituelles, sont orientées avec le nord pointant vers le bas de la page. Ce choix a été fait parce qu'il permet une meilleure lisibilité des images et des paysages qu'elles représentent, notamment dans la perception des mouvements des terrains. Seules quelques unes des nombreuses images produites par photogrammétrie numérique sont directement intégrées au texte lorsqu'elles aident à la compréhension des phénomènes décrits ; toute une série d'autres compositions figurent en annexe.

II.1.3.1. L'historique en six étapes

II.1.3.1.1. Les années 1940-50

La perception la plus ancienne du site de Super-Sauze est donnée par un couple de photographies aériennes datant de **1948** (Figure II-5), dont la mauvaise qualité et la taille réduite n'ont malheureusement pas permis l'exploitation numérique.

Figure II-5 : Extrait centré sur les Roubines d'une des photographies aériennes du couple stéréoscopique de 1948.

La photo-interprétation classique de ces clichés sous stéréoscope ne révèle pas de différences majeures avec les vues de **1956**. Dans ces années là, la partie supérieure du vallon du Sauze est occupée par des versants ravinés formant sur une superficie d'environ 90 hectares un vaste amphithéâtre érodé dénommé "les Roubines". Ces ravinements entaillent le soubassement autochtone présent dans ce secteur jusqu'à 2200m d'altitude sous l'éperon rocheux du Queiron. A l'amont des Roubines, au sud-est, le glacier rocheux (GR) reposant au fond du vallon glaciaire de la Goutta et nettement identifiable par sa forme caractéristique en "croissant" présente très peu de végétation à cette époque (Figure II-7 et Figure II-8, Annexe II-1).

Cet ensemble complexe de ravines organisées selon un réseau arborescent dit "en patte d'oie" comporte plus d'une vingtaine de crêtes aiguës disposées de manière "radiale" autour d'un thalweg central vers lequel convergent les écoulements. Il s'agit là d'une forme générale en "cuiller" assez classique pour un bassin d'érosion torrentiel. La Figure II-7d schématise à partir de l'ortho-photographie (Figure II-7a, b) toutes ces crêtes de ravines observables en 1956 en attribuant à chacune d'entre elles un numéro d'identification ; ces numéros sont fréquemment cités dans les descriptions géomorphologiques des images suivantes et la figure elle-même peut être superposée par transparence à toutes les autres ortho-images. La disposition et l'orientation de ces ravines sont avant tout dictées par la direction des écoulements qui les creusent, c'est-à-dire par les lignes de plus grande pente qui régissent le fonctionnement hydrologique du versant (d'où l'aspect "radial" évoqué précédemment même si ces ravines ne convergent pas véritablement vers un unique point central). Mais au delà de cette première constatation, l'organisation générale des Roubines fait également apparaître une certaine régularité géométrique de laquelle se dégagent deux directions "dominantes" : la première, comprise grossièrement entre N140° et N160°,

concerne toutes les ravines incisées sur le flanc oriental, alors que la seconde regroupe entre N40° et N60° la grande majorité des ravines situées à l'ouest du thalweg central. L'écoulement du torrent principal dans l'axe longitudinal du bassin-versant s'effectue entre ces deux orientations majeures selon une direction dominante plein nord (N0° ou 360°). A l'image des constations faites par Beavis (2000) en Australie, cette relative régularité et homogénéité des traits morphologiques incite à évoquer une influence structurale dans l'organisation de ces reliefs d'érosion du bassin des Roubines, influence sur laquelle nous aurons largement l'occasion de revenir par la suite.

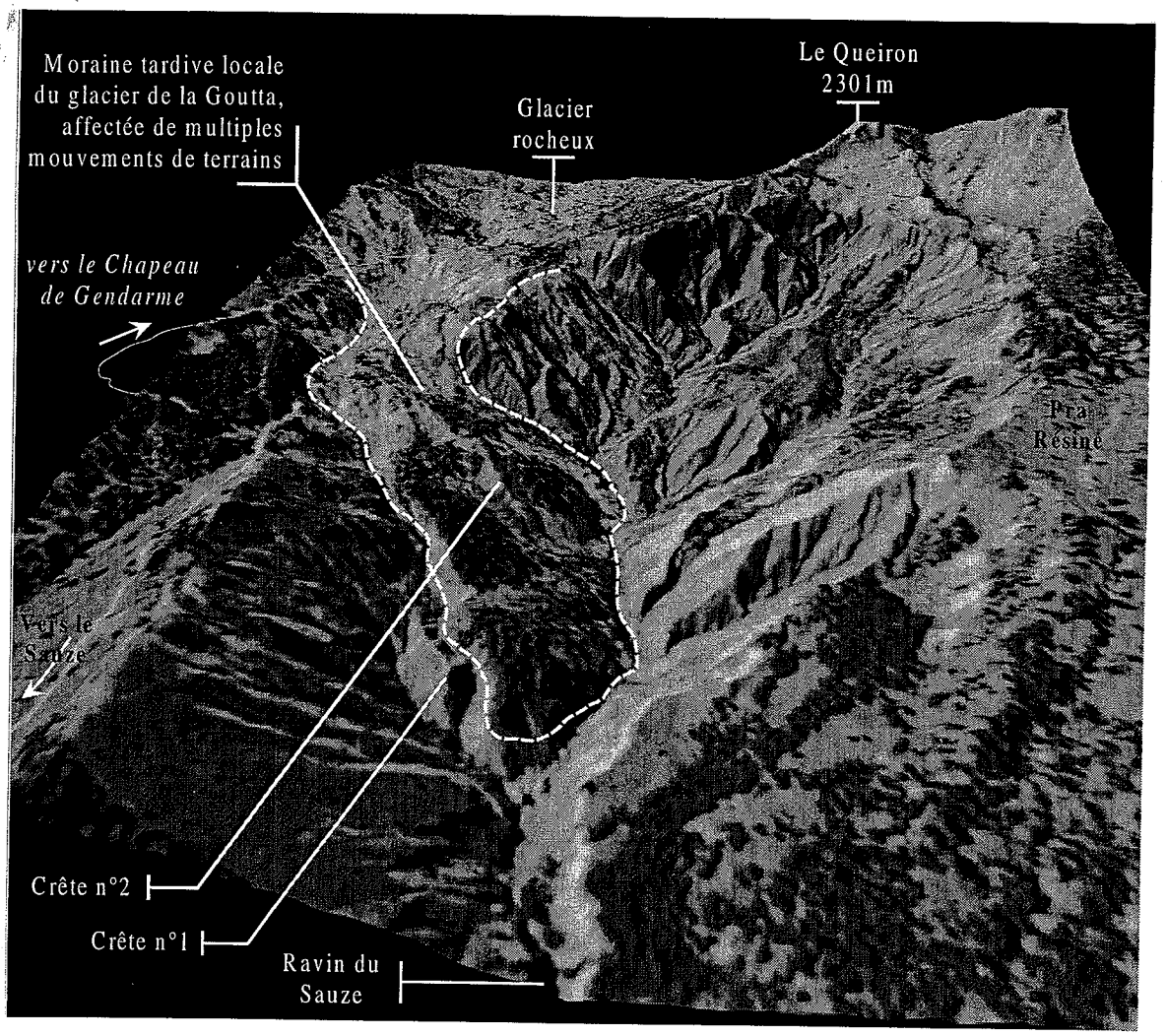


Figure II-6 : Les Roubines de Super-Sauze en 1956 (vue perspective lointaine reconstituée par photogrammétrie numérique).

Les ravines qui se développent de façon plus ou moins parallèle sur le versant sud-est des roubines découpent celui-ci en plusieurs secteurs, ou sous-bassins, dont les limites données par des crêtes majeures peuvent être fixées de la façon suivante: un sous-bassin inférieur [SBI] situé à l'est de la crête n°7/7a, un sous-bassin médian [SBM] compris entre la crête n°7/7b et la n°14, et un sous-bassin supérieur [SBS] en amont de la crête n°14 (c sur transparent).

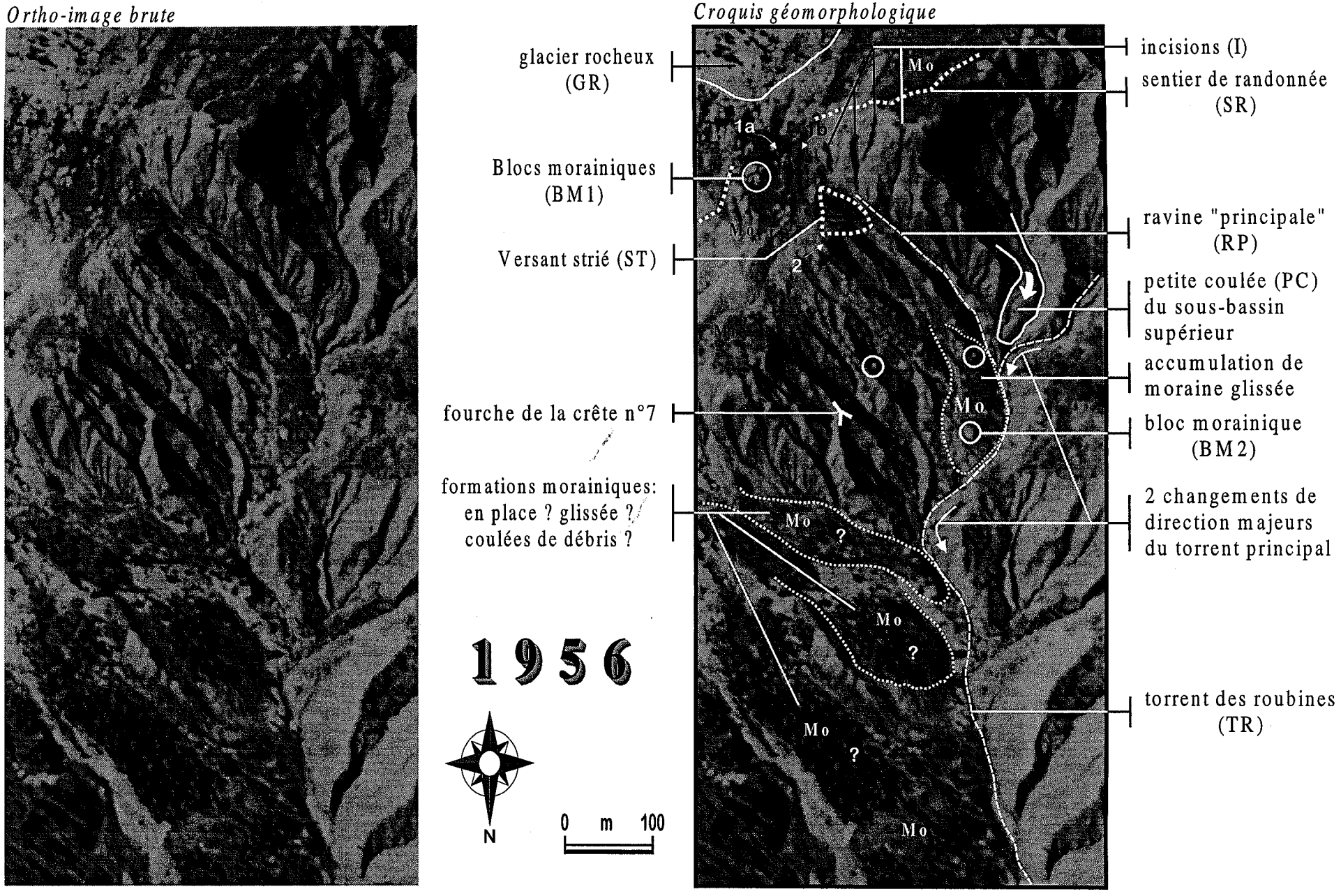


Figure II-7 : Le versant des roubines en 1956 : ortho-photographie et croquis géomorphologique interprétatif.

Dans le sous-bassin médian, la ravine creusée entre les crêtes n°13 et 14 est déjà largement plus entaillée et encaissée que ses voisines. Cette ravine principale (RP) qui se développe selon une direction N315° juste sous le glacier rocheux remonte également beaucoup plus haut, sa limite amont atteignant pratiquement le talus frontal de ce dernier. Son recul par rapport à la limite amont (très linéaire) des autres ravines est de l'ordre de 75m. Dans sa partie supérieure de forme circulaire, les dépôts morainiques qui recouvrent directement les Terres Noires sont déjà nettement entaillés par les eaux de ruissellement. Quatre incisions (I) importantes orientées au nord, mises en valeur par l'ombre qui remplit leur creux, se sont développées sur le flanc sud de cette ravine principale sous l'action des eaux de ruissellement. Cette érosion superficielle a totalement fait disparaître dans ce secteur la pelouse alpine qui recouvrait les formations morainiques ; la moraine mise à nu se repère aisément par sa couleur plus claire et sa texture plus grossière et hétérogène liée à la présence de blocs morainiques hétérométriques et le tracé du sentier de randonnée (SR) montant vers le Queiron et le Chapeau de Gendarme reste difficilement visible dans ce secteur érodé. De nombreux blocs morainiques de taille importante sont disséminés autour du glacier rocheux : quatre d'entre eux (BM1) formant un petit ensemble compact restent parfaitement visible sur l'ensemble des clichés et permettent ainsi d'apprécier l'extension de la zone instable au cours du temps.

Sur le flanc oriental de la ravine principale, juste à l'amont des crêtes n°12 et 13, des ravines naissantes forment un motif pictural original constitué de cinq stries (ST) parallèles très rapprochées et de longueurs variant entre 20 et 45 mètres (alternance de bandes claires et sombres à l'image). De telles figures sont observables en d'autres endroits du site, plus ou moins mis en valeur selon leur orientation par l'éclairage lors des différentes prises de vues. Ces "structures striées" d'origine érosive sont générées sur des versants plans et en pente forte par le ruissellement concentré selon des axes d'écoulement parallèles très rapprochés. Elles ont été décrites de la même manière par Lhénaff *et al.* (1993) dans le bassin expérimental des ravinements dans les Baronnies. L'image permet difficilement de préciser quelle formation est incisée de la sorte : compte tenu de l'altitude du versant concerné, autour de 2050m, et de la régularité de ces stries, le ruissellement superficiel a vraisemblablement entièrement déblayé la mince couverture morainique présente à cet endroit pour commencer à entailler le substratum marneux. Mais il n'est pas possible de distinguer si du matériel morainique est encore présent entre les rigoles.

Plusieurs indices de rupture apparaissent déjà sur cette image des Roubines en 1956 : A l'ouest des quatre blocs morainiques (BM1), plusieurs décrochements soulignés par leurs ombres projetées témoignent de premières ruptures des terrains selon un axe nord-sud : ils s'organisent en deux lignes plus ou moins parallèles qui font penser à des ruptures emboîtées en "marches d'escalier" ; la ligne supérieure est constituée de trois petits escarpements alignés (^{1a}↘) ; celle du bas (↙^{1b}) qui apparaît moins franchement à l'image accuse apparemment une dénivelée moins

forte. Un peu plus bas, juste à côté des cinq stries déjà évoquées, la crête de ravine n°11 occupe une position "étrange" qui laisse penser qu'elle pourrait s'être désolidarisée de son massif d'origine au niveau d'un décrochement ([2]↗) déjà fortement marqué selon la direction nord 160 à 170° qui pourrait lui-même révéler un accident structural majeur dans le soubassement autochtone. Cette paroi de marnes en place de plusieurs mètres de hauteur est malheureusement totalement dans l'ombre sur l'image de 1956, ce qui ne permet pas pour l'instant d'obtenir d'autres indices pour comprendre son origine.

Dans le sous-bassin supérieur [SBS], une petite coulée (PC) de Terres Noires remaniées a déjà rempli en 1956 le fond de la ravine bordée par les crêtes n°14 et 17 : son origine se situe entre les crêtes n°14 et 15 où s'est très probablement produit un mouvement en masse de type glissement ou écroulement rocheux. Ce secteur très encaissé étant également totalement à l'ombre, il n'est pas possible d'y détecter une quelconque information morphologique. En contrebas, la coulée marque un virage très net vers le nord pour finir sa course dans la ravine principale à la confluence de trois drains majeurs des Roubines. Cette coulée (PC) d'un peu plus de 150m. de long sur une trentaine de large au maximum reste bien visible sur toute la série des images suivantes.

Dans le prolongement de cette petite coulée boueuse, on observe dans le fond du thalweg principal des Roubines une portion de terrain dont l'état de surface laisse penser qu'il s'agit de matériel morainique au sein duquel peuvent notamment être identifiés plusieurs blocs rocheux ; l'un d'entre eux (BM2), particulièrement important, reste nettement visible jusqu'en 1978. L'image ne permettant de savoir dans quelle mesure cette moraine (Mo) est remaniée, l'hypothèse la plus plausible permettant d'expliquer sa présence à cet endroit est celle d'une accumulation de matériaux déstabilisés provenant du versant des ravines du sous-bassin médian : les zones potentielles de provenance de ces matériaux ne manquent pas entre les crêtes n°8 à 14. Cette accumulation résulte donc très probablement d'un mouvement en masse très ancien, sous forme d'un glissement de moraine de type "sheet-slide" (Rapp, 1960 ; Flageollet, 1988), s'étant éventuellement transformé en une coulée de débris. Le tracé du torrent principal qui draine les roubines confirme totalement cette hypothèse, sa nette déviation vers l'ouest entre les crêtes n°13 à 9 étant une conséquence caractéristique d'un tel mouvement en masse. Les changements de direction aussi marqués dans le réseau hydrographique sont des indices fréquemment utilisés pour détecter des mouvements de terrains anciens. La Figure II-7 montre en effet parfaitement comment, en 1956, les écoulements provenant des sous-bassins médians et supérieurs contournent par l'ouest cette accumulation de terrains morainiques et font reculer par sapement le talus de la berge gauche. Plus haut sur le versant également, entre les crêtes n° 9, 10 et 11, plusieurs portions de terrains présentent en surface l'apparence de moraines ; il s'agit là aussi très vraisemblablement de matériaux glissés ou mobilisés dans des coulées de débris ; certaines portions des crêtes 10 et

11 sont déjà recouvertes par ces accumulations qui recouvrent en deux endroits au moins le crête n°10 pour déborder dans la ravine voisine.

Une autre hypothèse consistant à interpréter ces moraines présentes sur ce versant comme des placages résiduels d'une formation en place est plus difficile à retenir compte tenu du contexte morphologique ; cela signifierait en effet que le niveau de base du bassin de ravinement des Roubines se situait déjà, au moment de l'englacement tardif à l'origine de ces dépôts, à son altitude de 1956. L'alimentation glaciaire se serait alors faite par une diffluence du glacier du cirque de la Goutta, laquelle aurait plongé dans les Roubines probablement au nord de l'actuelle crête majeure n°14. La ravine principale de 1956 se serait ensuite développée sur le bord gauche de cette langue glaciaire sous l'effet d'écoulements de fonte marginaux que l'on peut imaginer importants et très érosifs. Bien que séduisante d'un point de vue géomorphologique, cette hypothèse semble peu réaliste : on n'explique pas en effet comment ces terrains auraient pu résister à l'intensité de l'érosion postglaciaire au milieu des Terres Noires fortement ravinées.

La seconde courbure très marquée dans le chenal d'écoulement torrentiel semble imputable aux mêmes causes, tout le versant de rive droite situé à l'aval des ravines du sous-bassin inférieur présentant une morphologie caractéristique de terrains instables. Il s'agit là aussi de terrains de couverture morainique. Supportant une forêt relativement dense par endroits, ce "couloir" de moraine recouvrant les Terres Noires est particulièrement bien identifiable sur les vues-perspectives lointaines où il donne véritablement l'impression d'une unité morphologique spécifique recouvrant le versant initial entre la crête n°1 à l'aval et les crêtes n°3 à 7a à l'amont. Au milieu de cet ensemble où semblent s'individualiser différentes unités morphologiques (différents glissements anciens de moraine ou coulées de débris?), la présence de la crête n°2 entre deux secteurs boisés prouve que les Terres Noires ne sont pas profondément enfouies. Ici également, comme cela a été discuté auparavant pour le secteur situé un peu plus haut, il est difficile de faire la part entre la moraine glissée et celle qui pourrait éventuellement se trouver en place. On peut également supposer en effet qu'une petite diffluence glaciaire locale tardive rattachée au glacier de la Goutta aurait pu recouvrir ce versant en plongeant vers le ravin du Sauze au niveau de l'actuelle crête de ravine n°3. Si tel était le cas, ce débordement glaciaire ne dépassait de toute évidence pas une centaine de mètre de large au niveau de la crête qui marque la limite supérieure d'affleurement des Terres Noires côté est ; le versant situé au nord de cette "langue morainique" forestière ne comporte en effet aucune trace d'une telle formation glaciaire. Si l'on retient cette hypothèse d'un débordement glaciaire dans le bassin des Roubines (dont on admet donc implicitement qu'il était déjà creusé), on considère donc que cette bande forestière descendant jusqu'au torrent principal est constituée aussi bien de moraines en place que de moraines remaniées, les deux types de terrains étant étroitement imbriqués. Seuls des forages réalisés sur place permettraient de les distinguer clairement et de fixer leurs limites respectives. La couverture forestière très irrégulière donne aussi quelques indications à cet égard, notamment

sur la stabilité ou l'instabilité relatives de certains secteurs par rapport à d'autres au cours des dernières décennies (c'est-à-dire au cours de la première moitié du XX^{ème} siècle) : on remarque ainsi que la bande de terrain la plus méridionale (directement au contact de la base des ravines du sous-bassin inférieur) dont la forme très longiligne rappelle la morphologie d'une coulée de débris, présente une couverture forestière beaucoup plus clairsemée que les secteurs voisins. Ces variations de densité du couvert végétal soulignent parfaitement les limites de ces différentes unités morphologiques.

Les terrains situés à l'amont de ce couloir forestier sous le glacier rocheux présentent en surface tous les aspects caractéristiques d'une zone d'ablation, de départ de matériaux, comme le suggéraient déjà les bouleversements morphologiques intervenus dans ce secteur entre les cartes topographiques de 1930 et 1956. Cette vaste zone d'ablation est particulièrement visible du fait de sa couleur plus claire sur les photographies de 1948 (Figure II-5), de même que sur les ortho-images couvrant la zone élargie autour des Roubines (Annexe II-1 à 6) et sur les vues-perspectives intermédiaires et lointaines successives (Annexes II-8 & II-9).

Sortant brièvement à travers ces dernières figures de l'analyse de la situation en 1956, on observera par anticipation que l'évolution du couvert forestier au cours de la seconde moitié de ce siècle est très éloquente quant à la stabilité de ce versant "contournant" le sous-bassin inférieur des Roubines : pratiquement inexistants en 1948 et 1956 du fait des instabilités qui touchaient ce secteur au cours des années précédentes, les arbres y forment aujourd'hui plusieurs bosquets clairement identifiables sur les clichés de 1995, ce qui tend à prouver que ce versant a retrouvé une certaine stabilité au cours des quatre dernières décennies. Les captages réalisés au pied du glacier rocheux dans les années 1970 ont certainement contribué à cette stabilisation en réduisant de manière conséquente les effets du ruissellement superficiel sur ces terrains de couverture morainique.

II.1.3.1.2. L'année 1971

Les photographies de l'année **1971** (Figure II-8) ont été réalisées vers midi heure solaire : les rares ombres observables sont très courtes et orientées plein nord. La forte luminosité tend à "écraser" le relief qui apparaît beaucoup moins accidenté que sur les autres vues. Cette impression d'estompage de la topographie se manifeste particulièrement dans les zones de ravinement où les contrastes entre les deux flancs opposés d'une ravine sont ternes et faibles de part et d'autre de crêtes qui apparaissent parfois émoussées.

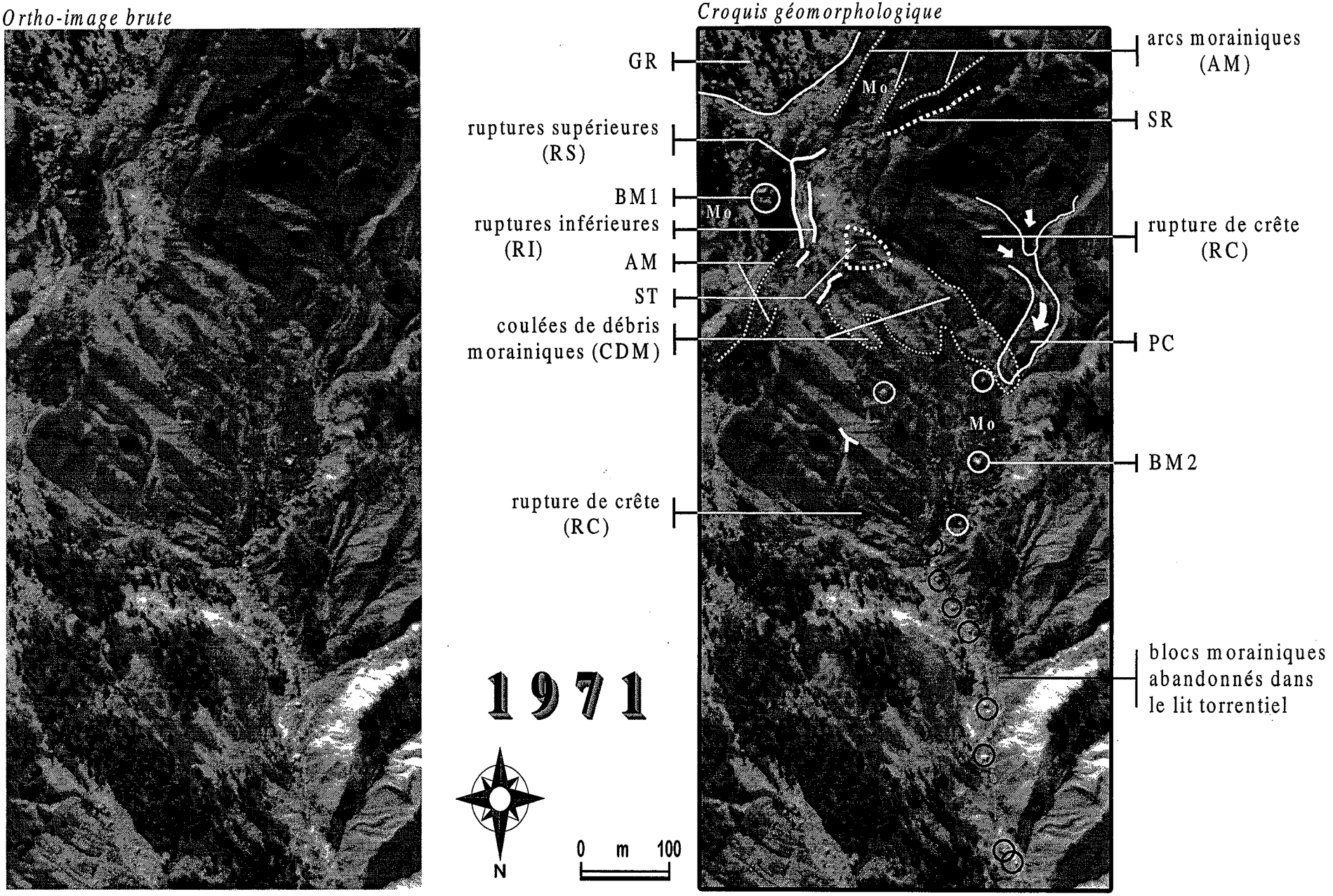


Figure II-8 : Le versant des roubines en 1971 : ortho-photographie et croquis géomorphologique interprétatif.

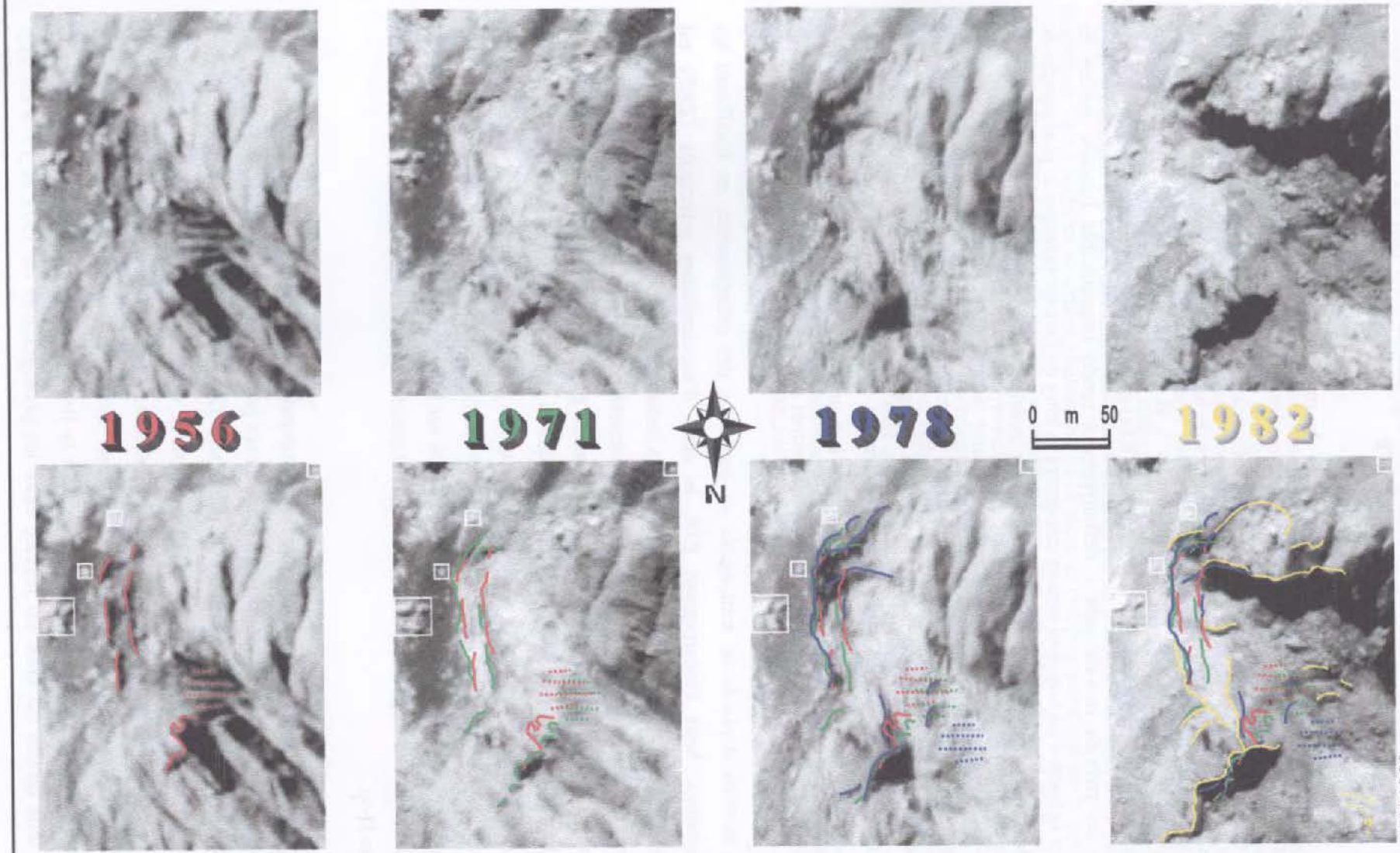
Cet éclairage est par contre favorable à l'observation des nombreux blocs morainiques, à forte réflectance, présents sur le site : ceux déjà évoqués en 1956, dont le bloc BM2, n'ont absolument pas bougé dans le prolongement des crêtes n°10, 11 et 13 et plusieurs autres encombrent le lit torrentiel dans le fond des roubines. Dans le secteur sud-est, au-dessus des ravines, les nombreux blocs qui jonchent la pelouse alpine dans le fond du cirque glaciaire apparaissent également bien plus nettement qu'en 1956, de même que plusieurs bourrelets de forme linéaire, parallèles au bord ouest du glacier rocheux, et identifiés comme des vestiges d'arcs morainiques (AM) emboîtés plus ou moins bien conservés. Tous interrompus par les mouvements superficiels qui affectent la moraine autour de la ravine principale RP, l'un d'entre eux au moins semble toutefois se prolonger au nord-est de la zone instable au-dessus des ravines du sous-bassin inférieur [SBI]. On remarque que les incisions (I) repérées sur le flanc sud de la ravine principale en 1956 (moins bien visibles en 1971) se placent dans le prolongement exact des creux formés entre ces arcs : ce sont donc les eaux de ruissellement (constituées pour une part importante d'eaux de fonte) dont l'écoulement est concentré dans ces creux qui, venant se déverser dans la rupture de pente des Roubines, sont à l'origine de ces incisions. On observe finalement dans cette zone d'altitude du vallon glaciaire que le taux de couverture forestière du glacier rocheux a très sensiblement augmenté en 15 ans depuis 1956.

Le soleil de midi permet également de distinguer la morphologie de la face sud de la grande crête n°14 et de comprendre que la coulée décrite en 1956 est en fait alimentée par deux zones d'ablation bien distinctes : comme supposé auparavant, une première s'est effectivement produite en partie haute du sous-bassin entre les crêtes n°14 et 15 ; l'accumulation qui en résulte comble tout un espace situé sous les crêtes 15 et 16 et limité à l'ouest par la crête 17, pour s'écouler ensuite vers le nord. Plus bas, une seconde rupture (plus récente ?) a éventré le flanc gauche de la crête n°14, induisant une rupture de pente nette dans le profil longitudinal de l'arête en même temps qu'une brisure dans son tracé en plan. Ces deux éléments sont plus ou moins bien visibles sur l'ensemble des clichés en fonction de leur éclairage au moment des prises de vues.

Dans les roubines mêmes, les processus d'érosion divers qui mobilisent la moraine ont provoqué un premier remplissage par le haut des ravines du sous-bassin médian, notamment de la ravine principale. Mais la plupart des crêtes émergent encore entre ces accumulations de débris hétérogène de teinte plus claire. La limite amont des zones d'ablation apparaît tout aussi clairement à travers deux lignes de ruptures nettement visibles sur toute la largeur du sous-bassin médian. La couverture morainique est déstabilisée de plus en plus haut sur le versant, particulièrement au-dessus de la ravine principale (RP) où la rupture supérieure (RS) correspond parfaitement aux premiers décrochements (^{1a}↘) détectés dès 1956 à côté des quatre blocs morainiques (BM1).

Les instabilités de ce versant sont également confirmées par la nouvelle apparence des stries (ST) : seules trois d'entre elles restent bien visibles, et leur longueur s'est sensiblement raccourcies à l'image (Figure II-9). Deux hypothèses peuvent être avancées expliquer ces modifications : la première, indéniable, impute la disparition et le raccourcissement des stries à leur recouvrement partiel par les matériaux morainiques déstabilisés à l'amont. La seconde considère que cette structure striée aurait aussi subi, en plus de son recouvrement, un léger déplacement d'ensemble (de 15 à 20m) vers l'ouest. Cette hypothèse est principalement fondée sur la mesure du "déplacement" concomitant de deux zones d'ombre situées juste à côté des stries, au nord. Ces ombres bien visibles sur la Figure II-9 correspondant à une rupture de pente assez significative qui domine la crête de ravine n°12, l'explication du recouvrement par du matériel morainique provenant d'au-dessus ne convient donc pas pour justifier leur "avancée" sur le versant. On remarque nettement que la distance entre les quatre blocs situés à l'amont et ces escarpements s'est allongée entre 1956 et 1971 et qu'une rupture supplémentaire s'est formée entre les deux. Ce mouvement de terrain, s'il se confirmait sur les images suivantes, témoignerait donc de l'instabilité de toute une portion de ce versant sur le flanc est de la ravine principale. Si tel était le cas, une question se pose : quelle est l'épaisseur des terrains concernée par ce mouvement ? L'investigation photogrammétrique ne permet pas de déterminer la profondeur de cette éventuelle rupture. Deux hypothèses peuvent être avancées pour expliquer ce mouvement de terrain : la première, d'ordre structural, considère qu'un accident majeur, une faille, fragilise ce flanc est de la ravine principale dans le prolongement du glacier rocheux selon une direction comprise entre N150° et N170° (nous avions déjà évoqué cette hypothèse sur l'image de 1956 en cherchant une explication à la position étrange de la crête de ravine n°11 en contrebas d'une paroi abrupte orientée selon une direction similaire) ; la seconde hypothèse, qui n'exclut nullement la précédente, impute l'instabilité de ce versant au creusement de la ravine principale par effet de suppression de la butée de pied. Cet effet pourrait être amplifié par des phénomènes de décompression des Terres Noires autour de cette ravine, notamment dans le cas où les marnes caractérisées par une forte schistosité seraient disposées parallèlement à l'incision. Les interprétations des photographies aériennes n'apportent aucun élément de réponse sur ces points.

Un dernier phénomène mérite finalement d'être souligné sur cette ortho-image de 1971 : il s'agit des cassures ou ruptures affectant une crête de ravine plus ou moins transversalement à son axe longitudinal. De tels accidents (RC) ont touché la crête de ravine n°7b (rupture déjà existante en 1956 mais moins bien visible) et la crête n°14 déjà évoquée précédemment. Ces phénomènes géomorphologiques qui répondent visiblement aussi aux conditions structurales du site et qui peuvent s'avérer fondamentaux pour comprendre l'instabilité d'ensemble du versant seront largement analysés en troisième partie de thèse.



On note l'extension des escarpements autour de la ravine principale (traits pleins) et les déplacements consécutifs des terrains déstabilisés, dont celui des "stries" (traits pointillés). ***En blanc*** *: repères visuels fixes sur les 4 images /* ***Autres couleurs*** *: indications propres à chaque date.*

Figure II-9 : Evolution des instabilités dans le secteur sud-est des Roubines entre 1956 et 1982
(Visualisation et interprétation sur extraits agrandis des ortho-photographies)

II.1.3.1.3. L'année 1978

En **1978** (Figure II-10), des déplacements de matière importants sont détectés et le mouvement de terrain complexe de type glissement-coulée apparaît sans ambiguïté dans la partie sud-est du sous-bassin médian. A moins de 20m à l'ouest des blocs BM1, un escarpement (E1) orienté nord-sud et supérieur à une dizaine de mètres de hauteur s'est formé à partir des ruptures (^{1a}↘) et (↙^{1b}) identifiées aux dates précédentes ; il se subdivise vers l'amont en deux escarpements emboîtés (E1a et E1b). Celui du haut (E1a) qui s'est développé en direction du sud-ouest dans les terrains morainiques a définitivement rendu impraticable l'ancien sentier de randonnée et le tracé d'un nouveau sentier remontant le long de l'arc morainique le plus proche du glacier rocheux est visible dès 1978. L'escarpement inférieur (E1b), décrivant une remarquable forme arquée, résulte d'un premier mouvement en masse (écroulement ou glissement ?) important survenu dans les Terres Noires ; son rejet vertical est estimé entre 5 et 10m, sachant qu'une épaisseur peut-être importante de matériel s'est déjà accumulé à son pied. Un peu plus au nord, l'autre escarpement déjà visible en 1971 s'est également agrandi en largeur comme en hauteur (E2) : l'importance de la zone d'ombre qu'il projette indique que son rejet vertical est supérieur à celui de l'escarpement (E1b), le modèle numérique permet de l'estimer à une vingtaine de mètres.

Les terrains déplacés se sont étalés en contrebas des escarpements en fossilisant les ravines existantes. Sous l'escarpement E1b, la zone d'accumulation principale (ZAP) est parfaitement visible sur l'ortho-image du fait de sa teinte plus claire. Au débouché du large amphithéâtre éventré, elle présente une forme caractéristique "en éventail" dont on suit parfaitement les deux limites latérales : son bord gauche parfaitement rectiligne qui s'appuie sur le flanc de la ravine principale permet de constater que le remplissage de celle-ci est encore peu important. A l'est, les matériaux provenant de la rupture supérieure semble avoir partiellement recouvert ceux accumulés sous l'escarpement E2. On distingue toujours très bien au sein de ces matériaux accumulés la structure striée (ST) identifiée sur le versant amont des roubines en 1956. Incorporée dans la masse glissée, elle s'est encore déplacée d'une trentaine mètres vers le nord-ouest (Figure II-9).

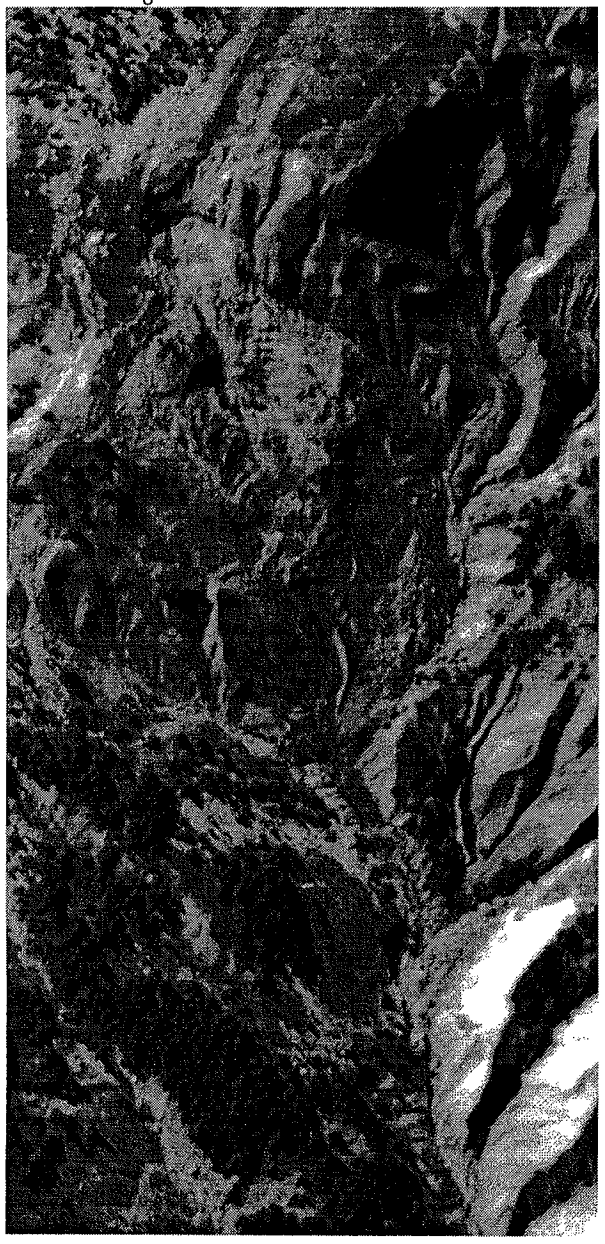
Ces accumulations de terrains déplacés masquant la topographie initiale posent un problème pour la connaissance des processus qui se sont produits entre 1971 et 1978. En effet, s'il paraît évident que la zone d'accumulation principale (ZAP) est constituée d'une proportion importante de matériel morainique, le développement de coulées boueuses à l'aval prouve aussi que des Terres Noires remaniées y sont largement présentes. La question qui se pose dès lors est la suivante : à quel niveau les ruptures les plus basses se sont-elles produites dans le soubassement marneux ? Autrement dit où se situe la limite inférieure de la zone d'ablation ? L'évolution telle qu'elle est nous est révélée entre les photographies de 1971 et 1978 est trop

rapide pour permettre de visualiser ces instabilités de moindre ampleur qui s'étaient certainement produites avant les grands mouvements qui ont généré la zone d'accumulation principale ne se produisent à l'amont.

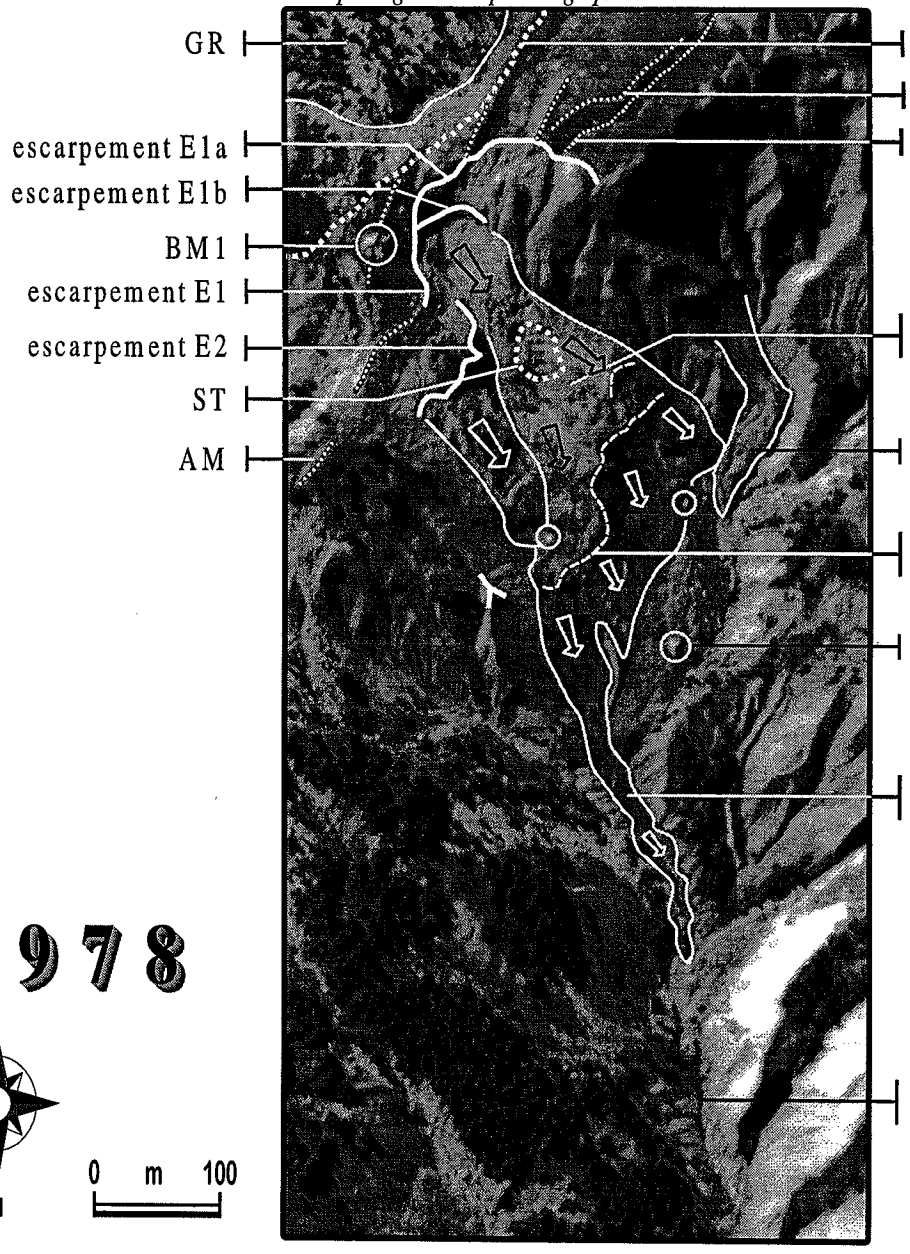
La limite aval de cette zone d'accumulation consiste en un long et sinueux escarpement secondaire consécutif à de nombreuses reprises ou "remobilisations" par coulées boueuses des matériaux déplacés une première fois : vers l'ouest par exemple, les dépôts morainiques identifiés sur les clichés précédents ont partiellement été submergés : le bloc important BM2 a été déplacé de 10 à 15 mètres vers l'aval. Comme il reste parfaitement visible sur le cliché, on en déduit qu'il n'a pas totalement été ensevelis mais seulement ébranlé par la poussée boueuse. Plus bas aussi, de nombreux blocs rocheux et arbres visibles en 1971 dans le thalweg principal ne le sont plus : ils ont été submergés par une telle coulée "secondaire" qui s'est échappée du pied de l'accumulation principale pour gagner le fond du lit torrentiel entre les crêtes 7b et 9. Une portion relativement rectiligne et bien canalisée sur 70 mètres environ de cette coulée de boue (CB) précède un secteur de divagation à la faveur d'une pente plus faible. La physionomie très allongée de cette coulée et sa faible largeur (environ 5m) laissent penser qu'il s'agissait d'une lave très fluide.

En 1978, la longueur totale du glissement-coulée atteint environ 585m entre l'escarpement principal E1b et la pointe extrême de cette coulée boueuse CB.

Ortho-image brute



Croquis géomorphologique



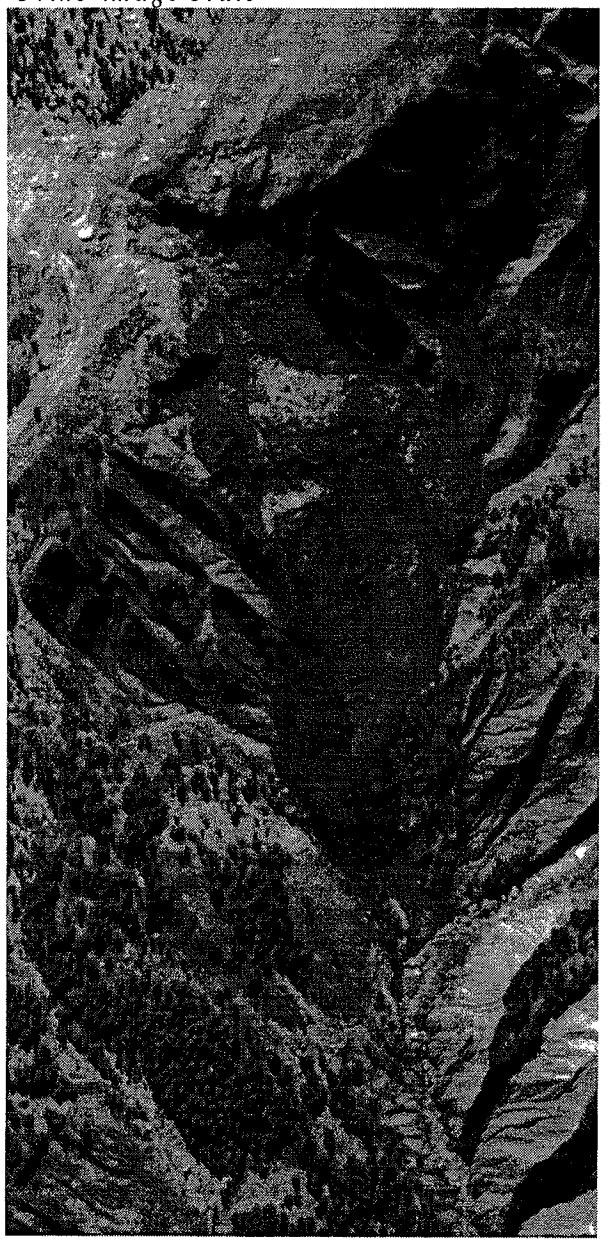
II.1.3.1.4. L'année 1982

Entre 1978 et **1982** (Figure II-11), les bouleversements morphologiques sont spectaculaires sur une période de quatre années seulement : extension et élévation de l'escarpement principal à l'amont, élargissement, allongement et épaississement de la coulée à l'aval. Le mouvement de terrain présente une physionomie typique de glissement évoluant en coulée.

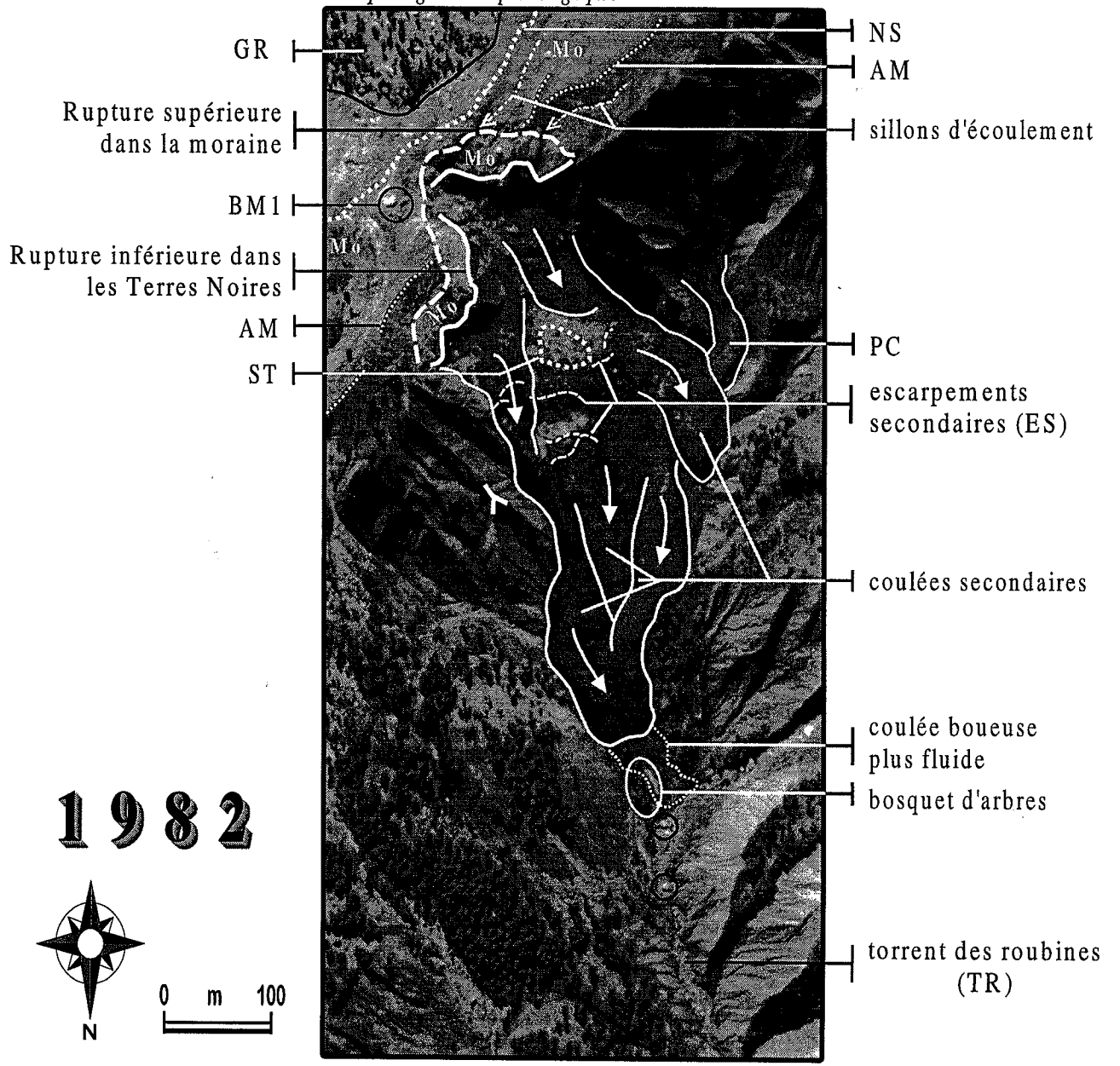
L'escarpement principal est désormais continu sur toute la largeur du sous-bassin médian défini en 1956 : il s'étire sur plus de 300 mètres depuis l'ancienne crête n°9 (disparue en 1982) jusqu'à la crête 14. Dans sa partie nord il est constitué de l'ancien escarpement E2 qui s'est développé sur une longueur 80 à 90 mètres selon une direction dominante SW-NE ; vers l'amont, il délimite un amphithéâtre largement ouvert vers le nord-ouest sur une largeur d'environ 160m. Le changement essentiel intervenu depuis 1978 dans ce secteur est l'extension vers l'ouest, sur plus de 100 mètres jusqu'à la crête n°14, de l'ancien escarpement E1b. Sur toute sa longueur, l'escarpement principal fait clairement apparaître le recouvrement des Terres Noires par la moraine (Mo). A l'image, cette superposition se traduit par des caractéristiques visuelles (couleurs, textures, granulométries) spécifiques à chacune des deux formations, la différence de réflectance étant aussi liée à la pente d'équilibre propre à l'une et à l'autre : la moraine, dépôt détritique non consolidé, ne réussit pas à se maintenir dans des talus aussi raides que les parois sub-verticales qui se développent dans les Terres Noires sous-jacentes. Au total, l'escarpement accuse sur toute sa longueur une dénivelée de plusieurs dizaines de mètres.

En contrebas, les conséquences de ces glissements et écroulements rocheux se matérialisent par plusieurs zones d'accumulation bien distinctes construites par des apports successifs plus ou moins juxtaposés et/ou superposés. Ceux-ci continuent d'ensevelir la topographie initiale des roubines dans le sous-bassin médian et au delà : les creux des ravines ont été comblés, les crêtes recouvertes ou tronquées, les blocs morainiques (dont BM2) noyés. Certains replats d'accumulation recouverts de matériel morainique tombé postérieurement bénéficient d'une réflectivité plus forte et se remarquent alors nettement par leur teinte plus claire. Sur celui du haut, des vestiges de la "structure striée" dont nous suivons le déplacement depuis 1956 semble apparaître encore à travers deux des cinq stries initiales. Elles se sont déplacées d'une quarantaine de mètres supplémentaires vers le nord-ouest depuis 1978, soit une moyenne annuelle de 10m/an. En 26 ans, depuis 1956, cette portion de terrain a donc parcouru 80 à 90m. environ en planimétrie (Figure II-9) ; le décrochement vertical étant estimé sur la même période à environ 80m., entre les cotes altimétriques 2045 et 1965m. données par les M.N.T., on calcule un déplacement annuel moyen de l'ordre de 4,5 à 5m/an.

Ortho-image brute



Croquis géomorphologique



La corps du glissement-coulée dans son ensemble s'est surtout étendu latéralement, atteignant 200m de large dans sa partie amont entre la crête n°8, à droite, et la petite coulée (PC) issue du sous-bassin supérieur dont le pied a été recouvert (peut-être tronqué ?), à gauche. La morphologie apparemment figée de cette dernière depuis 1956 semble indiquer que cette coulée est stable, malgré sa pente, en l'absence de nouvelles ruptures l'alimentant de l'amont. A partir de 1982, cette stabilité apparente de la coulée (les deux flancs sont quand même constamment érodés par les écoulements intermittents qui la bordent) s'explique aussi par cette fossilisation de son pied par la coulée principale qui bloque ainsi toute éventuelle avancée.

Plus bas, à l'ouest de la crête n°7b où l'on remarque que plusieurs coulées distinctes se chevauchent, la largeur totale de la coulée[1] se réduit à 120m environ. Plus bas encore, au niveau de la crête n°18 qui dévie nettement la coulée vers l'est, la largeur au pied n'est plus que d'une petite soixantaine de mètres. La longueur totale est d'environ 620m du bord de la couronne jusqu'au pied du lobe terminal. Quelques mètres devant ce dernier, dans le thalweg principal, un groupe d'une dizaine d'arbres (A) a déjà été atteint par une lave plus fluide échappée de l'accumulation principale de Terres Noires remaniées.

La fraîcheur des formes et l'excellente qualité de l'image de 1982 permettent déjà d'évoquer le rôle déterminant du paléo-relief dans la morphologie de la coulée. Sans entrer dans les détails (cette question sera largement traitée par la suite dans l'analyse du comportement dynamique récent), on remarque ainsi l'influence des crêtes n°9, 10 et 13 sur son modelé de surface, de même que le changement de direction qui lui est imposé par la crête n°18.

II.1.3.1.5. L'année 1988

Les prises de vue de l'année **1988** sont les seules qui ont été faites avec un éclairage de fin d'après midi, ce qui se traduit par un éclairement intense des parois exposées à l'ouest, et une orientation des ombres portées vers l'est (Figure II-12). A cette date, alors qu'aucun nouvel écroulement important ne semble avoir affecté l'escarpement principal, le front de la coulée s'est avancé de 180 mètres environ, soit à une vitesse moyenne de 30 mètres par an ! Atteignant grosso modo son extension actuelle, la coulée s'est également élargie dans sa partie inférieure : côté ouest, elle est notamment passé par-dessus la crête n°18 dont elle a submergé le flanc occidental pour aller buter sur la n°19. De même son flanc droit est remonté de près de 35m. vers l'est, recouvrant au passage quelques arbres et blocs rocheux. Des deux côtés, la masse en mouvement a ainsi repoussé vers l'extérieur les cours d'eau qui drainent le bassin des Roubines, les forçant à se creuser de nouveaux lits au contact entre elle et les terrains en place.

L'allongement de la coulée s'est traduit par la formation d'un replat dit inférieur (RI) qui, contrairement à ceux observés à l'amont, n'est pas du ici à une accumulation particulière de roches glissées ou écroulées, mais simplement au recouvrement par les matériaux en transit d'une topographie moins favorable à son passage. Il s'agit en fait de la berge gauche, inclinée en pente douce vers le sud-est avec une légère courbure, d'un drain intermittent qui descend vers le torrent principal des roubines entre les ravines n°21 et 22. C'est le chevauchement de cet obstacle qui induit le ressaut relatif de la coulée à cet endroit.

Deux autres faits intéressants méritent d'être relevés sur l'image de 1988 : le premier est la réapparition très nette, dans le tiers supérieur de la coulée, sous la zone d'accumulation majeure formant le replat dit supérieur (RS), d'une portion de la crête de ravine (CR) n°10 pratiquement invisible en 1982. Cette exhumation traduit un amaigrissement de la coulée dans ce secteur, confirmant en cela qu'il y a eu extension spatiale à l'aval sans apport important de nouveaux matériaux par mouvements en masse à l'amont. La seconde observation concerne le drainage superficiel de la coulée ; le ruissellement concentré provoquent sur ces matériaux très meubles des incisions profondes qui se développent très rapidement. En quelques années, deux sillons importants qui drainent toute la partie amont de la coulée entre les crêtes 7a et 13 ont ainsi été creusés par les eaux de ruissellement ; on remarque que ces nouvelles ravines "intra-coulée" (RIC) se superposent très exactement au paléo-réseau qui drainait les Roubines un demi-siècle auparavant (cf. croquis interprétatif de 1956).

[1] Le terme "coulée" pourra être employé indifféremment par la suite au singulier ou au pluriel sans préciser à chaque fois que nous considérons la coulée de débris dans son ensemble comme la superposition aussi bien dans le temps que dans l'espace, de plusieurs coulées successives.

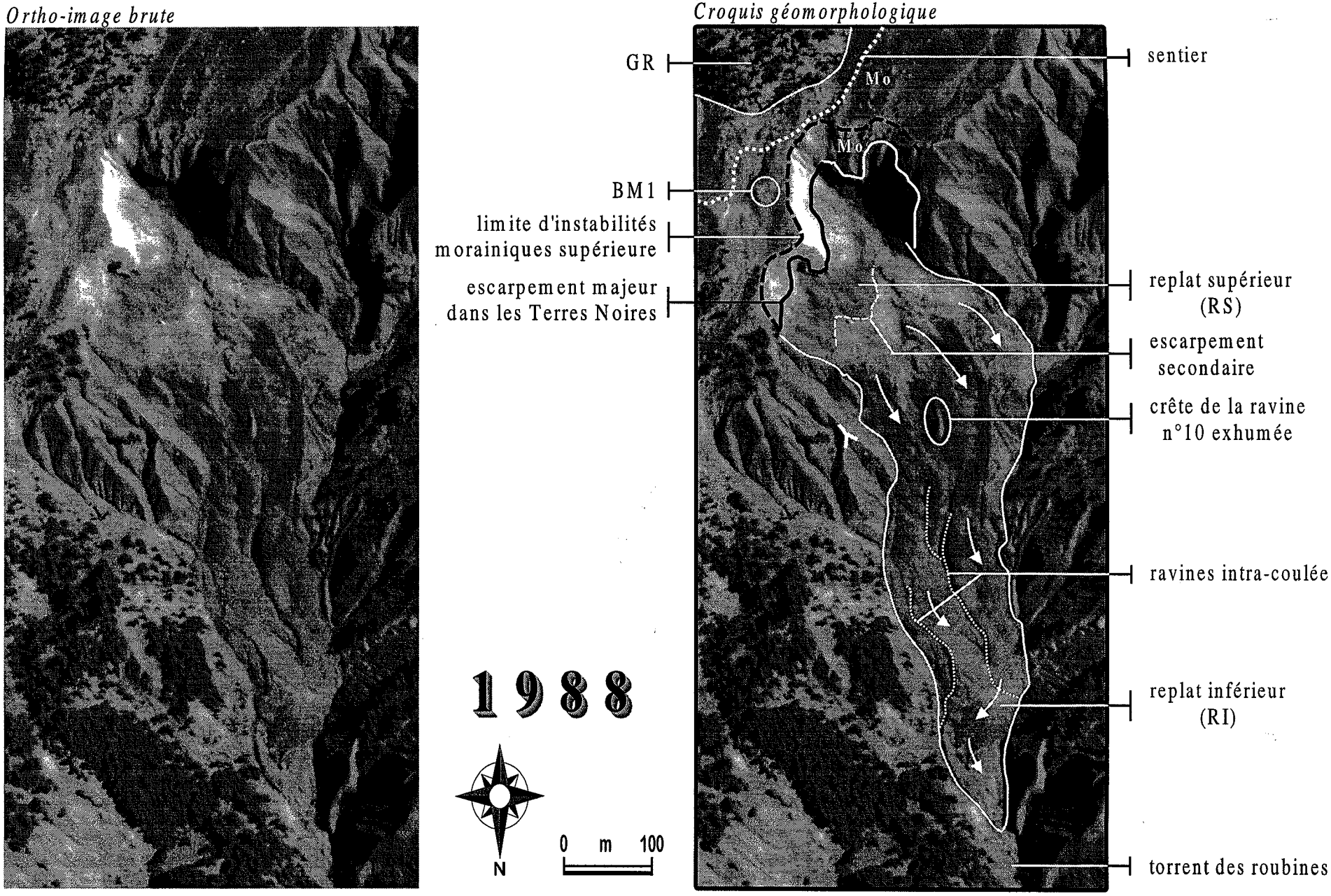


Figure II-12 : Le versant des roubines en 1988 : ortho-photographie et croquis géomorphologique interprétatif.

II.1.3.1.6. L'année 1995

En **1995** (Figure II-13), la coulée s'est encore allongée d'une dizaine de mètres dans le lit torrentiel très étroit taillé entre les marnes des ravines en place (n°22 et 23) côté ouest et le versant recouvert de moraine à l'est. Enserrée de part et d'autre par ces versants qui semblent bloquer son avancée, la coulée ne fait plus qu'une dizaine de mètres de large à son extrémité. La longueur totale du mouvement de terrain atteint 800m entre le sommet de l'escarpement rocheux à l'amont et la pointe de la coulée.

Dans le corps de la coulée, une seconde portion de crête d'une ravine fossilisée est réapparue en plus de la n°10 toujours bien visible : il s'agit de la n°13 qui constituait le bord droit de la ravine principale RP en 1956. Dans le prolongement amont de la crête n°10, un escarpement secondaire de 5 à 10m de hauteur orienté nord-sud marque le bord du replat d'accumulation supérieur. Les matériaux déstabilisés forment une coulée boueuse secondaire parfaitement encadrée par ces deux crêtes exhumées. Le développement et la hiérarchisation du réseau de drainage superficiel se poursuit en adéquation toujours aussi remarquable avec la paléo-topographie.

Comme pour la période précédente, les photographies aériennes ne permettent pas de détecter de mouvements majeurs en bordure de la couronne depuis 1988. Cela ne signifie pas que l'escarpement principal ne recule plus : les observations faites régulièrement sur le terrain depuis 1990 révèlent en effet des mouvements gravitaires fréquents, principalement en périodes printanières et automnales. Le bloc morainique (BM3) de grande taille visible sur l'ortho-image à la limite de la zone d'ombre est tombé du sommet de l'escarpement au cours du printemps 1991. Entre 1971 (date à laquelle peut être identifiée avec certitude une première rupture) et 1995, le recul maximal de l'escarpement est estimé à une quarantaine de mètres dans la zone où celui-ci est le plus proche du glacier rocheux. En 1995, le talus frontal de ce remarquable empilement anarchique de blocs rocheux (désormais presque entièrement recouvert d'arbres) n'est plus distant que d'une trentaine de mètres de la couronne. De nombreux blocs qui jonchent cette bande de terrain et entre lesquels serpente le sentier de randonnée sont condamnés à la chute plus ou moins brève échéance. A titre tout à fait indicatif, le recul de cet escarpement étant loin d'être régulier, les analyses photogrammétriques permettent donc de définir une vitesse moyenne annuelle maximale de recul de l'ordre de 1,6m/an. Dans la plupart des autres secteurs, la vitesse moyenne de recul est généralement comprise entre 0,5 et 1m/an depuis le début des années 1970. Ces valeurs ont été établies au niveau de la couronne, c'est-à-dire qu'elles expriment le recul de la partie supérieure de l'escarpement, constituée de terrains morainiques. Dans la partie inférieure impliquant le soubassement des Terres Noires, le recul est plus difficile à estimer sur les différentes photographies du fait de la fréquente mauvaise visibilité de la ligne de contact entre

les deux formations : le recul le plus rapide de la paroi marneuse semble s'être produit dans la partie nord-est (au-dessus de l'ancienne crête de ravine n°9) où l'on mesure un recul de l'ordre de 35 mètres entre 1982 et 1995. Malgré la qualité moyenne des photographies de 1988, peu favorables à l'observation de cette zone, il semble que l'écroulement rocheux de grande ampleur ainsi mis en évidence s'était très probablement déjà produit à cette date.

Le commentaire de l'ortho-image de 1995 constitue la dernière étape de la reconstitution par photo-interprétation de l'évolution de ce glissement-coulée. Sa morphologie actuelle est décrite et interprétée de façon beaucoup plus précise et approfondie dans la sous-partie II.2. à partir des multiples observations et investigations faites *in situ*. Il est intéressant, au terme de cette reconstitution, de visualiser une figure complémentaire qui propose une comparaison visuelle des paysages de 1956 et 1995 en reportant graphiquement la morphologie la plus ancienne sur l'image la plus récente et inversement (Figure II-14). On y voit non seulement très clairement l'emprise de la coulée actuelle par rapport à la morphologie initiale du thalweg des roubines, mais également, inversement, l'influence de la paléotopographie dans la morphologie de la masse instable, particulièrement dans l'organisation du réseau hydrographique.

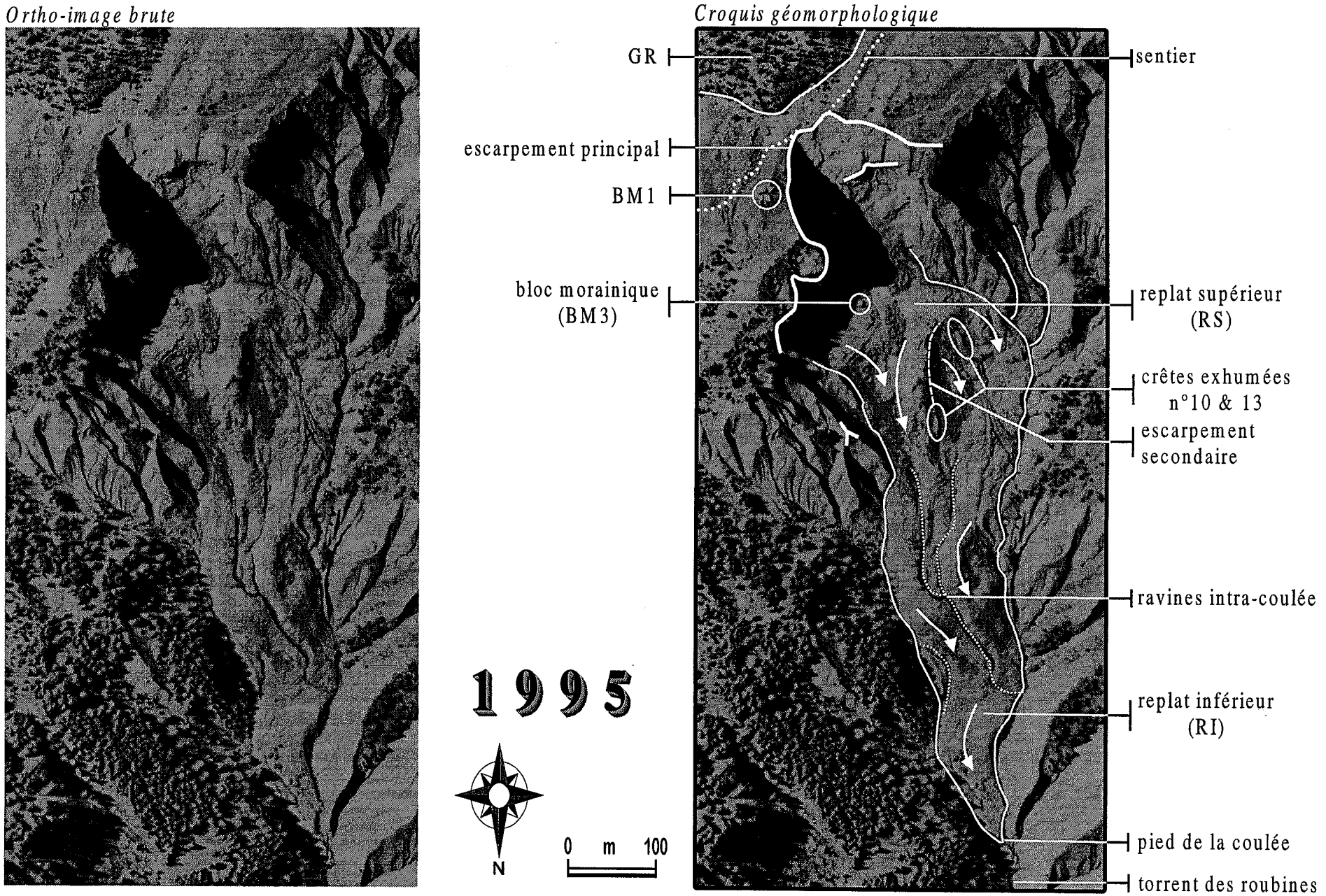


Figure II-13 : Le versant des roubines en 1995 : ortho-photographie et croquis géomorphologique interprétatif.

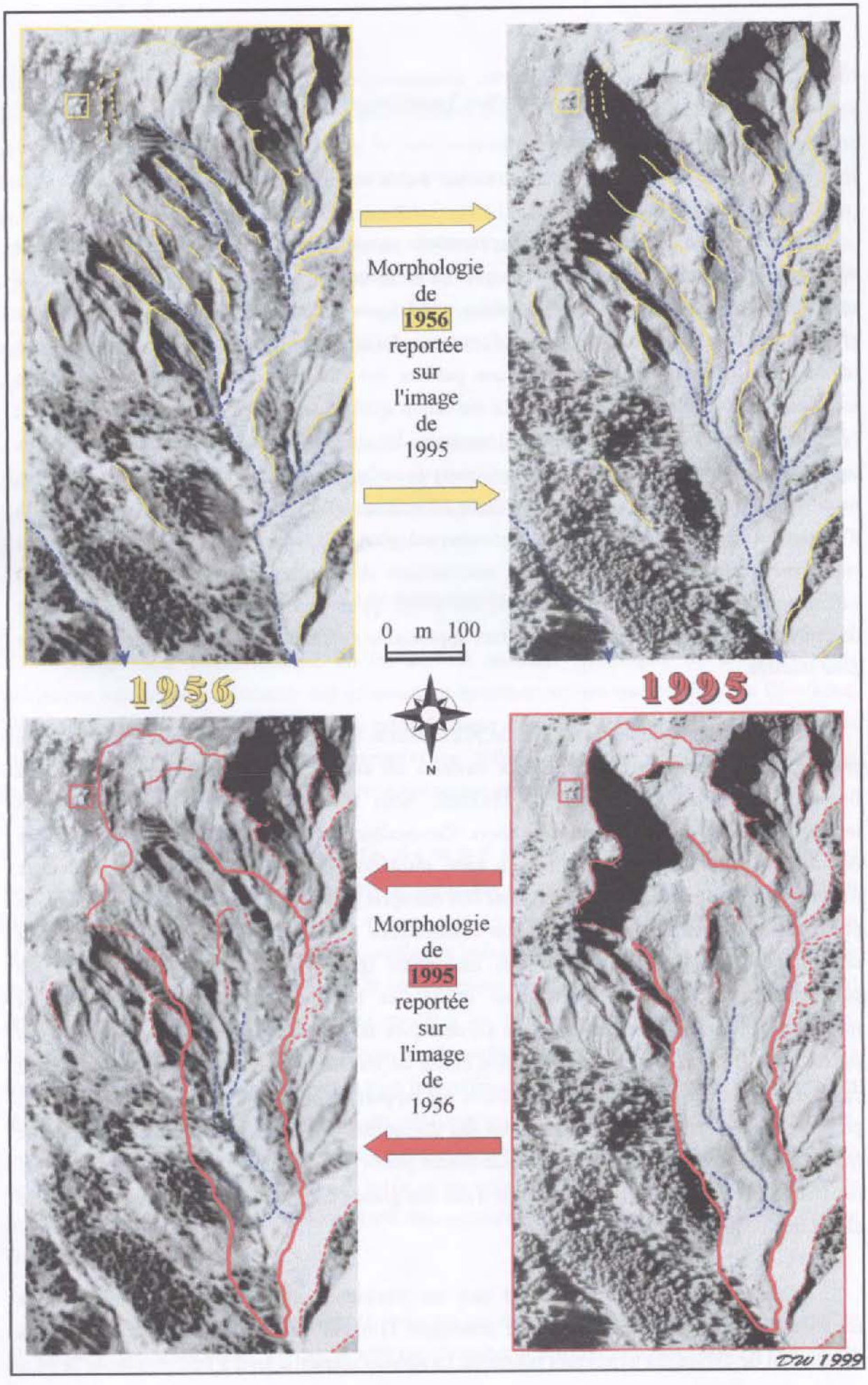


Figure II-14 : Comparaisons morphologiques des roubines de 1956 et de 1995.

II.1.3.2. L'exploitation "quantitative" des M.N.T.

II.1.3.2.1. Intérêts, limites et contraintes de la méthode

Un avantage de taille de la photogrammétrie numérique par rapport à la photogrammétrie traditionnelle est sa facilité à restituer la géométrie tridimensionnelle des objets représentés. La superposition de deux ou plusieurs modèles numériques de terrain permet ainsi de comparer efficacement le relief restitué par chacun d'entre eux. La qualité et la justesse de ces comparaisons reposent sur la superposition géométrique parfaite des différents modèles et la finesse des analyses géomorphologiques dépend de la résolution spatiale des grilles altimétriques calculées : l'unité d'analyse minimale étant le pixel élémentaire, les comparaisons peuvent aussi être linéaires (on raisonne alors sur des profils topographiques) ou surfaciques (on travaille alors sur des images de différence montrant les variations d'altitude à l'intérieur d'un secteur délimité). Il s'agit donc là d'un outil d'analyse puissant pour les géomorphologues soucieux de quantifier l'évolution du relief, particulièrement dans le cas de mouvements de terrains. Lorsque des photographies suffisamment anciennes montrent un versant avant qu'un mouvement de terrain ne s'y soit déclenché, c'est en outre un moyen indirect appréciable de connaître la paléotopographie d'une zone instable.

Sur le site de Super-Sauze, les M.N.T. générés l'ont été au départ dans une démarche privilégiant la couverture temporelle (six modèles sur une période de 39 ans) par rapport à la finesse spatiale (taille des pixels de 15x15m). Nous avons déjà évoqué les considérations techniques qui ont également guidé ce choix. Ces modèles ne permettent donc pas de quantifier des détails morphologiques inférieurs à cette résolution de 15m. En théorie, de nouveaux traitements photogrammétriques pourraient être entrepris afin de calculer des modèles à maillage plus petit qui permettraient d'affiner cette connaissance morphologique. Dans la pratique, cela nécessiterait des temps de calcul très importants (plusieurs dizaines d'heures selon les performances du système informatique utilisé) et les modèles obtenus comporteraient inévitablement un nombre d'aberrations altimétriques tel que leur correction "manuelle" sous stéréovision électronique représenterait une masse de travail considérable. Il conviendrait à cet égard d'apporter deux améliorations majeures par rapport au protocole réalisé la première fois : premièrement obtenir si cela est possible des documents originaux à numériser de meilleure qualité (négatifs ou contre-type sur film transparent plutôt que tirages sur papier photographique), deuxièmement définir des points de calage d'une très grande précision et fiabilité pour la phase de calcul initiale de triangulation.

Ces exigences concernent avant tout les représentations du passé, la réalisation de modèles du relief actuel en très haute résolution (1mx1m voire inférieure) ne posant plus aujourd'hui de difficultés techniques majeures. La photogrammétrie tend à être remplacée de plus

en plus souvent pour ce faire par la radargrammétrie : cette technique innovante mettant à profit les fortes sensibilités radiométriques et géométriques des capteurs radar spatiaux ou aéroportés permet de restituer de manière très fine le relief terrestre avec une précision des mesures de l'ordre du centimètre. L'imagerie radar est de ce fait un outil très performant (en terme de coût comme de qualité) pour la production de modèles numériques de terrain (Leberl, 1990 ; Polidori, 1991 ; Dupont *et al.*, 1997 ; Marinelli *et al.*, 1997 ; Tannous *et al.*, 1997 ; Polidori et Toutin, 1998). De telles applications n'ont pas été mises en œuvre à l'heure actuelle sur le site de Super-Sauze, mais un nouveau M.N.T. par voie photogrammétrique est par contre en cours de réalisation suite à une couverture photographique aérienne effectuée en Juillet 1999 lors d'un vol spécial à basse altitude.

Dans une démarche multi-temporelle semblable à celle entreprise sur le site instable de Super-Sauze, le problème majeur est donc bien celui de l'obtention de modèles numériques de terrain restituant la topographie ancienne aussi fidèlement et précisément que le relief actuel.

II.1.3.2.2. Les enseignements sur le site de Super-Sauze.

Malgré leur relatif manque de finesse, les modèles numériques de terrain réalisés permettent tout de même d'obtenir des informations quantitatives très intéressantes sur l'évolution d'un mouvement de terrain de la taille de celui de Super-Sauze. Un certain nombre d'indications altimétriques ponctuelles issues de ces modèles ont déjà été exprimées précédemment dans les commentaires portant sur l'évolution géomorphologique du glissement-coulée.

Les comparaisons multi-temporelles des M.N.T. à partir de profils linéaires ou d'images de différence rendent compte des transferts de matériaux qui ont eu lieu sur le versant et peuvent contribuer de ce fait à l'estimation du volume mis en jeu par ce mouvement de terrain. La photogrammétrie numérique ne permet toutefois de calculer l'épaisseur des terrains déplacés que dans la zone d'accumulation, c'est-à-dire là où ces terrains sont venus recouvrir un versant initial dont la topographie est restituée par les modèles les plus anciens. Dans la zone d'ablation, l'épaisseur des matériaux déplacés qui recouvrent la surface de rupture ne peut être appréhendée à travers les M.N.T. puisque cette dernière n'est intégralement visible sur aucune des photographies disponibles (seul l'escarpement principal qui constitue la partie amont de cette surface de rupture, sa manifestation visuelle dans le paysage, apparaît sur les images les plus récentes). Les modèles ne permettent qu'une comparaison des surfaces topographiques : ainsi, la différence entre le modèle altimétrique de 1995 et celui de 1956 fait apparaître un abaissement maximal du relief de l'ordre de 15 à 20m entre ces deux dates.

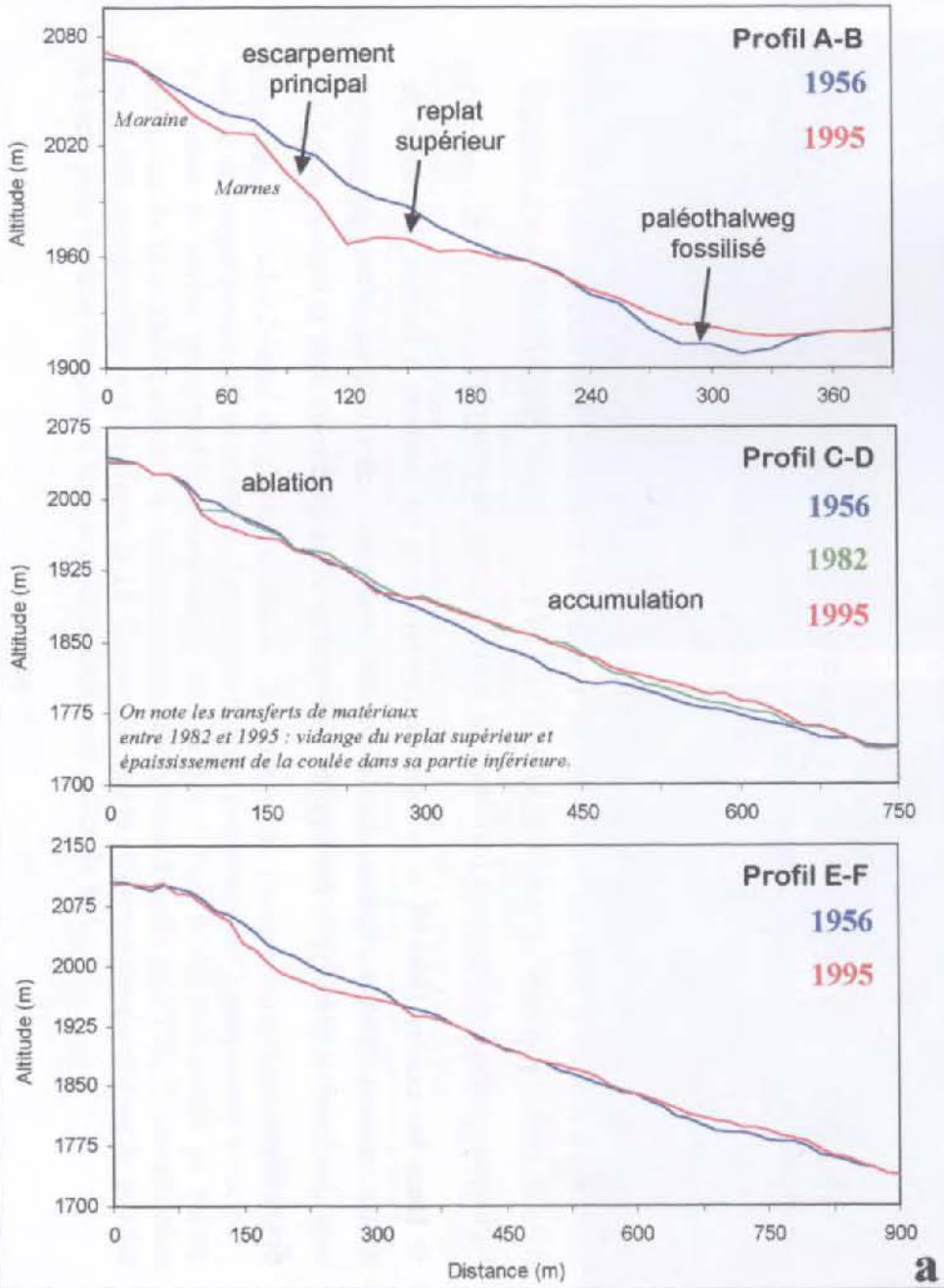
Les seuls résultats photogrammétriques ne permettent donc pas de calculer le volume global du glissement-coulée. Ce calcul sera par conséquent effectué ultérieurement à la lumière

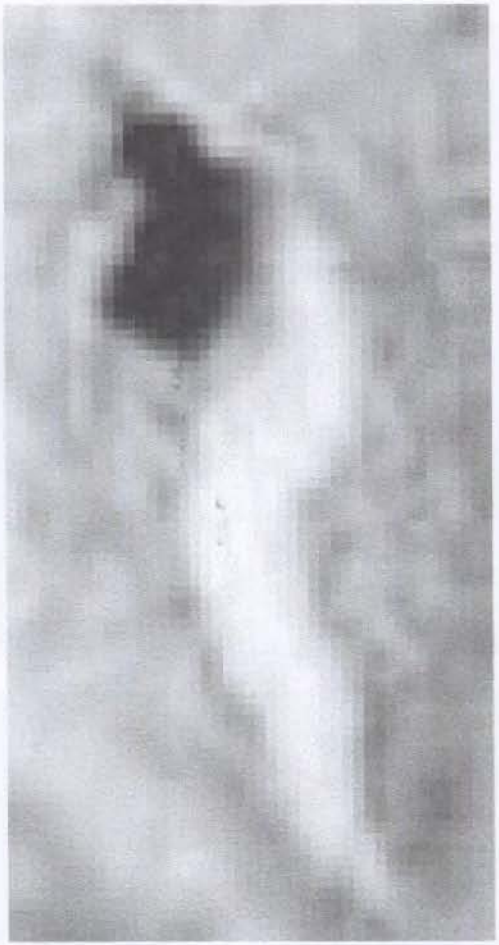
des résultats des investigations géotechniques réalisées *in situ*, lesquels viendront en complément des analyses photogrammétriques.

Par leur capacité de rendre compte du modelé de surface, les modèles topographiques successifs apportent par contre des réponses précieuses à la difficile question du positionnement de la limite entre zones d'ablation et d'accumulation qui viennent d'être évoquées. Il s'agit là en effet d'un problème majeur dans l'étude des glissements de terrains, notamment dans le cas des glissements évoluant en coulées, qui rejoint celui non moins délicat de la caractérisation en profondeur des surfaces de rupture et de séparation.

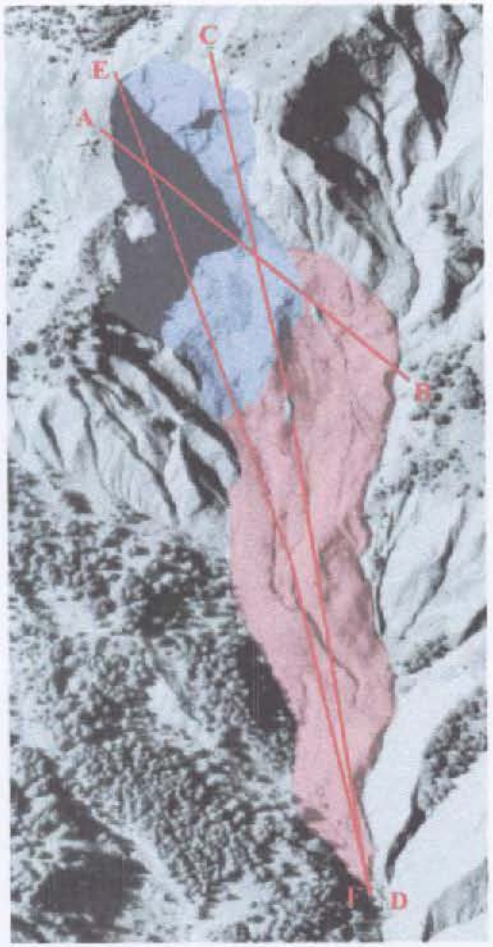
Au niveau de la terminologie, il n'est pas inutile de rappeler à ce stade que la zone dite d'ablation (ou de départ) est définie comme celle où les terrains occupent une altitude inférieure à celle qu'ils avaient avant le mouvement de terrain, et inversement que la zone d'accumulation est celle où les altitudes héritées des instabilités sont supérieures au niveau du versant initial. Ces définitions impliquent, comme cela vient d'être décrit sur le site de Super-Sauze, que des terrains déplacés sont aussi bien présents dans la zone d'ablation que dans celle d'accumulation. Bien que cela soit inexact d'un point de vue strictement géomorphologique, on considère souvent par approximation que la zone d'ablation est délimitée en profondeur par la surface de rupture et que la zone d'accumulation située à l'aval est celle où les terrains déplacés ne font que recouvrir la surface topographique initiale restée en place (on parle dans ce cas d'une surface de séparation pour désigner l'interface entre les terrains déplacés et le versant originel ensevelis). En fait, selon la topographie du versant initial et la géométrie du mouvement de terrain, la surface de rupture, qui n'est visible que dans la partie supérieure de la zone d'ablation sous la forme de l'escarpement dit principal, se prolonge la plupart du temps sous la zone d'accumulation.

En adoptant ces définitions, les restitutions topographiques multi-temporelles permettent de situer la limite entre zone d'ablation et zone d'accumulation sous l'actuel replat supérieur ; son altitude décroît progressivement de 1950m environ à son extrémité sud vers 1930m côté nord-est, longeant un moment l'escarpement secondaire qui érode le replat d'accumulation supérieur. Cette limite se situe une cinquantaine derrière la crête de ravine en place n°10 apparente dans la coulée et une trentaine de mètres derrière l'autre crête visible, la n°13. Elle domine en altitude la première d'une quarantaine de mètres au maximum et la seconde d'une vingtaine de mètres seulement. La Figure II-15 présente une ortho-image de 1995 sur laquelle sont reportées la zone d'ablation et la zone d'accumulation déterminées par l'analyse d'images de différence entre M.N.T. et de profils topographiques linéaires tracés à travers le secteur.





b



c

a : exemples de profils topographiques multitemporels extraits des M.N.T. (leur localisation sur le versant instable est donnée en c).

b : image de différence calculée entre le M.N.T. de 1995 et celui de 1956.

c : superposition des zones d'ablation (en bleu) et d'accumulation (en rouge) définies par photogrammétrie sur l'ortho-image de 1995.

Figure II-15 : Exploitation quantitative des modèles numériques de terrain

II.1.3.3. Synthèse sur l'évolution géomorphologique

L'analyse des images et des modèles altimétriques issus du traitement photogrammétrique a permis de décrire quelques unes des étapes de l'extension du glissement-coulée de Super-Sauze et d'identifier un certain nombre de processus et transformations géomorphologiques qui ont accompagné cette évolution. Les quatre vues perspectives et les six ortho-images regroupées sur les Figure II-16 et Figure II-17 montrent particulièrement bien cette évolution, alors que la Figure II-18 récapitule de façon synthétique le développement des morphologies d'ablation et d'accumulation décrites en détail précédemment. D'autres planches au format A3 figurant en annexe (A.II-7 à A.II-10) permettent également d'observer cette évolution morphologique à travers différentes images particulièrement expressives et didactiques.

II.1.3.3.1. Les étapes chronologiques

On retient quatre étapes principales dans l'évolution du glissement-coulée :

❖ **Avant 1956**, de multiples ravines se sont développées dans les Terres Noires du bassin d'érosion des Roubines dans lequel les terrains de couverture morainique sont peu présents. Sur le versant sud-est de ce bassin, l'une de ces ravines, située juste en contrebas du glacier rocheux de la Goutta., présente un recul, une largeur et une profondeur largement plus importants que ses voisines ; la moraine située dans sa partie supérieure y est déjà largement entaillée par le ruissellement superficiel.

❖ **Entre 1956 et 1971**, de multiples glissements superficiels s'opérant aux dépens de cette couverture morainique provoquent un remplissage partiel des ravines du sous-bassin médian, dont la ravine principale, mais la plupart des crêtes d'interfluves émergent encore entre ces accumulations.

❖ **Entre 1971 et 1978 puis surtout entre 1978 et 1982**, des ruptures importantes affectent le substratum marneux. Elles se traduisant par l'extension croissante d'un escarpement principal dans la partie supérieure du sous-bassin médian. Les Terres Noires déstabilisées se transforment rapidement en coulées boueuses fossilisant les ravines situées en contrebas.

❖ **Dans les années 1980-90**, si le recul de l'escarpement est modeste à l'amont, la coulée de débris mêlant Terres Noires remaniées et matériaux morainiques s'est par contre considérablement développée (en largeur, en longueur et en épaisseur) dans le thalweg principal des roubines.

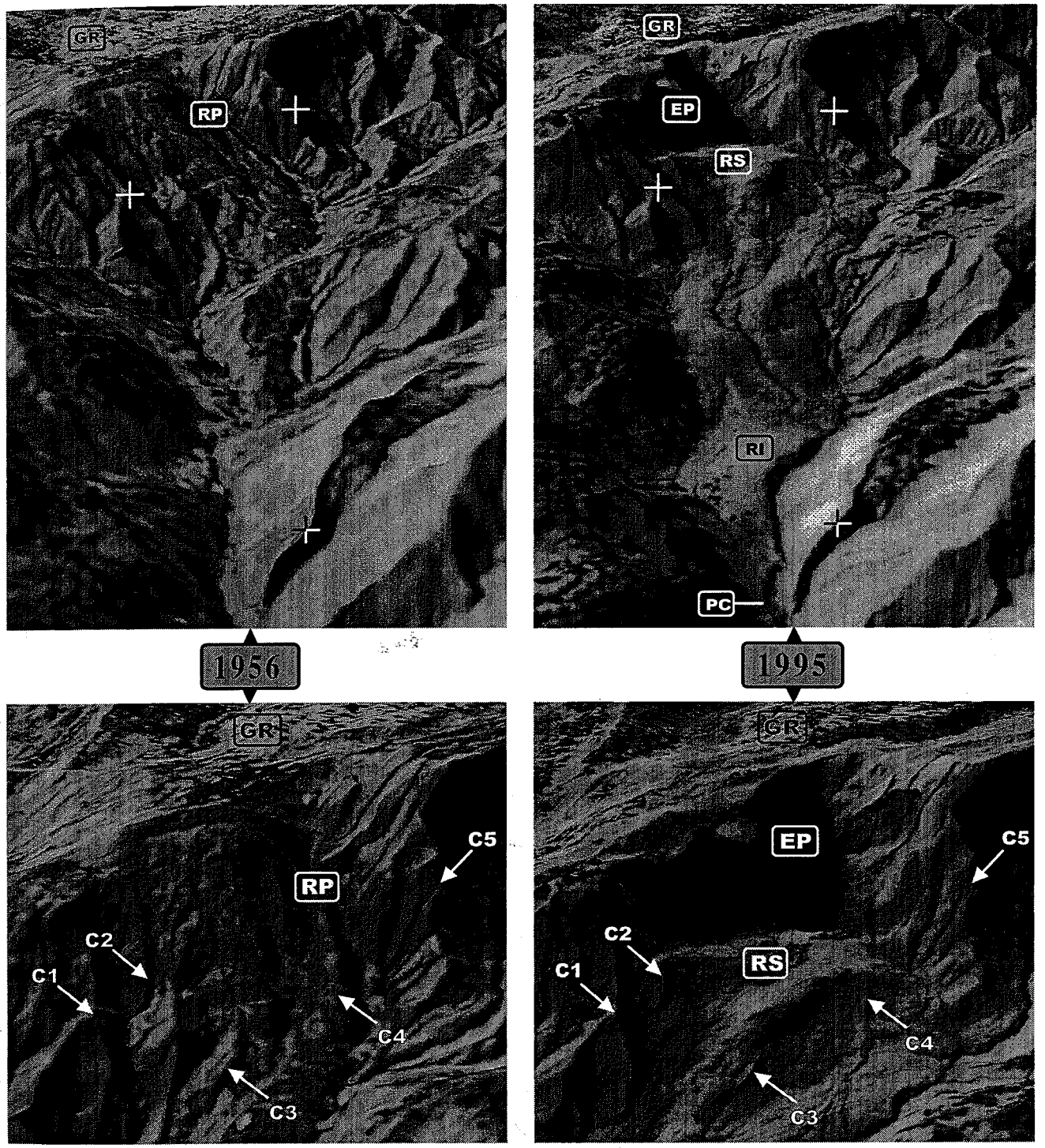


Figure II-16 : Vues perspectives lointaines (en haut) et rapprochées (en bas) du bassin torrentiel du Sauze en 1956 (à gauche) et 1995 (à droite).

Légende : GR : glacier rocheux - RP : ravine principale - EP : escarpement principal - RS : replat supérieur - RI : replat inférieur - PC : pointe de la coulée - C1 à C5 : crêtes de ravine.

Page suivante : Figure II-17 : Six stades de l'évolution géomorphologique du glissement-coulée de Super-Sauze restitués par ortho-photographies.

Légende : 1 : talus frontal du glacier rocheux ; 2 : groupe de rochers volumineux (cercle) et cabane de berger (rectangle) permettant d'apprécier le recul progressif de l'escarpement principal ; 3 : crêtes de ravine remarquables numérotées de 1 à 5 (cf. Fig. II-16) permettant de suivre l'extension de la coulée de débris ; 4 : limite externe de la coulée à partir de 1978 ; 5 : localisation des profils topographiques de la figure II-15. On précise que la séquence temporelle va de gauche à droite pour les trois images du haut et inversement pour celles du bas.

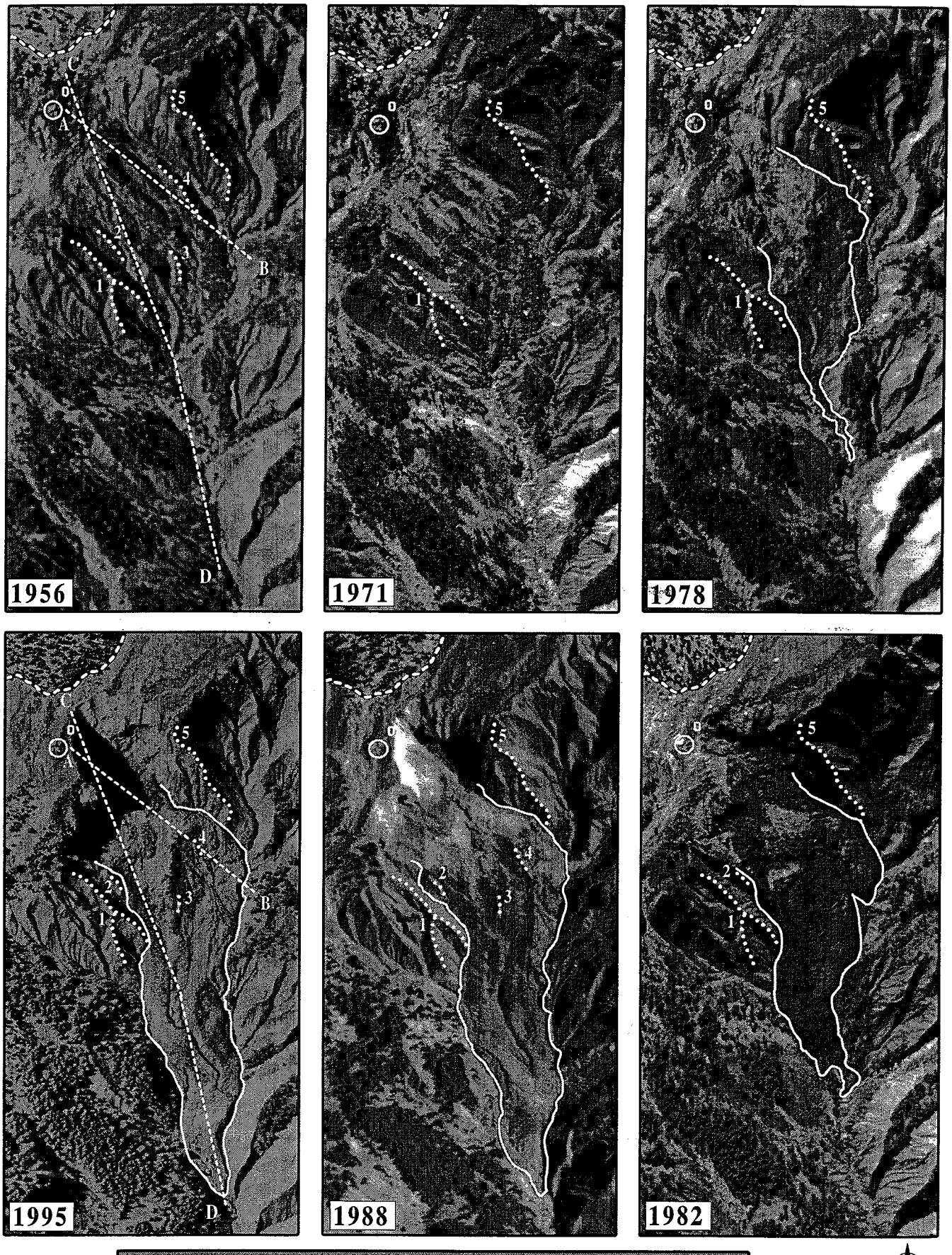
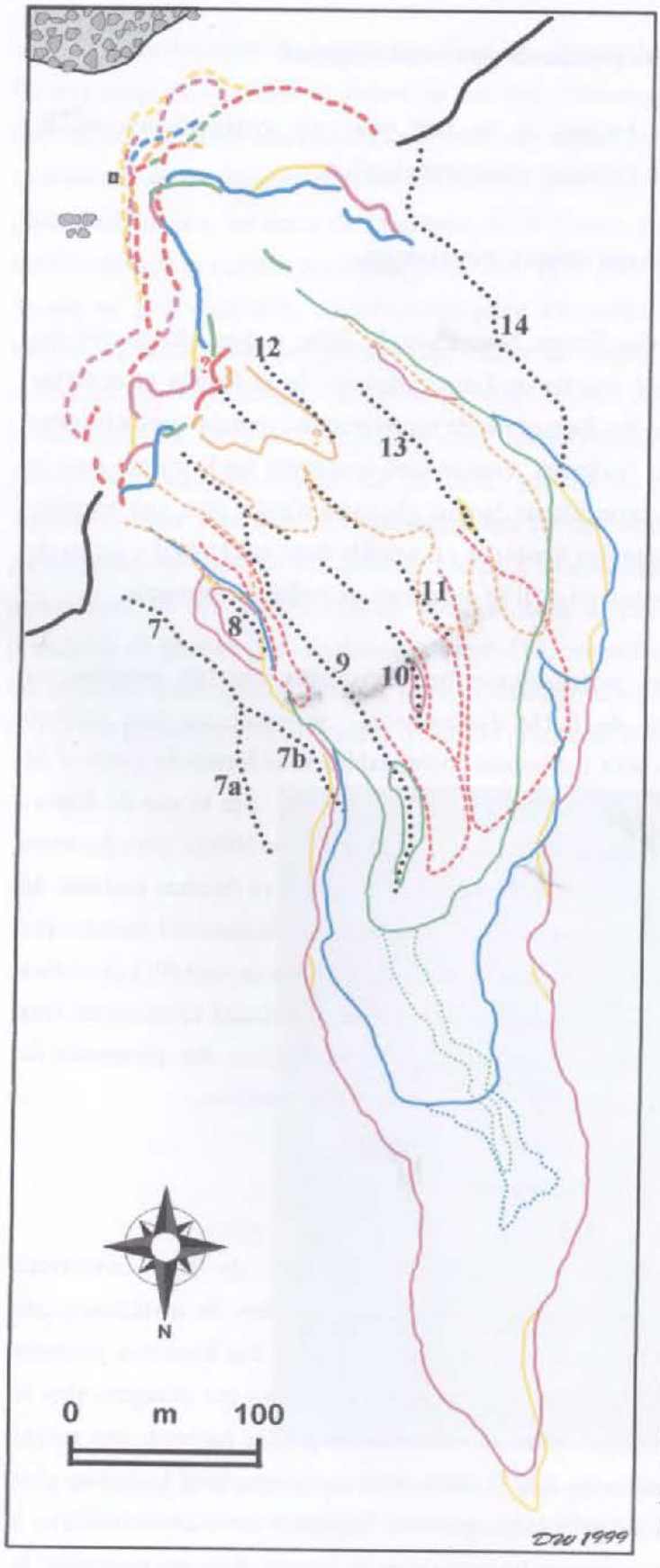


Figure II-17 : Six stades de l'évolution géomorphologique du glissement-coulée de Super-Sauzerestitués par ortho-photographies.



Légende :

: glacier rocheux de la Goutta

: cabane de berger

: blocs morainiques (BM1)

: crêtes de ravines majeures (numéros selon figure n°II-7d)

: limite supérieure d'affleurement des Terres Noires des Roubines en bordure du vallon glaciaire

Morphologies d'ablation :

: limite d'instabilité supérieure de la couverture morainique (couronne)

: escarpement principal dans les Terres Noires

Morphologies d'accumulation :

: dépôts de matériaux morainiques "glissés"

: coulée de débris "mixtes" (Terres Noires majoritaires)

: coulée boueuse produite au pied de la coulée principale

en couleurs

Couleur par année :

1956 : rouge
1971 : orange
1978 : vert
1982 : bleu
1988 : mauve
1995 : jaune

N.B. : Seules les limites montrant une extension du glissement-coulée entre deux dates successives ont été représentées : il s'agit soit d'un recul de l'escarpement principal, soit d'un élargissement ou un allongement de la masse déplacée.

Figure II-18 : Evolution spatio-temporelle du glissement-coulée de Super-Sauze entre 1956 et 1995 (Croquis de synthèse réalisé à partir des ortho-photographies).

II.1.3.3.2. Les processus géomorphologiques

Quatre processus majeurs, entre lesquels il ne faut pas voir systématiquement de succession chronologique, expliquent cette évolution géomorphologique :

❖ **<u>Processus 1</u> : Erosion et ablation de la couverture morainique.**

La limite d'affleurement amont des Terres Noires sur le flanc sud-est du bassin des roubines correspond grosso modo au bord gauche de l'auge glaciaire de la Goutta et coïncide aussi de ce fait avec la limite d'extension des formations de recouvrement morainiques déposées par ce glacier local tardif. Certains dépôts "externes" encore bien conservés sur le terrain sous la forme d'arcs morainiques indiquent que cette ultime langue glaciaire n'avait plus une ampleur suffisante pour venir déborder sur le versant des Roubines ; il semble donc exclu qu'il y ait eu de la moraine sur l'ensemble de ce versant raviné tel qu'il se présentait au milieu de ce siècle.

Ces dépôts glaciaires hétérogènes, perméables et peu consolidés sont très sensibles au ruissellement et pour peu qu'ils soient de faible épaisseur et reposent sur une surface imperméable plus ou moins inclinée, ils sont facilement mobilisables sous forme de coulées de débris ou de glissements (phénomènes décrits en Suède par Rapp (1960)). Sur le site de Super-Sauze, le développement par érosion régressive de ravines dans les Terres Noires sous-jacentes (Processus n°2) se traduit donc logiquement par une mobilisation progressive de cette moraine de recouvrement au fur et à mesure du recul des incisions. L'accumulation de matériel morainique repérée dès 1956 au pied du versant raviné prouve que de telles instabilités se sont déjà produites par le passé ; à chaque fois qu'ils se produisent, ces mouvements mobilisant la moraine font affleurer de nouvelles plages de Terres Noires, permettant ainsi l'extension des processus de ravinement et augmentant par la même la superficie totale du bassin des Roubines.

❖ **<u>Processus 2</u> : Ravinement intense des Terres Noires.**

Les Terres Noires à l'affleurement, éventuellement dégagées de leur couverture morainique protectrice (processus n°1), subissent de façon intense les effets du ravinement par ruissellement superficiel concentré. Le versant sud-est du bassin d'érosion des Roubines présente ainsi une succession de ravines et de crêtes aiguës plus ou moins parallèles qui plongent vers le nord-ouest en direction d'un thalweg principal. Juste en contrebas du glacier rocheux, une ravine dite principale s'est développée dès le milieu du XX^{ème} siècle dans des proportions beaucoup plus importantes que ses voisines. Deux causes principales peuvent expliquer cette érosion accrue à cet endroit : la première est liée au fonctionnement hydrologique du versant dans son ensemble, la seconde au contexte lithologique local et notamment à la disposition structurale de la formation autochtone des Terres Noires.

Le ravinement du bassin des Roubines a pu commencer dès l'époque où le glacier de la Goutta longeait son bord supérieur au sud-est ; l'érosion pouvait alors être d'autant plus intense que les eaux de fonte marginales se déversaient directement dans les Terres Noires. Par la suite, la concentration des écoulements superficiels au pied du glacier rocheux n'a rien de surprenant non plus. Sachant que les eaux de la source de la Goutta circulaient librement sur le versant avant qu'elles ne soient captées au début des années 1970 pour alimenter les stations du Sauze et Super-Sauze, on peut supposer, comme l'indiquent les cartes topographiques anciennes et comme le montre encore une vue-perspective rapprochée du secteur en 1956 (Figure II-19), qu'une partie au moins de ces écoulements se déversait directement dans la ravine principale. De même des écoulements de fonte se concentrant entre les différents arcs morainiques disposés à l'ouest du glacier rocheux débouchent sur le flanc gauche de cette ravine principale qu'ils incisent vigoureusement (ces axes d'écoulements qui se devinent sur plusieurs ortho-photographie sont particulièrement visibles sur celle de 1982). Ce ruissellement superficiel entaillant la couverture morainique et les Terres Noires sous-jacentes a ainsi progressivement creusé une ravine principale de plus en plus profonde et large. Dans ce scénario, il convient d'insister sur le fait que les captages anthropiques réalisés pour l'alimentation en eau des stations du Sauze et de Super-Sauze ont probablement fortement freiné les processus d'érosion dans ce secteur.

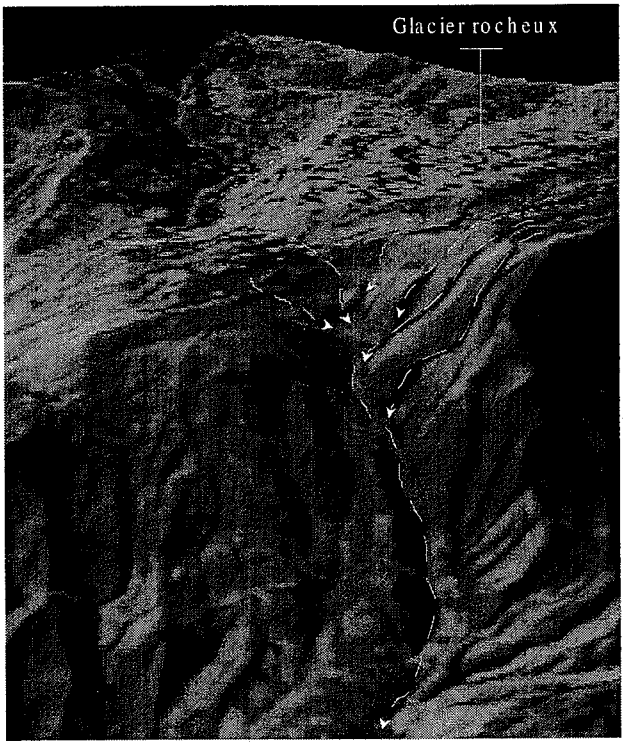


Figure II-19 : Tracé probable des écoulements dans la ravine principale en 1956
(Vue perspective rapprochée obtenue par traitement photogrammétrique numérique).

Le développement de cette ravine principale pourrait aussi avoir été favorisé par la disposition structurale des marnes, par exemple par un pendage conforme à la pente sur l'un et/ou

l'autre des flancs de cette ravine du fait d'un plissement, ou par l'existence d'un ou plusieurs plans de faiblesse structurale, d'une faille par exemple, fragilisant le soubassement autochtone dans ce secteur. Ce sont là des hypothèses que la seule analyse photogrammétrique ne permet pas de vérifier directement mais qui seront reprises en détail à travers les analyses morphologiques réalisées *in situ*. L'existence d'un accident structural pourrait aussi expliquer la concentration des écoulements selon cette direction et à cet endroit précis. Les photographies aériennes indiquent qu'un tel accident de type plan de faille est probable sur le flanc oriental de la ravine principale ; elles font également ressortir deux directions majeures, plus ou moins perpendiculaires, décrites sur l'ortho-image de 1956, dans l'organisation du relief autour du thalweg central du bassin d'érosion torrentiel des Roubines. Les similitudes flagrantes constatées entre ces directions et celles identifiées dans l'activité tectonique régionale confirment le rôle joué par ce contexte litho-structural dans le développement de ces ravinements, puis ultérieurement du glissement-coulée (processus 3 et 4). La direction dominante identifiée autour de N160° +/- 20° correspond ainsi parfaitement à deux mouvements tectoniques majeurs qui déterminent "*la structure actuelle de l'Autochtone*" (B.R.G.M., 1974) : le premier daté de l'Oligocène supérieur se traduit par des plis d'axes N140° à N160° déversés ou déjetés à l'W-NW, le second du Miocène supérieur-Pliocène a provoqué des failles et flexures de direction N160° à N180°. L'influence de ces accidents dans l'organisation du relief et du réseau hydrographique de l'ensemble du bassin de Barcelonnette a déjà été soulignée en première partie de thèse.

❖ **<u>Processus 3</u> : Ruptures brutales dans les Terres Noires.**

Suite à l'ablation de la moraine de recouvrement (ce phénomène n'a probablement eu lieu que dans la partie supérieure du versant sud-est où cette moraine était présente) et à l'incision des ravines, de multiples ruptures, elles aussi déterminées par la disposition structurale de cette formation à forte schistosité, se sont produites dans les Terres Noires. Dans la partie haute de la ravine principale où de telles ruptures ont progressivement généré un escarpement de plusieurs dizaines de mètres de hauteur et qui s'étendait dès 1982 sur 300m de longueur, les photographies montrent qu'une partie importante de cet escarpement s'est développée sur le côté est selon la direction N160°, probablement en rapport avec la faille évoquée précédemment. Si le recul de l'escarpement s'est globalement ralenti depuis cette date, la dégradation de la paroi se poursuit toujours sous l'effet de divers phénomènes gravitaires. Les matériaux déstabilisés alimentent en contrebas de vastes accumulations dans lesquelles se mêlent terrains de couverture morainique, morceaux de pelouse alpine et marnes noires remaniées à l'origine du processus 4.

Mais les photographies révèlent que des ruptures se sont également produites dans certaines crêtes aiguës situées autour du glissement-coulée principal étudié. L'influence litho-structurale sur l'ensemble de ces ruptures pourra être vérifiée plus concrètement à travers les observations réalisées sur le site.

❖ **<u>Processus 4</u> : Transformation des terrains déstabilisés en coulées de débris.**

Ces accumulations évoluent très rapidement, dès 1978, en coulées boueuses secondaires qui fossilisent progressivement les Roubines. Les surfaces recouvertes passent d'un peu plus de 3ha en 1978 à 5,5ha en 1982, pour atteindre 8ha environ en 1988 et 1995. Si l'on considère l'emprise totale du glissement-coulée en remontant jusqu'à la limite supérieure de l'escarpement principal, la superficie des terrains affectés de désordres à cette dernière date est d'une dizaine de hectares (Figure II-18).

La comparaison des ortho-photographies de 1956 et 1995 montre que le trajet et donc la morphologie de la coulée sont directement déterminés par le paléo-relief fossilisé. Cette influence est particulièrement manifeste quand on compare les réseaux d'écoulements de surface aux deux dates (les ravines qui entaillent la coulée actuelle se superposent parfaitement à celles d'il y a 50 ans), ou lorsque l'on constate la canalisation des coulées boueuses entre des crêtes de ravines dont certaines, auparavant ensevelies, ont été exhumées au cours des dernières années.

II.1.4. Les coïncidences morpho-climatiques

L'évolution morphologique révélée par les photographies anciennes montre une extension croissante du glissement de terrain au cours des 50 dernières années. Malgré le petit nombre d'étapes connues, il est intéressant de voir s'il existe des relations plus ou moins manifestes entre les périodes d'instabilités majeures mises en évidence sur le site de Super-Sauze en particulier et le bassin de Barcelonnette plus largement, et les conditions climatiques. Plus précisément, compte tenu de la connaissance très partielle que nous avons de ces événements morphologiques, seules ont été retracées les conditions pluviométriques, qui sont celles qui ont la plus forte influence sur l'occurrence des mouvements de terrain.

II.1.4.1. Les données disponibles

Les seules données climatologiques anciennes disponibles sur le bassin sont celles de la station de mesures météorologiques de Barcelonnette appartenant au réseau officiel Météo-France et gérée par cet organisme. L'historique de ce poste révèle de nombreux changements de site depuis sa mise en route officielle le 1er janvier 1923 en ce qui concerne les précipitations et le 1er janvier 1931 pour ce qui est des températures. Les emplacements successivement occupés sont :

1) Saint-Pons (village) du 01/01/1923 au 30/06/1965 ;
2) Barcelonnette (quartier de la Croisette), déplacement de 1500m vers l'est, du 01/07/1965 au 22/06/1971 ;
3) Saint-Pons (aérodrome), déplacement de 3000m vers l'ouest, du 23/06/1971 au 08/04/1976 ;

4) Barcelonnette (le Chazelas), déplacement de 2500m vers l'est, du 09/04/1976 au 31/12/1982 ;
5) Barcelonnette (Le verger, Alt. 1150m.), déplacement de 2000m vers l'est, le 01/01/1983;
6) Barcelonnette (station climatologique automatisée implantée à l'entrée est de la ville, en face du Pont Long, Alt. 1155m.), déplacement de 1000m vers l'est, depuis le 04/02/1998.

Les valeurs quotidiennes de précipitations ne sont fournies par Météo-France qu'à partir de l'année 1928. Elles ont pu être complétées par une courbe des moyennes mobiles quinquennales de la période 1901-1940 présentée par Péguy (1947) suite aux travaux encore plus anciens de Bénévent (1926). En comparant cette dernière avec une courbe analogue établie avec les valeurs annuelles disponibles, on remarque que le raccordement entre les deux se fait relativement bien sur la période commune (Figure II-20). Le léger décalage observable entre 1932 et 1937 est probablement lié à l'utilisation par Péguy de deux valeurs annuelles incomplètes (les années 1931 et 1936) qui, pour nos calculs, ont été extrapolées à partir de celles du poste de Vars, comme quelques autres d'ailleurs entre les années 1928 et 1961 (Flageollet *et al.*, 1996). Le coefficient de corrélation statistique pour les valeurs mensuelles des précipitations enregistrées à Barcelonnette et à Vars est de 0,82 (tous mois confondus) entre 1928 et 1961.

Depuis 1961, un second poste de mesure Météo-France enregistre les précipitations journalières dans le bassin de Barcelonnette : il est implanté à 1510m d'altitude dans le hameau de Lans-le Serret (commune de Jausiers), sur le long versant sud du bassin qui s'étire entre le col de Restefonds et l'Ubaye. Distant de 8km à l'est de celui de Barcelonnette, ce pluviomètre n'a pas changé d'emplacement depuis sa mise en place, ce qui assure une bonne continuité des observations et des informations relevées. La reconstitution des données manquantes d'un poste à partir de celles de l'autre s'effectue alors par régression linéaire simple ; ces calculs sont effectués, le cas échéant, sur les valeurs mensuelles pour lesquelles les coefficients de corrélation variant de 0,78 pour le mois de février à 0,98 pour le mois d'octobre sont tous largement supérieurs au coefficient de corrélation annuel qui est de 0,59 seulement (Sommen, 1995). Globalement, on remarque que les coefficients les plus forts, supérieurs à 0,9, correspondent aux mois d'hiver et d'automne (janvier, mars, septembre, octobre, novembre, décembre) au cours desquels la relative uniformité (et abondance) des précipitations s'explique par les remontées de la vallée de l'Ubaye des grandes perturbations d'ouest ; les mois de saison chaude ont un coefficient plus faible (autour de 0,8) du fait du caractère orageux beaucoup plus localisé des précipitations ; le coefficient le plus faible du mois de février semble s'expliquer par la faiblesse constante des précipitations (principalement sous forme neigeuse) au cours de la période considérée.

Les valeurs annuelles proposées pour la période antérieure, de 1900 à 1927, ont été calculées *a posteriori* à partir de la courbe de Péguy (de proche en proche en remontant dans le temps), avec toutes les incertitudes que comporte certainement cette courbe : l'observation de certaines valeurs très élevées ou au contraire très faibles au cours de cette période, avec des

contrastes beaucoup plus importants que lors de la période postérieure, notamment dans les différences entre deux années consécutives (1907-1908, 1921-1922), s'expliquent sans doute par cette remarque de Péguy (1947) lorsqu'il écrit que "*les lacunes importantes apparaissant dans les données anciennes demandent parfois des extrapolations hardies avant leur utilisation*"! Curieusement, c'est en effet au cours de ces 28 premières années que l'on trouve les 4 valeurs maximales et les 3 valeurs minimales du siècle. Ces doutes sur la qualité des données antérieures à 1928 sont également confirmés par l'allure de la courbe des moyennes mobiles sur 3 ans, qui est en totale dysharmonie avec le reste du siècle ; la relative continuité et homogénéité des courbes de moyennes mobiles sur 5 et 10 ans est par contre plus rassurante quant aux tendances générales exprimées par la courbe de Péguy (Figure II-21).

II.1.4.2. Tendances pluviométriques au cours du XX^{ème} siècle.

Les précipitations annuelles enregistrées à Barcelonnette au cours de ce siècle présentent des successions pluriannuelles de périodes humides et sèches fluctuant autour d'une valeur moyenne fixée à 729,9mm pour la période 1900-1998. Cette valeur doit être considérée à titre tout à fait indicatif compte tenu des incertitudes qui accompagnent les valeurs les plus anciennes du premier quart de siècle et des extrapolations faites ponctuellement depuis 1928. D'autres calculs de moyennes annuelles donnent en effet, sur des périodes plus courtes, des résultats sensiblement différents : à cheval sur le siècle précédent, Bénévent (1926) indique par exemple 701mm entre 1881 et 1910 ; Péguy (1947) annonce encore 756mm *(748,3)* sur la période 1911-1941 et 802mm *(797,1)* sur la courte période 1932-1941, et Blanchard (1950) finalement 756mm *(738,7)* sur les 15 ans de 1932 à 1947. Les chiffres en italique entre parenthèses à côté de ces trois dernières valeurs sont les moyennes que nous avons recalculées à partir des totaux annuels disponibles actuellement. On est rassuré de voir que les différences entre les anciens calculs et les nôtres sont assez faibles ; en admettant que ces auteurs disposaient des mêmes chiffres que ceux fournis actuellement par Météo-France, ces différences ne peuvent s'expliquer que par les écarts sur les reconstitutions des totaux des années incomplètes. Quelques moyennes de précipitations annuelles calculées au cours de la période récente avec des valeurs beaucoup plus fiables sont très proches de la moyenne de 729,9mm obtenue pour le siècle presque entier : 727,4mm sur la période de 1928 (début des données mis à disposition par Météo-France) à 1998, 729,7mm entre 1961 (installation du poste de Jausiers qui permet de reconstituer de façon très juste les données manquantes de Barcelonnette) et 1998, 733,2mm sur la dernière période normale de 30 ans[1].

[1] La normale est définie comme une moyenne sur 30 ans par l'Organisation Météorologique Mondiale (O.M.M.)

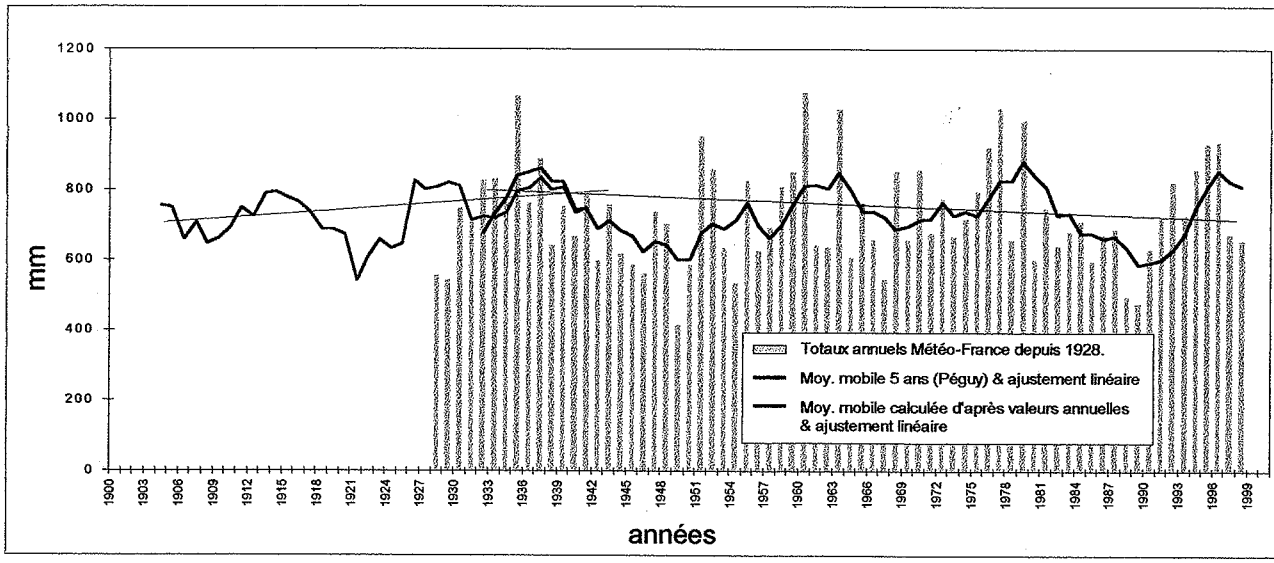


Figure II-20 : Deux courbes de moyennes mobiles lustrales des précipitations à Barcelonnette au XXème siècle.

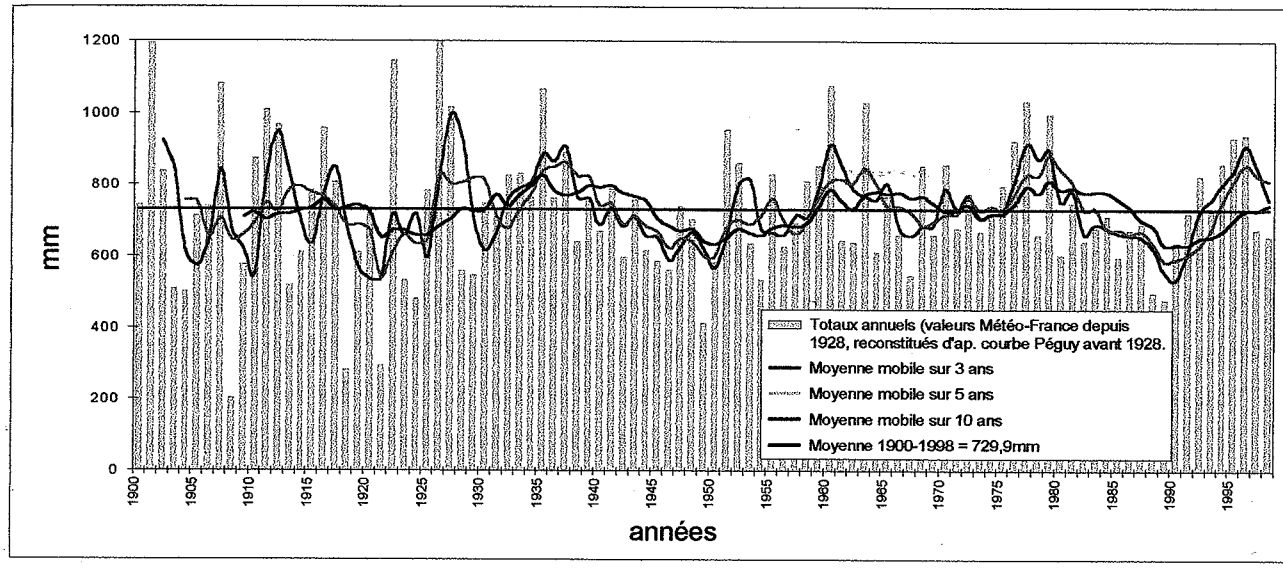


Figure II-21 : Précipitations annuelles et moyennes mobiles sur 3, 5 et 10 ans à Barcelonnette au XXème siècle.

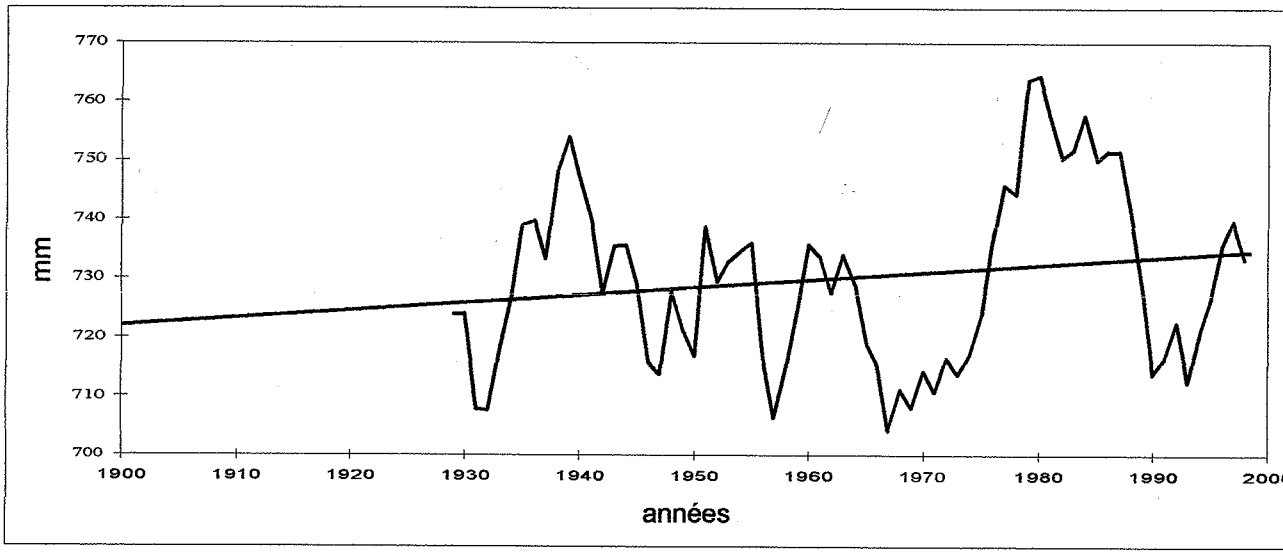


Figure II-22 : Courbe et ajustement linéaire de la moyenne mobile sur 30 ans des précipitations annuelles à Barcelonnette au XXème siècle.

Les précipitations annuelles à Barcelonnette au XXème siècle s'organisent en un phénomène ondulatoire complexe parfaitement mis en évidence par différentes courbes de moyennes mobiles : trois périodes ont été retenues pour ces calculs, une première de trois ans, une seconde de cinq ans et la dernière de dix ans (Figure II-21). Il s'agit là non pas de moyennes mobiles centrées comme les présentent le plus souvent les ouvrages de statistiques, mais de moyennes décalées sur la dernière année de chacune de ces périodes : à titre d'exemple, la moyenne sur 5 ans calculée pour l'année 1998 correspond ainsi à la moyenne des totaux de précipitations annuelles de 1998, 1997, 1996, 1995 et 1994. Ces moyennes mobiles décalées ou décentrées (qui peuvent être établies pour différentes références temporelles : jours, décades, mois, etc.) sont particulièrement adaptées à l'étude des mouvements de terrains car elles donnent une bonne vision de l'effet cumulatif (on parle aussi d'effet "mémoire") des précipitations au cours d'une période de référence précédant une date précise. Si les moyennes triennales établissent des tendances qui laissent encore transparaître la variabilité inter-annuelle, celle-ci est par contre complètement gommée par les moyennes décennales qui ne font ressortir que les oscillations majeures. Les climatologues raisonnent généralement sur des périodes de 30 ans pour déduire les tendances à long terme : pour le poste de Barcelonnette, il est intéressant de remarquer que cette courbe des moyennes mobiles sur 30 ans semble indiquer une légère tendance à l'accroissement des précipitations sur l'ensemble du siècle, tendance à laquelle le très faible coefficient de détermination de l'ajustement linéaire ne permet toutefois d'accorder qu'une signification très relative (Figure II-22).

La courbe des moyennes mobiles quinquennales (aussi appelées moyennes lustrales) est celle qui révèle le mieux le caractère cyclique de la chronique[1] pluviométrique du XX^{ème} siècle dans le bassin de Barcelonnette. Les moyennes quinquennales permettent un lissage des amplitudes inter-annuelles qui favorise l'émergence des grandes tendances, tout en gardant une résolution temporelle assez fine pour ne pas oblitérer les événements climatiques significatifs (Assier, 1993). Cette courbe met en évidence un cycle assez régulier d'une périodicité moyenne d'une vingtaine d'années et d'une amplitude de 150 à 200mm. A l'intérieur de ces fluctuations, des variations de plus faibles amplitudes (autour de 50mm) sur une, deux ou parfois trois années induisent des inversions momentanées de ces tendances générales.

Dans le détail, cette évolution de la pluviométrie permet de distinguer plusieurs périodes au cours du siècle (on précise que les phases qualifiées d'excédentaires ou humides sont celles dont la pluviométrie est supérieure à la moyenne générale de 729,9mm et les périodes déficitaires ou sèches celles pour lesquelles la courbe passe sous cette moyenne) :

[1] Terme employé par les statisticiens pour désigner une série chronologique de données; les totaux pluviométriques annuels constituent en l'occurrence une chronique dite stationnaire (ou aléatoire, par opposition aux chroniques organisées), càd une série où la variable exprimée est indépendante du temps. L'analyse statistique consiste seulement dans ce cas à décrire la distribution de cette variable.

- la fin des années 1910 et le début des années 1920 correspondent à une phase de relative sécheresse qui s'explique essentiellement par les totaux très faibles des années 1918 et 1921 et dans une moindre mesure 1923 et 1924, valeurs dont la fiabilité a été mise en cause précédemment ;
- la seconde moitié de la décennie 1920 enregistre par contre un accroissement des précipitations qui se confirme au cours de la décennie suivante et qui se traduit par une période de précipitations excédentaires se prolongeant jusqu'au tout début des années 40 ;
- la tendance à la baisse engagée dès le milieu des années 30 se poursuit jusqu'à la fin de la première moitié du siècle, celle-ci se terminant sur un minimum de 413,0mm en 1949 (l'année est complète et les relevés pluviométriques ne présentent aucune lacune) ;
- la décennie suivante correspond de nouveau à une période d'augmentation dont on peut arbitrairement fixer la fin en 1960 (1074,8mm), immédiatement suivie d'une inversion de tendance brutale à partir de 1961. Les années 60 dans leur ensemble et le début des années 70 se caractérisent par une forte variabilité inter-annuelle qui fait que les trois courbes de moyennes mobiles restent très proches de la moyenne générale entre 1970 et 1975 ;
- après l'année fortement déficitaire de 1967 (544,5mm) s'engage une période de recrudescence importante des précipitations qui aboutit sur la moyenne lustrale le plus forte du siècle en 1979 (880,1mm) ;
- la chute vertigineuse des totaux annuels au cours de la décennie 80 est particulièrement spectaculaire ; elle se termine par les deux années les plus sèches de la seconde moitié du siècle que sont 1988 et 1989 (respectivement 497,1 et 475,9mm), ce qui a pour effet de générer la moyenne lustrale la plus faible de siècle[1] (585,7mm) 10 ans exactement après le record opposé. La valeur séculaire minimale de la moyenne décennale est atteinte par la même occasion avec 630,6mm ;
- cette fin de siècle est décidément marquée par des contrastes violents puisque la phase de croissance de 1989 à 1996 est la plus forte et la plus régulière du siècle; seule l'année 1993 avec un total déjà honorable de 724,4mm interrompt l'augmentation constante du total annuel sur ces 8 années ;
- les deux dernières valeurs de 1997 et 1998 marquent de nouveau un retour brutal à des totaux annuels inférieurs à la moyenne du siècle.

Ces périodes ont essentiellement définies à partir de la courbe des moyennes mobiles sur 5 ans et de certaines valeurs annuelles remarquables. Les tendances observées correspondent à celles mises en évidence par Assier (1993) au poste météorologique de Gap.

[1] En excluant celle de 1921 à 540mm donnée par Péguy dont la validité semble très douteuse.

II.1.4.3. Les coïncidences entre périodes humides et mouvements de terrains

La mise en évidence de l'influence climatique et particulièrement pluviométrique dans le déclenchement et l'extension des mouvements de terrains se heurte à une difficulté majeure qui est la disponibilité et la qualité des informations à mettre en correspondance ; qu'il s'agisse en effet comme nous venons de le voir des données climatiques ou, surtout, de celles liées à l'activité morphologique, le manque de précision temporelle constitue un handicap majeur pour l'établissement de corrélations fines (Flageollet *et al.*, 1999). Le recensement historique des aléas réalisé sur le bassin de Barcelonnette l'a clairement montré (Amiot et Nexon, 1995 ; Flageollet *et al.*, 1996).

Sur le versant de Super-Sauze, en dehors des ravinements qui ont progressivement creusé le bassin des Roubines et qui peuvent être considérés comme un processus d'érosion continu dans le temps (son intensité variant avec la pluviométrie), trois phénomènes morphologiques majeurs peuvent être identifiés plus ou moins précisément au cours de ce siècle :

Premièrement, le développement d'un glissement de grande ampleur qui a affecté les terrains de couverture morainique situés à l'est des Roubines dans le vallon glaciaire de la Goutta. Ce mouvement de terrain, qui a joué un rôle majeur dans le fonctionnement hydrologique de l'ensemble du versant, est révélé par les modifications intervenues sur le tracé des courbes de niveaux entre les éditions cartographiques de 1930 et de 1956. Il est également nettement visible sur l'ensemble des photographies aériennes disponibles, et ce même sur les plus anciennes datant de 1948. On en déduit donc, en l'absence d'informations plus précises et partant du principe que la carte topographique de 1930 était juste, que ce premier grand mouvement en masse s'est déclenché entre 1930 et 1948. Compte tenu de l'état du versant à cette dernière date, on peut supposer que les instabilités datent de plusieurs années auparavant, et admettre sans grand risque qu'elles se sont produites au cours de **la décennie 1930** ;

Deuxièmement, l'émergence de plusieurs glissements superficiels mobilisant la moraine en partie supérieure du versant sud-est des Roubines. Ces instabilités de la couverture morainique tiennent une responsabilité de premier ordre dans l'évolution ultérieur du versant dans la mesure où elles mettent à nu les Terres Noires ainsi directement soumises aux agressions hydro-climatiques. Révélés par les photographies aériennes, ces mouvements qui n'étaient pas les premiers de ce type à se produire sur ce versant, se sont développés de façon importante entre **1956 et 1971** ;

Troisièmement, l'existence de ruptures brutales (de type écroulements et/ou glissements rocheux) qui ont affecté le soubassement des Terres Noires. Ces accidents morphologiques à

l'origine de l'escarpement principal ont commencés à se développer au cours des années 1970 pour atteindre leur paroxysme entre **1978 et 1982**.

Quand on met en correspondance ces trois périodes d'activité morphologique intense avec l'évolution de la pluviométrie, on constate qu'elles coïncident très étroitement avec des phases pluriannuelles de précipitations excédentaires mises en évidence précédemment. Ces coïncidences sont particulièrement accusées avec la courbe des moyennes mobiles triennales où quatre périodes seulement comptabilisant six ou sept années de précipitations supérieures à la moyenne apparaissent au cours du siècle (Figure II-21) : la première s'étend de **1932 à 1937**, la seconde de **1959 à 1965**, la troisième de **1976 à 1981**, et la dernière **démarrée en 1992** est encore en cours.

Si la triple coïncidence temporelle entre les événements morphologiques qui viennent d'être rappelés et les trois premières de ces phases pluviométriques excédentaires apparaît suffisamment forte pour évoquer une influence des secondes sur l'occurrence des premiers, cette simple constatation ne permet pas, compte tenu des éléments disponibles, d'aller au delà dans la compréhension et l'explication des modalités physiques concrètes de cette influence. Ceci d'autant plus que ces influences du climat sont loin d'être les seules qui permettent d'expliquer l'occurrence des mouvements de terrains à l'échelle historique.

Parmi ces autres facteurs de causalité, la sismicité est celui le plus fréquemment évoqué mais dont l'incidence est rarement connue avec précision. Ces lacunes sont là aussi liées au manque d'informations suffisamment précises sur la localisation temporelle des mouvements de terrains, les secousses sismiques étant elles par contre identifiées avec une précision extrême (intensité, épicentre, heure précise), surtout depuis une vingtaine d'années en France grâce à plusieurs réseaux de surveillance. La régularité de l'activité macrosismique et microsismique de la région de Barcelonnette a été évoquée en première partie de thèse. Les connaissances trop partielles de l'activité morphologique du glissement-coulée de Super-Sauze au cours des dernières décennies ne permettent toutefois pas de déterminer une quelconque influence de cette sismicité locale : nous n'avons aucune date précise de mouvement dont on pourrait expliquer l'occurrence par un événement sismique. Ceci ne veut évidemment pas dire que les nombreuses secousses qui touchent cette région n'ont aucun effet sur l'instabilité des terrains, notamment dans le cas de ruptures brutales survenant dans des roches à structure schisteuse et fortement tectonisées comme les Terres Noires. Il s'agit là d'un domaine de recherche à développer.

Les événements morphologiques qui ont marqué les vingt dernières années méritent quelques développements complémentaires, et tout d'abord ceux détectés à la fin des années 1970 et au début des années 1980. Les analyses photogrammétriques ont permis de montrer que l'extension rapide de l'escarpement principal du glissement-coulée de La Goutta entre 1978 et

1982 s'est produit selon des plans de faiblesse du massif déjà identifiés sur les clichés précédents. Le cumul des précipitations importantes enregistrées au cours de cette période, notamment lors des trois années très humides de 1976, 77 et 79 (respectivement 920,9mm, 1032,3mm et 994,9mm), a donc certainement favorisé le développement de ces ruptures en entretenant une mise en charge croissante des terrains le long de ces plans de fragilité structurale.

Ces mouvements majeurs détectés sur le site de Super-Sauze entre 1978 et 1982 ne sont pas les seuls enregistrés pendant cette période dans le bassin de Barcelonnette et plus largement dans l'ensemble du massif alpin. Le grand glissement de la Valette s'était brusquement manifesté au cours du mois de mars 1982. Divers auteurs ont signalé par ailleurs une recrudescence des mouvements de terrain et autres aléas géomorphologiques à la fin des années 1970 et au début des années 1980 à travers toute l'Europe (Corominas, 1996) en la mettant en rapport avec une augmentation de la pluviométrie : Maquaire (1994) signale par exemple une accélération des mouvements de terrain sur la cote normande entre 1978 et 1983, Jäger et Dikau (1994) ont enregistré une activité exceptionnelle (quelques 200 glissements) en Rhénanie-Palatinat au cours de l'hiver 1981-82, Bonnard (1998) remarque la réactivation de plusieurs grands mouvements de versants en Suisse dans la fin des années 1970 et le début des années 1980. Dans les Pyrénées également, le seul épisode intense d'extension régionale de mouvements de terrain survenu depuis les années 1920 (début de la période d'investigation) a eu lieu en 1982 dans la vallée de la Llobregat, alors qu'au Portugal, deux des quatre périodes d'instabilités majeures enregistrées au cours des trois dernières décennies se sont produites en 1979 et 1983 (Brum Ferreira *et al.,* 1996). Cette période apparaît donc comme une crise morphologique majeure du XXème siècle en Europe.

Plus récemment, l'accroissement des précipitations depuis 1990, année des premières observations sur le site de Super-Sauze, est tout aussi spectaculaire que l'était la décroissance lors de la décennie précédente ; les déplacements de surface étant enregistrés sur la coulée depuis 1991 seulement, il est malheureusement impossible de dire si son comportement cinématique a enregistré une accélération par rapport à la décennie précédente. Si l'on se fie à la seule extension spatiale des terrains déplacés révélée par les photographies aériennes entre 1988 et 1995, et notamment à l'avancement de son front, c'est même plutôt au contraire un fort ralentissement de son développement qui est mis en évidence au cours de cette dernière décennie. Paradoxalement, la coulée de débris s'était considérablement agrandie au cours de la décennie précédente (allongement de 180m et augmentation de 45% de sa surface entre 1982 et 1988) alors que la pluviométrie annuelle baissait régulièrement en enregistrant une suite sans précédent d'années déficitaires à partir de 1982! Ces contradictions apparentes n'ont rien de surprenant : il semble en effet évident que le comportement des marnes noires remaniées qui constituent la proportion la plus importante de cette coulée de débris répond de façon beaucoup plus directe et étroite aux épisodes pluvieux à un pas de temps journalier, pluri-journalier ou décadaire, voire mensuel, et

que l'analyse des totaux annuels est donc insuffisante pour expliquer ce comportement rhéologique. Cette analyse est confirmée par les observations faites sur le site voisin de La Valette où la réactivation brutale de la coulée (qui s'est développée à l'aval du glissement initial) au printemps 1989 est clairement imputable aux précipitations élevées enregistrées au cours de la dernière décade du mois de février puis surtout pendant le mois d'avril (Colas et Locat, 1993). C'est pourquoi la dynamique récente (enregistrée par mesures topométriques) de la masse instable du glissement-coulée de Super-Sauze est mise en rapport de manière plus fine avec la pluviométrie dans la troisième partie de ce travail.

Au cours de cette phase de croissance des précipitations des années 1990 (brutalement interrompue en 1997 et 1998) un nouveau glissement de terrain s'est déclaré dans le bassin de Barcelonnette: il s'agit du glissement dit du Bois Noir, déjà évoqué en première partie de ce travail, qui a emporté au cours du printemps 1993 une bande de forêt d'une cinquantaine de mètres de large sur 200m de long sur le versant sud-ouest de la commune de Jausiers. La rupture s'est produite au niveau du talus de déblai amont d'un chemin d'exploitation forestière où le dysfonctionnement du système de drainage du versant, notamment suite à l'abandon des canaux de drainage agricole sur un versant jadis exploité, a conduit à une imbibition croissante des terrains en liaison avec l'augmentation des précipitations dès le début des années 1990. La fonte du manteau neigeux de l'hiver 1992-93 a été le facteur déclenchant immédiat de ce glissement.

II.2. La morphologie actuelle du glissement-coulée et son interprétation

Faisant suite au travail de reconstitution de l'évolution du site des Roubines au cours des cinq dernières décennies à partir de documents photographiques, l'analyse morphologique du glissement-coulée tel qu'il se présente actuellement[1] s'appuie sur des observations faites *in situ* depuis le début des années 1990. Ce travail de terrain, illustré par de multiples photographies qui permettent au lecteur de s'imprégner des réalités du paysage, permet aussi et surtout, au delà de la simple description, une interprétation morphologique des divers secteurs du glissement-coulée dans le contexte lithologique particulier des Terres Noires callovo-oxfordiennes.

Avant d'entrer en détail dans ces analyses morphologiques, un bref aperçu d'ensemble du glissement-coulée permettra non seulement de préciser la terminologie employée par la suite mais aussi de localiser les divers secteurs qui constituent de façon classique un mouvement de terrain de ce type.

II.2.1. Vue d'ensemble

Cette première approche du glissement-coulée actuel s'appuie principalement sur le commentaire de deux documents originaux qui offrent une bonne vue d'ensemble du phénomène. Il s'agit premièrement d'une carte qui présente à l'échelle du 1:1000ème la morphologie de détail et l'état de surface du glissement-coulée à la date du 20 Août 1995 (Figure II-23). Cette cartographie, réalisée à partir d'un levé topométrique de quelques 350 points remarquables sur le terrain, constituait l'une des premières étapes de l'étude géomorphologique entreprise sur le site et ne bénéficiait donc pas encore des résultats acquis depuis à travers les investigations photogrammétriques et géotechniques. On remarque ainsi que la "*limite inférieure probable de la zone d'ablation*", qui avait été placée en fonction des seules observations et interprétations de la morphologie de surface de la masse instable, se situe légèrement en dessous de celle fixée depuis suite aux analyses photogrammétriques. La légende établie pour cette cartographie insiste particulièrement sur les caractéristiques morphologiques et le modelé de surface du glissement-coulée, en relation avec son fonctionnement hydrologique et la nature lithologique des terrains impliqués. Bien qu'elle ne soit pas systématiquement citée dans le texte, cette carte constitue donc un document de référence pour l'ensemble de la description morphologique du glissement-coulée.

Le second document est une photographie aérienne oblique qui permet à travers une vision panoramique idéale du site, d'identifier et de situer les principaux éléments (ou unités) morphologiques du glissement-coulée (Photo II-1). La terminologie utilisée est celle du glossaire

plurilingue des mouvements de terrains établi sous l'égide de l'UNESCO en 1993. Si ces définitions font plus ou moins l'unanimité à l'heure actuelle dans la communauté scientifique internationale, les incompréhensions liées à l'utilisation des mots continuent d'alimenter une part non négligeable des discussions entre spécialistes, notamment quand s'y greffent les soucis de classification des différents types de mouvements de terrains ou les problèmes de traduction. Les nombreuses mises au point d'ordre terminologique faites régulièrement par les auteurs ont chacune leurs particularités ou originalités qui vont souvent au delà des ambiguïtés liées aux seules équivalences entre termes étrangers ; on retiendra par exemples par ordre chronologique celles de Varnes (1958 et 1978), Crozier (1973 et 1986), Colas & Pilot (1976), Filliat (1981), Milliès-Lacroix (1981), Flageollet (1988) et finalement Dikau *et al.* (1996).

L'escarpement principal, limité à l'amont par la couronne, s'est développé juste en dessous de la source qui naît à la base du glacier rocheux de La Goutta, lui même aisément identifiable par sa forme en croissant et sa couverture forestière. A la base de l'escarpement, l'extension des terrains déplacés est parfaitement visible : on délimite un replat supérieur (de couleur plus claire sur l'image) qui correspond grosso modo à la tête en même temps qu'au corps principal de la masse glissée ; ce replat supérieur se termine vers l'aval par une rupture de pente plus ou moins continue, apparemment générée par des mouvements différentiels au sein des matériaux déplacés (des transformations en coulées), et que l'on peut donc qualifier d'escarpement secondaire ou mineur. Toute la partie inférieure de la coulée qui s'est développée en contrebas du replat supérieur constitue la zone d'accumulation *stricto sensu*, laquelle se confond pratiquement, dans ce cas précis, avec le pied de la masse instable. Sa morphologie allongée et sinueuse vue du ciel donne l'impression du recouvrement d'une topographie initiale qui a guidé le trajet de cette coulée, et l'observation d'un replat dit inférieur qui semble repousser la coulée vers sa droite (par rapport au mouvement de terrain vue de la couronne, en l'occurrence vers l'est) renforce cette idée. Dans la partie intermédiaire située entre le replat supérieur et le replat inférieur, s'est développé un réseau hydrographique hiérarchisé (dit "intra-coulée") dont les deux ravins principaux viennent buter sur le replat, qu'ils contournent chacun d'un côté pour aller se jeter dans les drains latéraux qui bordent la coulée. Le bas de la coulée, limitée par un front arqué d'un dizaine de mètres de large (le terme anglo-saxon "toe" désigne également le bout, généralement arrondi, d'une chaussure), présente une morphologie de surface assez différente du reste de la masse instable : on y reconnaît la présence en grand nombre de blocs morainiques qui viennent s'entasser dans le lit étroit du paléo-ravin initial.

[1] Bien qu'elles puissent faire référence à certaines observations faites sur le terrain dès le début des années 1990, on considère que les analyses dites "actuelles" décrivent la situation du glissement-coulée depuis 1995, complétant ainsi les descriptions du glissement-coulée faites sur les photographies aériennes les plus récentes.

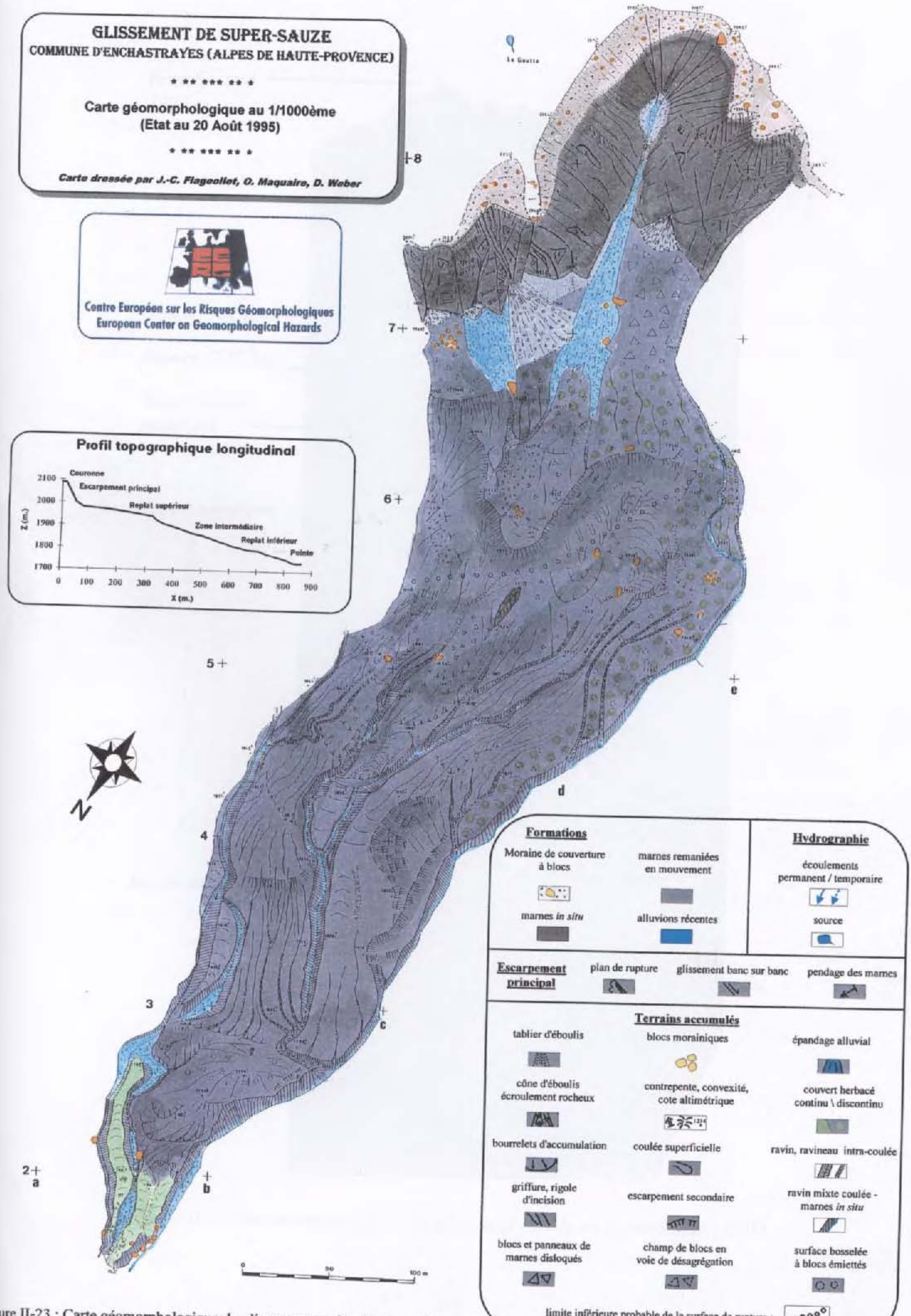


Figure II-23 : Carte géomorphologique du glissement-coulée de Super-Sauze.

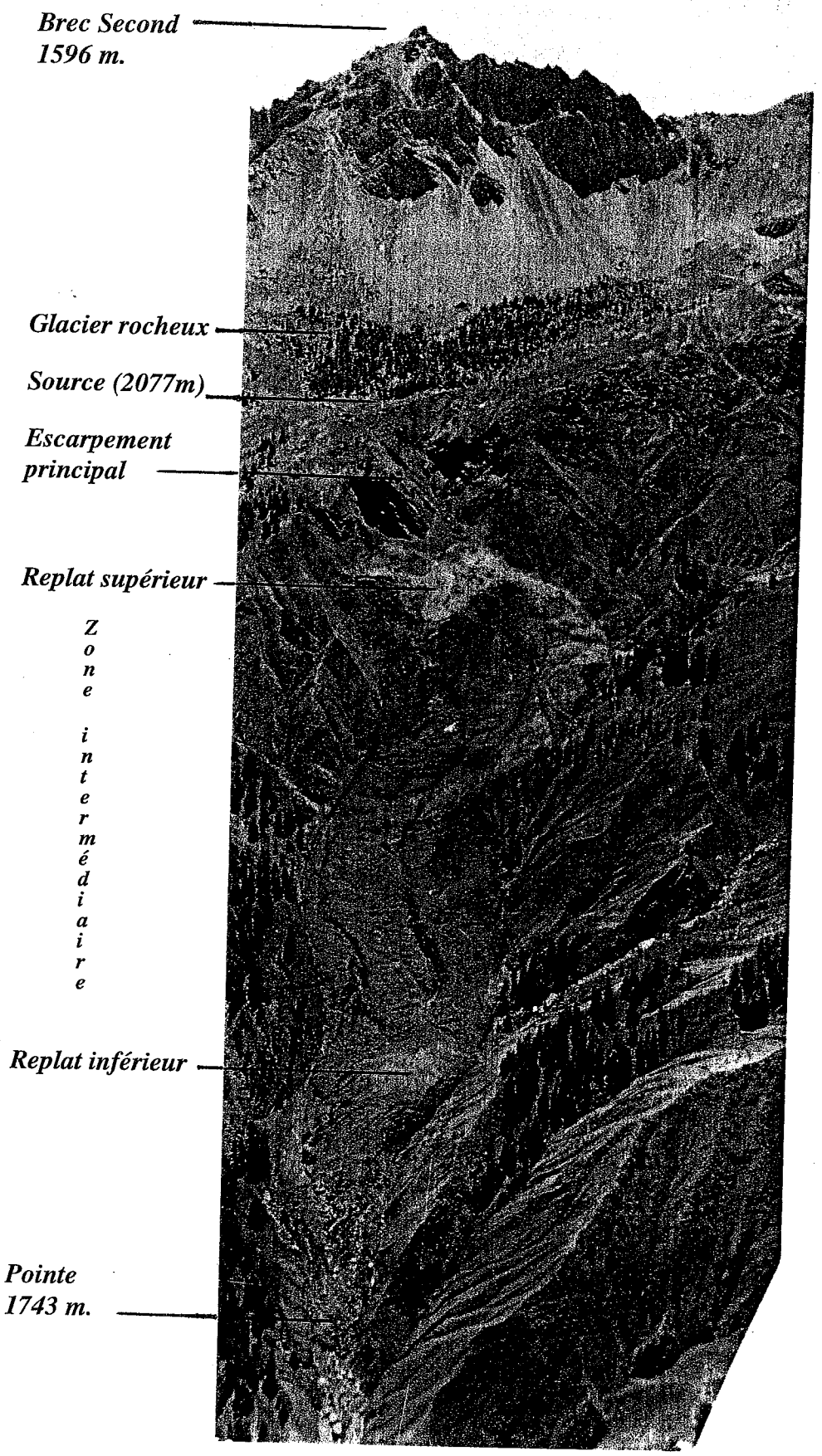


Photo II-1 : Vue aérienne oblique du glissement-coulée de Super-Sauze (1991).

Ces différentes unités morphologiques sont séparées par les ruptures de pente qui marquent le profil topographique longitudinal du versant instable. Entre le sommet de l'escarpement à presque 2100m d'altitude et la pointe de la coulée à 1743m, la pente moyenne de l'ordre de 20° masque en fait de fortes variations : l'escarpement présente une dénivelée totale légèrement inférieur à centaine de mètres, avec une pente dépassant les 60° en moyenne dans sa partie inférieure taillée dans les Terres Noires ; en contrebas, le replat supérieur doucement incliné à 5° environ est brutalement interrompu par une série de petits escarpements secondaires à plus de 50° qui correspondent aux reprises de matériaux sous forme de coulées boueuses secondaires. La pente moyenne entre le bord du replat d'accumulation supérieur et le front est légèrement inférieure à 20° ; on y détecte deux ruptures de pente majeures : la première au niveau du replat inférieur sub-horizontal, la seconde dans la convexité du talus frontal qui se termine par un abrupt de l'ordre de 40 à 50° sur les 30 derniers mètres.

L'interprétation morphologique de ces différents secteurs s'appuie sur les caractéristiques minéralogiques, granulométriques et structurales des Terres Noires, dont l'altération au sens le plus large conditionne étroitement l'évolution d'ensemble du mouvement de terrain. Pour l'ensemble du sud-est de la France où leur présence pèse sur l'évolution des versants, ces formations ont fait l'objet de nombreuses études qui toutes mettent en avant d'une manière ou d'une autre leurs particularités lithologiques pour expliquer la forte sensibilité de ces marnes à l'érosion en général : Alexandre (1995), Antoine *et al.* (1995), Artru (1972), Awongo (1984), Bufalo (1989), Caris et van Asch (1991) ; Cemagref (1987, 1989, 1995, 1999), Chodzco et Lecompte (1992), Descroix (1985 & 1994), Dumas *et al.*, (1987) ; Garnier et Lecompte (1995, 1996), Lhénaff *et al.* (1993), Olivry et Hoorelbeck (1990), Phan (1993). Comme le soulignent Garnier et Lecompte (1996), les caractéristiques pétrographiques de ces marnes noires font que leurs modes de fragmentation (et plus largement d'altération) ne trouvent pas leur origine dans la seule composition chimique, minéralogique ou texturale du faciès, mais aussi dans les variations de structure héritées de son histoire sédimentologique et tectonique. C'est pourquoi l'ensemble de ces caractéristiques sont mises en avant pour expliquer la morphologie et le comportement du glissement-coulée de Super-Sauze, tout d'abord sur la roche en place dans l'escarpement principal (II.2.2.), puis sur les matériaux remaniés qui forment le corps de la coulée de débris (II.2.3.).

II.2.2. L'escarpement principal

II.2.2.1. Description

L'escarpement principal constitue assurément l'élément morphologique le plus spectaculaire dans le paysage de ce versant et ne manque pas de se faire remarquer par les randonneurs qui longent la couronne au cours de leurs balades entre le Chapeau de Gendarme et

Super-Sauze. Le sentier qu'ils empruntent se maintient d'ailleurs difficilement entre le talus frontal du glacier rocheux et l'escarpement, ce qui implique un passage assez délicat entre les blocs morainiques présents (en nombre) dans ce secteur (Photo II-2).

Sur une longueur totale d'un peu moins de 400m, la couronne se développe selon un tracé très curviligne entre les cotes altimétriques 2020m au nord-est et 2100m au sud-ouest. Dans sa partie septentrionale, l'escarpement orienté grossièrement N40 à 50° présente sur une bonne centaine de mètres de longueur un tracé très irrégulier consécutif à plusieurs ruptures distinctes qui se sont produites récemment dans les Terres Noires. Il se poursuit ensuite en prenant une direction franchement orientée nord-sud jusqu'au point de recul maximal où il est le plus proche du glacier rocheux, avant de repartir vers l'ouest sur une centaine de mètres supplémentaires. Sur ces deux derniers tronçons, la couronne dessine un arc de cercle de quelques 80 à 100m de rayon qui délimite un vaste amphithéâtre d'ablation évidé vers le nord-est. La dénivelée est maximale, de l'ordre de 80m, dans cette partie méridionale de l'escarpement et notamment dans sa portion orientée nord-sud, pour se réduire à une cinquantaine de mètres vers l'extrémité nord-est.

L'escarpement fait affleurer deux formations très différentes puisque la moraine de quelques mètres d'épaisseur (une dizaine au grand maximum dans le flanc est) se superpose directement aux marnes noires sous-jacentes du soubassement. Le contraste de couleur entre la teinte claire à dominante beige de la matrice morainique et celle très sombre des Terres Noires s'accompagne également d'une rupture de pente bien marquée qui traduit les positions d'équilibre différentes des deux formations à structure et granulométrie différentes (Photo II-3): les dépôts morainiques sont constitués d'une matrice argilo-sableuse grossière englobant des blocs hétérométriques (ces matériaux ont été prélevés dans les roches variées, essentiellement calcaires, des écailles sommitales), les marnes noires argileuses se caractérisent avant tout par une structure compacte organisée en feuillets très fins incorporant épisodiquement un banc marno-calcaire plus épais et résistant. Finalement cette superposition crée également un plan de discontinuité du point de vue hydrogéologique, souligné à certains endroits par une ligne de suintements intermittents entre la moraine perméable et les marnes imperméables (Photo II-4). Ces infiltrations à travers la moraine favorisent l'humectation du soubassement marneux et créent ainsi des conditions favorables à l'altération physico-chimique des Terres Noires par le haut.

Ces deux formations à l'affleurement dans l'escarpement sont donc concernées par son extension : c'est le recul de la paroi marneuse inférieure qui détermine celui du talus morainique supérieur en provoquant des ajustements constants de la pente d'équilibre des matériaux glaciaires. Ces instabilités chroniques se traduisent par des chutes régulières de blocs rocheux de toutes tailles, ébranlés au niveau de la couronne et entraînés dans la niche d'ablation après que la matrice environnante qui les maintenait ait été emportée (Flageollet et Weber, 1996). A titre d'exemple, le bloc le plus volumineux actuellement visible sur le replat supérieur au pied de l'escarpement, d'une dizaine de mètres-cubes, est tombé au cours du printemps 1991 (Photo II-2).

Dans sa partie supérieure où il s'est développé à l'emplacement de l'ancienne ravine principale identifiée sur les photographies de 1956, l'escarpement oppose de part et d'autre de la dépression centrale deux versants qui présentent non seulement une dissymétrie topographique mais également une différence majeure dans la disposition structurale des Terres Noires. Un relevé effectué en divers endroits au pied de ces parois a permis de caractériser l'organisation structurale complexe de ce soubassement marneux autochtone à travers ses plans de schistosité et ses fractures. Certaines des fissures observées le long de cette paroi présentent des filons de calcite néoformée.

Sur le flanc oriental, la schistosité orientée parallèlement à la paroi selon une direction dominante N160° et un pendage moyen sur plusieurs mesures compris entre 60 et 65° (les valeurs extrêmes vont de 55 à 75°) joue clairement en faveur d'une décomposition de la roche par plaques (phénomènes de délitage ou délitation) : des panneaux entiers de plusieurs mètres-carrés et d'épaisseur variable, généralement de l'ordre de quelques centimètres, peuvent alors se détacher pour venir s'effriter dans les épais tabliers d'éboulis qui tapissent la base de cette paroi (Photo II-5). La présence de bancs calcaires observés dans le massif laisse penser que la situation structurale est celle d'une schistosité et d'une stratification subparallèles (Gidon, 1987) ; seul un examen pétrographique attentif au microscope pourrait révéler une légère obliquité entre les deux. Les contours des pans marno-calcaires déstabilisés sont délimités par divers plans de fracturation qui compartimentent le massif en recoupant la schistosité primaire.

La fracturation sub-verticale d'orientation N80° à N90° joue un rôle particulièrement important dans la mesure où elle correspond à la plupart des cassures qui se font quasi perpendiculairement à la schistosité et qui provoquent ainsi le recul irrégulier (en dents de scie) de l'escarpement dans sa partie nord. On observe aussi très nettement dans la paroi l'existence d'accidents qui se sont développés selon une dominante horizontale : ceux visibles à trois hauteurs différentes au premier plan de la photographie Photo II-5 sont inclinés de 15° environ par rapport à l'horizontale vers le sud ; ils se prolongent vers le sud (partie droite de la photo) avec une pente qui se rapproche de l'horizontale. Ces fractures sub-horizontales sont caractéristiques des zones de charriage : elles sont dues aux effets de compression tectonique qui ont accompagné le broyage des terrains autochtones lors de la mise en place des nappes de charriage ayant successivement envahi l'Ubaye.

Photo II-2 : Vue aérienne d'ensemble de l'escarpement principal.
A l'amont, le front du glacier rocheux avec ses mélèzes. Au pied de l'escarpement, un bloc de plusieurs dizaines de m^3 délogé de la couverture morainique et tombé sur le replat supérieur.

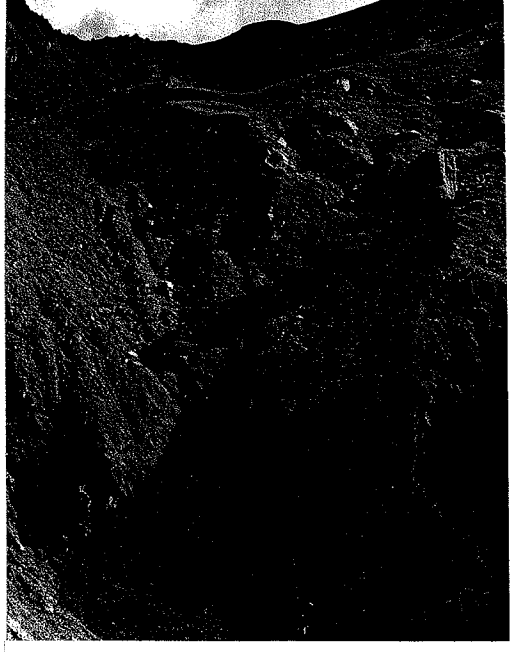


Photo II-4 : Suintements entre la moraine et les marnes en place.

Photo II-6 : Ablation éolienne des écailles marneuses sur les parois de l'escarpement principal. *Au second, derrière le nuage de poussière, on devine la structure du massif marneux à l'ombre sur la photo I-5.*

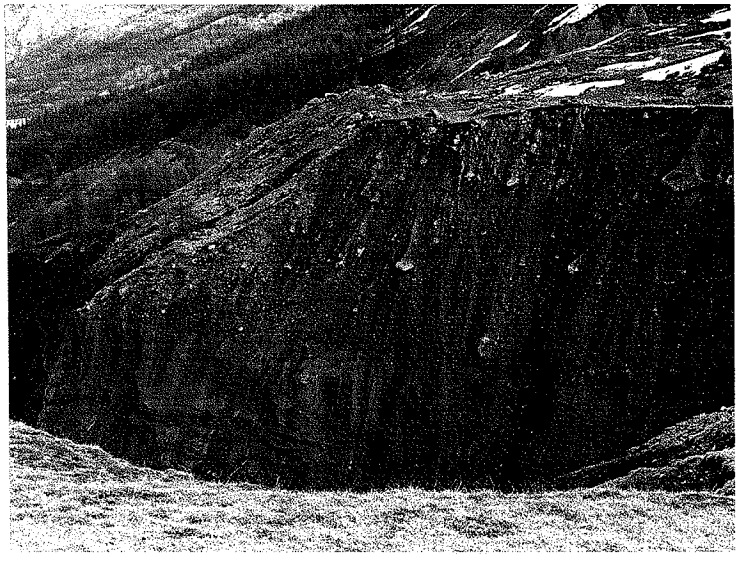


Photo II-3 : Rupture de pente induite par la superposition des formations de couverture morainique et des Terres Noires dans l'escarpement principal.

Photo II-5 : La structure schisteuse en pendage aval des marnes noires dans le flanc est de l'escarpement principal. *Au pied de ce dernier, les éboulis fins d'écailles et de clastes produites par hydro-, cryo- et thermo-clasties et se détachant de la paroi.*

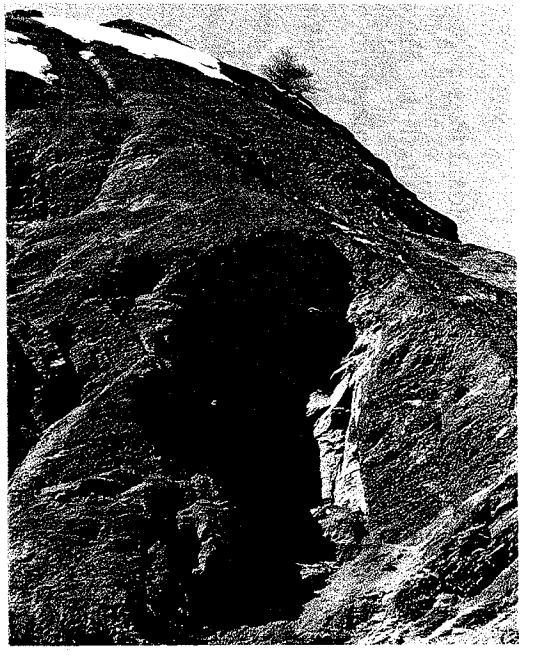


Photo II-7 : Exemple de dièdre rocheux délogé du massif marneux dans la paroi ouest de l'escarpement principal.

Les mobilisation de matériaux sont donc assimilables de ce côté à des phénomènes de glissements ou ripages banc sur banc favorisés par la forte pente et qui entraînent les marnes noires par plaques ou panneaux de toutes dimensions. Les bancs calcaires de deux à trois centimètres d'épaisseur en moyenne et de teinte plus claire intercalés entre les feuillets marneux sont progressivement déchaussés et fournissent les débris de plus grosse taille que l'on retrouve dans les éboulis en contrebas. Les apports les plus discrets et les plus réguliers se présentent sous la forme de petits éclats, de minces plaquettes qui sont constamment désolidarisées des marnes en place par hydroclastie, cryoclastie ou même thermoclastie ; en saison estivale, les bourrasques de vent qui s'engouffrent dans la niche supérieure du glissement réussissent même à détacher ces écailles qui tombent dans un cliquettement léger accompagné d'un nuage de poussière (Photo II-6). Ces différents processus de fragmentation mécanique, dont l'efficacité demeure très faible sur les roches en place, prennent par contre une très grande importance dans l'érosion des blocs détachés du massif ; ils seront analysés en détail par la suite pour expliquer les modalités de météorisation des Terres Noires dans la coulée de débris.

Sur le flanc opposé, ouest, qui a plus ou moins conservé son orientation N120° à N140° de 1956 (flanc gauche de la ravine principale à cette époque), la paroi est beaucoup plus irrégulière et accidentée. Sa morphologie d'ensemble est déterminée en grande partie par la présence des bancs calcaires plus épais et plus résistants qui s'intercalent entre les passées strictement marneuses. Bien qu'il soit plus difficile à mesurer de ce côté de l'escarpement du fait de l'affleurement en contre-pendage, on peut admettre que la direction (autour de N160°) et le pendage (environ 60°) des marnes sont sensiblement les mêmes que sur le flanc est, avec quelques variations locales liées aux plissements de la roche. On identifie également à quelques nuances près les mêmes directions de fragilités structurales que celles déterminées en face, avec en plus des fracturations subverticales orientées entre N140° et N170°, plus ou moins parallèles à la schistosité donc. Ces directions de fracturation n'avaient pas été relevées sur la paroi est du fait du pendage aval qui provoque le délitage des marnes par plaques.

Cette disposition des marno-calcaires en contre-pendage induit aussi des modalités de recul de l'escarpement radicalement différentes de cette paroi ouest : comme le prouvent les chaos de blocs marneux hétérométriques accumulés au pied de l'escarpement, la mobilisation des marnes se fait préférentiellement de ce côté par mouvements en masse de type écroulements rocheux. Ces phénomènes se produisent de façon plus épisodiques que les mobilisations de matériaux sur le flanc oriental, mais peuvent représenter parfois des volumes importants de plusieurs dizaines de mètres-cubes. Là aussi, la forme et le volume des dièdres déstabilisés sont déterminés par les intersections des multiples plans de faiblesse structurale qui fragilisent le massif (Photo II-7).

II.2.2.2. Les explications structurales

En décrivant les deux parois qui se font face dans l'escarpement principal et les modalités respectives de leur recul, on a commencé à mettre en évidence que leur configuration morphologique était fortement conditionnée par la structure lithologique des formations marno-calcaires. Cette description peut être mise en rapport avec plusieurs idées exprimées par Voisin (1978) dans sa thèse portant sur "Le modelé schisteux en zones froide et tempérée" et dont le chapitre consacré aux phénomènes de détente (ou de décompression) est particulièrement instructif pour comprendre l'anisotropie de rupture et de déformation qui caractérise ce type de roches.

Les caractéristiques lithologiques des Terres Noires qui sont exposées dans ce chapitre se limitent exclusivement aux aspects structuraux (macro- et micro-) du faciès dans le but d'expliquer la configuration de l'escarpement. Les autres caractéristiques, granulométriques et minéralogiques, seront étudiées plus spécifiquement lors de l'analyse du corps de la coulée, où elles permettront de comprendre, en plus des aspects structuraux, les transformations mécaniques mais aussi chimiques qui commandent l'écoulement des marnes noires remaniées.

II.2.2.2.1. Caractéristiques structurales des Terres Noires

Avant de nous intéresser à l'influence structurale dans le développement du glissement-coulée et notamment au rôle des phénomènes de détente lithologique dans la genèse de l'escarpement principal, il apparaît nécessaire de préciser quelques caractéristiques structurales élémentaires des Terres Noires.

Rappelant que les modalités de fragmentation des marnes sont le résultat de leur histoire géologique complète au cours de trois phases distinctes que sont la sédimentation, la diagénèse et la tectonisation, Garnier et Lecompte (1995b) précisent que c'est cette dernière qui donne la touche finale aux formes de délitage et à leur finesse. Les conditions de sédimentation des Terres Noires présentes dans le bassin de Barcelonnette ayant déjà été décrites en première partie de thèse, nous n'y reviendrons pas ici. On précisera juste que la présence des bancs marneux plus ou moins épais et de nodules indurés observés dans le faciès attestent des variations et irrégularités de cette sédimentation (Artru, 1972 ; Bréhêret, 1994).

C'est au cours du stade de la diagénèse[1] que les marnes acquièrent leur caractère schisteux qui en fait une roche particulièrement friable et sensible à la détente. Les phénomènes de diagenèse qui interviennent au cours du dépôt et après celui-ci sont ceux de compaction, de cimentation ou litification, de dissolution et de recristallisation.

[1] il s'agit de l'ensemble des modifications et transformations qui font du sédiment frais une roche compacte, à l'exclusion du métamorphisme et des processus ultérieurs de météorisation.

Rappelant que schiste est *"un terme général s'appliquant à des roches à grains fins, à structure foliacée et de constitution variable"* suffisamment vague dans sa troisième partie pour pouvoir désigner une quantité considérable de roches, Voisin (1978) précise que cette structure se caractérise à travers trois types de figures que sont : le litage, qui résulte d'un arrêt de la sédimentation pendant le dépôt, le feuilletage, causé par la présence de grains orientés qui ont pu soit se déposer ainsi, soit s'orienter suite à la compaction, et la stratification. Cojean et Renard (1997) définissent une strate comme une unité de sédimentation qui s'est déposée sous des conditions physiques relativement stables, le joint de stratification étant la limite entre deux strates. Voisin (1978) rajoute *"qu'il semble pratique de faire de l'apparition des plaquettes ou des baguettes la condition principale de rattachement des argilites*[1] (argiles compactées incluant des phyllosilicates plus ou moins dégradés issus de l'altération superficielle et transportés jusqu'au lieu de sédimentation) au domaine schisteux, étant bien entendu que la roche a subi, alors, *"une compaction suffisante pour ne plus faire pâte à l'eau"*. Chamley (1987), précisant que les minéraux argileux sont particulièrement sujets à la diagénèse en raison de leur taille, de leur surface spécifique élevée et de leur structure feuilletée facilitant les échanges d'ions entre le minéral et son environnement, distingue deux épisodes diagénétiques successifs :

- la diagenèse précoce qui s'opère au cours du dépôt : des modifications notables des cortèges argileux ne sont aisés que lorsque la sédimentation est très lente, lorsque les composants sédimentaires sont particulièrement instables, ou lorsque la concentration ionique du milieu marin et interstitiel est élevée. La genèse des smectites, qui s'observe dans les grands fonds dans des conditions de dépôt particulièrement lent, n'a pas eu lieu dans les Terres Noires du bassin de Barcelonnette ;
- la diagenèse tardive durant laquelle la compaction des sédiments argileux se poursuit plus progressivement en profondeur, conduisant à la formation d'argilites par déshydratation, puis de schistes lorsqu'interviennent des contraintes tectoniques. C'est le cas des Terres Noires présentes dans l'ensemble du sud-est de la France.

Les Terres Noires sont donc des argiles compactées caractérisées par une forte schistosité acquise lors des phases de sédimentation, de diagenèse et de tectonisation du faciès. La schistosité ou le clivage se définissent par la présence de plans de faiblesse, souvent non apparents en roches saines, mais révélés par les altérations et par le choc du marteau. La schistosité qui se traduit par l'apparition dans la roche d'une anisotropie provenant d'une déformation par fluage correspond toujours fondamentalement à un aplatissement ; (Gidon, 1987) distingue ainsi quatre variétés de schistosités qui peuvent déterminer le caractère feuilletée d'une roche : la schistosité de fracture, la schistosité de crénulation, la schistosité ardoisière ou de flux, et la schistosité cristallophyllienne ou foliation.

Le rôle de la tectonisation dans le développement de micro-structures est particulièrement déterminant par rapport à l'altérabilité des marnes. Selon la définition donnée par Sander dès 1911 et complétée par Collomb en 1962, les marnes noires autochtones du bassin de Barcelonnette sont

---

[1] *"la base minéralogique des argilites schisteuses est l'illite sédimentée, progressivement régénérée par aggradation au cours de la diagénèse, et la chlorite de néoformation".*

assimilables à des "tectonites", c'est-à-dire "*des roches dont la structure a été acquise au cours d'une déformation continue au moins pendant une période*". Levêque (1983) définit pour les roches soumises à un champ de contraintes au sein de l'écorce terrestre trois domaines de comportement différents, fonction de la pression et de la température :
- un domaine cassant où le mécanisme principal de déformation est le cisaillement ;
- un domaine ductile où prédomine la flexion puis, quand la température augmente, l'aplatissement. Mattauer (1977) a établi en laboratoire que la ductilité augmentait généralement avec la profondeur d'enfouissement de la roche ;
- un domaine de fusion caractérisé par l'écoulement.

Dans le domaine de la déformation ductile, Mercier et Vergely (1992) distinguent trois types de tectonites (Figure II-24) : les tectonites S qui possèdent une structure uniquement planaire, les tectonites L qui ont une structure uniquement linéaire, et les tectoniques S-L, les plus courantes, qui présentent une combinaison des deux. Pour les marnes présentes à Super-Sauze, qui entrent dans cette dernière catégorie, la forme et la taille des éléments constitutifs du régolite[1] ou détachées de l'escarpement principal trouvent donc leurs origines dans les caractéristiques de ces structures tectoniques, la finesse de leur délitage dépendant de la densité des plans de déformations ductiles ; à ce titre, Garnier et Lecompte (1995b) ont mis en évidence dans le bassin expérimental des roubines des Baronnies que les marnes oxfordiennes étaient les plus finement délitables, suivies des marnes gargasiennes puis cénomaniennes. Nous reviendrons sur ces aspects microstructuraux lors de l'étude des blocs de marnes pris dans le corps du glissement-coulée.

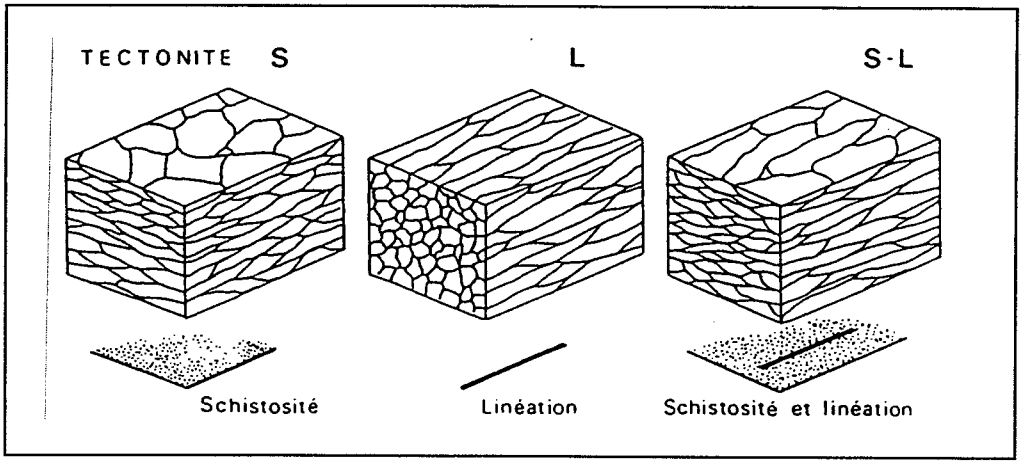


Figure II-24 : Principaux types de tectonites de la déformation ductile (Mercier et Vergely, 1992).

De la plaque ou de la plaquette classiques à la "frite" allongée et du bloc polyédrique à la particule élémentaire de quelques microns, toutes les variations sont possibles. Elles relèvent de mécanismes comme la desquamation ou l'exfoliation ainsi que de la migration lente des éléments fins issus de l'altération chimique et du tassement consécutif de la roche (Voisin, 1978). Ces transformations physico-chimiques des Terres Noires remaniées s'accumulant au bas de l'escarpement sont précisément à l'origine de la coulée qui s'est développée en contrebas pour

[1] Régolite : *"formation superficielle résultant de la fragmentation de la roche sans que les fragments aient été transportés. Le régolite se distingue d'un sol par le fait que ses éléments n'ont pas subi de transformations notables par rapport à la roche-mère"* (Foucault et Raoult, 1988)

progressivement envahir le fond du creux des Roubines. Elles seront largement analysées lors de l'étude de cette dernière, en liaison avec les divers processus de météorisation qui les induisent.

II.2.2.2.2. Les phénomènes de détente lithologique

La décompression ou la détente des roches en général ne peut s'étudier sans tenir compte des modalités du phénomène inverse qui l'avait précédé, c'est-à-dire la compaction, dont Garnier et Lecompte (1995) rappellent qu'elle est un processus important et complexe de la diagenèse, influencé par beaucoup de paramètres (Springer, 1993). Les contraintes qui s'exercent au sein des masses rocheuses sont d'abord celles dues au simple fait des empilements rocheux : ces pressions verticales dépendent donc de la pesanteur et de la profondeur à laquelle elles sont mesurées. Y sont associées des réactions horizontales, précisées par le coefficient de Poisson, liées à la déformation transversale du massif sous son propre poids. L'expérience a souvent montré que ces forces horizontales étaient supérieures à celles prévues par les calculs et l'explication de ce surplus semble devoir être cherchée dans le développement de tensions tectoniques lors de la mise en place de ces massifs schisteux qui se trouvent normalement situé dans des ensembles plissés : nous avons déjà vu que les Terres Noires de la région de Barcelonnette ont subi en plus des contraintes strictement orogéniques lors de leur surrection à partir du Crétacé supérieur celles liées à leur recouvrement ultérieur par les nappes de charriage de l'Embrunais-Ubaye ainsi que des déformations tardives jusqu'au début du Pliocène. Voisin (1978) résume cette situation en considérant que le massif plissé et son environnement aboutissent finalement et très lentement à une sorte "*d'équilibre post-orogénique*".

Cet équilibre est rompu lorsque l'érosion au sens le plus large provoque par relâchement des contraintes des phénomènes de détente ou de décompression des roches. Si la compression doit être considérée comme une déformation essentiellement irréversible qui modifie les caractéristiques physico-chimiques des sédiments (Beaudoin *et al.*, 1987), la décompression ne semble affecter que la structure des roches et se concrétise par des phénomènes de fissuration (macro et micro) ; elle s'exprime donc surtout dans des matériaux cohérents, comme le faciès marneux étudié, dans lesquels la fissuration s'inscrit logiquement dans les zones de faiblesse structurale préexistantes. Ces phénomènes de décompression de façon générale entraînent donc un délitage des marnes en y accroissant le volume des vides, ce qui induit secondairement d'autres dynamiques de météorisation, mécaniques et chimiques.

Il faut clairement distinguer à ce stade les différents phénomènes que sont la décompression géologique, la décompression glaciaire ou fluviale, et la décompression "actuelle" :

La première est la réaction de la roche à la suppression, par érosion à l'échelle de temps géologique, du poids des terrains qui la surmontaient ; Springer (1993) a déterminé un lien direct entre l'intensité de cette décompression (en anglais "decompaction") et la paléopuissance

("paleothickness") d'un niveau donné, le rapport porosité/profondeur d'enfouissement étant fondamental. Le creusement de la fenêtre de Barcelonnette par ablation des formations charriées puis encaissement dans le soubassement autochtone pourrait être une illustration de ce phénomène ; une étude paléogéologique serait intéressante pour connaître l'importance de l'enfouissement des Terres Noires du bassin de Barcelonnette et donc l'intensité de cette décompression géologique.

La seconde exprime le relâchement des contraintes exercées sur les versants par les glaciers lors de leur fonte ou par le creusement d'une vallée par un cours d'eau ; elle ne peut avoir la même intensité que la précédente mais présente souvent une forte hétérogénéité spatiale, même très locale, liée aux modalités de l'englacement et/ou de l'incision. Muller (1962) voyait dans ce cas *"les masses rocheuses comme un gâteau, (als ein Kuchen), qui, après mise à nu d'une vallée peut se développer dans plusieurs directions par glissement..."* De nombreux auteurs ont ainsi mis en avant la responsabilité des phénomènes de décompression post-glaciaire dans le développement de nombreux mouvements de terrains à travers le monde. Là aussi la vallée de l'Ubaye à hauteur de Barcelonnette pourrait avoir subi cette double décompression glaciaire puis fluviale. Nous avions souligné lors de la description de l'escarpement l'importance que tenait la fracturation sub-verticale orientée autour de N90° (est-ouest) dans la morphologie de la paroi. En remarquant qu'elle se situe dans un plan plus ou moins parallèle aux parois calcaires des reliefs sommitaux (Brec Second et Chapeau de Gendarme) et donc à la direction générale du bassin de l'Ubaye, il semble que cette fracturation pourrait être liée au creusement de la fenêtre de Barcelonnette et/ou à la décompression post-glaciaire de la vallée. En l'absence d'études tectoniques locales et régionales plus complètes, cela reste une hypothèse fondée sur une réalité tangible de terrain qui ne manque pas d'intérêt.

La troisième forme de décompression est dite "actuelle" parce qu'elle se développe à des échelles d'espace et de temps bien moindres que les précédentes : elle exprime le relâchement des contraintes lié à l'ablation de formations superficielles ou au sapement de la roche par développement d'un mouvement de terrain par exemple. Cette décompression actuelle peut étroitement être mise en rapport avec l'action des agents climatiques et hydrologiques et de la gravité, ou encore de la sismicité. Concernant l'ablation progressive des matériaux altérés (les niveaux supérieurs du régolite) surmontant les marnes cohérentes, des expérimentations menées dans les roubines des Baronnies ont permis de quantifier l'allégement résultant de la variation annuelle de l'épaisseur de la couverture de débris et de montrer son rôle actif dans le délitage des marnes, facilitant ainsi l'action d'autres dynamiques de météorisation (Alexandre, 1995) : cette décompression superficielle aurait pour effet principal l'ouverture des fissures préparées par la détente géologique, agissant ainsi à la manière d'un presse-papiers dont le soulèvement libère des feuillets entassés avec une apparence de continuité. Sur le site de Super-Sauze, l'incision de la ravine principale identifiée en tant que telle en 1956 (et plus généralement le creusement de l'ensemble du bassin des Roubines) a pu générer de multiples décompressions de ce type dont les effets varient très localement d'un secteur à l'autre du massif marneux.

Cette libération des énergies emmagasinées au sein des massifs se traduit par une zone de terrains détendus - ou zone de Trompeter[1]- qu'ont particulièrement étudié les ingénieurs des mines concernés par les phénomènes de décompression autour des ouvrages souterrains. On retiendra surtout que cette zone détendue est large dans le cas de feuillets schisteux parallèles aux parois, la roche cédant alors facilement, et qu'au contraire une disposition perpendiculaire aux parois rapproche très fortement de celles-ci l'enveloppe sous contrainte. Ces observations sont exprimées dans la distinction faite par Alder *et al.*, (1951) entre les "bords" et les "walls" (termes anglais), c'est-à-dire entre les galeries ouvertes perpendiculairement à la schistosité et celles dont les parois sont parallèles aux feuillets. La configuration structurale des marnes noires affleurant dans les deux parois opposées de l'escarpement principal du glissement de Super-Sauze est un exemple de disposition en "wall" avec obliquité du pendage (cas II de la Figure II-25).

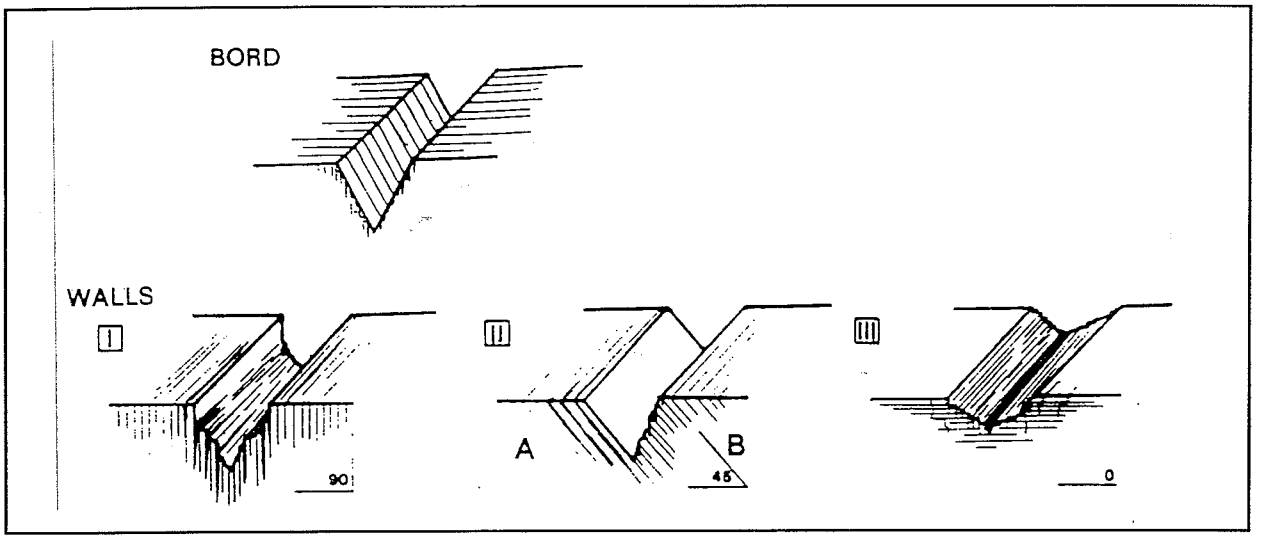


Figure II-25 : Les dispositions en "bord" et en "walls" des formations schisteuses dans une vallée. (D'après Alder *et al.*, 1951, cités par Voisin, 1978).

Les travaux de Muller (1962) portant sur la distribution des pressions au voisinage d'une vallée expliquent comment les phénomènes de détente liés au creusement de la ravine principale ont pu favoriser les ruptures dans les Terres Noires sur ce site et donc le développement de l'escarpement. Ainsi, dans une vallée taillée perpendiculairement à la schistosité ("bord"), l'orientation des feuillets schisteux et des bancs interstratifiés minimise les risques de rupture du fait que la force de traction vers la vallée s'exerce parallèlement au feuilletage. Dans une incision en "wall", au delà de l'orientation des feuillets, c'est surtout leur pendage qui induit une différenciation structurale essentielle entre les deux versants : la décohésion des feuillets intervient beaucoup plus loin derrière les parois et peut, sur l'un des flancs de la vallée (flanc A du cas II de la Figure II-25) isoler mécaniquement de longs paquets de feuillets. Telle est précisément la situation décrite sur le flanc est de l'escarpement de Super-Sauze (Photo II-5). Chaque paquet décollé permettant aux suintements venus du haut de venir pourrir les feuillets baillants qui se garnissent, du fait de l'altération, d'argiles lubrifiantes, la limite d'équilibre d'un tel

[1] Le géomètre allemand Trompeter signala dès 1899 une gaine plus ou moins importante et régulière de terrains détendus qui entourait chaque excavation souterraine (Voisin, 1978)

versant est très vite atteinte, notamment s'il est soumis à un sapement de sa base, et peut générer "*un glissement d'ensemble des feuillets dont la cohésion est très affaiblie par la détente et l'altération interfoliaire*" (Voisin, 1978).

Une autre conséquence de ces décollements d'extension verticale est l'accentuation des phénomènes dits de "perméabilité en grand" des schistes (Liégeois, 1956) observés par ailleurs au niveau des "mégadiaclases" (Fourmarier, 1950). Nous ne disposons malheureusement pas sur le versant de Super-Sauze d'informations hydrogéologiques pour savoir si de tels phénomènes d'infiltration touchent le massif marneux derrière l'escarpement, y augmentant éventuellement l'altération des Terres Noires en profondeur. Bien qu'ils ne puissent être observés sur le terrain, l'humectation et le gonflement des marnes à l'interface entre formations glaciaires et marneuses accentuent très probablement les effets de la décompression.

Nous avons vu que fissurations, décollements et instabilités rocheuses étaient totalement différents sur la face opposée de l'escarpement, dont la raideur et les modalités de recul dépendent surtout de l'importance et de la fréquence relative des bancs intercalés, de leur pendage et de l'espacement des fissures qui les recoupent (Figure II-26). L'obliquité des plans de clivage y génère, par un jeu d'érosion différentielle, des situations en "paliers" au niveau des bancs calcaires à l'abri desquels les formations marneuses plus tendres se raidissent. Les ruptures en masse par écroulements rocheux surviennent généralement par dépassement de la limite d'équilibre des terrains ainsi mis en surplomb. Les chaos de blocs hétérométriques générés par ces écroulements brutaux masquent en grande partie les éboulis de débris plus fins issus du délitage des feuillets marneux à l'aplomb des bancs calcaires. Lorsqu'on se souvient que les tabliers d'éboulis fins sont largement prédominants au pied de la paroi est, on en déduit une relation étroite évidente entre la taille des débris accumulés (et la morphologie de ces accumulations) au pied de chacune des deux parois et les configurations structurales de celles-ci.

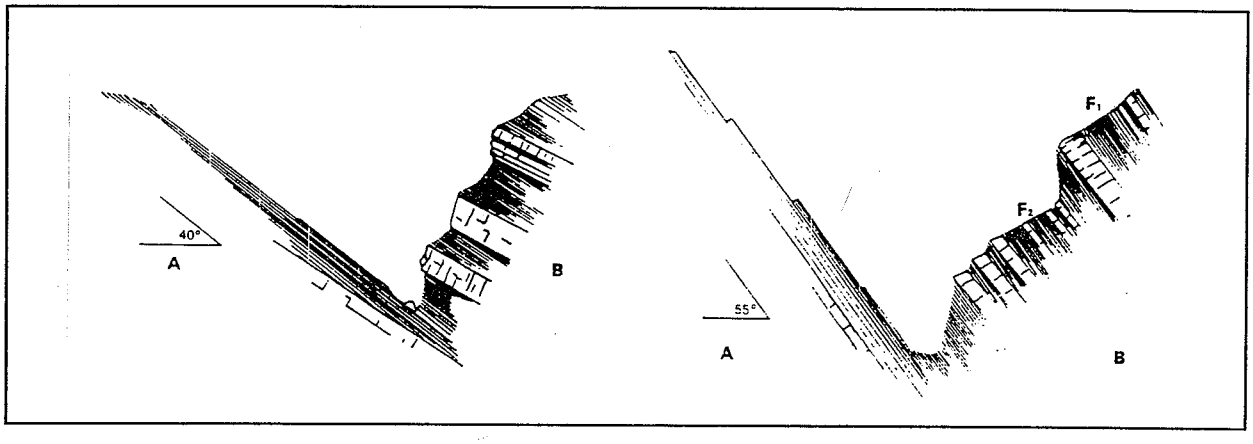


Figure II-26 : Variation de l'influence de bancs intercalés plus résistants dans la morphologie de versants schisteux (D'après Voisin, 1978).

En résumé, la structure d'ensemble des formations marno-calcaires a joué un rôle prépondérant dans le développement de l'escarpement principal et explique toujours les modalités de recul et la morphologie actuelles de ce dernier. L'origine du phénomène remonte à l'incision de la ravine principale observée en 1956 dans un secteur où la disposition des marnes en "wall" constituait un facteur litho-structural prédisposant à l'instabilité amplifié par l'existence probable d'une faille orientée N160°. Celle-ci aurait non seulement facilité le creusement de la ravine, mais comme la fracturation est aussi plus ou moins parallèle aux plans de schistosité des Terres Noires à cet endroit, la roche mise à l'affleurement y est aussi particulièrement sensible aux phénomènes de décompression. La situation observée dans le bassin des Roubines de Super-Sauze semble donc répondre parfaitement aux conclusions de Voisin (1978) lorsqu'il indique que "*ces conditions structurales sont très favorables à l'évolution rapide de petits vallons dissymétriques, les incisions ayant généralement démarré sur des diaclases verticales ou des petites failles dont le versant raide perpétue l'influence. L'étude morphométrique [...] confirme d'une façon générale cette sensibilité des drains élémentaires d'ordre I aux influences structurales*".

II.2.2.3. Genèse et extension de l'escarpement

Au delà des conditions structurales qui viennent d'être exposées pour expliquer la configuration et les modalités de recul actuelles de l'escarpement, se pose la question de sa genèse et donc indirectement celle de l'origine du glissement-coulée dans son intégralité. Connaissant la situation initiale du versant qui en 1956 encore se présentait comme une succession de ravines, comment expliquer l'extension aussi rapide d'un mouvement de terrain en masse qui a totalement "emporté" ou "tronqué" certaines de ces ravines ? Si les traitements photogrammétriques rendent bien compte de l'ampleur de ce mouvement et notamment de la profondeur de la zone d'ablation à l'endroit précisément où se situaient ces ravines disparues, ils ne montrent pas par contre de quelle manière s'est déclenché le phénomène.

Sans rapport direct avec le glissement-coulée étudié, un phénomène observé sur le site de Super-Sauze au printemps 1997 comble cette lacune en apportant des indications précieuses aux interrogations précédentes : il s'agit de la rupture d'une des crêtes des ravines situées dans la partie ouest du bassin des Roubines, à une centaine de mètres de la coulée principale. Nous avions déjà évoqué la possibilité de tels accidents en observant le tracé "en lignes brisées" de certaines crêtes de ravines sur les photographies aériennes. Le suivi de l'évolution morphologique de cette cassure depuis les phases initiales de son déclenchement permet d'observer le mécanisme de l'instabilité et de préciser le contrôle structural qui a régi son développement (Flageollet *et al.*, 1998 ; Malet *et al.*, 2000).

Il est à noter que dans les nombreux travaux consacrés au modelé de ravinement dans le sud-est de la France (dans les bassins expérimentaux de Draix et des Baronnies notamment), seuls Garnier et Lecompte (1996), reprenant eux-mêmes une indication de Lhénaff *et al.* (1993), évoquent en une unique phrase un phénomène qui pourrait se rapprocher de celui dont il est

question ici : "*La fragilité de la marne est attestée par l'observation de glissements profonds, au sein même de la roche d'apparence compacte, sur les flancs raides de ravine*". Mais en l'absence de toute description complémentaire, il n'est pas possible de définir la morphologie de ces "*glissements*" et *a fortiori* de connaître les conditions d'une éventuelle influence structurale dans leur développement.

La crête qui s'est rompue est celle qui porte le n°20 sur le transparent superposable aux ortho-photographies. Avant la rupture, elle se développait sur une longueur de 80m environ entre 1910 et 1840m d'altitude, soit une pente moyenne de l'ordre de 40°. A l'image de toutes les autres ravines du bassin, cette pente n'était pas rectiligne du haut en bas mais présentait une convexité d'ensemble se terminant par un raidissement de la partie inférieure du fait de l'érosion torrentielle de sa base. On suppose que les fractures, observées pour la première fois au mois de mai 1997, se sont développées dans le massif marneux au courant de l'hivers 1996-97 ou au tout début du printemps (Photo II-8). Au début du mois d'octobre de la même année, ces fractures sub-verticales dont certaines étaient ouvertes sur plusieurs centimètres de large, séparaient plusieurs blocs de marnes fragmentés extérieurement mais encore cohérents en profondeur. Ces blocs glissaient visiblement en groupe, accolés les uns aux autres, vers le fond de la ravine creusée sur le flanc droit (sud) de la crête rompue. Entre les terrains restés en place à l'amont et le bloc supérieur commençait à se mettre en place un fossé (graben) caractéristique de ce genre de glissement de blocs.

En mai 1998, huit blocs pouvaient être nettement individualisés et l'escarpement sommital atteignait une hauteur de 7m environ dans son axe central. Cet escarpement est constitué de deux faces planes sub-verticales (deux plans de rupture sécants) orientés respectivement N160° et N100°. On retrouve donc là les deux directions structurales majeures identifiées dans l'escarpement principal et caractéristiques de l'ensemble du bassin de Barcelonnette. L'analyse structurale met d'autre part en évidence une disposition des marnes en pendage aval selon un angle moyen compris entre 30 et 35° sur plusieurs mesures. Le fossé amont de quelques 5m de large au niveau du sol est rempli sur une certaine épaisseur de débris et fragments marneux provenant aussi bien de l'escarpement amont que du bloc déplacé en contrebas.

En plusieurs endroits de la crête rompue ont pu être identifiés deux plans de ruptures latéraux : celui de gauche en descendant le long des blocs déstabilisés (au nord-ouest) est particulièrement visible car dégagé de tous débris, sa pente varie entre 38 et 45° selon les points de mesure. L'autre (au sud-est) est plus difficile à observer sous les blocs, il semble présenter une inclinaison constante de l'ordre de 58°. En prolongeant ces plans selon la méthode des intersections (Van Asch, 1984), Malet (1998) a déterminé que leur axe de recoupement rectiligne se situait à une profondeur moyenne d'environ 8m sous la surface topographique actuelle. Incliné à 33° vers l'aval, cet axe virtuel est rigoureusement parallèle aux plans de schistosité des Terres Noires. On peut donc en déduire que la rupture s'est développée à moins de 8m de profondeur sur l'un de ces plans.

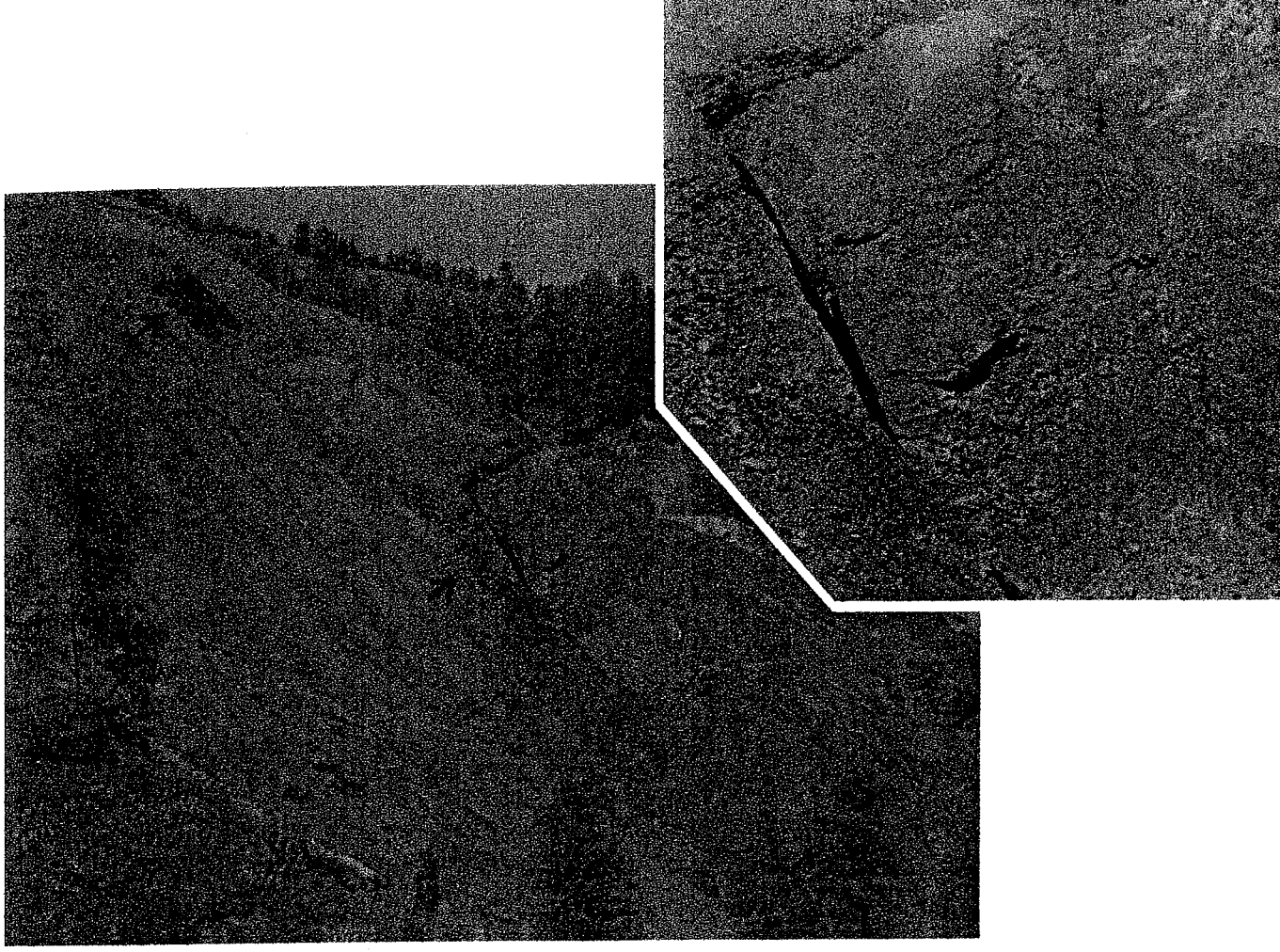


Photo II-8 : Les cassures apparues dans la crête de ravine n°20 du bassin des Roubines au printemps 1997 (vue vers l'ouest depuis la coulée de débris).

Photo II-9 : La crête rompue n°20 en mai 1999 (cliché J.-P. Malet).

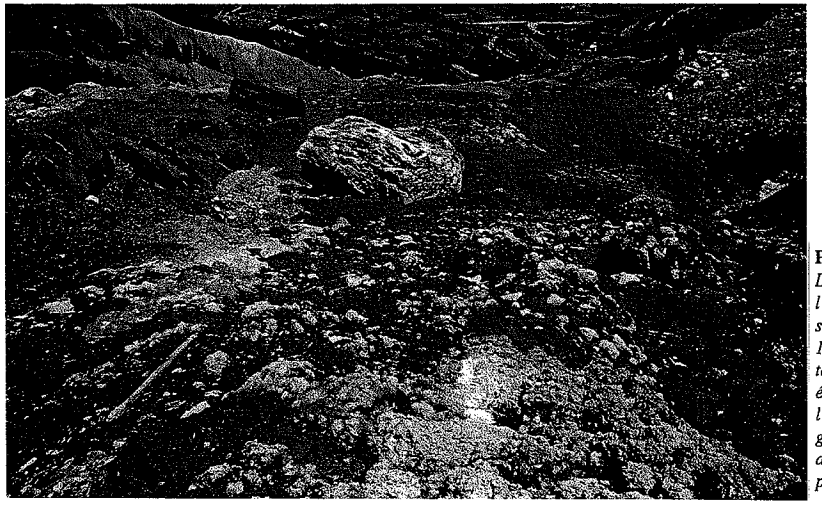
Au sein de cet ensemble (Photo II-1), le replat supérieur (ainsi qualifié du fait de sa position topographique élevée autour de 1950m d'altitude), situé directement au pied de l'escarpement principal, correspond à la tête du glissement-coulée dans la zone d'ablation. Les matériaux de ce replat supérieur sont repris par un ensemble complexe de coulées qui se sont développées (et se développent toujours) sur plusieurs centaines de mètres en contrebas ; ces coulées de débris plus ou moins fluides qui se juxtaposent et se chevauchent en recouvrant le versant initial constituent la véritable zone d'accumulation du mouvement de terrain. Le replat inférieur, situé vers 1795m d'altitude, est la conséquence du recouvrement de la paléotopographie par l'une ces coulées entre 1982 et 1988 ; il domine d'une cinquantaine de mètres le front de la coulée qui se resserre finalement sur une vingtaine de mètres de large dans le lit torrentiel très encaissé des Roubines. La zone de transit comprise entre le replat supérieur et le replat inférieur est aussi appelée zone intermédiaire.

Dans cette zone intermédiaire de marnes remaniées en mouvement, un élément fait figure d'intrus dans la mesure où il s'agit d'une portion de terrain en place ; au centre du carré c5, cette crête de ravine qui se situe juste sous le replat supérieur, à l'endroit où celui-ci est le plus avancé, est progressivement réapparue au cours des dix dernières années au fur et à mesure que les matériaux qui la recouvrait se sont écoulés. Les analyses photogrammétriques ont permis de montrer qu'il s'agissait d'un morceau de la crête n°10. Des phénomènes similaires d'exhumation ont été observés sur le terrain depuis la réalisation de la carte en 1995 ; à l'ouest de la crête n°10 tout d'abord où un pan de marnes *in situ* de la crête n°9 est brièvement réapparu en 1997 avant d'être recouvert en 1998 pour de nouveau être exhumé en 1999. Un peu plus haut vers le sud-sud-est c'est le sommet émoussé de la crête n°13 qui est visible. Ces trois reliques apparentes de la paléotopographie se situent sur ou juste en dessous de la limite inférieure probable de la surface de rupture portée sur la carte. Leur présence représente une information fondamentale pour l'analyse et l'interprétation géomorphologiques du glissement-coulée dans son ensemble.

II.2.3.1.1. Aspects topographiques

A l'intérieur des unités morphologiques principales, on observe dans le détail de multiples irrégularités topographiques qui traduisent elles-mêmes soit des formes d'ablation, soit des formes d'accumulation. Les formes d'accumulation se manifestent principalement par des bourrelets de taille variable qui correspondent au front de coulées boueuses secondaires. Dans les formes d'ablation, on distingue des escarpements secondaires (talus raides), généralement orientés plus ou moins transversalement à la coulée, qui résultent de reprises des matériaux déjà remaniés par de petits glissements superficiels ou des coulées boueuses plus ou moins fluides. On observe aussi des incisions linéaires produites par l'écoulement concentré des eaux de ruissellement ; si les drains majeurs de ce réseau hydrographique à écoulement spasmodique se sont développés selon une orientation dominante sud-nord dans le sens de progression générale de la coulée sur le versant, les incisions de moindre importance peuvent prendre de multiples autres directions en rapport avec les variations topographiques locales .

un remplissage de son fond par des débris divers de roches résistantes prélevées dans l'escarpement principal.



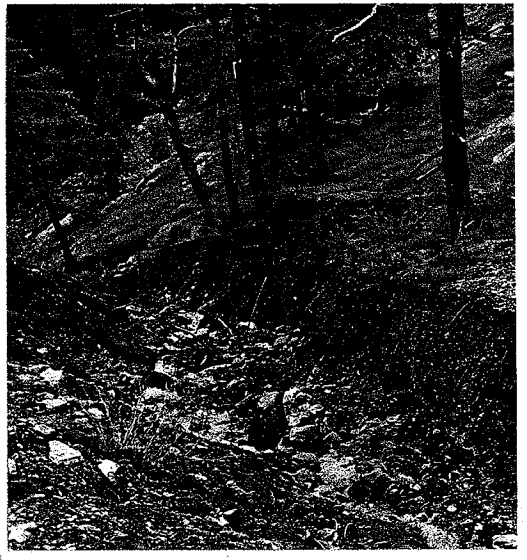


Photo I-13 : Le versant boisé oriental submergé par les marnes remaniées.
Au premier plan, le drain intra-coulée qui contourne le replat inférieur côté est suite au captage du torrent latéral (cf. secteur a2 de la figure II-23).

Photo II-11 (au milieu à gauche) : Fissures de traction concentriques à la surface du replat inférieur.
Elles témoignent de l'affaissement du replat vers le torrent latéral ouest en rapport avec la paléotopographie.

Photo II-12 : La zone d'épandage centrale du replat supérieur.
La concentration des eaux de ruissellement au pied de l'escarpement principal se traduit par une accumulation de sédiments sur le replat supérieur. La photo a été prise en juillet 1997 suite à un orage intense qui avait généré une lave torrentielle. Au premier plan, une planche provenant de la cabane écroulée de la couronne au printemps 1997. Au centre de l'épandage boueux, un bloc morainique tombé en 1991. Sur la gauche, un chaos de blocs marneux volumineux et anguleux issus d'un écroulement rocheux dans la paroi ouest de l'escarpement principal.

Photo II-14 : Le talus frontal de la coulée de débris.
On y note l'importance de la couverture végétale par rapport au reste de la coulée ainsi que la forte présence de matériaux morainique, notamment de gros blocs qui viennent s'accumuler dans le lit du torrent ouest.

Photo II-15 : La météorisation des blocs de marne à la surface de la coulée.
La décomposition de la roche se fait sous forme de "frites" qui correspondent à des tectonites de type S-L.

Toutes ces formes sont principalement présentes dans toute la zone intermédiaire de la coulée. L'escarpement secondaire le plus important est celui qui entame le front du replat supérieur sur pratiquement toute la largeur de la coulée (Photo II-1). Ce sont les départs de matériaux à partir de cet escarpement raide qui font réapparaître par endroits le paléo-relief. Inversement, on devine aussi sur la photographie aérienne que c'est aussi ce relief fossilisé qui détermine le trajet des coulées actuelles. Le talus observé autour du point c4 illustre bien cette influence paléo-morphologique : il est le résultat de reprises de matériaux qui s'écoulent vers l'ouest en direction du torrent qui longe la coulée sur son flanc gauche. Ces mouvements, qui ne correspondent donc pas du tout à la direction générale d'avancement de la coulée (plein nord dans ce secteur) suivent le flanc ouest de l'ancienne ravine n°18 recouverte entre 1982 et 1988. D'autres petits escarpements superficiels de ce type peuvent être repérés sur l'ensemble de la zone intermédiaire.

Les autres pentes les plus raides observables sur la coulée sont celles des incisions creusées par le ruissellement superficiel. Ces ravineaux et ravins "intra-coulée" se sont surtout développés dans la zone intermédiaire où la pente est la plus forte, de l'ordre de 22°; la coulée est ainsi divisée longitudinalement en deux compartiments par une ravine centrale au profil caractéristique en V atteignant 7m de profondeur au maximum. Cette ravine centrale disparaît au contact avec le replat inférieur (Photo II-10) où elle est brutalement déviée vers l'ouest pour aller se jeter dans le torrent latéral. De même la ravine d'ampleur plus modeste qui s'était développé temporairement à la faveur d'une capture du torrent latéral droit à l'amont du point b3 vient buter sur le replat inférieur. Nous ne revenons pas ici sur les enseignements de l'étude photogrammétrique qui a très bien mis en évidence la superposition de ce réseau hydrographique actuel à la surface des terrains déplacés avec les anciens drains du versant.

Parmi les formes d'accumulation, les deux replats majeurs (supérieur et inférieur) sont les deux unités morphologiques remarquables : celui du haut est constitué de l'accumulation des Terres Noires et des matériaux morainiques déstabilisés dans l'escarpement principal décrit précédemment, celui du bas n'est que la conséquence morphologique apparente du recouvrement par la coulée de débris d'un relief préexistant. En dehors de ces deux éléments particuliers, les morphologies d'accumulation se résument à des bourrelets de dimensions variables qui correspondent au front des différentes coulées qui se sont succédées dans le creux des Roubines. Les deux bourrelets les plus importants se situent dans la partie inférieure de la coulée : il s'agit du talus frontal, terminal de la coulée, et du bourrelet circulaire complexe (avec plusieurs niveaux superposés) qui délimite le replat inférieur au nord. Ce dernier illustre bien le fait que le replat inférieur correspond au pied d'une coulée que les photographies aériennes ont permis de localiser entre 1982 et 1988. Plus modeste en dénivelée, le petit bourrelet qui vient recouvrir le replat inférieur prouve que les coulées boueuses arrivées jusque là depuis 1988 n'ont pas eu la puissance ni le volume suffisants pour dépasser cette rupture de pente ; le replat inférieur légèrement bombé et en contre-pente vers l'amont (Photo II-11) forme un dôme difficilement franchissable. De nombreux autres bourrelets, souvent d'ampleur modeste aussi bien en hauteur qu'en largeur, sont présents dans la zone intermédiaire en contrebas de l'escarpement secondaire. Ils sont le résultat

des multiples coulées boueuses plus ou moins superficielles qui naissent constamment au sein des marnes noires remaniées ; les plus importants observés en 1995 ont été figurés sur la carte géomorphologique ; d'autres sont apparus depuis dans la partie inférieure de la zone intermédiaire entre les deux ravines intra-coulée (secteur b3), non pas suite à l'arrivée de nouvelles coulées en surface, mais par déformation d'ensemble du corps de la coulée. Cette dernière observation indique une compression de la partie inférieure de la masse instable sous la poussée des terrains accumulés à l'amont.

On terminera ce tour d'horizon des formes d'accumulation identifiables sur le corps du glissement-coulée par les éboulis et chaos de blocs qui se développent sur le replat supérieur au pied de l'escarpement principal. Comme cela a été décrit dans les modalités de recul de ce dernier, les éboulis alimentés de façon pratiquement continuelle par des débris et clastes de petite taille détachés de la paroi se développent soit en tabliers soit en cônes. Les accumulations chaotiques formées de blocs et panneaux volumineux résultent quant à elles de mobilisations brutales, en masse, par écroulements ou glissements rocheux. A côté de ces éboulis et blocs ou panneaux marneux disloqués se retrouvent aussi sur quelques plus rares blocs morainiques tombés de la frange supérieure de l'escarpement.

II.2.3.1.2. L'état de surface

Sur le replat supérieur, entre les éboulis et les blocs marneux et morainiques, des dépôts sont identifiés sur la carte géomorphologique comme étant des épandages alluviaux torrentiels ; il s'agit effectivement d'alluvions récentes déposées par des écoulements importants qui surviennent à chaque printemps lors de la fonte de la neige. Ces eaux de ruissellement dévalent l'escarpement principal qui est ainsi nettoyé en surface, surtout dans sa partie morainique supérieure ; Tous les éléments issus de la matrice morainique (la "farine glaciaire") sont abandonnés rapidement, du fait de la rupture de pente brutale, sur le replat supérieur où se forment ainsi ces véritables plages de dépôts de sables et galets de couleur beige claire. Ces épandages sont de ce fait parfaitement visibles sur les photographies aériennes. Le plus important en surface est celui qui se développe dans l'axe du point de recul maximal de la couronne, dans le secteur où se concentre la plus grande partie des eaux de ruissellement et les écoulements boueux très fluides (Photo II-12). D'autres épandages de ce type sont aussi visibles en partie basse de la coulée ; ils se développent là aussi dans les secteurs de replat où les écoulements de crue perdent leur compétence et abandonnent leur charge.

L'état d'humectation en surface de la coulée dans son ensemble est très variable d'un secteur à l'autre : les marnes remaniées peuvent présenter tous les états intermédiaires entre la formation sèche indurée et la boue liquide. Cette variabilité est aussi temporelle en fonction des écoulements saisonniers, elle conditionne directement le comportement des terrains en surface comme le montreront par la suite les analyses cinématiques. On peut d'ores et déjà observer que la zone la plus humide, où il est fréquemment impossible de marcher du fait de la mise en liquidité des marnes sur plusieurs dizaines de centimètres d'épaisseur, est celle située directement

sous l'escarpement secondaire, particulièrement à l'ouest de la crête de ravine exhumée n°10. Il y a là, du fait de la rupture de pente et de la proximité de la paléo-surface, une concentration des eaux infiltrées plus haut sous le replat supérieur.

La végétation est rare et clairsemée sur la plus grande partie de la coulée. Les mouvements des terrains dans les secteurs humides et le dessèchement de surface des autres secteurs, notamment les replats, contrarient ou empêchent totalement la croissance végétale. Quelques rares touffes herbacées provenant directement de la couronne subsistent ainsi pendant quelques temps après leur chute sur le replat supérieur, mais ne trouvent pas entre les épandages alluviaux et les accumulations de débris marneux et morainiques les conditions favorables pour s'étendre. Un couvert herbacé discontinu est aussi présent sur tout le flanc ouest de la partie supérieure de la coulée (secteur d5), témoignant d'une relative stabilité de cet ensemble que des coulées boueuses récentes n'ont pas réussi à atteindre. Il s'agit là des terrains majoritairement morainiques accumulés dans le fond du bassin des Roubines lors des premières instabilités en masse qui ont touché ce versant. La zone où la végétation est la plus présente est le pied de la coulée, à l'aval du replat inférieur : on note tout d'abord la présence d'un groupe d'arbres engloutis par la coulée (entre 1982 et 1988 d'après les photographies aériennes) dont la plupart sont renversés et morts mais dont certains semblent avoir réussi à garder des racines intactes (Photo II-1 & Photo II-13). Tout le talus terminal se caractérise d'autre part par un couvert herbacé relativement continu sur un substrat qui est principalement d'origine morainique dans ce secteur (Photo II-14).

L'état des blocs de marnes en décomposition constitue un autre aspect de l'état de surface de la coulée. De façon générale, on observe que les formes anguleuses des roches fraîchement fracturées sur le replat supérieur (Photo II-12) laissent graduellement place à des formes émoussées et arrondies vers le bas de la coulée. Les surfaces bosselées à blocs émiettés figurant sur la carte géomorphologique illustrent cette évolution. Autour de ces blocs en décomposition s'accumulent divers types de fragments libérés sous forme de "frites" ou de plaquettes révélatrices des tectonites de type S-L décrites dans le chapitre II.2.2.2.1. Ces blocs que l'on trouve en divers endroits de la coulée, mais essentiellement dans sa partie supérieure à l'amont du replat inférieur, et surtout sur le replat supérieur où ils sont les plus frais, semblent littéralement "exploser" sous l'effet de la météorisation : ils laissent place, en l'espace de quelques saisons, à des amas de débris (Photo II-15) qui eux-mêmes continuent de se transformer en une boue de plus en plus fine et fluide.

Les blocs morainiques, dont la nature pétrographique variée reprend celle des massifs sommitaux du Brec second et du Lan dont ils sont issus, ont une résistance qui leur permet de "survivre" dans la coulée de débris bien plus longtemps que leurs friables homologues marneux. En dehors du secteur d5 où leur présence accrue s'explique par le fait qu'il s'agit d'un ancien paquet de moraine glissée pratiquement pas recouvert par les Terres Noires remaniées (cf. les analyses photographiques) et du replat supérieur où sont tombés les plus récents (Photo II-12), les blocs morainiques sont pratiquement invisibles du reste de la surface de la coulée, ne réapparaissant à nouveau en grand nombre que dans le talus frontal. L'hypothèse que l'on peut

déduire de cette observation est qu'il n'y a que très peu de blocs morainiques tombés sur le replat supérieur (depuis que celui existe) puis transportés par la coulée qui soient actuellement visibles, mais que les blocs de cette nature présents en d5 et à l'aval du replat inférieur se trouvaient là avant l'arrivée des coulées boueuses ; celles-ci ne feraient que les recouvrir et éventuellement les pousser à leur front. Ce scénario est en accord avec les photo-interprétations multi-temporelles qui montrent la présence de ces blocs morainiques dans le fond des Roubines en 1956 et 1971 (même encore en 1978 pour la partie inférieure) avant que ne se développent les coulées de débris marneux ; le déplacement mesurable entre 1971 et 1978 d'un de ces blocs resté nettement visible prouve que leur mobilisation par les coulées marneuses est possible, même s'ils ne sont pas totalement ensevelis. L'escarpement principal n'a pu se développer dans les Terres Noires seulement après le dégagement de leur couverture morainique ; la disparition de ces terrains glaciaires en surface a mis à nu les marnes et permis leur érosion, dans un premier temps par ravinement, puis par ruptures massives. Les rares blocs tombés par la suite (après 1982) sur le replat supérieur et actuellement en transit dans la zone intermédiaire et n'ont pas encore eu le temps d'arriver au bas de la coulée.

Dans le goulet étroit qui bloque ou du moins ralentit l'avancement du front de la coulée (cet aspect sera mis en évidence par les mesures topométriques), la présence massive de ces blocs, empilés les uns sur les autres, renforce le blocage topographique en formant une sorte de barrage naturel dont les effets se rapprochent de ceux recherchés lors de réalisations artificielles d'enrochements destinés à stabiliser un versant ou à protéger une berge du sapement (Photo II-14).

II.2.3.2. La structure de la masse instable

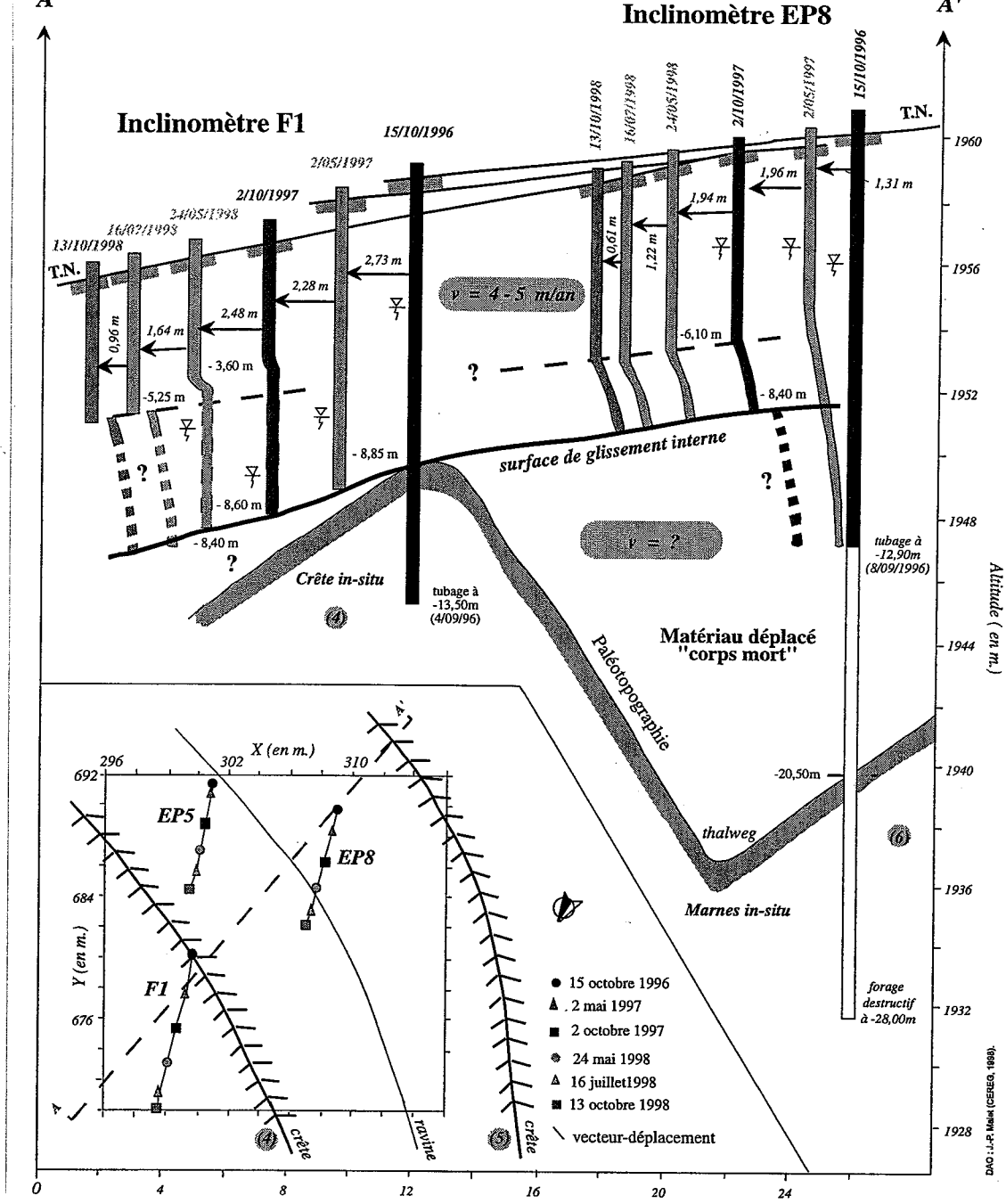
La connaissance de la structure[1] interne de la masse instable est un enjeu prioritaire dans l'optique d'une modélisation du comportement de ce mouvement de terrain. Elle fait généralement appel à des techniques lourdes et souvent coûteuses dans le domaine de la géotechnique, qui ont pu être mises en oeuvre sur le site de Super-Sauze au cours des trois dernières années seulement. Parallèlement ont aussi été testées des méthodes d'investigations géophysiques (de sismique-réfraction, résistance électrique et électromagnétisme) qui, lorsque leur fiabilité et leur précision seront établies, seraient des outils avantageux à divers points de vue pour l'auscultation de telles coulées (Schmutz, 2000).

Les investigations géotechniques réalisées sur la coulée de Super-Sauze au cours de l'année 1996 ainsi que les équipements complémentaires installés au cours des deux dernières années sont concentrés le long de cinq profils transversaux. Le profil A, sur le replat supérieur, est le seul situé dans la zone d'ablation du glissement-coulée : trois forages profonds y ont été réalisés

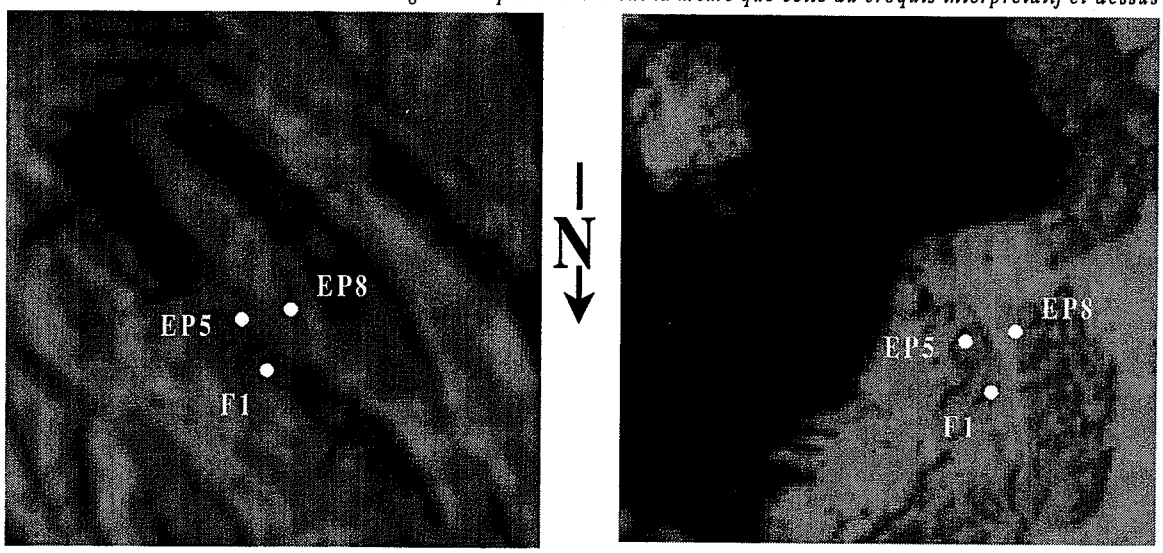
[1] D'un point de vue terminologique il convient de préciser que le terme "structure" employé ici dans l'expression "structure interne ou profonde de la masse instable" n'a aucun rapport avec le même terme utilisé préalablement pour désigner la structure lithologique des Terres Noires. Les deux aspects sont appréhendés à deux échelles totalement différentes.

par une entreprise spécialisée à l'aide de matériel héliporté. Les profils B à D sont situés dans la zone d'accumulation intermédiaire, le dernier (E) se trouvant sur le replat inférieur. La grande majorité des essais pénétrométriques et des forages a été équipée de tubes qui permettent de suivre les variations du niveau piézométrique. De même quelques déformations inclinométriques ont pu être enregistrées pendant quelques mois avant que les tubes ne soient cisaillés. Des appareillages de mesures automatisés installés récemment sur le site permettent désormais d'enregistrer en continu les variations du niveau piézométrique et les déplacements d'un point mobile de la coulée en même temps que les précipitations. Tous ces travaux et leurs premiers résultats partiels sont exposés en détail dans plusieurs publications (Genêt & Malet, 1997 ; Malet, 1998 ; Velcin, 1997 ; Flageollet *et al.*, 1996b, 1997, 1998, 2000) dont seuls quelques enseignements principaux permettant de décrire et de comprendre la structure de la masse instable sont traités ici.

Le **profil A**, au niveau du replat supérieur, dans la zone d'ablation, est assurément le plus problématique à analyser : les données géotechniques y étant réduites, leur interprétation a été utilement enrichie par les photographies aériennes les plus anciennes de 1948 et 1956. Les trois forages profonds EP5, EP8 et F1 réalisés dans ce secteur ont déterminé que les marnes en place se trouvaient respectivement à 19.50, 20.50 et 8.85m. sous la surface topographique actuelle. La détermination de ces profondeurs s'appuie sur des distinctions géotechniques mises en évidence lors des forages ; la présence de gros blocs de marnes structurées désolidarisés du massif constitue un facteur d'incertitude pour ces trois profondeurs, notamment pour celle de 8,85m largement inférieure aux deux autres. Comment peut-on interpréter ces résultats ? En effet, divers profils photogrammétriques font apparaître dans la zone de forage un abaissement de l'altitude de 15 à 20m entre 1956 et 1995 (Figure II-15). Cela signifie donc que le niveau des terrains en place s'est abaissé localement jusqu'à 40m au maximum et que cet encaissement est comblé sur la moitié environ de sa hauteur par les terrains déplacés. Une question essentielle se pose dès lors : compte tenu de l'ampleur de la rupture mise en évidence, quelle est la topographie actuelle du toit des marnes en place ? La différence de profondeur des marnes en place mesurée par les forages EP8 et F1 incite à penser que cette surface de rupture conserve encore aujourd'hui des formes irrégulières qui s'apparentent à celles des ravines qui se trouvaient initialement 30 à 40 mètres au-dessus. La localisation des forages sur l'ortho-photographie de 1956 montrent que les différences de profondeur révélée coïncident effectivement avec l'emplacement d'un creux et d'une crête du paléo-relief, en l'occurrence de la crête n°11 (Figure II-27). L'interprétation des enregistrements inclinométriques réalisés sur ces deux forages entre les mois d'octobre 1996 et octobre 1998 va aussi dans ce sens. Toutefois ces irrégularités topographiques ne peuvent-elles pas s'expliquer par la seule complexité de ruptures profondes sans qu'il y ait à y chercher un quelconque rapport avec les creux et crêtes des ravines originelles ? Il est impossible de fournir des réponses catégoriques et définitives à ces interrogations avec les informations disponibles actuellement. Le modèle de déclenchement du glissement-coulée présenté à la fin de notre travail reviendra largement sur ces interprétations paléo-morphologiques pour expliquer les mécanismes de rupture qui ont eu lieu sur ce versant et qui ont conduit l'escarpement principal et la coulée à la situation actuelle.



L'orientation au nord des deux ortho-images n'est pas exactement la même que celle du croquis interprétatif ci-dessus



Localisation des points de forage du replat supérieur sur les ortho-photographies de 1956 (à gauche) et 1995 (à droite).

Figure II-27 : Interprétations paléomorphologiques des forages et mesures inclinométriques réalisés sur le replat supérieur.

Les autres profils géotechniques, identifiés B à E et situés dans la zone d'accumulation *stricto sensu* sont plus simples à interpréter dans la mesure où la topographie du substratum mise en évidence correspond à celle visible sur les photographies de 1956. La présentation des résultats sous la forme de coupes géotechniques qui constituent autant de radiographies de la masse instable permet de voir que les terrains déplacés sont juste venus recouvrir le relief initial resté plus ou moins intact (Figure II-28). Les matériaux accumulés se présentent comme une superposition de deux ou trois couches distinguées sur la base de critères géotechniques et hydrodynamiques comme la résistance dynamique de pointe Qd, le module pressiométrique Em, les contrastes observés dans la nature des terrains prélevés par forage, la perméabilité, ou encore le cisaillement des tubes installés. Ces couches de marnes remaniées accumulées définissent la structure verticale de la coulée de la manière suivante :

Une unité superficielle n°1 d'une épaisseur de 5 à 9m dont l'imbibition très forte conduit fréquemment en surface à des mouvements importants en liaison avec un comportement viscoplastique qui caractérise les secteurs les plus actifs. L'analyse cinématique des terrains instables faite par la suite permettra de quantifier ces mouvements. Les variations du niveau piézométrique y fluctuent entre 0,5 et 1,5m de profondeur, sous l'influence de nombreuses fissures ouvertes de traction qui induisent une perméabilité élevée (de $K=10^{-2}$ à 10^{-5} $m.s^{-1}$). Cette couche active superficielle peut être subdivisée en deux sous-unités, 1a et 1b, dont les épaisseurs respectives sont déterminées localement par la configuration topographique de la paléosurface et par les positions saisonnières fluctuantes de la nappe. La couche supérieure (1a) de 3 à 4m d'épaisseur en moyenne, caractérisée par une valeur Qd < 3MPa, présente un comportement nettement visco-plastique alors que l'unité sous-jacente (1b), avec un Qd < 8-10MPa, conserve ce comportement lorsqu'elle est saturée mais adopte un comportement plutôt élasto-plastique à sa base.

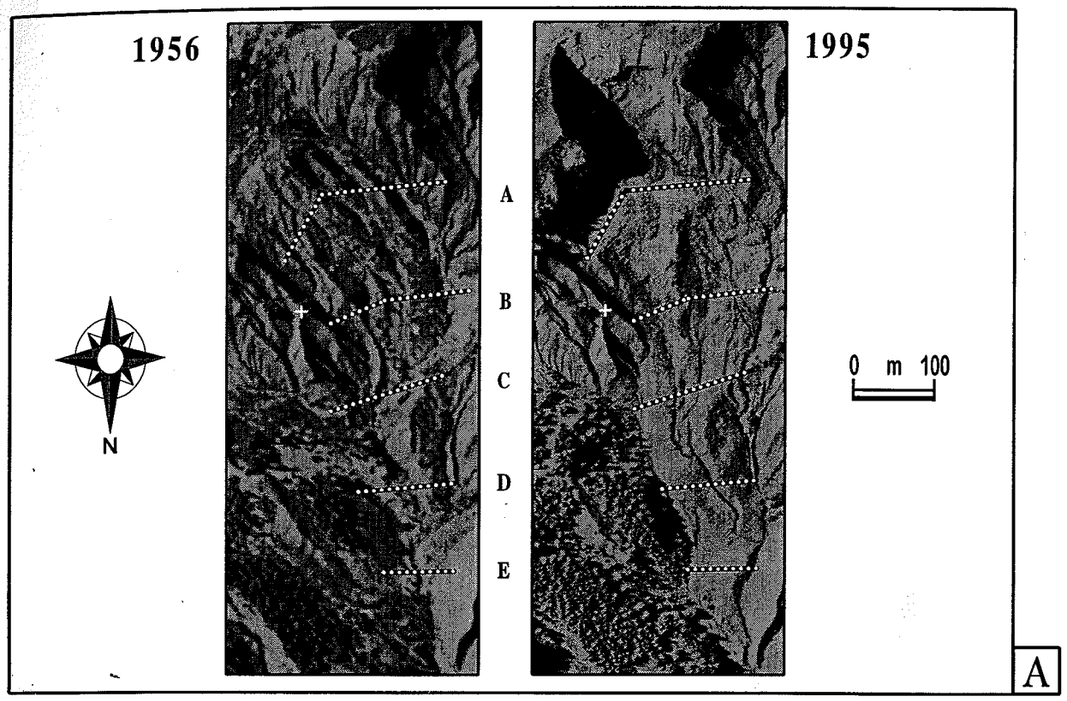
Une surface potentielle de glissement a pu être déterminée au sein des terrains accumulés vers -5m en B et entre -8 et -9m en C ; elle correspond plus ou moins sur les courbes pénétrométriques à la limite entre l'unité 1b et la couche inférieure n°2. Cette dernière est constituée de matériaux compactés et rigidifiés, d'un Qd > 10MPa, imperméable (K de 10^{-8} à 10^{-11} $m.s^{-1}$) et apparemment stable ; elle est considérée à l'heure actuelle comme un "corps mort" (Flageollet *et al.*, 2000) dont l'épaisseur varie entre 5 et 12m, le maxima étant atteint au milieu du profil C à l'endroit où la coulée de débris a comblé l'ancien ravin principal des Roubines.

Cette structure en couches superposées confirme les observations photographiques du développement du glissement-coulée en plusieurs étapes ; le corps instable des matériaux déplacés résulte de la juxtaposition et de la superposition de multiples coulées plus ou moins fluides et volumineuses qui ont progressivement envahi et comblé le thalweg originel des Roubines. En plusieurs endroits où elles ont permis d'atteindre les Terres Noires *in situ*, les investigations géotechniques montrent que ce soubassement a plus ou moins conservé sous la masse de matériaux remaniés sa topographie de ravinement observée sur les photographies aériennes des années 1950.

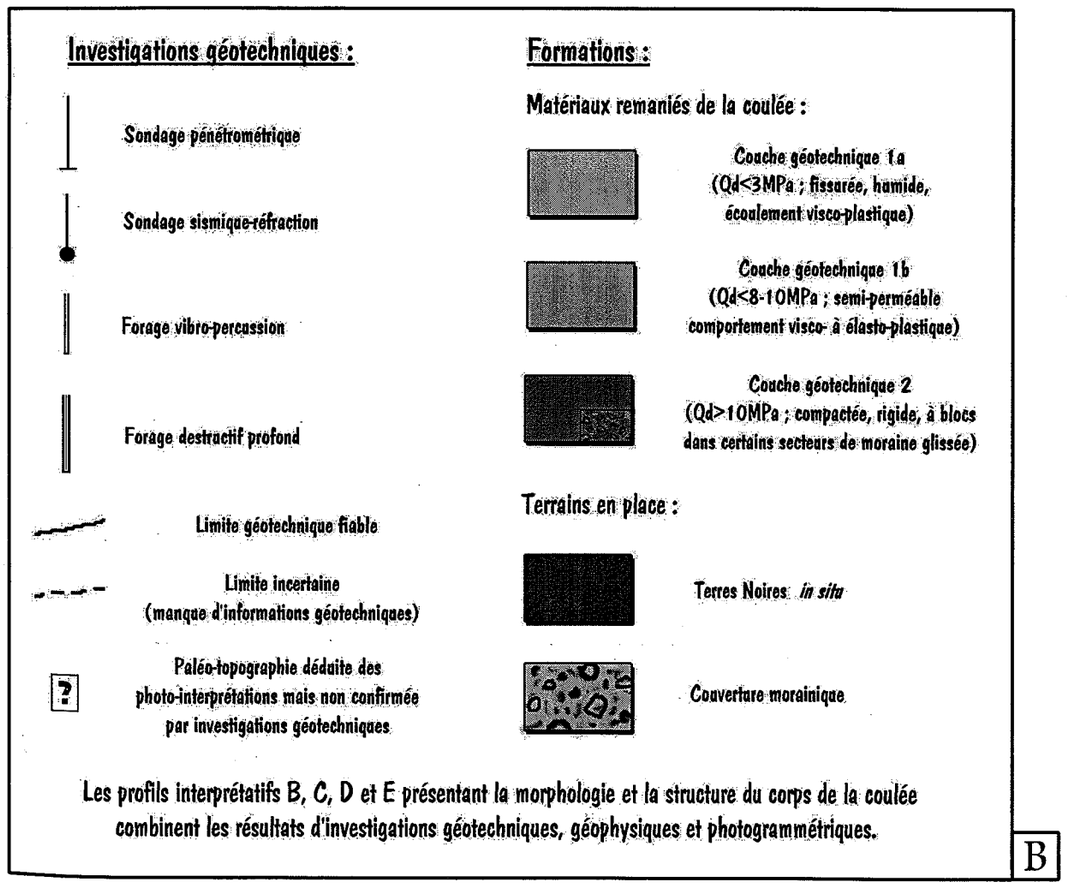
La paléo-topographie est particulièrement bien définie sur le **profil B** (Figure II-28) où la portion de la ravine apparente n°10 individualise un compartiment oriental particulièrement humide du fait de la concentration des écoulements provenant du replat supérieur. En fonction du remplissage ou de la vidange de ce compartiment oriental, la paléo-crête n°9 a été épisodiquement apparente plusieurs fois au cours des dernières années sous la forme d'un panneau de quelques mètres-carrés de marnes en place. A une centaine de mètres à l'ouest de l'échine n°10, au delà d'un compartiment central parfaitement connu, les sondages pénétrométriques ont détecté à une profondeur de l'ordre de 3,50m un autre élément de relief fossilisé ; d'après les interprétations morphologiques des clichés de 1956, il semble qu'il s'agisse du bord oriental du lobe d'accumulation généré dans la première moitié de ce siècle par un glissement superficiel de matériel morainique. La structure du compartiment occidental de la coulée est toutefois encore assez mal connue à l'heure actuelle et l'interprétation qui en est donnée par la figure xx assimile cette accumulation de moraine glissée à une couche géotechnique particulière de la coulée, couche caractérisée par la présence de blocs morainiques. De même, comme le substratum marneux n'a pas été atteint par le seul forage réalisé dans ce secteur, la profondeur de la ravine initiale n'est pas connue à ce jour. A l'extrémité occidentale du profil, la déportation vers l'ouest du torrent bordant la coulée au fur et à mesure de l'extension de cette dernière provoque un sapement important des marnes en place, lequel engendre à l'heure actuelle et depuis plusieurs années de multiples désordres dans les terrains situés en rive gauche.

Le **profil C**, dans la partie médiane de la coulée, présente une paléotopographie moins accidentée que dans la partie supérieure. Trois forages destructifs profonds ont permis de traverser les terrains accumulés sur toute leur épaisseur et de retrouver ainsi avec une bonne confiance le toit des marnes en place. Cette paléo-surface initiale n'est plus visible sur les photographies de 1956 du fait de son recouvrement par une coulée de débris morainiques descendue du versant oriental. Côté ouest, le sommet de la paléo-crête n°18 a été localisé à moins de 5m de la surface actuelle, ce qui explique que la couche compactée et rigide n°2 n'apparaissent pas ou moins nettement dans ce secteur où le recouvrement est aussi plus récent puisqu'il date des années 1980 seulement. La surface de séparation entre les couches géotechniques 1b et 2 reste assez hypothétique sur l'ensemble de ce profil du fait des nombreux pseudo-blocages qui ont marqué les sondages pénétrométriques et sans doute en rapport, comme en B, avec la présence en profondeur de blocs morainiques mobilisés et accumulés avant les Terres Noires.

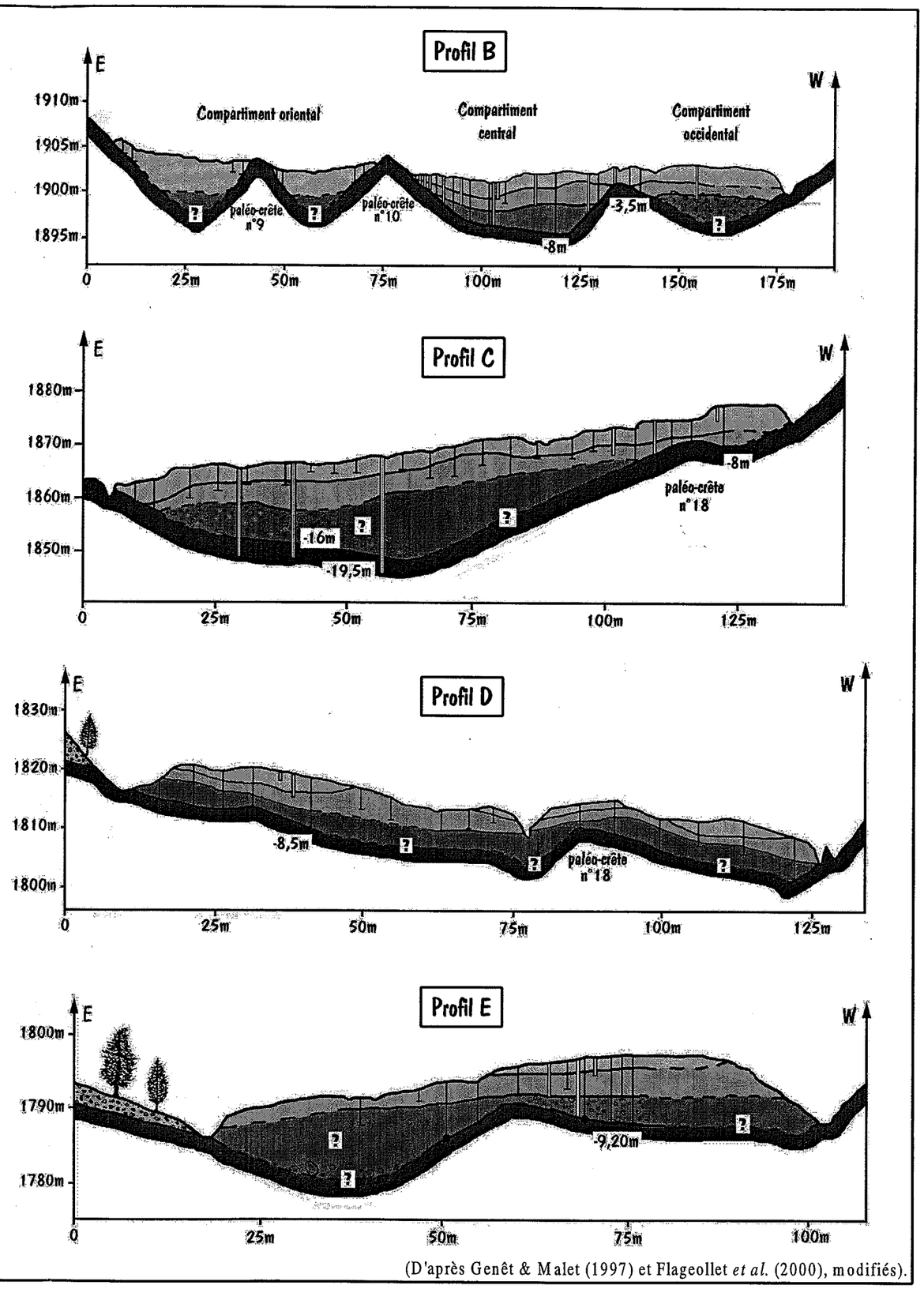
Le **profil D** se singularise surtout par la présence en profondeur de la grande paléo-crête n°18 qui constituait un élément majeur du relief des Roubines avant les années 1980. Sa présence est détectée à 4m de profondeur environ sous le talus gauche (ouest) de la ravine principale qui a recreusé la coulée au cours des 20 dernières années. Les résultats géotechniques confirment ainsi les observations photogrammétriques, à savoir que cette ravine se développe très exactement à la verticale de l'ancien thalweg principal des Roubines. Bien que le positionnement des marnes en place soit encore relativement imprécis sur ce transect D du fait de l'impossibilité d'avoir pu y réaliser des forages profonds, la morphologie d'ensemble de la paléo-surface est conforme aux observations photogrammétriques.



A



B



C

(D'après Genêt & Malet (1997) et Flageollet *et al.* (2000), modifiés).

Figure II-28 : La structure profonde de la coulée de débris des roubines. A : Localisation des profils d'investigations géotechniques sur les ortho-photographies de 1956 et 1995. B : Légende des coupes interprétatives. C : Les 4 profils transversaux B, C, D et E montrant la structure interne de la zone d'accumulation du glissement-coulée.

La relative absence de matériaux de la couche 1a par rapport aux profils B et C s'explique par l'ancienneté du matériel présent en surface ; il n'y a pas eu, comme au dessus, de recouvrement récent par une coulée boueuse humide et le drainage qui s'est naturellement mis en place assure un écoulement rapide des eaux de ruissellement vers les trois drains principaux (les deux torrents latéraux et le ravine intra-coulée centrale) : les Terres Noires remaniées sont rapidement asséchées après une averse pour former une croûte superficielle indurée.

Le **profil E**, finalement, décrit la structure des terrains déplacés au niveau du replat inférieur. Là aussi, les matériaux au comportement viscoplastique de la couche 1a sont pratiquement absents du fait de l'impossibilité pour des écoulements arrivant de l'amont de venir alimenter ce replat. Nous avons déjà expliqué lors de l'analyse photogrammétrique l'origine et la genèse de ce replat inférieur en relation avec la paléo-topographie enfouie entre 1982 et 1988. Celle-ci est restituée sans ambiguïté par les études géotechniques, malgré un manque d'informations sur le substratum *in situ* dans la partie orientale recouvrant l'ancien lit torrentiel sur une épaisseur qui n'est pas connue précisément à ce jour ; elle semble être d'une dizaine à une douzaine de mètres au maximum. Les différentes photographies aériennes montrant ce secteur non recouvert jusqu'en 1982 attestent que la masse de Terres Noires remaniées a recouvert ici des blocs morainiques, dont certains de grande taille, de même que d'arbres. Côté ouest, les terrains en place ont été détectés avec une bonne certitude à un peu plus de 9m de profondeur, mais plusieurs pseudo-blocages du pénétromètre autour de 5m laissent penser que là aussi la première coulée arrivée à ce niveau comporte de nombreux blocs résistants venant de la couverture morainique démantelée plus haut sur les versants.

Grâce aux enseignements complémentaires apportés par les investigations géotechniques et géophysiques *in situ* et les travaux de restitution photogrammétrique, la géométrie tridimensionnelle et la structure profonde du corps instable du glissement-coulée sont donc assez bien connues à ce jour. La confrontation des résultats de ces approches pluri-disciplinaires permet en outre de calculer le volume des terrains mobilisé par ce mouvement de terrain avec une précision satisfaisante dans l'optique d'une estimation du risque de développement d'une lave torrentielle à partir de cette masse de matériaux accumulés.

II.2.3.3. Le volume des terrains déplacés

Par rapport au risque d'une lave torrentielle qui pourrait se développer à partir de la masse des Terres Noires remaniées qui s'est accumulée dans le bassin des Roubines, l'estimation du volume total de la coulée de débris est un enjeu important de ce travail. L'objectif n'est pas de suivre l'évolution volumétrique détaillée du glissement-coulée depuis les années 50 mais d'avoir une idée relativement précise du volume actuel. Pour ce faire, on dispose tout d'abord des interprétations géotechniques issues des investigations de terrain et indiquant les variations d'épaisseurs de la coulée selon cinq profils transversaux répartis le long du glissement, ensuite derniers de toute une série de profils aussi bien transversaux que longitudinaux obtenus à l'aide du logiciel de traitement photogrammétrique Orthomax® qui permet d'extraire aisément et

Pour la partie inférieure, le volume est estimé entre 350000m^3 et 400000m^3 avec une valeur la plus probable autour de 380000m^3. Pour la partie supérieure, le calcul à notre sens le plus "réaliste" indique un chiffre de l'ordre de 250000m^3 mais avec des valeurs extrêmes obtenues avec les hypothèses les plus osées comprises entre 210000 et 280000m^3. Au total, le volume de matériaux remaniés accumulés à l'heure actuelle dans le thalweg des Roubines peut donc raisonnablement être estimé autour de 630000m^3 à 650000m^3. Si un volume légèrement inférieur, de l'ordre de 600000m^3 est envisageable selon les hypothèses les plus basses testées, il nous semble toutefois peu probable. A l'opposé, le chiffre de 700000m^3 exprime sans doute avec toutes les garanties nécessaires la limite supérieure.

On gardera bien à l'esprit que ce chiffre exprime le volume actuel de la coulée de débris, et non pas le volume global mobilisé sur le versant depuis l'initiation du mouvement de masse. Depuis sa mise en place progressive à partir des années 1970, la coulée est en effet soumise à une érosion de surface par ruissellement diffus et concentré qui contribue au jour le jour à réduire son volume. Les manifestations morphologiques les plus évidentes de cette érosion sont les multiples griffures, rigoles, ravineaux et ravins qui incisent les marnes remaniées, visibles sur les différentes photographies et représentés sur la carte géomorphologique du site. Une estimation quantitative de ce volume érodé a été réalisée à partir d'un levé de terrain consistant à mesurer les sections de ces incisions de différentes tailles ainsi que leur longueurs respectives. Ce levé topométrique effectué le 24/09/1998 a donné le résultat suivant : 45 sections "érodées" ont été planimétrées, chacune à l'aide de trois ou quatre points, la longueur totale des drains ainsi estimés atteint 2000 mètres pour un volume global compris entre 16000 et 17000m^3, soit 2,6% environ du volume des terrains accumulés.

Il faut immédiatement souligner que cette méthode ne peut aboutir qu'à un résultat incomplet et sous-estimant de toute évidence grandement la réalité. Ceci pour plusieurs raisons : les ravines qui atteignent une dimension suffisante pour que leur volume soit quantifié ne commencent à apparaître qu'en dessous du profil d'investigation géotechnique B. Dans toute la partie supérieure de la coulée et surtout sur le replat supérieur où nous savons que l'érosion sous forme de mobilisations boueuses est très intense, il n'y a pas de sillons d'érosion apparents. De même sur tout le flanc ouest de la coulée, en rive gauche de la grande ravine centrale, il y a très peu d'incisions apparentes depuis le haut de la coulée jusqu'au replat inférieur. Dans toute cette partie inclinée en pente forte vers le torrent, l'érosion se fait plutôt par mouvements en masse sous la forme de petites coulées boueuses qui viennent directement mourir dans le torrent. Finalement, toute la surface de la coulée est marquée de petites griffures et rigoles dans lesquelles se concentrent plus ou moins rapidement les écoulements de surface en fonction du modelé local mais dont il est également impossible de quantifier le volume. Toute cette morphologie d'érosion fine qui se place à l'interface entre ruissellement surfacique diffus et ruissellement concentré linéaire et qui représente probablement un volume très important est très délicate à appréhender.

Trois approches techniques très différentes semblent envisageables :

- des mesures micromorphologiques de grande précision à l'aide de systèmes de réglettes topographiques par exemple, qui seraient faites sur des parcelles tests de dimensions réduites. Le problème majeur sera la représentatitivité de ces parcelles autorisant une transposition des résultats au reste de la surface de la coulée. Etat de surface des matériaux, pente, exposition seraient parmi les principaux paramètres à prende en compte pour le choix de ces parcelles ;

- des mesures d'exportation des sédiments à l'intérieur de parcelles d'érosion consistant à estimer le taux d'ablation à la surface de la coulée en fonction de la pluviométrie. Là aussi se pose le problème de la validité et de la représentativité des parcelles. Cette méthode présente en outre le désavantage de définir un taux d'ablation au cours d'une expérimentation d'une durée limitée faite dans des conditions particulières (un certain état de surface, une certaine pluie, naturelle ou simulée, etc.) dans le but de transposer ensuite ce taux sur une durée plus grande, annuelle par exemple, au cours de laquelle les conditions naturelles sont forcément variables. L'estimation de l'érosion par l'application d'un tel taux impose aussi de mesurer de façon très précise la pluviométrie. Des mesures de charges solides peuvent de la même manière être envisagées à l'échelle du glissement-coulée entier ; outre les problèmes techniques d'aménagements des installations adéquates à l'image de celles en fonction dans les roubines de Draix (Cemagref, 1995) se poserait à Super-Sauze le problème d'isolement des écoulements provenant strictement de la coulée de débris par rapport à ceux issus des ravines environnantes et qui sont exportés par les deux mêmes torrents qui encadrent la coulée et fusionnent sous sa pointe. Plusieurs séries de mesures ponctuelles de charges solides ont été réalisées dans les drains situés sur et autour de la coulée, ceci dans le simple but d'avoir une idée des charges solides pouvant effectivement transiter dans ces écoulements. Les résultats de ces essais sont donnés en fin de troisième partie dans le chapitre III.3.2.2. spécifiquement consacré à l'érosion de la coulée ;

- la dernière alternative, probablement la plus simple et la plus rapide à mettre en œuvre et la moins imprécise des trois, est la prise en compte du modelé de surface de la coulée à travers des méthodes de perception globale du relief comme la photogrammétrie ou la radargrammétrie, soit aéroportées, soit terrestres, voire même spatiale en ce qui concerne la radargrammétrie. Une telle approche qui pourrait être répétée périodiquement assez facilement (par rapport aux deux autres) permettrait en outre d'avoir une estimation de l'érosion dans le temps, et surtout, permettrait de faire la part entre le volume de matériaux prélevé qui a réellement quitté le système coulée et celui qui n'a été que déplacé au cours d'une certaine période entre l'amont et l'aval. Cette notion de transferts, de transits intra-coulée est essentielle à appréhender quantitativement si l'on veut avoir une estimation périodique du volume global de la coulée.

Un autre aspect important relatif aux volumes impliqués dans ce glissement-coulée tient au phénomène de foisonnement des roches désolidarisées de leur massif d'origine. Le foisonnement s'exprime par un coefficient qui est le rapport du volume d'un matériaux extrait Ve sur son volume en place Vp ; il va donc dépendre de l'état initial du matériau rocheux, des contraintes qu'il a subi, de sa nature lithologique, de sa cohésion et de sa teneur en eau (Terzaghi

& Peck, 1965). Les marnes noires, du fait de leur structure lithologique schisteuse, sont particulièrement sensibles à ce phénomène, ce qui rend particulièrement difficile la comparaison des volumes d'ablation et d'accumulation à l'échelle du mouvement de terrain entier. Cette estimation est d'autant plus délicate qu'à la décompression et au foisonnement de départ succède un processus inverse qui est celui de recompaction des marnes se transformant progressivement en une matrice boueuse au sein de la coulée. Une autre difficulté de taille réside finalement dans le fait que les matériaux déplacés qui sont accumulés dans la zone d'ablation (c'est-à-dire tout le replat supérieur) sont de ces matériaux fortement foisonnés, ce qui fausse totalement le volume de terrain déstabilisé qui pourrait être calculé par différence des surfaces topographiques données par la photogrammétrie. En l'absence de données suffisamment précises pour entreprendre un tel calcul, il n'est donc pas possible d'établir un coefficient de foisonnement des matériaux marneux à partir de la morphologie actuelle du glissement-coulée.

Rapportées à la superficie couverte par ces matériaux, les volumes calculés correspondent à une épaisseur moyenne légèrement inférieure à 8m. pour les 80000m^2 de l'ensemble du corps du glissement-coulée ; elle tombe à 7.5m. en considérant isolément la partie basse (50500m^2), et passe juste au-dessus des 8m. pour le secteur amont (29500m^2). Connaissant la topographie très accidentée du versant initial et la profondeur des marnes en place dans les divers forages effectués, ces valeurs moyennes n'ont pas grandes significations compte tenu des disparités qu'elles recouvrent.

Par rapport au risque de mobilisation de tout ou partie de la coulée sous forme d'une lave torrentielle, il apparaît justifié de distinguer au sein de ce volume global différentes sous-unités. Les mesures géotechniques permettent en effet de caractériser des couches de terrain distinctes dont le comportement est à considérer de manière différente à l'intérieur du volume global calculé précédemment. Il semble en effet que la couche la plus profonde, pour laquelle a été évoquée une notion de "corps mort", soit moins sensible aux variations de teneur en eau que les strates superficielles qui réagissent pour leur part très fortement aux apports ponctuels en eau (précipitations, fontes neigeuses, écoulements de sub-surface provenant de l'amont). Comme cela peut être observé sur le terrain, c'est dans la couche superficielle (1a) que la limite de liquidité est le plus fréquemment dépassée, ce qui a déjà généré plusieurs petites laves superficielles au cours des dernières années. Celles-ci ne pouvant se développer à l'heure actuelle que dans la seule partie supérieure de la coulée, sur le replat supérieur et dans le secteur le plus raide de la zone intermédiaire (grosso modo au dessu de 1850m d'altitude dans le compartiment oriental), ce qui représente une superficie d'environ 30000m², elles n'ont guère la possibilité de prendre une grande ampleur et restent de ce fait limitées au périmètre du glissement-coulée. En considérant le volume total de cette couche 1a telle qu'elle a été définie par les investigations géotechnique dans ces secteurs, on obtient une valeur maximale de l'ordre de 100000 à 110000m^3. Si ce volume était mobilisé en une seule fois, lors de conditions hydro-climatologiques extrêmes qui restent à déterminer, le risque induit par une lave d'une telle ampleur déferlant dans le ravin du Sauze serait alors très grand.

Partie III :

Dynamique actuelle et perspectives d'évolution du glissement-coulée

La troisième et dernière partie de ce travail s'attache à analyser la dynamique récente de la masse instable à partir de mesures topométriques et autres observations morphologiques faites sur le site depuis le début des années 1990. Complétant l'approche spatio-temporelle historique par photogrammétrie, cette surveillance morpho-cinématique constitue une part majeure des connaissances acquises à ce jour sur le comportement du glissement-coulée. Les déplacements enregistrés affectent un matériau fortement transformé par une météorisation dont les effets sont préalablement exposés ; ce sont en effet ces transformations rhéologiques induites par divers mécanismes physico-chimiques qui modifient les lois de comportement des Terres Noires remaniées au sein de la coulée de débris.

Une synthèse de l'ensemble des connaissances acquises sur l'évolution et le comportement du glissement-coulée est proposée en fin de partie sous la forme d'un modèle qualitatif expliquant le déclenchement et l'extension du phénomène, avant que ne soient finalement évoquées les perspectives d'avenir envisageables pour ce versant instable de Super-Sauze à la lumière des connaissances actuelles.

III.1. La météorisation des Terres Noires dans la coulée

La description morphologique des terrains instables avait permis de mettre en évidence l'aplanissement progressif du modelé de surface entre l'amont et l'aval de la coulée. L'explication de ce "lissage" est à chercher dans la météorisation des blocs marneux pris dans la masse instable. Les phénomènes de décohésion des Terres Noires qui ont été décrits dans les roches en place au niveau de l'escarpement principal s'opèrent de façon accrue sur les blocs de marnes pris dans le corps du glissement-coulée et particulièrement sur ceux affleurant en surface (Photo II-15). Ces blocs totalement décomprimés sur une enveloppe extérieure d'épaisseur variable selon leur exposition, subissent, en plus des processus de fragmentation purement mécanique, des altérations chimiques qui accélèrent leur décomposition. Cette météorisation mécanique et

chimique étant entièrement conditionnée par les facteurs hydro-climatologiques, on constate donc logiquement que la décohésion de ces blocs augmente avec leur temps d'exposition aux agents météoriques, ce qui se traduit par une réduction de leur taille et une augmentation corrélative de leur émoussé entre l'amont et l'aval de la coulée. La météorisation transforme les blocs de marnes structurées en une matrice argileuse hétérogène qui constitue véritablement le corps de la coulée de débris instable.

En dehors des phénomènes de détente lithologique dont l'influence sur la fragmentation des marnes a déjà largement été traitée, les autres processus de météorisation des Terres Noires sont essentiellement des processus de fragmentation liés à la présence d'eau dans la roche (l'hydroclastie au sens strict est peu efficace) et à des variations de température (cryoclastie et secondairement thermoclastie), ainsi que certaines altérations chimiques liées principalement à la présence d'argiles, de carbonates de calcium et de pyrite. Ces multiples phénomènes sont souvent évoqués dans la littérature de façon assez générale à cause d'un certain manque de connaissances pétrographiques précises. Le terme "marne" ne désigne pas en effet une espèce pétrographique clairement définie, "*Une marne est une roche plus ou moins carbonatée, cohérente et à cassure terne à l'état sec, pouvant devenir plastique en présence d'eau et contenant de 10 à 90 % d'argile*" indiquent par exemple Delahaye et Le Roux (1975). Le comportement et la susceptibilité à l'érosion (dans le sens général de l'action d'usure et de transformation que subit une roche) de chaque faciès rencontré s'expliquent par des caractéristiques granulométriques, minéralogiques et structurales propres (ces dernières ont déjà largement été spécifiées dans l'interprétation morphologique de l'escarpement) qu'il est donc nécessaire de définir au mieux dans chaque cas. Un certain nombre d'essais d'identification permettent de préciser ces caractéristiques.

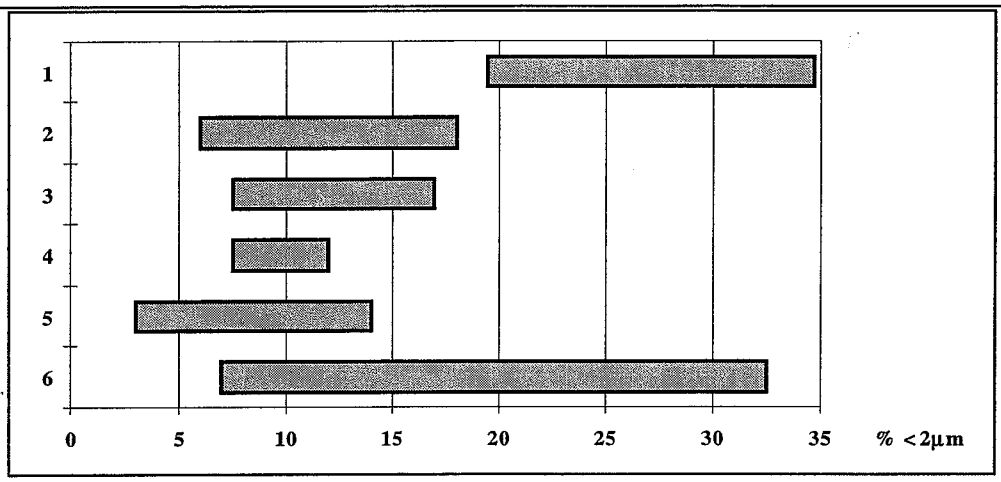
III.1.1. Caractéristiques granulométriques

Tous les auteurs qui ont étudié les Terres Noires soulignent la difficulté de leur analyse granulométrique et particulièrement de la détermination de leur fraction argileuse. La variabilité des résultats trouvés tient non seulement à des facteurs intrinsèques de la roche mais aussi au protocole expérimental mis en oeuvre, ce dernier n'étant de surcroît pas toujours précisé dans les références bibliographiques : ni le tamisage par voie sèche ni celui par voie humide ne semblent entièrement satisfaisants pour des matériaux de ce type. En effet, si le tamisage par voie sèche donne une teneur en fines peu élevé du fait de l'agglutination des éléments entre eux, le tamisage par voie humide donne par contre une teneur en fines très élevée du fait du délitage facilité des plaquettes rocheuses ; Phan (1993) a ainsi mesuré qu'une roche altérée pouvait libérer plus de 80% de fines au tamisage par voie humide contre 2% par voie sèche. Il explique les variations de la teneur en fines obtenue par la méthode classique par voie humide (norme AFNOR NP 94-57) par des facteurs opératoires (temps de tamisage et quantité d'eau écoulée) mais aussi des facteurs intrinsèques comme la teneur en carbonates, la répartition relative entre les grains de calcite et les particules argileuses dans la structure pétrographique, ainsi que "*la qualité du collage des lits*". Klotz (1998) propose en remplacement du protocole habituellement utilisé une méthode originale

combinant analyses faites directement sur le terrain lors du prélèvement et analyses au laboratoire. Sur le terrain, les quantités de matériau prélevés au départ atteignent plusieurs dizaines de kilogrammes (près de 180kg pour l'échantillon le plus important) ; les déterminations granulométriques des éléments les plus grossiers (>12mm) sont faites sur place avant de procéder à plusieurs quartages successifs afin de ramener au laboratoire la quantité minimale nécessaire et suffisante pour les déterminations des fractions inférieures. Là, l'objectif est d'éliminer l'utilisation de défloculants et d'éviter les agitations des marnes dans l'eau pour réduire au maximum la désagrégation expérimentale excessive dénoncée par Colas et Locat (1988), Descroix (1994) et Alexandre (1995) par exemple.

Les analyses granulométriques des marnes remaniées prélevées dans la coulée de Super-Sauze définissent une fraction argileuse (<2 μm) comprise en moyenne entre 10 et 20 % des éléments identifiés. Ces analyses se caractérisent toutefois par une grande dispersion des résultats d'un échantillon à l'autre : Herrmann (1997) par une analyse granulométrique classique de 10 échantillons trouve ainsi une valeur moyenne de 19 % avec des extrêmes allant de 7 à 32 %, alors que Klotz (1998), il est vrai sur quatre échantillons seulement et avec sa méthode inédite basée sur le traitement d'échantillons de plusieurs dizaines de kilos, réduit cette dispersion entre 3,7 et 14,5% pour une moyenne proche de 10 %. Il ressort nettement de l'ensemble de ces travaux que les pourcentages d'argiles et de fines baissent avec l'augmentation de la masse de l'échantillon total analysé. Ceci s'explique par la présence de cailloux et blocs dans les échantillons les plus importants alors que les prélèvements classiques de quelques dizaines ou centaines de grammes éliminent d'office cette présence des éléments les plus grossiers. On observe également que les échantillons prélevés dans la partie inférieure de la coulée (profil E) révèlent une granulométrie plus fine que ceux provenant de secteurs situés plus haut ; ce résultat, qui demande à être validé statistiquement par des analyses supplémentaires, confirme les observations morphologiques faites *in situ*, à savoir qu'il y a désagrégation progressive des marnes par météorisation de l'amont vers l'aval de la coulée de débris. L'analyse granulométrique par voie humide classique d'un échantillon unique de marnes noires prélevé sur le flanc d'une ravine (il s'agit donc d'une roche en place mais ayant déjà subi une certaine détente et météorisation dans la frange superficielle du régolithe) a déterminé une fraction argileuse de 23%.

Si l'ensemble de ces valeurs reste en accord avec celles définies par divers auteurs pour d'autres Terres Noires alpines (Figure III-1), notamment celles de Phan (1993) qui souligne la teneur en argiles très basse des Terres Noires altérées de Barcelonnette (entre 1 et 12 %) qu'il qualifie de ce fait de limons argileux, il convient d'insister sur la grande dispersion de ces résultats. Celle-ci semble essentiellement liée au déroulement des analyses granulométriques elles-mêmes et à l'état d'altération du matériel analysé, sachant que ces deux informations ne sont pas toujours indiquées par les auteurs. Si tous s'accordent sur l'importance de la fraction silteuse entre 2 et 50µm, la part de la fraction argileuse reste très variable ; elle apparaît selon toute vraisemblance inférieure à 20%.



1 : La Valette (Colas et Locat, 1992) ; 2 : Trièves (Phan, 1993) ; 3 : Draix (Phan, 1993) ;
4 : Barcelonnette (Caris et Van Asch, 1991) ; 5 : Super-Sauze (Klotz, 1998) ; 6 : Super-Sauze (Herrmann, 1997).

Figure III-1 : Fraction argileuse de différentes Terres Noires alpines.

III.1.2. Caractéristiques minéralogiques

Quatre éléments principaux sont fréquemment évoqués dans les diverses études portant sur l'altérabilité des marnes noires callovo-oxfordiennes : les argiles et particulièrement les argiles gonflantes, le carbonate de calcium $CaCO_3$, la pyrite et les grains de quartz. Pour définir avec précision le rôle spécifique de chacun de ces éléments dans les divers processus de météorisation, il est important de connaître non seulement leurs proportions respectives dans le faciès mais aussi leur arrangement spatial, c'est-à-dire la texture du matériau.

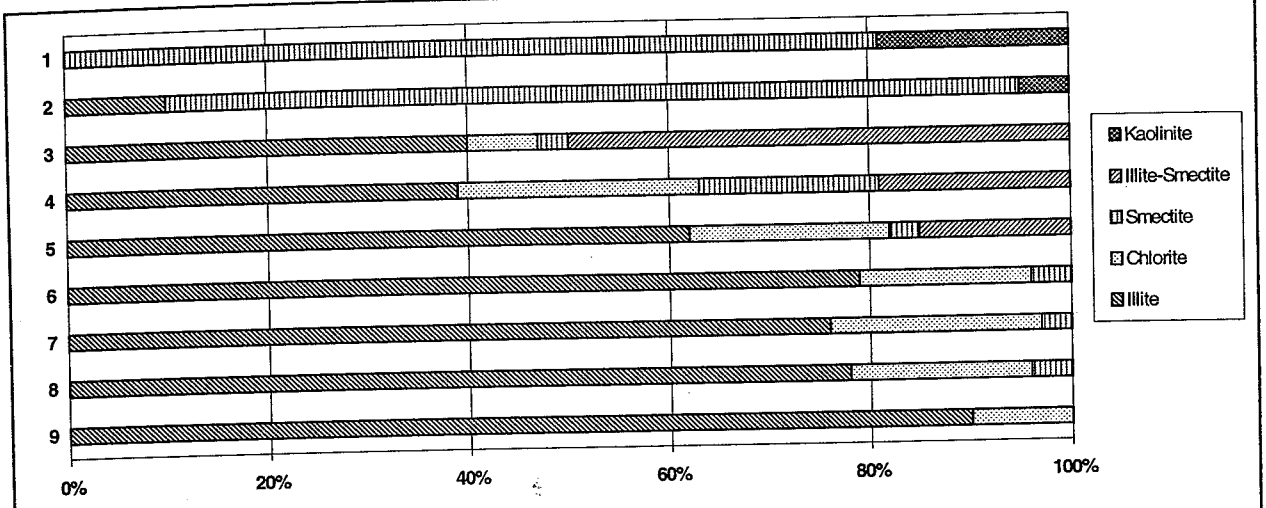
Les analyses minéralogiques ont été faites sur des Terres Noires remaniées et altérées prélevées dans le corps du glissement-coulée de Super-Sauze (Herrmann, 1997) ainsi que sur des Terres Noires encore structurées prélevées dans les Roubines du Sauze. La détermination du cortège minéralogique de la roche totale a été faite sur de la poudre de Terres Noires. Le matériau a ensuite été séché et décarbonaté afin de réaliser une étude minéralogique de la fraction inférieure à 2µm par diffractométrie aux rayons X sur pâte orientée[1].

Le cortège minéralogique définie sur des Terres Noires remaniées se compose en proportions sensiblement équivalentes entre 30 et 40 % de carbonates (calcite et dolomite), de silicates (quartz et albite) et de phyllosilicates (argiles). Ces résultats sont identiques à ceux de Phan (1993) qui signale en outre que cette composition minéralogique ne varie pratiquement pas, d'un point de vue qualitatif, entre le faciès rocheux sain et les produits altérés.

Pour la fraction argileuse, le dépouillement des diffractogrammes met en évidence une présence élevée d'illite, complétée de chlorite ; cette dernière, provenant de reliefs émergés situés dans la zone intra-alpine, est présente dans presque tous les bassins de Terres Noires des Alpes françaises du sud, alors que la kaolinite d'origine détritique, provenant du Massif Central

[1] Analyses réalisées au laboratoire de pétrologie de l'Institut de Géologie de Strasbourg (M. Larqué).

"latéritisé" et érodé, est absente du bassin de Barcelonnette (Artru, 1967). Une très faible proportion de smectite a été déterminée dans un seul des échantillons analysés (Herrmann, 1997). Ces analyses confirment donc l'absence, déjà soulignée par Phan (1993), d'argiles gonflantes dans les Terres Noires de l'Ubaye par rapport à d'autres présentes dans le SE de la France (Figure III-2).



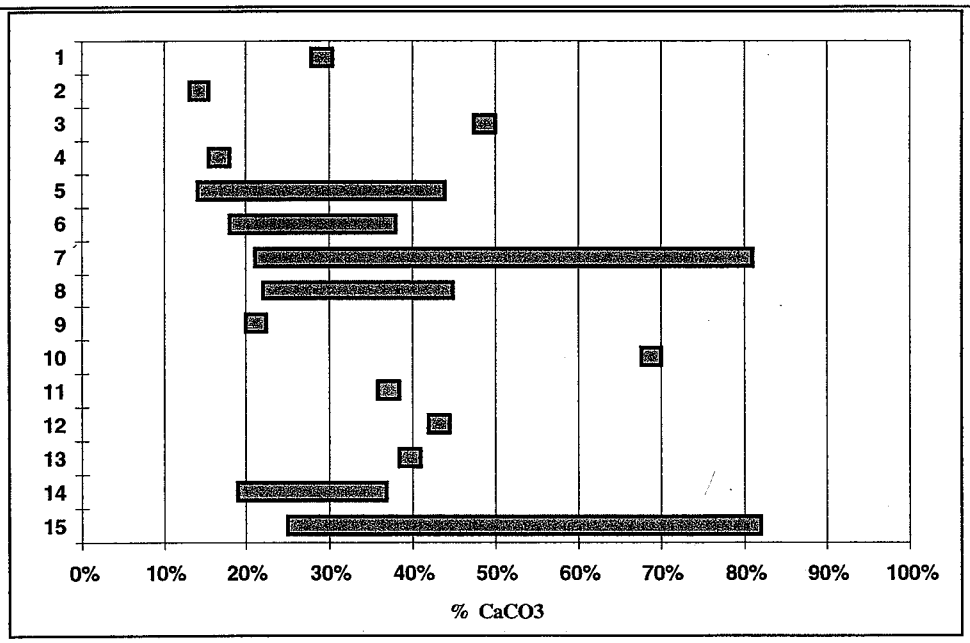
1 : Baronnies, Cénomanien et Gargasien (Chodzco *et al.*, 1992) ; 2 : Nice, Cénomanien (Follaci *et al.*, 1981) ; 3 : Buëch, (Bufalo, 1989) ; 4 : Trièves (Phan, 1993) ; 5 : Baronnies, Oxfordien (Chodzco *et al.*, 1992) ; 6 : Draix (Phan, 1993) ; 7 : Barcelonnette, Oxfordien (Phan, 1993) ; 8 : Super-Sauze, Callovo-Oxfordien (Herrmann, 1997) ; 9 : Enchastrayes-Le Sauze, Callovo-Oxfordien / Argovien.

Figure III-2 : Cortège argileux de différentes Terres Noires alpines (D'après Klotz (1999) complété)

A la suite de résultats de Bufalo (1989), Chodzco *et al.* (1992) et Descroix (1994) montrant le caractère plus fragmentable des marnes oxfordiennes du fait de leur faible taux de **carbonate de calcium** par rapport à d'autres Terres Noires, Garnier et Lecompte (1995 ; 1996) rappellent que le calcaire contribue beaucoup à la stabilité structurale des marnes, notamment comme ciment inter-granulaire, jouant le rôle de "ponts" ; dans le bassin expérimental des roubines des Baronnies où sont présents différents faciès de Terres Noires, une des explications qu'ils retiennent pour expliquer les différences de délitage des marnes oxfordiennes, gargasiennes et cénomaniennes est précisément leur taux de carbonate : les premières qui comportent 15% seulement de $CaCO_3$, contre 40% aux deux autres, présentent une sensibilité accrue aux processus chimiques et physiques de l'érosion. Cette présence de carbonate de calcium dans une roche implique en fait deux aspects contradictoires : dans une roche saine, structurée et cohérente, il assure la stabilité structurale du faciès, d'un point de vue mécanique, à travers un rôle de ciment, de liant inter-granulaire ; un taux de calcaire élevé est donc généralement garant d'une meilleure résistance pétrographique. Inversement, la décarbonatation (ou décalcification) sera aussi d'autant plus intense, donc l'altérabilité chimique de la roche d'autant plus grande, que ce taux initial de $CaCO_3$ dans la roche saine est élevé.

Herrmann (1997) a fait un dosage du carbonate de calcium sur 21 échantillons tous prélevés dans des Terres Noires plus ou moins altérées de la coulée. Les pourcentages déterminés

varient entre 20 et 45 % pour une valeur moyenne de 34,2 %, ce qui classe ces terrains dans les roches carbonatées comme des marnes argileuses. Nous avons mesuré une valeur de 21% pour deux échantillons prélevés dans les Roubines du Sauze. Ces teneurs sont du même ordre de grandeur que celles définies pour d'autres marnes callovo-oxfordiennes françaises (Figure III-3). La grande variabilité des valeurs obtenues sur divers échantillons d'un même site prouve que le calcaire n'est pas réparti de façon homogène et uniforme dans le faciès. Phan (1993) parle de concrétions qui augmentent localement la teneur en carbonates et qui résistent ainsi mieux aux phénomènes d'altération. Le même auteur, s'appuyant sur l'analyse de plus de 300 échantillons, confirme aussi que la teneur en carbonates est généralement plus faible dans les produits altérés que dans les marnes saines, ce qui est tout à fait normal et n'a rien de surprenant, mais que cette tendance peut s'inverser dans certaines conditions particulières : la teneur en carbonates des matériaux altérés superficiels devient alors plus élevée que celle des matériaux altérés sous-jacents car l'eau qui attaque la roche saine monte dans les pores par capillarité et s'évapore en carbonatant les produits meubles ; c'est ce phénomène qui est à l'origine des taches blanches observées à la surface des Terres Noires sur le site de Super-Sauze lors de périodes sèches. Cette constatation rejoint celle d'Antoine *et al.* (1995) lorsqu'ils signalent que la calcite libérée des horizons altérés et perméables superficiels migre en solution vers les bas des versants et le fond des ravines où elle tend à former un ciment très friable entre les plaquettes de marnes, augmentant ainsi le degré de cohésion des matériaux accumulés dans ces secteurs et réduisant légèrement les effets d'érosion par ruissellement de surface.



1 : St Genis (Descroix, 1994) ; 2 : Savournon (Bufalo, 1989) ; 3 : St Genis (Bufalo, 1989); 4 : Séderon (Chodzco *et al.*, 1992) ; 5 : Draix (Phan, 1993) ; 6 : Barcelonnette (Phan, 1993) ; 7 : Trièves (Phan, 1993) ; 8 : Super-Sauze (Herrmann, 1997) ; 9 : Enchastrayes-Le Sauze (Weber) ; 10 : La Vière, Cénomanien (Descroix, 1994) ; 11 : Etoile, Gargasien (Descroix, 1994) ; 12 : La Vière, Gargasien (Descroix, 1994) ; 13 : Séouze, Gargasien (Chodzco *et al.*, 1992) ;14 : Trièves, Bathonien-Bajocien (Phan, 1993) ; 15 : Draix, Bathonien-Bajocien (Phan, 1993).

Figure III-3 : Taux de carbonates relevés dans différentes formations marneuses alpines (de 1 à 9 : Terres Noires callovo-oxfordiennes ; de 10 à 15 : autres faciès)

Dans le bassin de Barcelonnette, en dehors de ces présences d'argiles, de carbonates et de quartz, des traces de pyrite (FeS_2) ont également pu être observées sur des marnes encore structurées de l'escarpement principal, sur des crêtes de ravines rompues, ou sur certains blocs en voie de désagrégation dans la partie supérieure de la coulée. Le caractère parfois séléniteux des eaux issues des secteurs de ravinement relève également de ce lessivage des marnes schisteuses riches en pyrite (BRGM, 1974).

III.1.3. Caractéristiques texturales

Comme le rappelle Le Roux (1972), le comportement d'un matériau ne dépend pas uniquement de la nature de la fraction argileuse et des proportions de ses composants, mais aussi de la texture initiale de ce matériau. Selon lui, la nature minéralogique des argiles ne devient l'élément moteur du comportement qu'à partir d'un seuil de présence de 30% environ d'argile ; en deçà, c'est la texture qui a une action déterminante. Dans le cas des Terres Noires qui sont en dessous de ce seuil, la connaissance de leur texture est donc indispensable pour comprendre leur comportement.

On peut définir la texture comme l'ensemble des caractères définissant l'agencement et les relations volumiques et spatiales des minéraux d'une roche. Elle est donc fonction de la forme, de la dimension et de la disposition des minéraux, mais aussi du type et du nombre de liaisons entre les grains ; tous ces aspects ne peuvent être observés que par microscopie sur lames minces, particulièrement au microscope électronique à balayage (M.E.B.). Des analyses de cette sorte n'ayant malheureusement pas été réalisées à ce jour sur le site de Super-Sauze, nous ne rappellerons ici que quelques informations de la littérature publiées par ailleurs sur le sujet.

Au microscope polarisant, Phan (1993) sur des marnes noires du bassin de Barcelonnette, et Garnier et Lecompte (1995) sur des marnes oxfordiennes des Baronnies, notent que les Terres Noires renferment dans une matrice essentiellement micritique de nombreux éléments accessoires dont le rôle est toutefois prépondérant dans la structure observable : grains de quartz, paillettes de micas, petits fragments de tests d'organismes marins (bioclastes), nodules de pyrite... La calcite se présente sous forme de grains et de ciment sparitique ; sur certaines lames, les plages de calcite se situent dans une matrice contenant matières organiques, sulfures et argiles, alors que sur d'autres cette matrice apparaît comme un agrégat cimenté par la calcite (Phan, 1993). Cet auteur résume ses observations en distinguant la calcite largement cristallisée de la roche saine de la calcite cryptocristalline des plaquettes altérées. Ces micro-faciès présentent également de nombreuses figures de diffusion de fer oxydé dans la matrice micritique ou d'oxydation de pyrite en minéraux secondaires de type goethite et hématite, notamment autour des zones de circulation préférentielle de l'eau générées par la bioturbation. Ces tunnels ou terriers de foraminifères sont souvent remplis de pyrite ou de calcédoine des recristallisations de calcite avec en bordure. L'alignement de nombreux minéraux induit une structure litée bien visible dans les échantillons de roche cohérente mais qui tend à s'estomper dans les roches altérées ; Garnier et Lecompte (1995) observent ainsi un litage doublé d'une ébauche de granoclassement, lesquels déterminent selon

Pérami (1971) des hétérogénéités mécaniques majeures. Sur cet aspect, une disposition possible du calcaire dans ces marnes est énoncée par Gidon (1987) lorsqu'il décrit dans les différentes variétés de schistosités possibles un processus de litage tectonique qui transforme une marne en une alternance de lits plus argileux et plus calcaires : ce phénomène de différenciation chimique se fonde sur la dissolution du $CaCO_3$ le long de surfaces de schistosité et l'enrichissement (le "*nourrissage*") concomitant des microlithons voisins par ces substances calcaires (Figure III-4) ; ces hétérogénéités minéralogiques nées de réajustements tectoniques fournissent une hypothèse intéressante (qui reste à vérifier concrètement sur les marnes noires de Super-Sauze) qui pourrait expliquer la forte susceptibilité de ce faciès au délitage par décarbonatation : son analyse microstructurale approfondie pourrait apporter des enseignements très instructifs par rapport aux multiples structures tectoniques décrites en détail par Gidon (1987). Voisin (1978), évoquant le rôle de la microstructure sur le débitage par détente des schistes, donne précisément en exemple les Terres Noires oxfordiennes de la région de Barcelonnette en expliquant que la microfissuration accentuée au niveau des lits micacés lors de la décompression y permet les pénétrations d'eau, un débitage accéléré, et, dans les meilleures conditions, une recouvrance complète par argilification ; de nombreux microdécollements (le terme est réservé aux seuls effets de détente le long des diverses discontinuités structurales rencontrées dans la roche) se remarquent ainsi à l'échelle de la lame mince aux limites séquentielles des roches granoclassées. La concentration de grains de quartz de diamètre maximum au début des séquences de sédimentation engendre également des décollements multiples sous effets de détente du fait des réactions élastiques relativement importantes que peut avoir le quartz (Voisin, 1978). Nous abordons là la question des processus de météorisation eux-mêmes, qui sont étudiés dans le chapitre suivant.

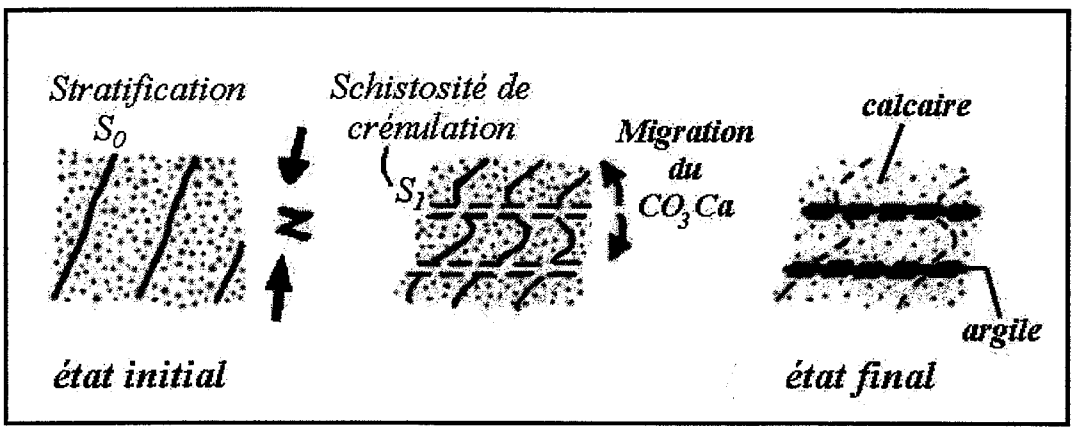


Figure III-4 : Litage tectonique par différenciation chimique du $CaCO_3$ (D'après Gidon, 1987).

Seul Phan (1993) a pu réaliser des observations au M.E.B. qui permettent d'affiner ces descriptions de la texture en visualisant directement les divers éléments minéralogiques présents. Dans le bassin de Barcelonnette, ses échantillons ont été prélevés dans des roches cohérentes des secteurs du Riou-Bourdoux, de La Valette, du torrent de Poche et des Terres Plaines.

Les observations sous faible grossissement (x100) révèlent une texture en micro-agrégats laissant de nombreux vides entre eux. A moyen grossissement (x500), ces micro-agrégats se

présentent sous la forme d'écailles argileuses empilées, mêlées de grains cristallins. A fort grossissement (x2000), les argiles elles-mêmes ont parfois une texture alvéolaire ou floconneuse. La diminution de la teneur en carbonates au cours de l'altération est bien décelée, les grains de calcite observés en nombre dans les échantillons de Terres Noires saines disparaissant des matériaux altérés. Dans l'ensemble, l'aspect vacuolaire est donc lâche et aucune liaison intercristalline n'y est clairement visible, ce qui fait dire à Phan (1993) que malgré leur aspect rocheux "*les Terres Noires ont plutôt un comportement de sol*". Il existe pourtant des îlots de carbonates possédant de telles liaisons, mais ils ne sont pas assez nombreux pour jouer un rôle important. Ces observations au M.E.B. confirment aussi la présence accrue de nodules pyriteux disséminés dans la matrice argileuse des Terres Noires du bassin de Barcelonnette par rapport à d'autres Terres Noires alpines.

Ces observations microscopiques montrent que la **porosité** des Terres Noires est un aspect essentiel de leur caractérisation texturale. La porosité connectée qui détermine les modalités de circulation de l'eau dans la roche explique en grande partie l'intensité des processus mécaniques et chimiques d'érosion dans ce faciès. Des porosimétries au mercure[1] faites sur des matériaux du site de Super-Sauze définissent une porosité totale de l'ordre de 20% pour des marnes remaniées de la coulée, tombant à 5 % environ pour un échantillon taillé dans une claste de roche cohérente ; cette dernière valeur est très proche de celles déterminées par Coulmeau (1987) pour différentes Terres Noires du bassin expérimental de Draix. La porosité est bimodale, mettant en évidence une macroporosité liée à la circulation dans les fissures et entre les agrégats, et une microporosité en rapport avec la texture silto-argileuse des marnes. L'hystérésis très marquée qui caractérise les courbes cumulatives montre en outre l'importance de la porosité piégée ; l'eau qui reste emprisonnée dans ces vides peut jouer un rôle essentiel dans les phénomènes de météorisation de la roche.

III.1.4. Processus physico-chimiques de météorisation

Les effets de la détente lithologique induisant le délitage des marnes en place ont déjà été décrits dans l'explication structurale de l'escarpement principal du glissement-coulée. Cette fragmentation de la roche touche de la même manière les blocs de marnes déplacés et exposés aux agents météoriques à la surface de la coulée, particulièrement dans la partie supérieure du corps instable où sont présents les blocs les plus volumineux et les plus récemment détachés du massif. Que ce soit sur un versant en place ou dans un bloc, cette décompression de la marne crée des ouvertures qui sont autant de cheminements préférentiels pour l'eau, ouvrant la voie à toute une série de processus physico-chimiques dont les effets se cumulent et se rajoutent à ceux de la détente initiale. Les processus mécaniques de fragmentation génèrent différents types de clastes dont la taille et la forme sont commandés par la microstructure de la roche, et les réactions chimiques d'altération libèrent progressivement les fines et les argiles des marnes schisteuses. Ces

[1] Ces essais ont été réalisés dans un premier temps à l'IRIGM de Grenoble (Klotz, 1998), puis à l'Institut de Géologie de Strasbourg (Schmutz, 2000).

divers processus de météorisation sont analysés à la lumière des caractéristiques intrinsèques de la roche décrites précédemment.

III.1.4.1. L'hydroclastie

Au sens strict, le terme hydroclastie désigne un phénomène spécifique qui est celui de fragmentation des roches en rapport avec des cycles répétitifs d'humectation-dessication ; son intensité dépend essentiellement de la teneur en argiles et particulièrement en argiles gonflantes dont certaines subissent de fortes variations volumétriques entre les phases de gonflement lors de leur humectation puis de retrait par dessiccation. Ces variations engendrent des pressions qui fragilisent la structure rocheuse, si elles ne la font pas éclater directement. Les analyses minéralogiques ayant montré qu'à Super-Sauze les Terres Noires étaient très pauvres en argiles gonflantes, le phénomène agit sans doute peu. Descroix (1994) relève toutefois que même si les argiles gonflantes sont peu présentes, les conditions hydriques contrastées qui affectent les sols de ces régions sud-alpines fatiguent et fragilisent tout de même la roche à travers les alternances humectation-dessiccation qu'elles y provoquent en grand nombre.

La présence d'eau dans la roche (on pourra employer le terme d'hydratation) génère ainsi divers autres phénomènes de météorisation pour lequel l'emploi du terme hydroclastie s'est généralisé aujourd'hui dans la littérature spécialisée. Le développement d'une tension hydrostatique mettant en pression l'air occlus dans les fentes ou autres cavités d'une roche en est un premier provoquant sa fragmentation. Les blocs marneux largement détendus présents à la surface de la coulée subissent ce phénomène à chaque averse lorsque l'eau y pénètre et sature leurs fissures. Buffalo (1989) précise que cet emprisonnement des bulles d'air mises sous pression dans les fissures provoque *"une pression dite hydrostatique sur les parois, produisant ainsi une contrainte qui tend à prolonger la fissure par écartement de ses lèvres"*. Ce phénomène fournit une explication intéressante de l'éclatement de roches à faible teneur en minéraux gonflants. Au delà des macro- et micro-fissurations qui commandent la circulation (libre et par ascension capillaire) de l'eau, l'intensité de ce processus hydroclastique est aussi fonction de la porosité interconnectée initiale de la roche, laquelle détermine les modalités de circulation de l'eau dans la roche.

Les expérimentations artificielles portant sur l'hydroclastie sont assez rares. A cet égard, il paraît logique de considérer que *"les effets de rupture seront d'autant moins destructeurs dans un échantillon de roche, même fragile, qui aura gardé son eau de carrière, c'est-à-dire renfermera un minimum d'air occlus lors d'une immersion artificielle"* (Voisin, 1978). Un essai simple réalisé sur le terrain par une journée chaude et ensoleillée a permis de vérifier l'efficacité de ce processus dans la production accélérée de clastes : une plaquette de marne d'une vingtaine de centimètres de long sur une dizaine de large et d'une épaisseur maximale de 5cm prélevée sur un gros bloc de marne exposé en plein soleil pendant plusieurs heures a été totalement immergée. Les premières fissures sont apparues en moins d'une heure et la simple prise en main (sans manipulation spécifique) de l'échantillon une douzaine d'heures plus tard mettait en évidence sa fragmentation

en une dizaine de petits débris ; seul subsistait apparemment intact un noyau central dont les dimensions étaient réduites au tiers environ de celles de la plaquette initiale. Klotz (1998) a affiné cet essai en rapportant au laboratoire sept plaquettes qu'il a soumis à 20 cycles journaliers d'imbibition (12h) et dessiccation (12h). Il a observé l'apparition de fissures longitudinales après le premier cycle également, avant d'attendre plusieurs cycles pour voir les débris se détacher d'eux-mêmes. En n'immergeant que partiellement certaines plaquettes lors d'une phase d'humectation, il a aussi clairement observé l'ascension capillaire dans les fentes créées préalablement.

Pour l'ensemble de ces processus hydroclastiques au sens le plus large, il semble que ce soit surtout le nombre d'alternances humectation-dessiccation qui importe, plus que la durée totale d'imbibition. Nos observations de terrain vont dans le sens des mesures plus précises faites dans les ravinements des Baronnies par Alexandre (1995), à savoir que l'hydroclastie doit être considérée comme un processus de météorisation relativement mineur pour les marnes en place qui, en dehors de phénomènes de perméabilité en grand qui peuvent se développer le long de fissures importantes, constituent une formation imperméable : les alternances d'humectation-dessiccation ne sont donc nombreuses et de forte amplitude que dans la couche de débris marneux du régolithe et l'hydroclastie ne semble donc guère affecter plus que les premiers centimètres de la formation superficielle. Cette remarque n'est pas vraie pour les blocs de marnes fortement détendus qui se trouvent sur et dans le corps de la coulée. Dans ces circonstances, l'hydratation en profondeur de ces blocs par leurs différentes faces exposées accélère de façon importante la fragmentation rocheuse, surtout lorsqu'elle se combine avec d'autres processus d'altération.

III.1.4.2. La cryoclastie

Les processus de fragmentation liés à la présence d'eau peuvent occasionnellement être amplifiés par la cryoclastie, définie comme la fragmentation des roches sous l'effet des alternances gel-dégel et dont l'intensité est largement conditionnée par la présence d'eau. Il est également communément admis que la résistance mécanique d'une roche au gel est inversement proportionnelle à sa porosité totale. Les recherches sur la cryoclastie, la gélifraction, la gélivation ou encore la gélivité[1] des roches sont nombreuses et l'ensemble des auteurs est d'accord pour souligner le rôle fondamental de ce processus dans l'évolution morphologique du relief (Tricart et Cailleux, 1967 ; Lautridou, 1971 et de nombreux autres travaux du Centre de Géomorphologie de Caen ; Voisin, 1978 pour ne citer qu'eux).

Diverses expériences en laboratoire ont prouvé que ce sont avant tout les alternances gel-dégel, plus que l'intensité du gel, qui possèdent un fort pouvoir de météorisation des roches marneuses : Descroix (1985) montre par exemple qu'une cinquantaine d'alternances gel-dégel entre -15°C et +15°C suffisait à désagréger totalement un cube de marnes noires callovo-oxfordiennes saines de 6 cm d'arête, tout en soulignant les difficultés qu'il a eu à tailler un tel

[1] La profusion de termes témoigne de l'intérêt des scientifiques pour la question

échantillon sans y introduire de fracturation artificielle supplémentaire. Deux morceaux de marnes (de forme naturelle) prélevés sur le site de Super-Sauze ont aussi été soumis à une série de 30 cycles gel-dégel, l'un étant totalement immergé donc saturé en permanence, le second n'étant que partiellement immergé (Klotz, 1998) ; par périodes de 12 heures, les échantillons ont été soumis alternativement à des températures ambiantes de -18°C et +20°C. A défaut de matériel spécifique, ce protocole assez simple a permis non seulement de vérifier expérimentalement la grande sensibilité de ces matériaux à la gélifraction, mais aussi de confirmer l'efficacité accrue de celle-ci en présence d'eau. L'eau qui reste présente dans la roche (selon l'importance de sa porosité dite piégée) même en phase de dessiccation conserve ainsi une action destructive persistante et répétitive par cryoclastie. Tous les auteurs qui ont travaillé sur ces questions insistent toutefois sur la prudence à adopter dans la transposition des résultats expérimentaux obtenus en laboratoire sur le terrain. L'exposition d'une paroi rocheuse ou d'un bloc induit notamment une grande variabilité dans la propagation de l'onde de gel, de même que la couverture neigeuse constitue une couche isolante qui peut protéger le sol ou la roche des variations de température de l'air. Pour le processus en lui-même, Descroix (1994) précise notamment que le gel pénétrant dans un substrat accroît sa capacité de rétention hydrique et crée une pression supplémentaire du fait de l'impossibilité de l'eau se transformant en glace à se dilater vers la surface. L'obturation des pores qui en résulte, plus l'attraction par capillarité de l'eau de profondeur par la glace en formation expliquent la sursaturation superficielle du substrat.

Tous ces facteurs ont été très peu observés et surtout mesurés *in situ* jusqu'à présent : les expériences menées dans les Baronnies méridionales (Alexandre, 1995 ; Garnier et Lecompte, 1995), entre 1300 et 1500m. d'altitude, montrent que la cryoclastie peut jouer un rôle superficiel mais que la faible profondeur de pénétration de l'onde de gel (une profondeur maximale de 20 cm a été mesurée) limite la gélifraction au seul manteau détritique et éventuellement au régolite. De même, la compression interstitielle induite ne semble pas se répercuter au delà de 50 cm de profondeur d'après les mesures faites par Alexandre (1995) sur les flancs d'une ravine en place. Comme pour l'hydroclastie, l'action du gel est donc particulièrement efficace dans la fragmentation des roches déjà décomprimées et saturées en eau. Les blocs exposés aux agents climatiques à la surface du corps du glissement-coulée sont donc particulièrement concernés. La station climatologique automatisée implantée à Super-Sauze depuis 1996 enregistre près d'une centaine de jours par an (entre octobre et mai) au cours desquels les températures sont négatives et positives. L'efficacité cryoclastique est sans doute la plus forte durant les mois d'octobre et novembre qui sont aussi traditionnellement les plus pluvieux de l'année.

Plus largement, les phénomènes de **thermoclastie** causés par les variations de températures restant positives (il s'agit généralement des fluctuations entre les températures diurnes et les températures nocturnes) semblent par contre très mineurs par rapport aux autres processus de météorisation. Les enregistrements par thermosonde effectués en continu pendant dix jours entre 0 et 5 cm de profondeur en différents endroits d'une ravine des Baronnies (Alexandre, 1995) mettent en effet en évidence la faiblesse de la conductivité thermique de la couverture détritique, surtout lorsque celle-ci est sèche et aérée, avec une porosité importante (effet isolant de l'air). La fragmentation des blocs de marnes altérées de la coulée de débris par

thermoclastie semble donc négligeable. L'échauffement intense de la paroi marneuse dans l'escarpement principal contribue par contre sans doute à l'éclatement de la roche et à la libération des multiples petits éclats qui s'en détachent pendant les journées d'été, le plus souvent sous l'effet de bourrasques de vent. Ces phénomènes ont fréquemment été observés sur le site avec une augmentation de leur fréquence au fur et à mesure de l'avancement de la journée et de l'ensoleillement progressif de la paroi exposée au sud-est.

III.1.4.3. Les altérations chimiques

Les divers processus de fragmentation mécanique de la roche qui viennent d'être évoqués s'accompagnent de réactions chimiques qui contribuent elles aussi de manière importante à l'altération des Terres Noires.

Que ce soit à travers des dosages calcimétriques ou des observations de la texture sur lames minces, tous les auteurs qui ont étudié ce faciès soulignent le rôle majeur joué par les phénomènes de décarbonatation dans l'altération de ces marnes. L'intensité de la dissolution du calcaire est commandée par l'acidité des eaux qui circulent dans la roche ; cette acidité provient le plus souvent soit d'acides organiques issus de l'humus, soit d'acide carbonique né de la dissolution du gaz carbonique. Descroix (1994) rappelle aussi que l'eau froide dissout les carbonates en plus grandes quantités, ce qui renforce le rôle des eaux de fonte, abondantes dans un secteur d'altitude comme celui de Super-Sauze. Ces phénomènes de décalcification s'accompagnent aussi d'une augmentation significative de la porosité : selon Phan (1993), une réduction de 20 à 30 % en carbonates multiplierait par quatre la porosité.

Dans les Terres Noires, l'oxydation des nombreux nodules pyriteux présents produit de plus de l'acide sulfurique qui contribue lui aussi fortement à la décalcification de la roche par formation de gypse ; cette dernière réaction s'accompagnant d'une augmentation importante de volume (jusqu'à 100%) qui développe des pressions considérables de l'ordre de 25 à 35 Kg/cm^2 (Buffalo, 1989), elle a aussi une action de décohésion mécanique dont les effets se rapprochent de ceux liés au gonflement des smectites dans d'autres Terres Noires, et qui conduisent à une production accélérée de fines. Antoine *et al.* (1995) trouvent là l'explication à l'apparence visuelle particulière des coulées de Terres Noires dans le bassin de Barcelonnette en remarquant que les roches semblent avoir gonflé et par la suite s'être couvertes de flocons (phénomène de floculation) pour se transformer en une masse de matériel fin qui s'écoule sur la surface topographique existante. Voisin (1978) montre aussi dans quelle mesure la présence de pyrite, observable à l'œil nu dans les marnes prélevées à Super-Sauze, contribue au phénomène de cartonisation[1] des roches schisteuses.

La pénétration d'eau dans les roches génère également des effets de corrosion sur les parois de ces fissures et pores ouverts, ce qui peut contribuer à leur agrandissement. Garnier et

[1] *"Les fragments rocheux atteints voient leur couleur pâlir, ils perdent une partie de leur résistance mécanique, cessent d'être rigides et se plient sous de faibles contraintes, comme du carton"* (Voisin, 1978).

Lecompte (1995) ont aussi remarqué dans la texture des Terres Noires une solubilisation des composés ferriques avec migration diffuse des éléments autour des voies de circulation de l'eau.

III.1.4.4. Conclusions

Il est difficile de connaître la part exacte de chacun de ces phénomènes dans la météorisation des Terres Noires et particulièrement des blocs de marnes fortement décomprimés visibles à la surface de la coulée ou ensevelis en son sein. En l'absence d'argiles gonflantes, la pression hydrostatique sur les parois des fentes capillaires apparaît comme une cause importante de fragmentation des marnes, ce processus pouvant ponctuellement être amplifié par la cryoclastie. Ces actions mécaniques s'exercent d'autant plus facilement que la décarbonatation des Terres Noires fragilise leur texture initiale en faisant disparaître "chimiquement" les liaisons inter-granulaires, donc en réduisant la cohésion de la roche. A cet égard, le rôle de l'oxydation de la pyrite dans l'altération du faciès marneux callovo-oxfordien est souligné par divers auteurs ; en plus de la décalcification, cette réaction provoque aussi une augmentation de la pression qui contribue à l'éclatement de la roche.

Les observations de terrain confirmées par l'examen de divers micro-faciès prélevés dans des Terres Noires oxfordiennes montrent que ces altérations sont intimement liées aux caractéristiques minéralogiques et texturales des marnes et qu'elles ne diminuent la cohésion mécanique de la roche que dans la zone de décompression superficielle. En effet, les processus de météorisation dans leur ensemble n'affectent guère que les tous premiers centimètres de la roche en place, essentiellement parce que celle-ci est imperméable. Il convient donc de relativiser le rôle de ces processus en rappelant qu'ils sont surtout efficaces sur les blocs de marnes détachés de leur massif d'origine et présents dans le corps du glissement-coulée. Leur connaissance est donc surtout importante si l'on se place dans la perspective d'une étude du comportement et de l'évolution de la coulée de débris elle-même. En ce qui concerne les ruptures qui s'opèrent dans les Terres Noires en place, les phénomènes de décompression lithologique affectant leur structure schisteuse en sont très largement la cause première.

III.1.5. Autres caractéristiques des Terres Noires

L'étude du comportement des Terres Noires remaniées de la coulée dans une perspective de modélisation mécanique nécessite la connaissance complémentaire d'autres caractéristiques de ces matériaux décrivant d'une part leur état au sein de la coulée et expliquant d'autre part leur comportement. Certains des essais à réaliser pour obtenir ces informations géotechniques (ou géomécaniques) sont complexes et coûteux et la caractérisation rhéologique des matériaux du site de Super-Sauze demande encore des efforts importants (différents travaux en cours portent précisément sur ces aspects). Les résultats de quelques essais réalisés dans les années passées permettent toutefois d'avoir d'ores et déjà une bonne idée de ces caractéristiques géomécaniques des Terres Noires du glissement-coulée de Super-Sauze. Ces premiers enseignements, même

partiels, concernant les poids spécifiques, la viscosité et le degré de compacité des matériaux, leurs limites d'Atterberg mises en rapport avec les teneurs en eau naturelles mesurées, ou encore leur résistance au cisaillement, fournissent des indications intéressantes pour évoquer ultérieurement le risque de lave torrentielle.

- *Les poids spécifiques*

On distingue deux types de poids spécifiques (Norme AFNOR NF P 94-053) : le poids spécifique humide γh qui est le rapport du poids total d'une certaine quantité de sol à son volume (on parle aussi de poids volumique) et le poids spécifique sec γd qui est ce même rapport établi avec un matériau totalement déshydraté. Ce dernier définit l'état dans lequel se trouve ce matériau, dense ou lâche. Plusieurs dizaines d'essais réalisés sur des échantillons prélevés à des profondeurs variables dans la coulée de Super-Sauze (Herrmann, 1997 ; Klotz, 1999) ont permis d'établir un poids spécifique humide compris entre 21 à 22 KN/m^3, pour un poids spécifique sec de l'ordre de 19 KN/m^3. Des poids spécifiques secs ont également calculés par pesées hydrostatiques sur une quinzaine de clastes marneuses prélevées sur des blocs marneux encore relativement compacts de la coulée : les valeurs obtenues comprises entre 26,2 et 26,7 KN/m^3 (Klotz, 1999) sont proches de celles données pour des schistes ardoisiers ardennais (28 KN/m^3) ou limousins (27 KN/m^3) par Riffault (1969). Pour un ensemble de diverses marnes noires (altérées ou intactes) du sud-est de la France, Phan (1993) présente des valeurs de masses volumiques comprises entre 21,6 et 26,2 KN/m^3 en expliquant que les différences constatées proviennent des variations de teneur en carbonates : les matériaux ayant les teneurs en carbonates les plus fortes présentent les poids spécifiques les plus importants.

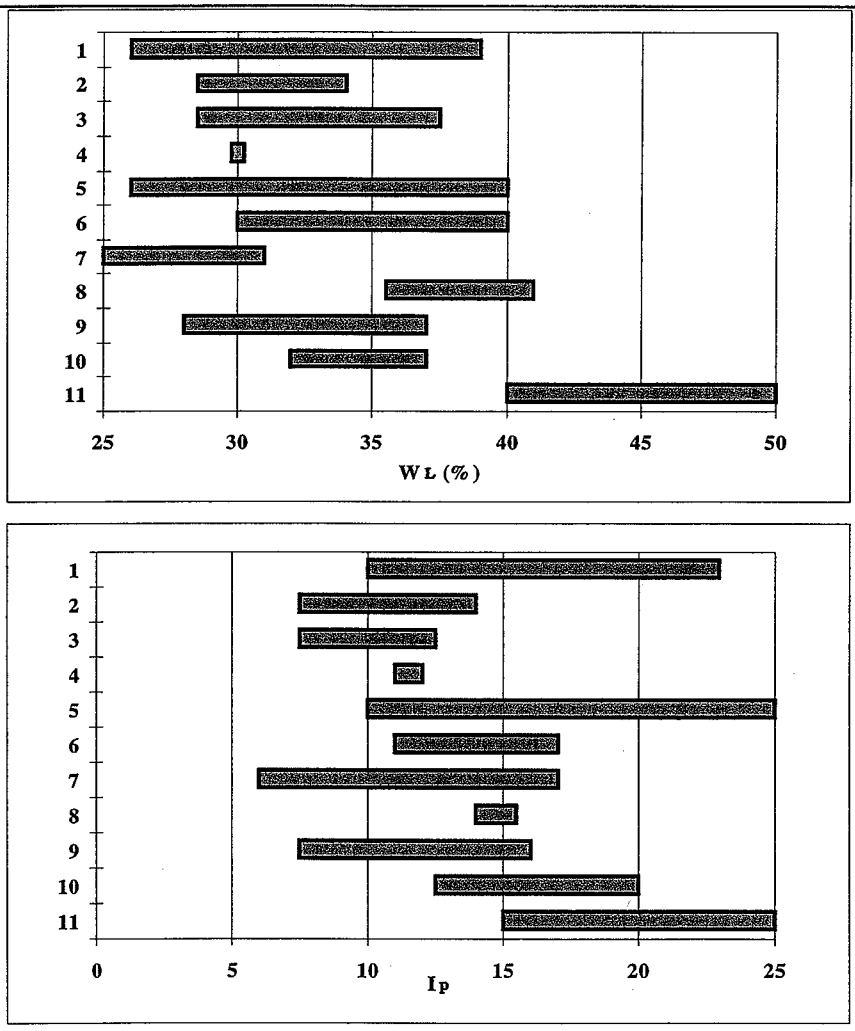
- *Les limites d'Atterberg*

Les trois limites d'Atterberg, de liquidité (W_l) ,de plasticité (W_p) et de retrait (W_r), caractérisent l'état et le comportement d'un matériel argileux en fonction de sa teneur en eau. L'indice de plasticité I_p qui correspond à la différence W_l-W_p définit l'étendue du domaine plastique et indique la gamme des teneurs en eau pour lesquelles un matériau cohérent a la capacité de se déformer largement sans se rompre sous l'effet de l'eau adsorbée qui lubrifie les contacts entre les grains du squelette solide. Plus I_p est grand, plus grande est l'aptitude du matériau à acquérir de l'eau. En deçà de la limite W_p, le matériau est dans un état solide, au delà de Wl, la teneur en eau est telle que le sol s'écoule comme un liquide sous l'influence de son propre poids. Au sein du domaine solide, la limite Wr correspond à la teneur en eau au point de transition entre les états solides avec retrait et sans retrait : en deçà de cette limite, il y a fissuration du sol par dessiccation. La connaissance de ces limites représente donc un enjeu essentiel pour qui veut étudier le comportement des terrains et les matériaux de la coulée de Super-Sauze ont fait l'objet de multiples déterminations de ce type. Les résultats de ces essais réalisés selon la norme AFNOR NF P 94-053 sont résumés dans le Tableau III-1:

	W_l (%)	W_p (%)	W_r (%)	I_p
Minimum	26	13	12	13
Moyenne	33	16	14,5	17
Maximum	39	18	16	21

Tableau III-1 : Limites d'Atterberg des Terres Noires de la coulée de Super-Sauze (D'après les résultats obtenus par Weber, 1990 ; Herrmann, 1997 ; Klotz, 1999).

Ces valeurs qui sont en accord avec celles relevées dans la littérature pour d'autres Terres Noires alpines (Figure III-5) indiquent que le matériau est très sensible aux variations de teneurs en eau et qu'il peut passer rapidement d'un état à l'autre.



1 : Glissement-coulée de Super-Sauze ; 2 : Barcelonnette (Légier, 1977) ; 3 : Barcelonnette (Phan, 1993) ; 4 : Barcelonnette (Al Hayari, 1989) ; 5 : Barcelonnette (Antoine *et al.*, 1988) ; 6 : La Valette (Colas et Locat, 1993) ; 7 : Trièves (Phan, 1993) ; 8 : Trièves (Blanchet, 1988) ; 9 : Draix (Phan, 1993) ; 10 : Buëch (Bufalo, 1989) ; 11 : Nice (Gaudin *et al.*, 1981).

Figure III-5 : Limites de liquidité et indice de plasticité de diverses Terres Noires alpines.

Reportés sur le diagramme de Casagrande, les couples (W_l, I_p) définissent les Terres Noires callovo-oxfordiennes du bassin de Barcelonnette comme des matériaux argileux peu plastiques (catégorie Ap selon la classification de Casagrande). Leur limite de plasticité faible, proche de celle des marnes de Draix et du Trièves mais inférieure à celle d'autres Terres Noires

du bassin de Barcelonnette, révèle en outre la grande aptitude de ces terrains à passer facilement de l'état solide à l'état plastique, et ceci pour des variations de teneurs en eau de faible ampleur. L'indice de plasticité moyen de 17 est élevé et se place dans la classification d'Atterberg donnée par Verdeyen *et al.* (1968) à la limite entre les sols à plasticité moyenne et ceux à plasticité forte. Pour comprendre le comportement de ces matériaux, il est intéressant de mettre en correspondance ces différentes valeurs avec les teneurs en eau naturelles (W_n) mesurées sur des échantillons de la coulée.

- *Les teneurs en eau*

Depuis le début des travaux entrepris sur le site de Super-Sauze, plus de 200 teneurs en eau ont été déterminées sur les matériaux prélevés en différentes saisons et à des profondeurs variables au sein la coulée de débris (Weber, 1990 ; Herrmann, 1997 ; Klotz, 1999). L'analyse statistique des résultats de l'ensemble de ces essais (réalisés dans les conditions fixées par la norme AFNOR NF P 94-050) fait ressortir les points suivants :

- W_n reste généralement assez basse, avec une moyenne générale de l'ordre de 13%, mais qui cache de très grands écarts : les valeurs extrêmes obtenues vont de 3,4% pour un échantillon prélevé en surface de la coulée après une période de sécheresse intense, à 30,5% pour un échantillon prélevé, également en surface, dans une zone boueuse totalement saturée pendant une période de fonte neigeuse. Si cette forte hétérogénéité s'explique avant tout par des conditions naturelles très contrastées, les protocoles de prélèvement et d'analyse ainsi que les conditions de conservation des échantillons entre le moment du prélèvement sur le terrain et celui de leur traitement en laboratoire sont d'autres raisons de cette grande variabilité des résultats ;
- On note donc que ces valeurs extrêmes se situent très largement de part et d'autre des limites de retrait et de liquidité définies auparavant. Ces résultats confirment les observations qui ont pu être faites sur le site et qui ont permis d'identifier tous les états intermédiaires par lesquels peuvent passer les marnes remaniées entre des périodes où elles sont intensément fissurées par dessiccation et d'autres où elles se liquéfient et évoluent en petites coulées boueuses rapides. Ces observations corroborent en outre les indications apportées par l'indice de plasticité I_p élevé, à savoir que ces matériaux ont une capacité d'absorption très importante ;
- Les différences sont non seulement observables en surface, mais sont également très sensibles en profondeur : Qu'ils soient établis selon des profils longitudinaux d'amont vers l'aval ou selon des profils transversaux, les gradients hydriques verticaux montrent en effet de fortes hétérogénéités : la teneur en eau peut varier de plus du simple au double (de 6-8% à plus de 16%) au sein d'une couche de terrain de 2 à 3 mètres d'épaisseur (Klotz, 1999). Si les variations rapides de l'humidité de surface s'explique de façon directe par les changements des conditions atmosphériques, les fluctuations internes répondent de toute évidence et de façon plus complexe au fonctionnement hydrologique d'ensemble (dans les trois dimensions) de la coulée. La connaissance de ce réseau d'écoulement, en relation notamment avec la paléotopographie et la structure multi-couches des terrains déplacés, demande encore à être approfondie dans l'optique d'une modélisation "réaliste" de la propagation de cette masse instable ;
- Aucun échantillon n'ayant été prélevé dans la roche en place, nous ne disposons pas à l'heure actuelle de teneurs en eau mesurées dans les Terres Noires intactes affleurant dans le bassin torrentiel des Roubines. Phan (1993) a toutefois montré sur des échantillons de la fenêtre de

Barcelonnette et du bassin du Trièves que la teneur en eau de ces formations imperméables était très basses, de 0,6% à 5% au maximum. L'apparence visuelle des parois marneuses ou des flancs des ravines confirme cette sécheresse puisqu'on y observe pratiquement jamais de suintements, sauf dans quelques très rares cas de fracturation ou de rupture affectant le massif et y générant les phénomènes de "perméabilité en grand" déjà évoqués précédemment.

- *Degrés de compacité et de compressibilité, facteur de viscosité*

Ces paramètres sont encore très mal appréciés pour les Terres Noires de la coulée de Super-Sauze : Nous rappelons brièvement les résultats de Klotz (1998) qui a pu réaliser deux essais Proctor donnant leur degré de compacité et deux autres essais oedométriques permettant de définir la compressibilité de ces sols. La viscosité n'a quant à elle jamais été mesurée, mais une estimation indirecte en est proposée à partir de l'indice de liquidité établi précédemment.

L'eau, par son action lubrifiante, favorise la mise en place et le serrage des grains et il existe une teneur en eau précise qui permet le serrage optimal de ce squelette solide. Au delà de cette teneur, le serrage optimal n'est plus réalisé, ce que Verdoyen *et al.* (1968) décrivent en parlant de mauvais rendement énergétique du compactage. L'essai Proctor (du nom de l'ingénieur qui l'a définit et mis en œuvre) consiste à trouver, après compactage des matériaux, la valeur maximale du poids spécifique sec correspondant à cette teneur en eau optimale. Les couples de valeurs (W, γd) portés sur un diagramme donnent les optimums Proctor (W_{OPT} et γd_{OPN}) suivants :

$$W_{OPT} = 11,75\% \text{ et } \gamma d_{OPN} = 19,20 \text{ KN/m}^3$$

Ces résultats révèlent que le matériau est peu sensible à une variation de la teneur en eau jusqu'à son optimum Proctor, mais que dès que celui-ci est dépassé, il devient de plus en plus sensible. Les valeurs W_{OPT} et γd_{OPN} sont en outre très proches des teneurs en eau naturelles et des poids spécifiques déterminés sur les matériaux de la coulée, ce qui confirme que ces derniers sont très proches de leur compacité maximale. Deux essais Proctor (l'un normal, l'autre modifié consistant à déployer une énergie de compactage plus importante) effectués par Phan (1993) sur d'autres Terres Noires du bassin de Barcelonnette dans un moule plus volumineux (de type CBR) confirment ces résultats. Ces essais qui semblent plus appropriés au type de matériau rencontré car ils permettent de conserver les éléments grossiers (tamisage à 20mm au lieu de 2mm) ont en effet aboutit à des degrés de compacité certes inférieurs mais qui, supérieurs à 80%, restent cependant très élevés, confirmant ainsi que les marnes noires remaniées présentes dans la coulée sont très compactes (Klotz, 1999). Ces valeurs élevées ne font que confirmer les observations faites sur le terrain, à savoir que les matériaux de la coulée dans leur ensemble se trouvent la plupart du temps dans un état solide, rigidifié par dessiccation et très compacté.

L'essai oedométrique, complémentaire des précédents, permet de connaître le compressibilité des sols en rapport avec leur consolidation, c'est-à-dire avec "*le phénomène de réduction de volume d'une couche de sol saturée sous l'action d'un contrainte normale*" (Philipponnat, 1987). **Les deux essais de ce type qui ont été réalisés révèlent que les Terres Noires remaniées de la coulée sont moyennement compressibles**, d'après la classification

donnée par le laboratoire central des ponts et chaussées (1970), **mais qu'elles se trouvent fréquemment dans un état de surconsolidation** (Klotz, 1998). Une multiplication d'expérimentations de ce type s'avère toutefois nécessaire pour préciser et comparer ces valeurs sur des échantillons prélevés à différentes profondeurs et dans différentes unités morphologiques de la coulée.

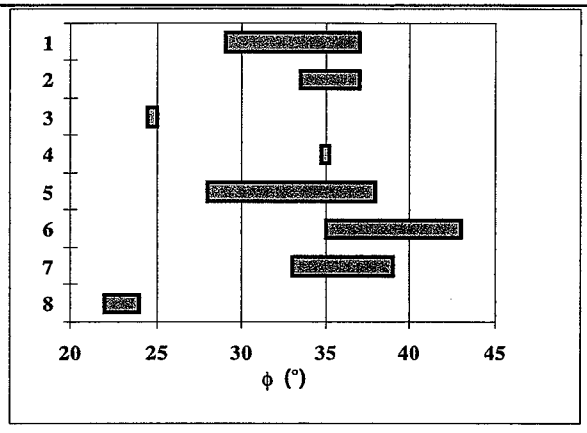
Un autre paramètre intéressant à connaître est la viscosité η de ces matériaux argileux déstructurés : définie comme la résistance d'un fluide à l'écoulement uniforme et sans turbulence et exprimée en poiseuilles (mPa.s), elle peut soit être mesurée à l'aide d'un viscosimètre, soit être estimée à l'aide d'autres paramètres rhéologiques plus aisés à obtenir. Locat & Demers (1988) en proposent une formule de calcul à partir de l'indice de liquidité I_L : η [en mPa.s] = $(9,27 / I_L)^{3,33}$

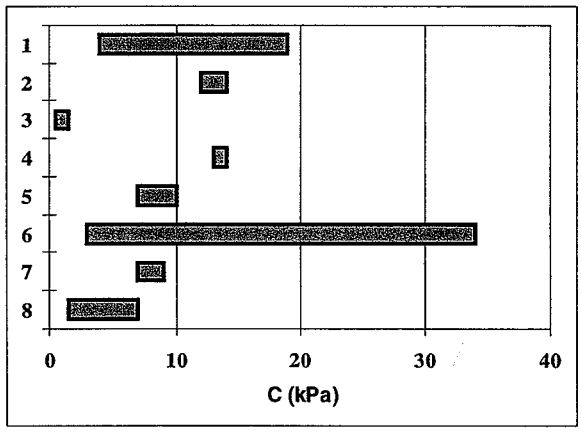
Pour des indices de liquidité de 2, 1,5, 1 et 0,1 correspondant respectivement à une viscosité de 165, 430, 1661 et 3550000 mPa.s, les teneurs en eau naturelles (W_n) calculées de cette manière pour les marnes de la coulée de Super-Sauze s'échelonnent respectivement entre 38 à 62%, 33 à 51%, 26 à 37% et 14 à 19% (Herrmann, 1997). Les teneurs en eau réellement mesurées étant généralement inférieures à 20% et ne dépassant guère les 30%, le risque de voir l'ensemble des matériaux accumulés dans le creux des Roubines se transformer intégralement en une coulée boueuse fluide et rapide semble minime. Comme le soulignent Colas et Locat (1993) pour le site voisin de La Valette, cette question du risque de la survenance d'une lave torrentielle lors de conditions hydro-météorologiques exceptionnelles mérite toutefois d'être posée : la mobilisation de toute ou partie de ces masses instables pourraient en effet avoir des conséquences dévastatrices en aval dans les chenaux d'écoulement et sur les cônes de déjection des torrents drainant ces glissements. La réponse à cette interrogation passe par la mise en œuvre de modèles complexes de propagation pour lesquels la viscosité est un paramètre fondamental à connaître (Meunier, 1991 ; Coussot, 1992 ; Coussot & Piau, 1993), qui demande par conséquent des investigations complémentaires d'une grande précision.

- *Résistance au cisaillement*

La résistance mécanique d'un matériau au cisaillement se définit à travers la cohésion c (caractérisant l'attraction des particules du squelette solide entre elles et exprimée en kPa) et l'angle de frottement interne ϕ (défini en degré et indiquant l'angle de frottement entre ces particules). La connaissance de ces paramètres dont les développements théoriques sont exposés, par exemple, par Philipponnat (1987), est essentielle pour la détermination de la stabilité des versants. Différents types d'essais de cisaillement (rectiligne direct, triaxial ou alterné) réalisés dans des conditions variables (matériaux drainés ou non, plus ou moins consolidés) permettent de déterminer ces paramètres. Les travaux réalisés par Klotz (1998 ; 1999) ont permis d'obtenir une première série de résultats qui sont rapidement rappelés, mais la connaissance géotechnique des marnes noires remaniées impliquées dans le glissement-coulée de Super-Sauze n'est encore que très partielle à ce jour et demande à être complétée.

La dizaine d'essais de cisaillement direct réalisée donne des valeurs moyennes de cohésion de 17kPa pour un angle de frottement interne de 33°. Les résultats de ces essais se caractérisent en outre par une dispersion relativement grande due à la présence plus ou moins marquée d'éléments grossiers sur le plan de cisaillement dans les différents échantillons traités. Les valeurs obtenues restent cependant en accord avec celles données dans la littérature pour d'autres Terres Noires alpines (Figure III-6). L'ensemble de ces matériaux se caractérisent par un angle de frottement interne relativement élevé (généralement supérieur à 30°) s'accompagnant d'une cohésion faible qui peut s'expliquer par trois raisons principales : la présence d'éléments grossiers supérieurs à 5mm, la disparition plus moins avancée des liaisons carbonatées dans les marnes remaniées (Phan (1993) retient notamment cet argument pour expliquer que la cohésion soit plus élevée dans des échantillons secs que dans des échantillons drainés), et finalement le réarrangement des grains subi par les marnes lors de leur météorisation et se traduisant par le compactage élevé des matériaux remaniés.





1 : Glissement-coulée de Super-Sauze (Klotz, 1998) ; 2 : Barcelonnette (Al Hayari, 1989) ; 3 : La Valette (Colas et Locat, 1993) ; 4 : Barcelonnette (Antoine *et al.*, 1995) ; 5 : Trièves, échantillons imbibés (Phan, 1993) ; 6 : Draix, échantillons secs (Phan, 1993) ; 7 : Draix, échantillons imbibés (Phan, 1993) ; 8 : La Mure, argiles litées (Van Genuchten, 1989).

Figure III-6 : Angles de frottement interne et cohésions de diverses Terres Noires alpines déterminés par essais de cisaillement direct.

L'essai de cisaillement alterné est plus approprié aux matériaux impliqués dans un glissement de terrain déclaré dans la mesure où il permet de mesurer la résistance au cisaillement dite résiduelle. Compte tenu des difficultés de leur obtention, des renseignements relatifs à ces

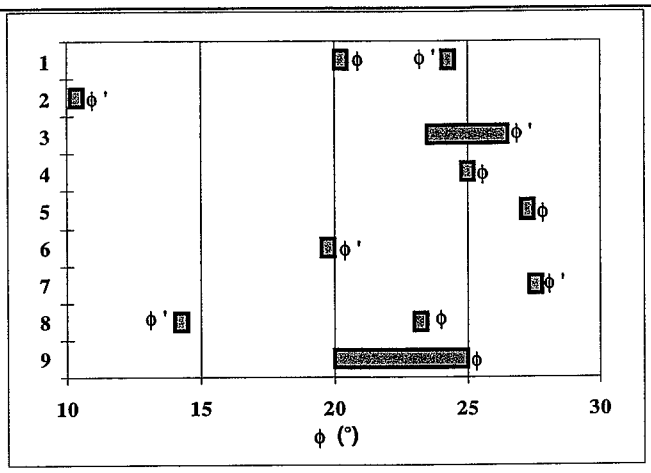
paramètres résiduels apparaissent cependant très rarement dans la littérature. Un seul essai de ce type, effectué dans des conditions drainées, a pu être réalisé jusqu'à présent sur les marnes du glissement-coulée de Super-Sauze, ce qui est insuffisant pour en déduire des conclusions définitives : pour une cohésion résiduelle considérée comme nulle ($C_{rés}$=0kPa), l'angle de frottement résiduel $\phi_{rés}$ a été déterminé à 20°. On note que ces valeurs sont très proches de celles données par Van Genuchten (1989) pour les argiles litées de La Mure ($C_{rés}$=0kPa et $\phi_{rés}$=18°), lesquelles présentent des caractéristiques de sédimentation sensiblement équivalentes à celles des Terres Noires. La courbe de Mohr obtenue à travers cet essai a également permis de définir des critères de pic qui apparaissent tout à fait cohérents avec les résultats des essais de cisaillement direct, puisque l'angle de frottement interne est de 36° pour une cohésion de 20kPa.

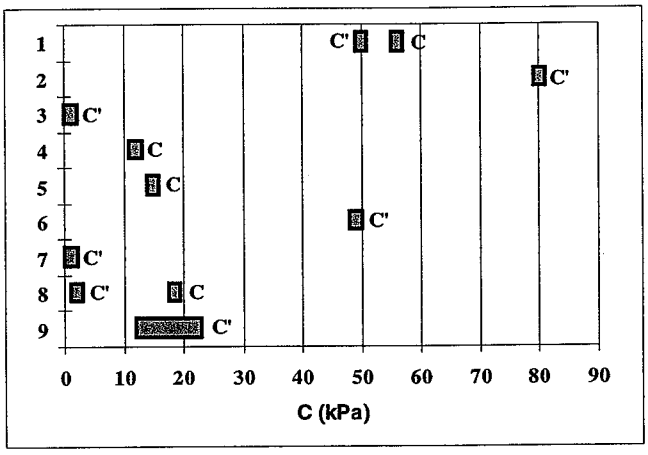
Klotz (1998) a également eu l'opportunité de réaliser un unique essai de cisaillement triaxial dont les résultats n'ont de ce fait, là aussi, qu'une valeur tout à fait indicative. Ce type d'essai, dont il existe plusieurs variantes, est généralement considéré comme le plus "réaliste" car ses conditions de mise en œuvre permettent de se rapprocher au mieux des conditions naturelles des matériaux sur le terrain. L'essai réalisé sur les marnes de Super-Sauze était de type consolidé non drainé (CU) avec mesure de la pression interstitielle μ au sein de l'échantillon en cours d'essai, ce qui permet de connaître les caractéristiques effectives (C' et ϕ') du matériau. Les valeurs obtenues sont C=55kPa pour ϕ=20° et C'=50kPa pour ϕ'=24°. La cohésion apparaît très élevée par rapport aux résultats du cisaillement direct et par rapport à la plupart des valeurs trouvées dans la littérature (Figure III-7), ce qui peut s'expliquer par le compactage à l'optimum Proctor de l'échantillon traité et par la faible pression interstitielle. On note que ces chiffres sont cependant très proches de ceux donnés par Van Asch et Nieuwenhuis (1994) pour les matériaux du glissement de La Valette.

En conclusion, si les essais de cisaillement direct sont assez nombreux pour que leurs résultats puissent être considérés avec confiance, les deux autres types d'essais (triaxiaux et alternés) réalisés sur un seul échantillon ne présentent pas à l'heure actuelle la validité statistique suffisante pour pouvoir être pris en compte de façon sûre, dans un calcul de stabilité par exemple. C'est principalement la connaissance des paramètres résiduels qui demande à être approfondie en vue d'une modélisation fiable du comportement de ce mouvement de terrain complexe. Compte tenu de la très forte hétérogénéité des matériaux au sein de la coulée, ces essais complémentaires à réaliser devront surtout permettre de préciser les caractéristiques des marnes au sein des différentes unités morphologiques de la coulée ; quels que soient en effet les modèles de stabilité ou d'écoulement appliqués par la suite, la légitimité et la qualité de leurs résultats seront fonction de cette plus ou moins bonne prise en compte de la variabilité spatiale des paramètres géotechniques.

Cette dernière remarque peut être élargie à l'ensemble des caractéristiques mécaniques comportementales qui viennent d'être brièvement décrites et dont la connaissance n'est encore que très sommaire à ce jour. L'application de modèles déterministes de propagation demande en effet l'introduction de données rhéologiques et géotechniques précises et fiables qui soient représentatives d'un matériau qui se caractérise par une très forte hétérogénéité dans le temps

comme dans l'espace. La prise en compte de cette variabilité implique par conséquent des investigations complémentaires pour permettre une modélisation "la plus réaliste possible" du comportement de la masse instable et de l'évaluation du risque de sa transformation en lave torrentielle.





1 : Glissement-coulée de Super-Sauze, CU+U (Klotz, 1998) ; 2 : Roissard, CU (Al Hayari, 1989) ; 3 : Trièves, CU (Al Hayari, 1989) ; 4 : Barcelonnette (Antoine *et al.*, 1995) ; 5 : Barcelonnette (Caris et Van Asch, 1991) ; 6 : La Valette, CU+U (Van Asch et Nieuwenhuis, 1988) ; 7 : La Valette, CU+U (Van Asch et Nieuwenhuis, 1988) ; 8 : Trièves, CU+U (Blanchet, 1988) ; 9 : La Mure, argiles litées, CD (Van Genuchten, 1989).

Figure III-7 : Angles de frottement interne et cohésions de différentes Terres Noires alpines déterminés par essais de cisaillement triaxial.

III.2. La cinématique du glissement-coulée

La météorisation des blocs de Terres Noires détachés de leur massif d'origine entraîne une transformation progressive vers un matériau de plus en plus déstructuré et altéré dont nous avons déjà vu qu'il a évolué à la suite des mobilisations initiales par glissement ou par écroulement en un mode de déplacement différent par écoulement. Dans ce domaine des mouvements de terrain complexes, on sait qu'il existe une grande variété de coulées qui, au-delà de caractéristiques mécaniques plus ou moins communes, se différencient tout de même assez nettement par leurs vitesses de propagation, la granulométrie, le volume et l'origine des matériaux impliqués, la forme du dépôt (Brunsden, 1979 ; Innes, 1983b ; Sauret, 1987 ; Flageollet, 1988). En dehors de leur aspect géomorphologique et de la caractérisation géotechnique et rhéologique des matériaux qui les composent, la vitesse de progression de ces phénomènes est donc un paramètre essentiel à connaître, notamment pour estimer le risque qu'ils représentent : dans une classification des mouvements de terrain d'après leurs vitesses, Varnes (1978) considère que les phénomènes de coulées peuvent s'échelonner entre 1,5m/an (coulée lente) et 3m/s (coulée très rapide). Sachant par ailleurs que ces coulées de débris au sens large (Johnson, 1984) se caractérisent par des phases d'écoulement plus rapides de matériaux "fluidisés" alternant avec des pulsions d'écoulement plus visqueux et plus lents, une des premières opérations à entreprendre sur un site dont l'activité a été identifiée "qualitativement" sur le terrain à travers divers indices morphologiques est donc de mesurer les vitesses de ces déplacements.

Il existe différentes techniques permettant de quantifier ces mouvements actifs et actuels de terrains instables (Krauter, 1988) : les plus récentes font appel à des outils de télémétrie satellitaire comme le G.P.S. ou l'imagerie radar. Mais la technique la plus couramment utilisée depuis des décennies dans la surveillance de mouvements de terrain est la topométrie terrestre (Pouget *et al.*, 1984 ; Miserez, 1984 ; EPFL, 1985a&b ; Engel, 1986 ; Blanc *et al.*, 1987 ; Vibert, 1987 ; Bromhead *et al.*, 1988 ; Evrard *et al.*, 1990 ; Maquaire, 1990 ; Martin, 1996 ; Varnes *et al.*, 1996 ; Van Beurden, 1997 ; Follacci, 1999 par exemple). Cette méthode largement éprouvée et très performante dans la précision des mesures effectuées est aussi particulièrement "lourde" à mettre en œuvre (en temps, en personnel et en matériel) et l'instrumentation d'un site se justifie généralement par la poursuite des mesures pendant plusieurs années afin de comprendre le comportement cinématique du mouvement de terrain en relation avec les conditions hydro-climatologiques entre autres. L'étude morpho-dynamique menée sur le glissement de Super-Sauze est basée sur de telles mesures par topométrie électro-optique permettant de déterminer les déplacements en surface de bornes spécialement implantées sur le site. Ce suivi a pu être complété par quelques rares relevés inclinométriques qui ont permis de mesurer ponctuellement quelques déplacements en profondeur.

III.2.1. Méthodes d'auscultation

III.2.1.1. Les techniques de télésurveillance satellitaire

En liaison avec la multiplication des satellites, l'amélioration des performances de leurs équipements et le développement en parallèle d'outils informatiques de traitement des données de plus en plus puissants, de nouvelles techniques de télédétection qui bénéficient à de multiples applications géodésiques dans le domaine des sciences de la terre se développent depuis quelques années (Cazenave & Feigl, 1994 ; Scanvic, 1983 & 1996). Le cours intensif organisé sur le thème des *"techniques spatiales appliquées à l'étude des risques environnementaux"* par l'ISU (International Space University) en juillet 1998 à Strasbourg, de même que le séminaire consacré aux *"mesures et interprétations des mouvements actuels de la surface terrestre et des massifs rocheux"* qui s'est déroulé en octobre 1998 aux Houches, nous ont permis de prendre connaissance des évolutions méthodologiques et des applications les plus récentes dans ce domaine en pleine expansion. Certaines de ces techniques de télésurveillance sont particulièrement adaptées à l'étude des mouvements de terrain car, hormis la finesse spatiale grandissante de leurs observations, elles répondent également de mieux en mieux au besoin de périodicité élevée des mesures. Les toutes dernières nées, qui utilisent les systèmes radar spatiaux ou aéroportés, ont déjà largement montré leurs performances dans la restitution du relief terrestre (SFTP, 1997 ; Rocca *et al.*, 1998) et semblent promises à un bel avenir, éclipsant déjà partiellement le système de positionnement satellitaire G.P.S. ("Global Positioning System").

III.2.1.1.1. Le "Global Positioning System" dit G.P.S.

L'outil G.P.S. de positionnement par données satellitaires (Leica, 1995 ; Leick, 1995 ; Calais, 1996) a ouvert la voie à de nombreuses applications dans le domaine des risques géomorphologiques et géologiques (Larson & Agnew, 1991 ; Frei *et al.*, 1992 ; Grellet *et al.*, 1993 ; Quirion, 1993 ; Flouzat *et al.*, 1995 ; Hein & Riedl, 1995 ; Genrich *et al.*, 1996 ; Calais & Minster, 1998 ; Hudnut & Behr, 1998), dont celle de la surveillance des glissements de terrain (Jackson *et al.*, 1996 ; Schmitt & Ravel, 1997 ; Galisson, 1998 ; Gili *et al.*, 2000). Comme la topométrie électro-optique classique, mais contrairement à la télémétrie radar, les mesures par G.P.S. nécessitent encore une intervention sur le terrain et ne permettent que des mesures ponctuelles dans l'espace. En théorie, dans des conditions d'utilisation optimales, la détermination d'un point dans l'espace par ce biais atteint une précision infra-centimétrique, voire millimétrique (Krijnen & de Heus, 1995 ; Callais, 1998). Dans le suivi de mouvements de terrains, nous sommes là dans la gamme des très hautes précisions. Dans la réalité, les causes susceptibles d'affecter défavorablement cette précision sont nombreuses : elles sont liées aux conditions de travail dans un environnement naturel présentant inévitablement un certain nombre de contraintes ainsi qu'à des limitations d'ordre technique liées aux matériels utilisés et à la méthodologie

appliquée : problèmes liés à des effets de masque orographique, à la perturbation des signaux par la réfraction atmosphérique ou à leur dégradation délibérée par les militaires américains qui gère le système afin d'en limiter la précision pour les utilisateurs civils, ou encore à la constellation défavorable des satellites en orbite.

Le suivi morphodynamique de mouvements de terrains est basé sur la mise en oeuvre de la technique différentielle à partir de mesures de phases (Leica, 1995). Comme son nom l'indique, cette méthode donne le positionnement relatif d'un récepteur mobile ou itinérant par rapport à une station de référence fixe placée si possible sur un point géodésique connu ; entre les deux est constituée une ligne de base ou vecteur. Le concept du différentiel repose sur la forte présomption que la majorité des erreurs qui dégradent les performances du G.P.S. en positionnement absolu (erreurs d'horloge, d'orbite, de propagation ionosphérique et troposphérique) sont communes à tous les récepteurs travaillant simultanément au sein d'un même secteur géographique (dont les dimensions restent à définir) et le principe consiste donc à retirer ces erreurs systématiques corrélées entre la station de référence et le mobile. Il existe différents modes ou protocoles de mesure (statique, statique rapide, stop and go, cinématique), le plus classique, offrant la plus grande précision étant le mode statique, incontournable pour de longues lignes de base. Il est utilisé pour toutes les applications nécessitant une très grande précision (déformations d'ouvrages ou de versants). Les sessions de mesure augmentent avec les distances entre les récepteurs ; pour des lignes de base inférieures à 20 kilomètres, le temps d'observation est de l'ordre d'une heure. Sur des lignes de base courtes inférieures à 5 km, les performances des équipements mono-fréquences sont équivalentes à celles des équipements bi-fréquences quant à la précision obtenue. Dans ces situations, l'intérêt d'un équipement bi-fréquenciel, bien que largement plus coûteux, est surtout de réduire les temps d'observations d'un facteur 4 à 5 en mode statique (Leica, 1995 ; Schmitt & Ravel, 1997). Il est important de souligner finalement que cette technique du G.P.S. différentiel implique une importante phase de calcul *a posteriori*, habituellement désignée par le terme de post traitement.

L'implantation sur le territoire national d'un nombre croissant de stations GPS permanentes permet aux utilisateurs potentiels (géomètres, scientifiques, aménageurs...) d'accéder de plus en plus aisément à cet outil. Comme les logiciels de post traitement deviennent en même temps de plus en plus performants et accessibles, ceux-ci pourront disposer bientôt des données G.P.S. fiables, précises et financièrement intéressantes pour leurs divers travaux nécessitant un référencement géographique. Une autre perspective d'avenir dans le domaine de la surveillance de sites instables par mesures *in situ* est celle alliant la tachéométrie classique au positionnement par satellite : les théodolites et distancemètres surmontés d'un récepteur G.P.S. permettent en effet de s'affranchir des problèmes de stabilité des points de stationnement parfois rencontrés en topométrie terrestre en autorisant lors de chaque levé un calage précis dans un référentiel géographique absolu.

A Super-Sauze, l'outil G.P.S. a été mis en œuvre pour la première fois en 1997 (Flageollet *et al.*, 1997) : il s'agissait avant tout, en dehors des mesures de positionnement réalisées dans le cadre des traitements photogrammétriques et exposées en II.1.2.2.4., de tester les possibilités

d'utilisation de ce type de capteurs sur les différents secteurs du glissement-coulée (Galisson, 1997) : en effet, la topographie très accidentée du site et l'encaissement d'ensemble du glissement-coulée des Roubines ne sont pas sans poser quelques problèmes de masques orographiques, classiques en milieu montagnard. Les mesures sont réalisables dans presque tous les endroits du site, à l'exception d'une bande de terrain longeant le pied de l'escarpement principal et de quelques secteurs situés le long des ravins latéraux de la coulée et trop proches des versants boisés. Plus récemment, suite à cette étude de faisabilité initiale au cours de laquelle aucune mesure cinématique n'avait été faite, deux campagnes de mesure ont permis d'enregistrer en continu les déplacements sur la coulée à l'aide de plusieurs capteurs G.P.S. laissés en fonction au cours des mois de mai et décembre 1999, respectivement pendant 16 et 6 jours d'affilés (Malet *et al.*, 2000).

III.2.1.1.2.Les observations géodésiques par système radar

Afin de profiter de la forte sensibilité de l'imagerie radar à la géométrie des terrains, trois techniques principales de restitution du relief à partir de systèmes radar à synthèse d'ouverture (RSO) spatiaux ou aéroportés se sont développées au cours des dernières décennies (Bamler, 1998 ; Polidori, 1997 ; Polidori & Toutin, 1998) : l'interférométrie (Adragna, 1997 ; Rocca *et al.*, 1998), la radarclinométrie (Paquerault & Maître, 1997) et la radargrammétrie (Leberl, 1990). Les mesures du relief très précises (centimétriques à millimétriques) qu'autorisent l'imagerie radar font de ces techniques des outils privilégiés non seulement pour la cartographie tridimensionnelle du relief par modèles numériques de terrain (Dupont *et al.*, 1997 ; Marinelli *et al.*, 1997 ; Tannous *et al.*, 1997), mais aussi pour le suivi temporel périodique des mouvements de terrains. Un avantage majeur est qu'elles permettent une approche spatiale globale des déformations du relief.

L'interférométrie utilisant l'information de phase contenue dans les images-radar comme moyen de mesure très sensible des distances est la méthode la mieux adaptée aux besoins des déterminations périodiques de la topographie d'un versant instable. Après avoir rendu deux images radar superposables par un traitement géométrique, la différence de phase est effectuée pixel par pixel. La phase propre de chaque pixel, liée à la nature physique du sol est ainsi éliminée, ne laissant qu'une information purement géométrique de distance entre le point observé et le satellite. Par l'analyse fine des déphasages entre deux images-radar acquises dans les mêmes conditions géométriques (l'image de ces différences de phase est dénommée "interférogramme"), cette technique permet donc non seulement d'obtenir le relief du terrain par un effet stéréo, très faible, mais mesuré avec une très grande sensibilité, mais également de mesurer avec une précision millimétrique les mouvements du sol qui ont éventuellement eu lieu entre deux acquisitions faites à des dates différentes (Evans, 1992 ; Scanvic *et al.*, 1993). Sur des sites de grande étendue ou difficile d'accès où leur emploi se justifie particulièrement, ces auscultations sont appelées dans un avenir très proche à se substituer aux mesures terrestres par topométrie électro-optique ou par GPS, plus restrictives et plus lourdes à mettre en oeuvre.

Si ces techniques de mesure et de surveillance des terrains instables par systèmes radar n'ont pour l'heure pas été appliquées au site d'étude de Super-Sauze, les publications scientifiques consultées incitent à penser qu'elles pourraient apporter des avancées significatives dans le suivi de l'évolution morphologique de la masse instable. D'après les études de ce type réalisées à ce jour, notamment sur le glissement de terrain de la Clapière dans les Alpes Maritimes (Carnec *et al.*, 1996 ; Fruneau *et al.*, 1996), si l'absence de végétation sur la coulée de Super-Sauze semble être un avantage pour obtenir des restitutions morphologiques précises, l'orientation du versant vers le nord apparaît plutôt comme un handicap par rapport aux trajectoires ascendantes (de l'équateur vers le pôle nord) des satellites. Une étude de faisabilité mériterait d'être faite rapidement sur ce point pour savoir si cette méthode pourrait être appliquée avec succès sur le versant de Super-Sauze. La périodicité actuelle de passage des satellites permettrait *a priori* un suivi à un pas de temps de l'ordre de 3 semaines.

III.2.1.2.La surveillance topométrique du site de Super-Sauze

La tachéométrie (le terme plus restrictif est souvent préféré à celui de topométrie) consiste à déterminer la position d'un point dans l'espace à partir des mesures d'angles et de distances effectuées sur le terrain à l'aide d'un théodolite et d'un distancemètre. Les appareils électro-optiques les plus modernes permettent de déterminer des angles horizontaux et verticaux au décimilligrade (10^{-4} grade) près et une distance oblique au millimètre grâce au rayonnement infra-rouge. Mais cette haute précision des appareils et la simplicité apparente de leur utilisation ne peuvent conduire à des résultats fiables que si un certain nombre de précautions méthodologiques ainsi qu'un protocole opérationnel rigoureux sont scrupuleusement respectés. La mise en oeuvre de cette technique nécessite donc une bonne connaissance de ses principes, de ses méthodes mais surtout des nombreuses fautes ou erreurs qui lui sont inhérentes, liées autant aux appareils de mesure qu'aux personnes qui les manipulent. Pour les cerner, les calculer et éventuellement les corriger, les observateurs aussi expérimentés et consciencieux soient ils doivent donc s'imposer des vérifications directes ou indirectes aussi bien sur le terrain que lors du dépouillement et du traitement des données au laboratoire.

Une opération de surveillance topométrique d'un site instable se conçoit dans un premier temps, puis se concrétise ensuite sur le terrain, en fonction quatre critères essentiels et indissociables que sont le degré de précision souhaité pour les mesures effectuées, les caractéristiques géomorphodynamiques des terrains à ausculter, les diverses contraintes imposées par le site, et finalement les moyens (financiers, en temps et en personnels) mis en oeuvre pour la réalisation d'une telle opération. La confrontation et la mise en adéquation de ces quatre enjeux combinant à la fois des aspects méthodologiques, techniques et pratiques ont des implications directes à trois stades différents de la démarche d'ensemble : tout d'abord dans la phase de conception et de matérialisation sur le terrain du réseau de surveillance, ensuite lors des mesures elles-mêmes qui doivent être réalisées selon un protocole rigoureux et en respectant un certain nombre de précautions opératoires, et finalement dans la phase de dépouillement et de traitement

des données aboutissant au calcul des coordonnées planimétriques et altimétriques des repères mesurés.

L'objectif n'étant pas de faire ici un long et théorique exposé sur l'outil de surveillance topométrique en lui-même, ces conditions de mise en œuvre sont seulement rappelées à travers la présentation de l'opération concrète menée sur le site de Super-Sauze. Des développements méthodologiques complets peuvent être trouvés dans les diverses références bibliographiques citées dans le texte. Les travaux de mesures de déplacements à Super-Sauze ayant eux-mêmes déjà fait l'objet de multiples publications auxquelles le lecteur est invité à se référer pour de plus amples informations (Weber, 1992, 1993, 1994 ; Flageollet *et al.*, 1996a, 1996b, 1998), seuls les aspects essentiels de cette surveillance topométrique sont repris ici. L'accent est surtout mis sur la présentation des résultats obtenus en termes de déplacements mesurés puis sur l'interprétation spatio-temporelle de cette activité morpho-cinématique.

III.2.1.2.1.Les réseaux de surveillance

La précision recherchée dans les mesures tachéométriques est une première contrainte essentielle qui détermine la configuration du réseau à mettre en place pour la surveillance d'un site instable. Les travaux les plus exigeants sur ce point et qui ont donc apporté les avancées méthodologiques majeures sont les opérations de surveillance par micro-triangulation des ouvrages d'art comme les ponts, les viaducs, les barrages, etc., pour lesquels une incertitude de quelques millimètres seulement est tolérée (Gambier, 1975 ; Dauborg, 1984 ; Giraudin, 1984 ; Evrard *et al.*, 1993 ; Schelstraete, 1997). Dans le domaine des risques géomorphologiques où une précision centimétrique est généralement suffisante, cette exigence doit non seulement s'adapter aux contraintes du site rencontrées lors de l'implantation du réseau (EPFL, 1985a&b), mais aussi anticiper au mieux leurs modifications à venir (mouvements des terrains bien sur mais aussi croissance de la végétation, éventuelles constructions anthropiques...). A Super-Sauze, où le corps du glissement-coulée surveillé est canalisé dans l'axe d'un talweg encaissé entre des versants latéraux soit végétalisés, soit ravinés et en pentes fortes, et surmonté à l'amont par un imposant escarpement principal, les possibilités étaient relativement réduites.

Le réseau de mesure initial installé au cours de l'été 1991 comportait quarante points de mesure et trois points de stationnement des appareils (Figure III-8). Il devait permettre de répondre à deux objectifs majeurs définis en fonction de l'activité morphologique apparente du site : surveiller la couronne du glissement en liaison avec le recul de l'escarpement principal et mesurer la progression du corps du glissement-coulée dans le vallon des Roubines. Quinze points de mesure se trouvaient à cet effet sur le corps instable de la coulée et treize autres sur la couronne. Accessoirement, à cause des problèmes d'aménagement qu'il posait régulièrement depuis plusieurs années, le versant qui domine le chemin des Roubines en rive droite du ravin du Sauze avait également été garni de quelques bornes d'arpentage. La surveillance était complétée par des mesures au mètre-ruban de 50 mètres qui permettaient de relever rapidement les

déplacements d'éléments remarquables (arbres, blocs rocheux, etc.) ou l'ouverture de fissures dans les zones les plus actives (Weber, 1992).

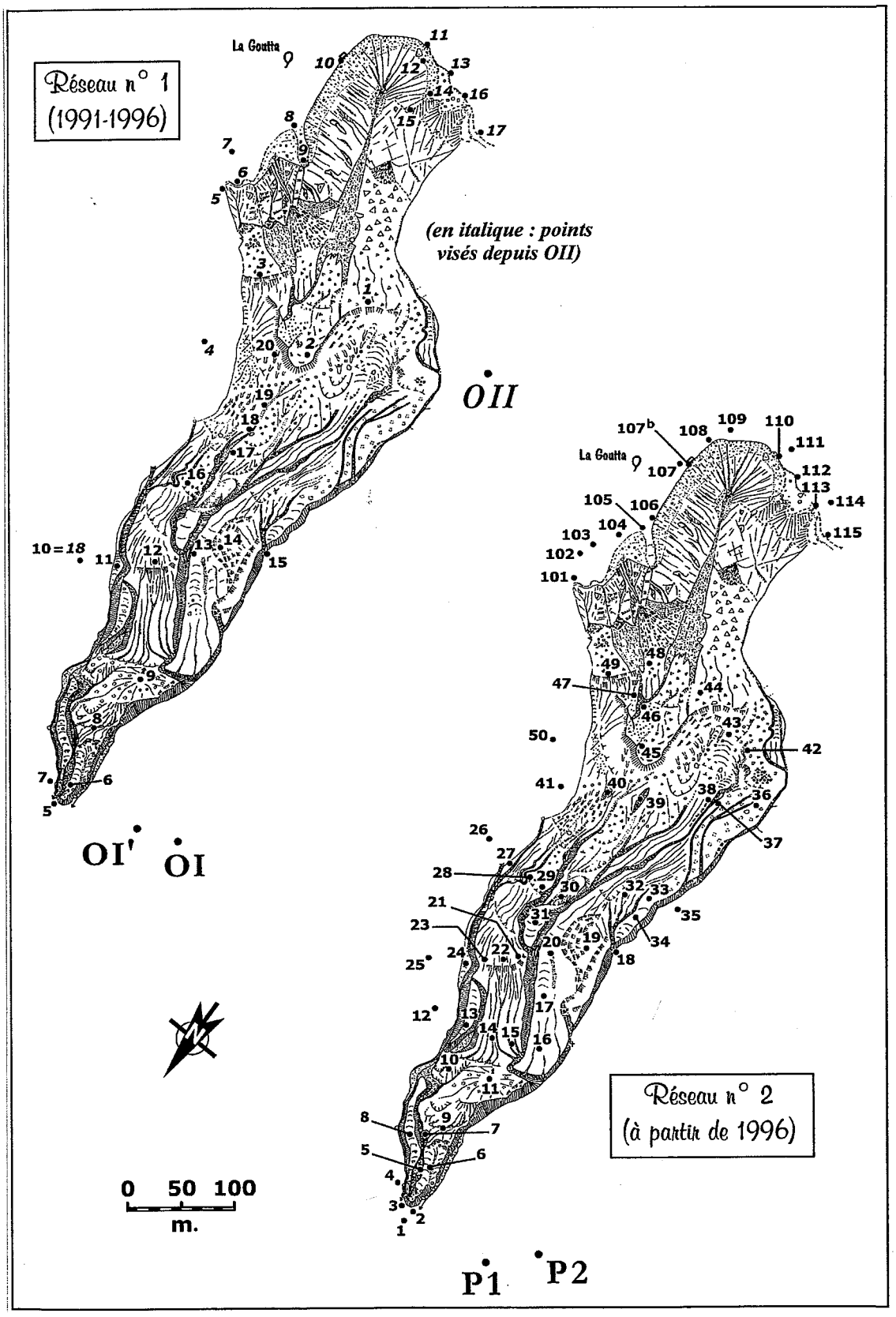


Figure III-8 : Les réseaux de surveillance topométrique du versant instable de Super-Sauze.

La première station, OI (renforcée par une station annexe OI' utilisée pour viser trois points situés au fond du ravin et non visibles de la station principale) était implantée sur le pré situé à l'aval du glissement. Elle assurait une vue de face de la masse instable et permettait d'effectuer les visées dans la direction supposée des déplacements. La seconde station, OII, implantée sur le flanc ouest du glissement à une altitude de 1915m. permettait de mesurer les points du replat supérieur de la coulée et ceux de la couronne sur des distances maximales de 500m. environ (ces points sont notés en italique sur la figure). Avec ce système de surveillance qui reposait sur une détermination unique de chaque point à partir d'une seule station, donc sans aucune compensation possible, la précision était de l'ordre de cinq à six centimètres, ce qui était suffisant pour mettre en évidence sans ambiguïté les mouvements majeurs enregistrés à la surface de la coulée.

Au terme des cinq premières années de suivi topométrique, dix des quinze repères implantés initialement sur le corps du glissement avaient disparu, engloutis par les marnes en mouvement. Le réseau de surveillance dit de seconde génération mis en place au cours de l'été 1996[1], basé sur les vestiges du précédent, est non seulement plus dense (Figure III-8) mais également plus performant d'un point de vue technique. L'innovation majeure réside dans la construction de deux piliers d'auscultation bétonnés avec plaque de centrage forcé implantés à proximité des deux anciennes stations OI et OI'. Outre le fait que la mise en station des appareils est beaucoup plus rapide, le positionnement vertical du théodolite étant immédiat et le calage de son assiette horizontale grandement facilité, ces aménagements augmentent la précision et la fiabilité des mesures pour deux raisons principales :
- la plaque de centrage garantit sur chacun de ces piliers un positionnement tridimensionnel rigoureusement identique lors de chaque campagne de mesure ;
- les ouvrages bétonnés assurent la stabilité des appareils pendant la session de mesure qui se prolonge pendant plusieurs heures, à condition quand même de bien protéger ces piliers du soleil car les différences de températures apparaissant en cours d'une journée entre leurs côtés exposés et leurs parties à l'ombre provoquent des distorsions non négligeables.

Suite à la construction de ces piliers bétonnés, une opération minutieuse de rattachement de l'ancien au nouveau repère (translation et rotation) a été effectuée à travers une fermeture de la polygonale à 4 sommets générée, permettant ainsi de rapporter l'ensemble des déplacements de tous les points suivis depuis 1991 dans un seul et unique référentiel géodésique local. Avec ces deux stations implantées face au glissement, configuration déjà mise en oeuvre par ailleurs (Follaci, 1984 ; EPFL, 1985a&b ; Vibert, 1987), les distances maximales mesurées sont de l'ordre du kilomètre pour des dénivelées de 300 mètres au plus. Les contraintes topographiques du site nous ont obligé à construire les deux stations relativement proches l'une de l'autre (60 mètres seulement les séparent) alors qu'il aurait été préférable de pouvoir les espacer davantage pour avoir des angles horizontaux plus importants entre elles et les points visés. D'un point de vue purement méthodologique, on précise toutefois que cette configuration permet de travailler en triangulatération, méthode qui consiste à déterminer la position d'un point dans l'espace à partir

[1] sous la direction d'O. Maquaire.

des mesures d'une distance et de deux angles, azimutal et zénithal. Lorsqu'elle repose sur des mesures à partir de deux stations au minimum comme à Super-Sauze, cette méthode de la triangulatération est la plus précise pour la détermination de la position d'un point par topométrie, particulièrement pour des distances d'observation inférieures au kilomètre (Ashkenazi, 1973). Elle est également bien plus aisée et rapide à mettre en œuvre sur le terrain que la méthode plus classique de polygonation, utilisée dans la plupart des applications courantes de la topométrie, et qui consiste, après avoir couvert la zone à surveiller d'une série de stations définissant entre elles des triangles dont la juxtaposition forme un polygone, à mesurer à partir de chaque station ses stations voisines selon un "cheminement polygonométrique" (EPFL, 1985a ; Maquaire & Levoy, 1987 ; Maquaire, 1990). Mais il faut souligner que la polygonation est souvent le seul procédé applicable lors de travaux en forêt, le long de chemins ou sur tout site où la visibilité depuis un repère est limitée vers deux autres seulement.

Les 65 points du second réseau mis en place en 1996 (Figure III-8) se répartissent de la façon suivante : une cinquantaine se trouve sur le corps du glissement et en bordure immédiate sur les terrains considérés comme stables. La plupart de ces repères sont placés selon des profils transversaux proches de ceux explorés par investigations géophysiques et géotechniques. Ils ont surtout été placés en rapport avec les détails morphologiques de surface de la coulée afin de caractériser l'activité cinématique des différents secteurs identifiés à travers la cartographie du glissement-coulée : sur la pointe de la coulée, sur le sommet et les bordures du replat inférieur, sur différents unités morphologiques ou bourrelets distincts de la partie intermédiaire de la coulée, notamment au dessus ou en dessous de petits escarpements secondaires ou de coulées superficielles, dans les parties centrales et périphériques du replat supérieur. En amont du glissement, quinze autres jalons enregistrent l'activité de la couronne autour de l'escarpement principal. En plus du suivi de l'extension d'ensemble du glissement-coulée sur le versant à travers d'une part le recul de son escarpement principal et d'autre part la progression de la coulée dans le thalweg des Roubines, ce réseau plus dense que le premier doit surtout permettre d'enregistrer les mouvements différentiels, généralement limités en surface, qui distinguent des unités morphologiques au comportement spécifique. Ce suivi morphodynamique répond donc à une double nécessité qui est celle d'une connaissance à la fois spatiale et temporelle de l'activité de ce mouvement de terrain composite.

En dehors des deux stations d'auscultation recevant les appareils de mesure, la matérialisation sur le terrain du reste du réseau, c'est-à-dire des repères destinés à être visés périodiquement, joue également un rôle essentiel par rapport à l'exigence de précision d'une telle opération de surveillance. Lorsqu'on ne dispose pas de prismes réflecteurs implantés à demeure sur les terrains à surveiller, ces repères au sol doivent en effet permettre un positionnement précis et rapide de la canne porte-prisme, dont la verticalité doit éventuellement pouvoir être assurée pendant la durée de la mesure par un trépied léger. A Super-Sauze, le réseau des points à surveiller est matérialisé sous trois formes (Weber, 1992) : la majorité des repères sont des amarres métalliques enfoncées à la masse d'une profondeur de 50cm dans le sol et surmontées en surface d'un plot demi-sphérique en résine de synthèse. A l'extrémité inférieure, trois tiges métalliques plus fines assurent l'ancrage en terre. Dans les zones boueuses très actives de la

coulée, là où les bornes au sol risquaient d'être trop rapidement submergées par la masse en mouvement, il a été préféré d'implanter des piquets de 1 à 1,20m de longueur, habituellement utilisés comme piquets de clôture, également enfoncés d'une cinquantaine de centimètres dans le sol. Si la précision de placement de la canne porte-prisme est légèrement moins bonne que sur les vraies bornes de topographe, elle est suffisante compte tenu des déplacements très importants enregistrés sur ce type de points. Le dernier type de jalon sont des blocs rocheux présents sur place ; marqués d'un point frappé au burin et rehaussé d'une croix à la peinture, ils constituent des points de mesure très fiables aussi bien sur la couronne que sur le corps de la coulée où certains sont visibles en surface. Pour conclure sur ces aspects matériels, on peut noter que depuis le début du suivi morphodynamique du glissement de Super-Sauze, tous les levés topométriques ont toujours été effectuées avec les mêmes appareils de mesure, à savoir un théodolite T1600 surmonté d'un distancemètre DI3000 de marque Wild®/Leica®.

III.2.1.2.2.Les sessions de mesure

En règle générale, le bon déroulement d'une session de mesure sur le terrain est la condition indispensable à un levé topométrique précis du réseau de surveillance. Pour le premier réseau exploité entre 1991 et 1996, il fallait compter plus d'une journée de travail sur le terrain pour faire un levé complet : la distance entre les deux points de mise en station, les difficultés d'accès à la station OII et l'installation des appareils sur trépied constituaient un certain nombre de contraintes qui avaient une incidence négative sur la précision des mesures. La mise en place du réseau de seconde génération a permis d'améliorer le déroulement des campagnes de mesure à travers quelques progrès techniques et méthodologiques significatifs. Actuellement, une grosse journée de travail est généralement suffisante pour mesurer entièrement ce réseau, de surcroît bien plus dense que l'ancien.

La périodicité des campagnes de mesures représente un autre aspect important de cette étude par rapport à la précision temporelle recherchée dans la connaissance du comportement du glissement-coulée. Pour pouvoir rendre compte avec le plus de finesse possible de la cinématique des terrains surveillés, notamment lorsqu'on veut mettre en liaison les déplacements du sol avec la pluviométrie, une périodicité la plus courte possible est souhaitable, à condition toutefois que les mouvements décelés alors ne soit pas inférieurs à la marge d'incertitude qui accompagne les mesures. Tout au long de ces années de suivi topométrique, l'éloignement du site d'étude de Super-Sauze par rapport à Strasbourg a été un obstacle majeur à la multiplication de ces campagnes de mesure ; pour chaque mission il faut en effet compter 2 jours pour les seuls voyages aller-retour entre l'Ubaye et l'Alsace. Au total, entre le mois d'août 1991 et le mois de mai 1998, 28 campagnes de mesure ont été effectuées. Les sessions de mesure se déroulaient généralement entre les mois de mai et de novembre, exceptionnellement au début du mois de décembre, sachant qu'en dehors de cette période, les conditions climatiques et surtout l'enneigement du site rendent particulièrement délicate et aléatoire leur organisation et leur déroulement sur le terrain. De façon générale, nous avons pu remarquer que de mauvaises

conditions climatiques nuisent à la qualité d'un levé topométrique en augmentant le risque de fautes et d'erreurs susceptibles de s'introduire dans les mesures.

En topométrie, comme pour tout autre travail fondé sur des mesures, il est impératif en effet de livrer ses résultats accompagnés de leur intervalle de confiance. Pour ce faire, il est nécessaire de bien connaître les diverses causes possibles de ces incertitudes car les fautes ou erreurs qui peuvent survenir lors de mesures tachéométriques sont très largement supérieures à celles auxquelles on pourrait s'attendre à la simple lecture des performances intrinsèques des appareils (Pincent & Blondeau, 1978 ; Pincent, 1979). Pour réduire au maximum ces risques d'erreurs et de fautes, et le cas échéant pouvoir éventuellement les corriger ultérieurement, il convient de réaliser les mesures selon un protocole rigoureux en effectuant notamment toute une série de vérifications en cours de levé. Ces contrôles dits "contrôles de marche" concernent aussi bien l'observateur que les appareils, notamment la qualité et le maintien des stationnements du théodolite et de la canne porte-prisme : il s'agit du double-retournement permettant d'apprécier l'erreur d'excentricité du théodolite, de l'introduction d'un facteur de correction atmosphérique dans les mesures de distance, de la multiplication des mesures sur un même point afin de réduire les erreurs de pointé ou de visée du prisme réflecteur, de la fermeture régulière du cercle horizontal en cours de levé. Des développements approfondis sur l'ensemble de ces précautions à prendre pour garantir la fiabilité et la précision des mesures topométriques sont notamment donnés par Merlin (1964), D'Hollander (1970), EPFL (1985a), Maquaire et Levoy (1987), Evrard *et al.* (1993).

Concernant spécifiquement le déroulement des campagnes de mesure à Super-Sauze, on précise que tous les points du réseau, à l'exception de trois points seulement visibles de l'un des deux piliers, sont visés et déterminés à partir des deux stations. Chaque repère est visé trois fois de suite et l'on considère les pointés comme corrects si leurs écarts n'excèdent pas 20 décimilligrades (on rappelle qu'un tel écart angulaire induit sur une distance de 1000m une différence de 31,4mm sur la position du point visé). Pour les deux stations, l'orientation du cercle horizontal est faite sur un pylône métallique qui sert de relais hertzien situé à 2150 mètres d'altitude à une distance d'environ 1,5 km. La visée de ce point de rattachement principal étant par moment rendue délicate lors de conditions météorologiques défavorables (nuages bas, forte évaporation, visée en contre-jour), d'autres ont été définis selon des directions différentes. Le pilier non occupé par les appareils est également équipé d'un prisme-réflecteur qui permet d'y faire régulièrement des mesures de distance en cours de levé. La fermeture du cercle horizontal est effectuée en moyenne tous les cinq points. Pour ce qui est de l'acquisition des valeurs mesurées, les appareils modernes utilisés sont pourvus d'un carnet électronique sur lequel sont automatiquement enregistrées les données. L'opérateur peut aussi y introduire à partir du petit clavier alpha-numérique du théodolite un certain nombre d'autres d'informations relatives à son levé (ce qui ne le dispense pas, par précaution, de prendre également des notes sur un support papier plus traditionnel !). Les données numériques sont ensuite aisément transférables sur ordinateur pour leur dépouillement informatisé.

III.2.1.2.3.Le traitement des données

Deux étapes principales se succèdent dans le dépouillement des données topométriques :
- une phase préparatoire de mise en forme et de tri des données brutes tenant compte des différents facteurs de correction. Elle aboutit au calcul de coordonnées approchées pour chacun des points et définit une erreur moyenne pour l'ensemble des observations du levé ;
- une phase de calcul et de compensation proprement dite, qui détermine pour chaque visée les solutions définitives avec leur erreur moyenne quadratique et leur ellipse d'incertitude sur la position définitive du repère. C'est à l'issue de cette phase seulement que peut être engagée l'analyse spatio-temporelle des déplacements obtenus par comparaison des coordonnées définies lors des différentes campagnes de mesure.

Ces deux phases constituent les deux volets d'un programme informatique développé avec le logiciel Excel® pour répondre aux besoins spécifiques de la surveillance topométrique du site de Super-Sauze, mais aussi utilisable de façon plus large pour tout dépouillement de données tachéométriques (Galisson, 1997). Intitulé *"Dépouill.XLA"*, ce programme a été rédigé sur la version 3.1 française de Microsoft Excel® en langage VBA (Visual Basic pour Applications). Il automatise dans un premier temps la longue et fastidieuse mise en forme des carnets électroniques rapatriés du terrain par le lecteur GIF10 (Wild®/Leica®), puis effectue le cas échéant une compensation en bloc des coordonnées si celles-ci ont été déterminées à partir de deux stations au moins. Ce programme est organisé en modules distincts qui rassemblent eux-mêmes des procédures dans lesquelles sont regroupées des instructions ou opérations sous forme de codes VBA (Figure III-9). Le programme est commandé à l'aide d'un menu déroulant qui permet à l'opérateur d'avancer étape par étape en lui laissant la possibilité d'intervenir au fur et à mesure de l'avancement du traitement. Certains sous menus qui correspondent à des procédures ou des groupes de procédures spécifiques se déroulent par contre de façon entièrement automatique et ne permettent, une fois démarrés, aucune intervention extérieure. L'organisation générale du programme a été conçue de façon à minimiser le nombre des interruptions tout en laissant une grande liberté d'intervention entre les différentes étapes clés du traitement. L'enregistrement du fichier à la fin de chaque étape est une précaution qui permet, en cas de problème, de reprendre l'exécution du programme à chacune de ces étapes.

III.2.1.2.3.1.Mise en forme des données brutes

Pour cette phase initiale, primordiale pour la qualité ultérieure du traitement, qui consiste à préparer les données brutes à intégrer dans les calculs de compensation, à déceler puis éliminer les éventuelles erreurs grossières, à tenir compte des différentes constantes de correction et de facteurs d'échelles, et finalement à estimer la fiabilité de toutes les mesures, les opérations sont assurées par le module *"transfert"* de *"Dépouill.XLA"* qui convertit le fichier de type texte issu du carnet de terrain électronique en un tableau de forme adaptée dans le logiciel Excel®.

Modules	Procédures	Opérations
"Transfert"	**"Entête"-"Cellule"-"Alignement"**	● Différentes procédures de simple mise en forme du fichier de données (.REC) extrait du carnet électronique.
	"Transfert"	● Conversion du fichier .REC (format texte) mis en forme en fichier de format .XLS (tableau Excel) ● Mise en forme du tableau des observations brutes ● Attribution du n° de station, Hp et Hi à chaque ligne de données ● Classement croissant par point puis par station ● Insertion de lignes de valeurs moyennes ● Enregistrement du fichier .XLS ● Test sur les angles horizontaux et verticaux et sur les distances horizontales ● Copie du tableau résultant sur le feuille 2 ● Intervention possible de l'opérateur pour corriger des observations
	"Rotation" [1]	● Réorientation éventuelle d'une station : saisie de l'angle correcteur par l'opérateur
	"Extraction"	● Nouveau calcul des observations moyennes ● Copie des seules observations moyennes sur la feuille 3 ● Interrogation sur les coordonnées des stations
	"Coordonnées"	● Calcul des coordonnées des points station par station ● Calcul des coordonnées approchées de chaque point
"Préparation"	**"Planimétrie"**	● Sélection des points déterminés de plusieurs stations ● Sur la feuille 4, mise en forme du tableau de compensation ● Copie des coordonnées des stations et de celles (approchées) des points ● Calculs de D', ϑ', ϑ'_0 et ϑ_0 ● Calculs des éléments des matrices A et K
"Compensation"	**"Calcul"**	● Calcul matriciel ● Calcul des coordonnées compensées
"Itérations"	**"Itérations"** [2]	● Copie des coordonnées compensées dans le tableau des coordonnées approchées de la feuille 3 ● Appel des procédures précédentes pour un nouveau calcul

[1] : *Procédure optionnelle applicable à différents stades du programme de dépouillement.*
[2] : *Procédure optionnelle prenant pour coordonnées approchées les coordonnées compensées du calcul précédent*

Figure III-9 : Structure du programme de dépouillement et de compensation des données topométriques "*Dépouill.xla*" (D'après Galisson, 1997).

L'EPFL (1985a) détecte les fautes ou erreurs grossières lors de l'analyse des calculs de compensation. Elle contrôle ainsi la fiabilité de son réseau en calculant pour chaque observation un "facteur de contrôlabilité" compris entre 0 et 100 % et indiquant dans quelle mesure cette observation pourrait contenir une faute grossière non détectée. Nous préférons avec *"Dépouill.XLA"* effectuer un premier test systématique sur les écarts à la moyenne des observations brutes. Au delà des seuils fixés à +/- 10 décimilligrades par rapport à la moyenne pour les angles et à +/- 5 millimètres par rapport à la moyenne pour les distances, les différences hors tolérances sont surlignées en rouge.

A ce stade, l'opérateur a toute liberté pour intervenir sur ces observations problématiques, soit en les modifiant s'il a connaissance des corrections à apporter, soit en les supprimant. Il est bien évident que lorsque deux pointés seulement ont été faits, et que leur écart est supérieur au seuil admis, on ne sait pas à priori lequel des deux garder. C'est pourquoi on a préféré effectuer au moins trois pointés par points. Dans le cas d'une triangulatération à partir de deux stations d'observation au moins, il est possible de juger des écarts maximaux entre les coordonnées calculées par les deux stations pour vérifier une fois de plus qu'il n'y a pas de valeurs aberrantes (Figure. III-10). Les différences de coordonnées "approchées" d'un point calculées de deux ou plusieurs stations différentes ne doivent pas excéder la valeur retenue pour l'erreur brute maximale : pour le site de Super-Sauze cette valeur est fixée à 3 cm. A noter qu'il est inutile de compenser par la suite des blocs de points dans lesquels des erreurs accidentelles graves se sont glissées, comme un défaut d'horizontalité de l'assiette du théodolite. Dans ce cas, ce groupe de points doit tout naturellement être éliminé. Une rotation en bloc d'un ensemble cohérent de points peut par contre être réalisée avec la procédure optionnelle "*Rotation*", à condition toutefois que l'on connaisse et maîtrise parfaitement les conditions du levé incriminé ; il s'agit généralement d'une mauvaise orientation du cercle horizontal due à une visée douteuse de "l'amer" de rattachement dans le paysage. Cette procédure de rotation qui peut être lancée à différents moments dans le module de transfert recalcule automatiquement toutes les coordonnées des points concernés.

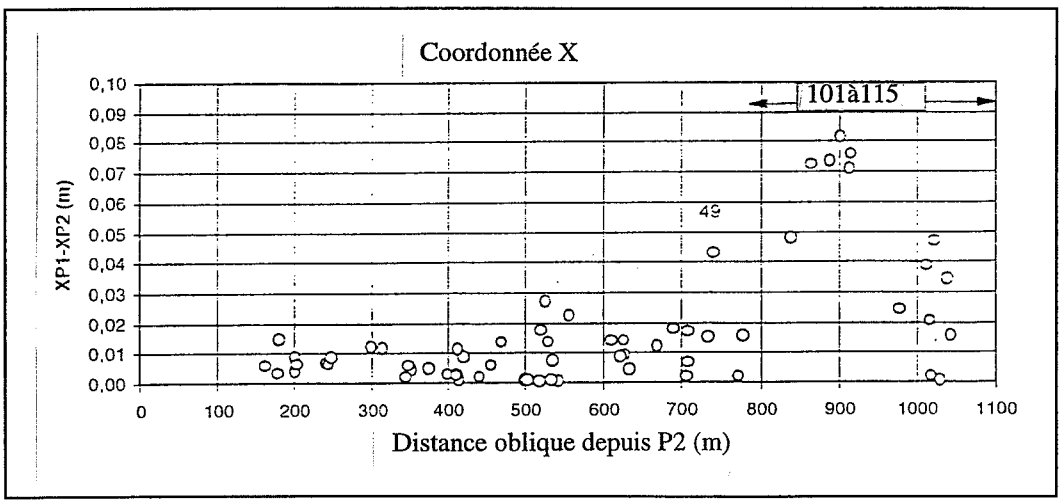


Figure III-10 : Différences en X sur les coordonnées approchées des points topométriques déterminés depuis P1 et P2 lors de la session de mesure du 04/09/1996.

A l'issue de cette analyse critique des données brutes par l'opérateur, la procédure *"Extraction"* génère un nouveau tableau en tirant des observations brutes les lignes des moyennes uniquement. De dimensions réduites, ce dernier sert de base de travail pour l'étape suivante de calcul des coordonnées approchées par le module "*Calcul des coordonnées*". Pour chaque campagne de mesures, on peut alors calculer l'erreur maximale moyenne et son écart-type pour chacune des coordonnées. Cela permet de définir en quelque sorte un facteur de qualité du levé, de mettre en évidence l'influence des conditions climatiques ou la dextérité des observateurs, et

de classer les levés les uns par rapport aux autres en fonction de leur performance. Pour le levé du 27 juillet 1996 par exemple, le premier réalisé à partir des piliers bétonnés, l'ellipsoïde d'incertitude à 95% de probabilité d'occurrence est défini par X = +/- 10mm, Y = +/- 6mm et Z = +/- 11mm (Figure III-11).

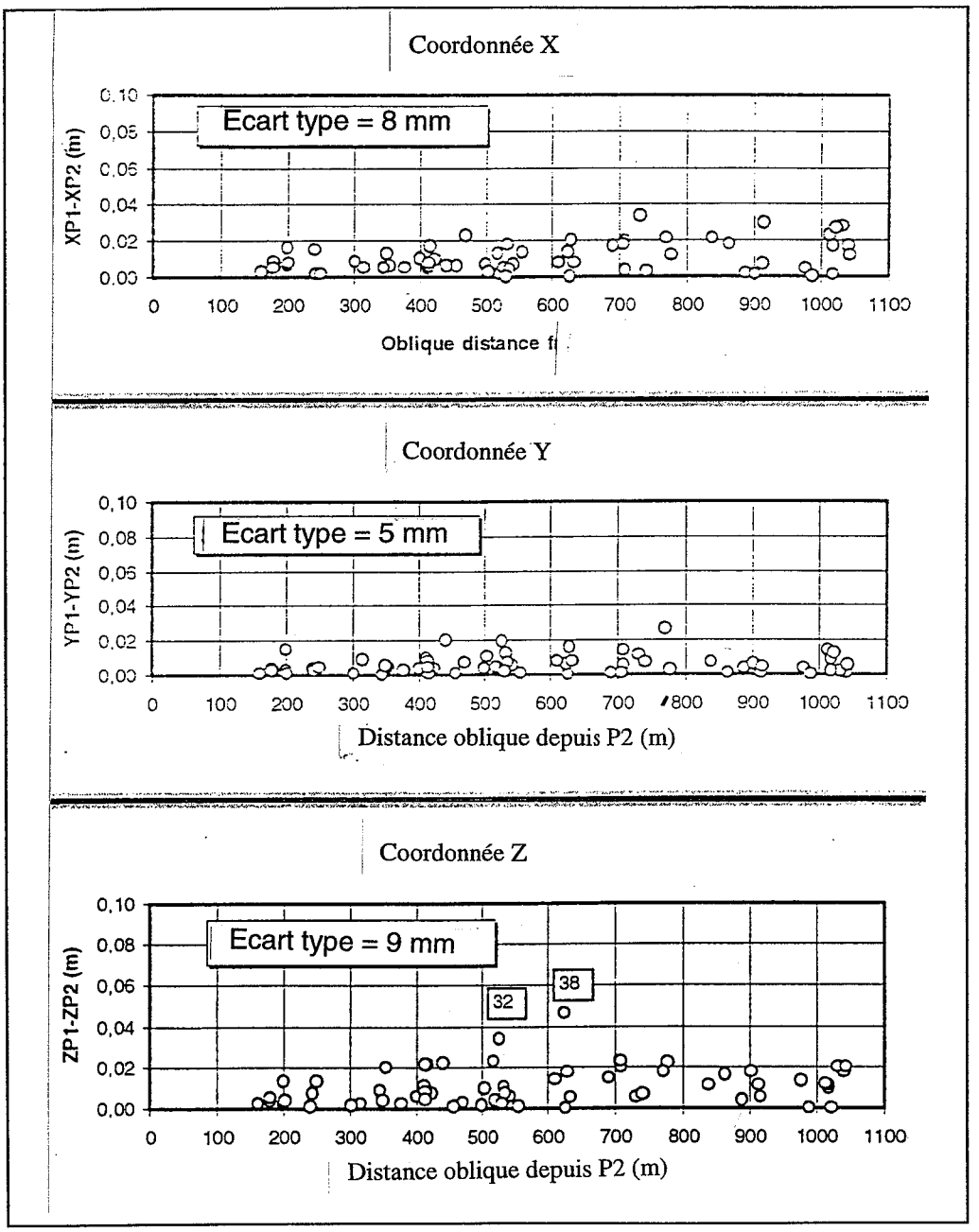


Figure III-11 : Différences sur les coordonnées topométriques déterminées depuis P1 et P2 au cours du levé du 27/07/1996.

III.2.1.2.3.2. Calculs des solutions définitives

A partir des coordonnées approchées calculées de chacune des stations (S1 & S2), les coordonnées définitives X, Y, Z d'un point peuvent être calculées par une simple moyenne

algébrique: X=(XS1+XS2)/2 ; Y=(YS1+YS2)/2 ; Z=(ZS1+ZS2)/2. Nous avons toutefois préféré calculer ces coordonnées définitives par la méthode dite des moindres carrés, développée par Legendre et Gauss (Levallois, 1962) et dont le principe fondamental est le suivant : l'étude empirique et l'étude mathématique montrent que les erreurs accidentelles obéissent à des lois statistiques synthétisées par la loi normale ou loi de Gauss. Pour un système donné d'observation, le système des vraies valeurs des quantités observées dont l'existence est la plus probable au sens du calcul des probabilités est celui pour lequel la somme des carrés des résidus est minima. Ce calcul de l'erreur moyenne quadratique permet de savoir avec quelle précision on connaît après compensation la longueur d'un côté, la valeur d'un gisement, etc.

Plus concrètement, en planimétrie par triangulatération à partir de deux stations de coordonnées connues, il est possible de définir six points à chacun desquels peut être associé un quadruplet de grandeurs (G^M_{S1} , D^M_{S1}, G^M_{S2} ,D^M_{S2}) représentant respectivement les gisements et les distances relatifs à chacune des deux stations S1 et S2 (Figure III-12) :

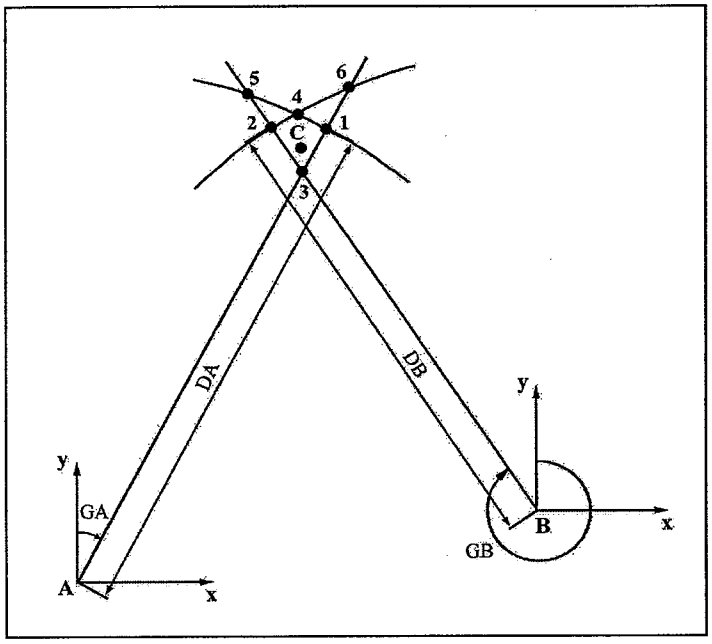


Figure III-12 : Schéma de positionnement d'un point en planimétrie par triangulatération (D'après Maquaire et Levoy, 1987).

Certaines de ces grandeurs (G_{S1}, G_{S2} , D_{S1} , D_{S2}) sont mesurées, d'autres calculées d'après la géométrie de la figure. La position la plus probable du repère visé est celle du point C, dit "point compensé", telle que les coordonnées de C (G^C_{S1} , D^C_{S1}, G^C_{S2} ,D^C_{S2}) par rapport aux stations S1 et S2 soient "les plus proches possibles" des coordonnées mesurées par les appareils. Pour chaque point pris de deux stations différentes, on calcule ainsi la valeur la plus probable en X,Y et Z et son erreur moyenne quadratique (emq). D'éventuelles erreurs accidentelles qui n'auraient pas été détectées précédemment peuvent être mises en évidence à ce stade. Après correction ou élimination des visées présentant ces erreurs, le calcul de compensation peut être relancé une nouvelle fois. Les coordonnées définitives de chacun des repères sont ainsi définies avec une vraisemblance maximale accompagnée par l'erreur effectuée sur chaque visée.

Le programme informatique "*Dépouill.XLA*" réalise entièrement automatiquement ces différentes opérations à travers ses modules successifs "Préparation", "*Compensation*" et éventuellement "*Itération*", tout en restant toujours sous contrôle de l'opérateur qui peut intervenir à chacun de ces stades.

A l'issue de ce protocole, on obtient finalement pour chaque point l'ellipse d'incertitude à 95 % de probabilité centrée sur la valeur la plus probable. Le déplacement d'un repère au sol est considéré comme effectif et réel lorsque la différence entre ses coordonnées géodésiques définies lors de deux levés successifs est supérieure à cette incertitude de mesure. **Pour l'ensemble de la surveillance par triangulatération réalisée depuis 1996 à partir des piliers bétonnés, le positionnement d'un point compensé est donné avec une précision de l'ordre de +/- 1,5cm en planimétrie et de +/- 3cm en altimétrie.**

Cette imprécision dans le positionnement d'un point par ses coordonnées X, Y et Z (à l'issue du calcul des solutions définitives) augmentant logiquement avec la distance des mesures du fait de l'accroissement des incertitudes angulaires lors des visées optiques, il est rassurant de constater que les pseudo-mouvements de plusieurs points de la couronne, pour lesquels les distances de mesure sont maximales, restent parfaitement contenus dans cette marge d'erreur.

Bien que la précision ait été légèrement moins bonne dans la première phase du suivi entre 1991 et 1996 du fait d'un réseau plus rudimentaire et d'une méthodologie moins performante, l'identification des points stables se fait cependant sans problème sur l'ensemble de la période de surveillance : les pseudo-déplacements liés aux seules erreurs de mesure décrivent toujours une trajectoire anarchique caractéristique, même si celle-ci peut parfois quelque peu déborder de l'enveloppe d'incertitude fixée. Cette remarque vaut également pour certains types de points du nouveau réseau, pour lesquels les raisons de cette imprécision plus grande sont toutefois bien identifiées : Il s'agit soit de points mal matérialisés au sol par les piquets de clôture et sur lesquels le positionnement de la canne porte-prisme est donc moins précis (point 41 par exemple), soit de points dont l'accès délicat ne permet pas un bon maintien de cette même canne par l'utilisation du trépied léger pendant la mesure (essentiellement des blocs rocheux), soit encore de bornes mal ancrées au sol et qui ont de petits mouvements parasites propres (point 27 par exemple). Pour les points situés sur la couronne, nous avons remarqué que le maintien de la canne était de surcroît parfois rendu délicat par les rafales de vent souvent violentes qui peuvent survenir pendant les mesures.

III.2.2. Résultats : les déplacements mesurés

Au terme de la procédure de calcul des solutions définitives, chaque point relevé lors d'une campagne de mesures topométriques est précisément positionné dans le référentiel géodésique propre au réseau de surveillance de ce site par ses deux coordonnées planimétriques

(X et Y) et par sa cote altimétrique (Z). Ainsi, les positions successives d'un point aux dates des différents levés déterminent ses déplacements en trois dimensions à la surface des terrains instables. Une étude cinématique destinée à mettre en évidence et à expliquer les mouvements d'un terrain s'appuie donc nécessairement sur une interprétation à la fois spatiale et temporelle de ces déplacements enregistrés.

Dans cette optique, les résultats topométriques sont restitués à travers divers types de graphiques présentant successivement :
- les déplacements en plan sous forme de vecteurs intégrant les seules composantes planimétriques X et Y (Figure III-13a) ;
- un vecteur "déplacement" associant la composante verticale Z au déplacement horizontal et qui donne donc la pente des mouvements (Figure III-13b) ;
- les déplacements cumulés dans le temps en planimétrie seule, en altimétrie seule, et dans les trois directions associées (Figure III-13c&d) ;
- les variations dans le temps des vitesses de déplacements calculées pour chaque période écoulée entre deux levés topométriques consécutifs (Figure III-13e).

On trouvera en annexe ces différents modes de représentation des déplacements mesurés pour l'ensemble des points du réseau de Super-Sauze. La Figure III-13 regroupe à titre d'exemple ceux établis pour le point n°9 du réseau actuel. Des 15 repères initialement installés dans des secteurs instables de la coulée en 1991, ce point n°9 (ex n°8 de OI) situé juste en contrebas du replat inférieur de la coulée ainsi que le n°11 (ex n°9 de OI) situé un peu plus haut sur ce même replat, sont les deux seuls actuellement encore en place et régulièrement mesurés. Tous deux montrent une trajectoire parfaitement rectiligne en ayant respectivement parcouru 13,90m et 13,05m entre le 14 août 1991 et le 22 mai 1998 et sont donc les deux seuls références qui permettent d'établir des courbes des déplacements continues dans le temps et dans l'espace sur les sept années de mesure. Pour plusieurs autres points où un nouveau repère a pu être installé à proximité d'un ancien qui venait de disparaître, on a pu faire des extrapolations sur les valeurs des déplacements cumulés afin d'obtenir une continuité réaliste des déplacements dans le temps, la continuité spatiale ne pouvant évidemment pas être assurée dans ces situations.

L'interprétation spatiale des mouvements mesurés repose principalement sur l'étude du champ des vecteurs déplacements définis à la surface des terrains instables (Figure III-13a&b). Sur le plan purement mathématique, chacun de ces vecteurs se caractérise par une norme, une direction et un sens. Le sens n'a guère d'intérêt une fois que l'on a constaté que tous les déplacements mesurés s'effectuent bien dans le sens général du mouvement de terrain (en toute logique vers le bas du versant !). Les directions de ces déplacements sont par contre variables à l'échelle du glissement-coulée entier et leur analyse apporte des informations instructives d'un point de vue morpho-cinématique sur le comportement différentiel des terrains instables. La norme qui exprime la grandeur ou l'intensité du mouvement introduit la dimension temporelle dans la mesure où le vecteur représente le déplacement d'un repère topométrique au cours d'une période bien définie.

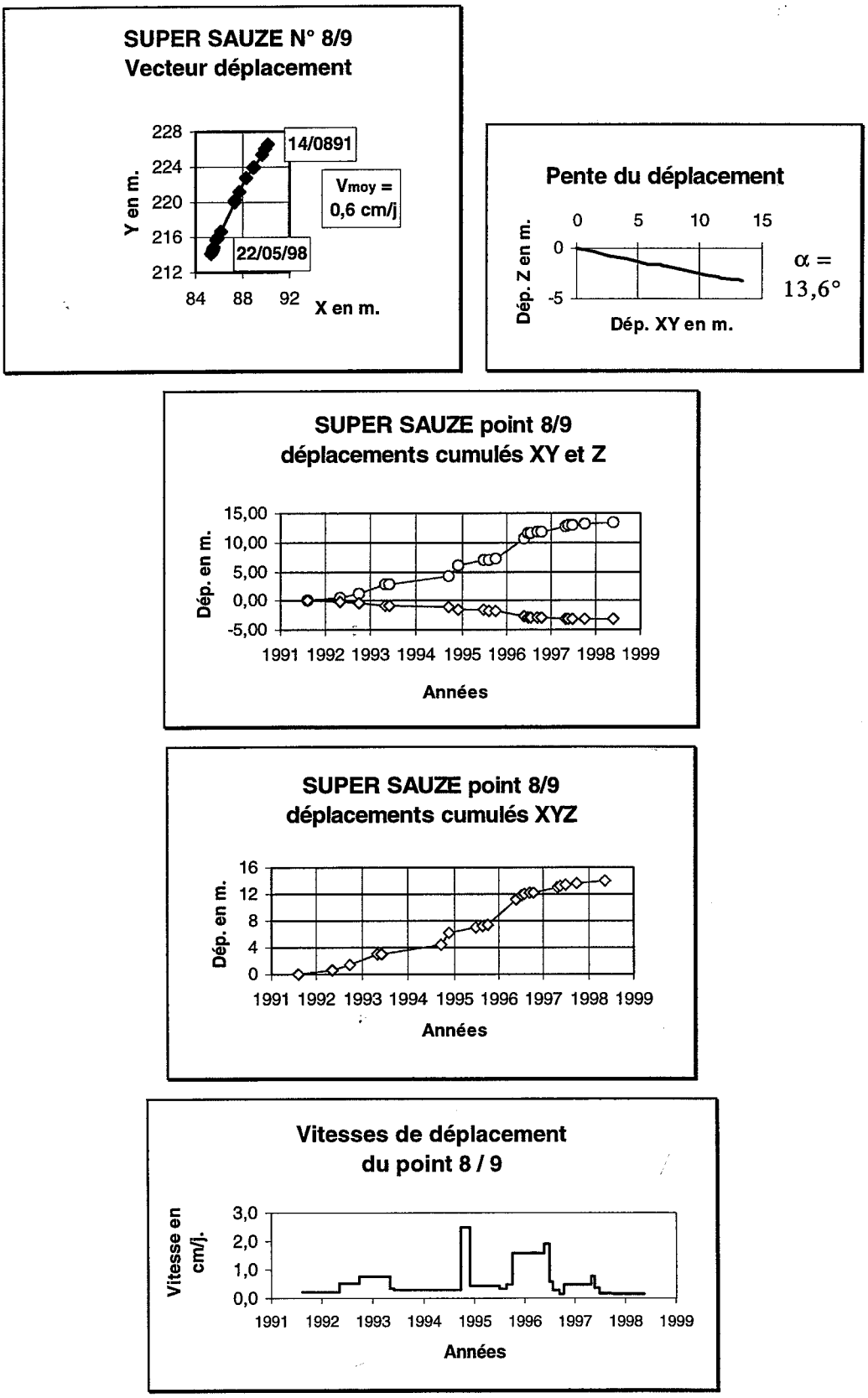


Figure III-13 : Les différents modes de représentation graphique des résultats cinématiques :
a : vecteur déplacement en plan; **b** : pente du déplacement;
c & d : courbes de déplacements cumulés en planimétrie, en altimétrie et en 3 dimensions;
e : variation des vitesses de déplacement par période écoulée entre deux levés topométriques

L'analyse temporelle des déplacements est fondée sur l'exploitation de deux types d'informations : les déplacements cumulés en fonction du temps écoulé (Figure III-13c&d) et les variations de vitesses calculées pour chaque période écoulée entre deux levés (Figure III-13e), ces dernières servant surtout à identifier les phases d'accélération et de ralentissement de chaque point par rapport à sa vitesse moyenne. Du fait de la périodicité irrégulière des campagnes de mesure mais également des durées de vie (donc de suivi) variables des repères sur le site, les vitesses de déplacement constituent le paramètre le plus commode pour comparer l'ensemble des points du réseau et pour établir un découpage morpho-cinématique du versant instable. Cette grandeur doit toutefois être manipulée et interprétée avec précaution : les vitesses exprimées en centimètres par jour correspondent à des valeurs moyennes qui n'ont par conséquent qu'une signification très relative par rapport aux mouvements réels tels qu'ils se produisent au cours d'une période de plusieurs semaines ou mois entre deux levés topométriques. De même, les déplacements équivalents donnés en mètres par an permettent de se faire une idée plus concrète des mouvements mesurés au cours de la période de 7 années de surveillance mais correspondent eux aussi à une extrapolation mathématique (ces vitesses sont calculées pour une année moyenne de 364,25 jours). Ces informations servent essentiellement à caractériser les diverses unités morphologiques au comportement cinématique différent au sein de la coulée. En fait, une connaissance cinématique juste et précise ne peut être obtenue que par des systèmes autonomes de mesures permanentes. De telles mesures de déplacement en continu ont pu être effectuées pour la première fois sur le site de Super-Sauze en 1999 à l'aide de plusieurs capteurs G.P.S. laissés en place pendant quelques jours sur la coulée (Malet *et al.*, 2000). Grâce à leur précision millimétrique, ces mesures ont permis d'enregistrer des vitesses journalières réelles dont les ordres de grandeur sont très proches des valeurs moyennes obtenues par mesures topométriques sur des périodes de plusieurs semaines.

Ainsi, les déplacements déterminés à travers l'ensemble des mesures tachéométriques réalisées permettent de définir arbitrairement cinq classes de vitesse : La première (I) englobe les points fixes du réseau, c'est-à-dire ceux dont les mouvements restent inférieurs à la marge d'incertitude des mesures elles-mêmes. Pour les repères qui bougent incontestablement (Figure III-14), on distingue quatre autres catégories de vitesse (de II à V) :

- inférieure à 2m/an, soit 0,55cm/jour ;
- comprise entre 2 et 4m/an, soit 0,55 à 1,10cm/jour ;
- comprise entre 4 et 6m/an, soit 1,10 à 1,65cm/jour ;
- supérieure à 6m/an, soit 1,65cm/jour.

Ces limites ayant été fixées en fonction des vitesses moyennes établies sur la durée d'observation maximale de chaque point, les classes ainsi définies donnent une bonne image d'ensemble du comportement morpho-cinématique du glissement-coulée au cours de la dernière décennie, mais masquent cependant de grandes variations dans le temps qui ne peuvent être enregistrées par les mesures périodiques.

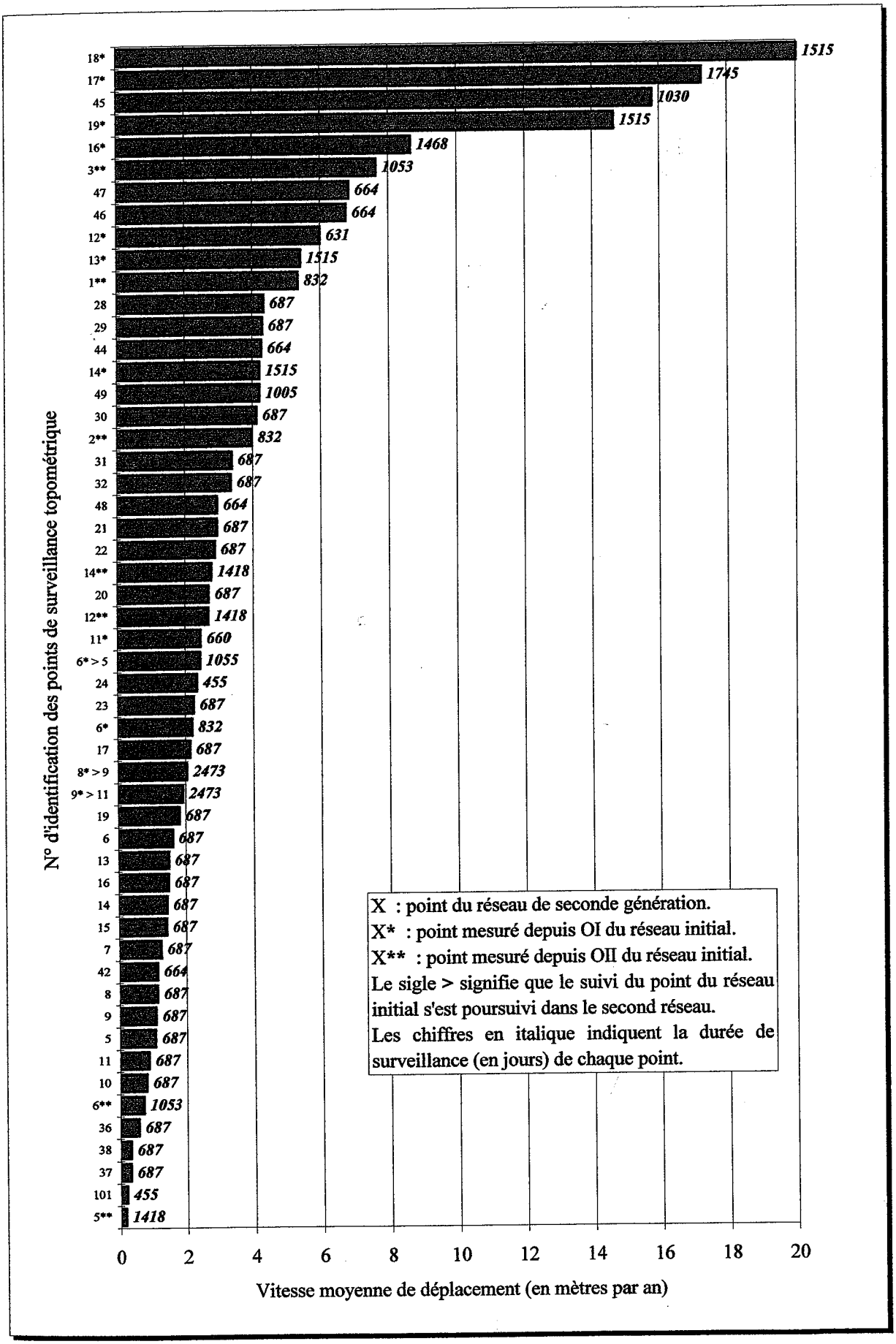


Figure III-14 : Vitesses moyennes de déplacement de tous les points mobiles surveillés sur le site de Super-Sauze depuis 1991.

Les alternances de phases d'accélération souvent brutales et de périodes de ralentissement relatif sont évidemment les plus fortes dans la dernière catégorie où les vitesses peuvent fréquemment dépasser 10m/an. Le record de vitesse enregistré sur l'ensemble de la période d'étude est celui du point n°18 mesuré depuis OI (du réseau de première génération donc), qui, entre le 21 août et le 7 octobre 1995, s'est déplacé à une vitesse moyenne de 18,8cm/jour (68,7m/an), soit un déplacement brut de 8,85m au cours de cette période de 47 jours. C'est aussi ce point qui a la vitesse moyenne la plus forte sur l'ensemble de sa période de surveillance (Figure III-14). Inversement, le déplacement cumulé le plus important qui ait été mesuré est celui du point n°17; très proche du précédent, et qui a parcouru 82,70m entre le 14 août 1991 et le 24 mai 1996, ce qui correspond à une vitesse moyenne de l'ordre de 4,7cm/jour (17,1m/an) pendant près de 5 ans.

La Figure III-15 présente un zonage morpho-cinématique de l'ensemble de la coulée à partir des vitesses moyennes calculées pour tous les points suivis sur le site entre 1991 et 1998. On remarque que **les limites entre les différentes unités dynamiques correspondent à des limites morphologiques observées sur le terrain** (bourrelets d'accumulation, talus d'érosion, lobes, ravins, ainsi que l'état de surface des matériaux) et non à un découpage statistique automatisé à partir des valeurs de déplacement de chaque point. Les dégradés de couleur réalisés par endroits essaient de rendre compte de la transition progressive telle qu'elle existe dans la réalité entre certaines de ces zones "cinématiques". Le mode de représentation adopté pour cette figure permet en outre, en conservant une longueur commune pour tous les vecteurs quelle que soit l'intensité réelle du mouvement exprimé, d'analyser en détail les directions des déplacements sur l'ensemble de la coulée.

L'exploitation de l'ensemble des informations cinématiques permet de caractériser d'un point de vue spatio-temporel le comportement des différents secteurs du glissement-coulée que représentent le replat d'accumulation supérieur, la zone intermédiaire, le replat inférieur et le bourrelet frontal de la coulée, ainsi que la couronne.

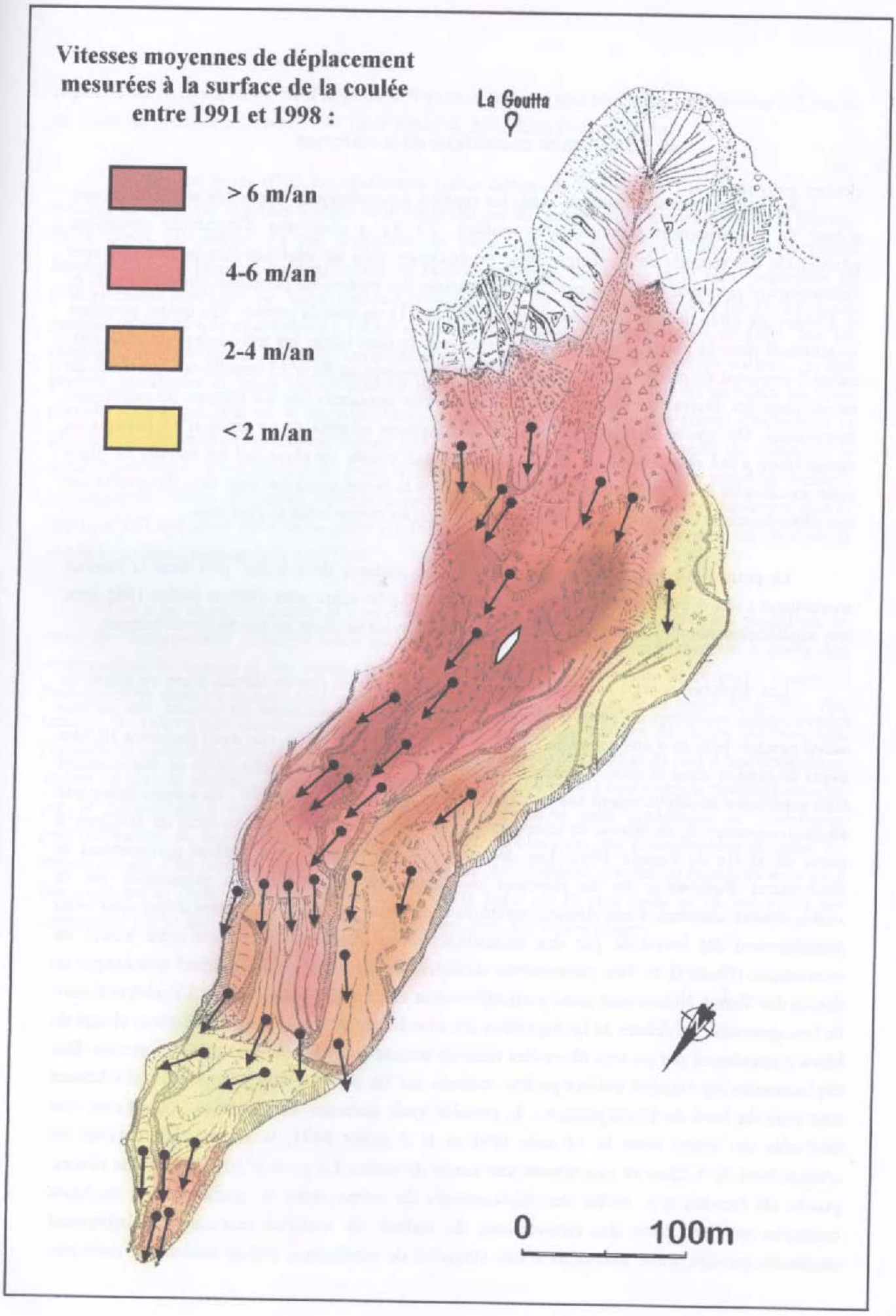


Figure III-15 : Zonage morpho-cinématique de la coulée de débris de Super-Sauze.

III.2.2.1. Activité cinématique de la couronne

A quelques rares exceptions près, les repères topométriques implantés sur la couronne autour de l'escarpement principal sont stables. S'il n'y a donc pas d'instabilité chronique généralisée des terrains de ce secteur mise en évidence, cela ne veut pas dire pour autant que l'escarpement principal ne recule pas. Les disparitions des repères de première génération n°5, 6, 9, 10 (devenu 107b dans le nouveau réseau), 12, 14 et 15 en sont la preuve. Les quatre premiers se situaient dans la partie nord-est de l'escarpement, le plus raide, les trois autres du côté sud-ouest Il convient de préciser que tous ces repères, à l'exception du n°15 installé sur une crête de ravine dans les Terres Noires affleurantes, étaient tous implantés sur les terrains de couverture morainique. On ignore d'ailleurs ce qu'il est précisément advenu de ce point n°15 puisque sa surveillance a été abandonnée en 1995 alors qu'il était encore en place sur les marnes en place juste en dessous de la moraine ; à l'époque, l'accès à la borne avait été jugé trop dangereux sur une crête devenant de plus en plus étroite au sommet d'un ravine raide et profonde.

Le point n°14 était marqué sur un petit bloc rocheux de 1 à 2m^3 pris dans la matrice morainique ; son déplacement a pu être mesuré sur 10,82m entre août 1991 et juillet 1995 avec une accélération notable au cours de la dernière année avant sa chute au bas de l'escarpement.

Les déplacements de la borne n°12 mise en place sur un pan de terrain d'une vingtaine de mètres-carrés, recouvert de pelouse alpine et déjà légèrement décroché du versant, ont pu être suivis pendant près de 4 ans : entre le 14 août 1991 et le 2 juillet 1995, elle avait parcouru 10,50m avant de tomber dans le vide. En dehors du fait que la composante verticale de ce déplacement était supérieure au déplacement horizontal, avec une pente moyenne de 50°, on a aussi enregistré un accroissement de sa vitesse au cours du temps, avec un dépassement du seuil de 1cm/jour à partir de la fin de l'année 1993. Les déplacements de ce point ont restitué parfaitement le mouvement d'ensemble de ce morceau de couverture morainique en glissement sur le soubassement marneux. Cette déstabilisation de la moraine sur quelques mètres d'épaisseur avait probablement été favorisée par des circulations d'eau observées à la base cette masse en mouvement (Photo II-4). Des phénomènes similaires de mobilisation du matériel morainique au dessus des Terres Noires sont aussi particulièrement actifs sur le versant situé à l'extrémité nord de l'escarpement. En dehors de la disparition des trois bornes n°5, 6 et 9, de nombreuses chutes de blocs morainiques ont pu être observées dans ce secteur au cours de ces dernières années. Des déplacements significatifs avaient pu être mesurés sur les points n°5 et 6 implantés initialement tout près du bord de l'escarpement : le premier avait parcouru une distance 70cm (avec une dénivelée de 30cm) entre le 14 août 1991 et le 2 juillet 1995, le second 2,08m (avec un affaissement de 1,22m) en exactement une année de moins. Le point n°101 du nouveau réseau, proche de l'ancien n°6, révèle des déplacements du même ordre de grandeur. Ces quelques exemples révèlent donc des mouvements de surface du matériel morainique relativement modestes, puisque d'une quinzaine à une vingtaine de centimètres par an seulement, mais très

réguliers au fil des années. Seul le point n°6 avait enregistré une très forte accélération à 2,6m/an au cours du premier semestre 1994, juste avant sa chute dans l'escarpement.

Le cas du point n°10 est également particulièrement intéressant : il s'agit d'un repère marqué au burin sur la pierre d'angle N-W de la cabane de berger située à proximité de la Goutta. Si la pierre elle-même n'a pas enregistré de mouvements tout au long de sa surveillance topométrique, la diminution progressive de la distance entre la cabane et le bord supérieur de l'escarpement témoigne de façon spectaculaire du recul de ce dernier (Photos III-1). Le point marqué se situait très exactement à 1,89m du bord lors de sa mise en place en août 1991. Sur les photographies aériennes de 1978, cette distance est estimée à une dizaine de mètres, ce qui permet de calculer un recul approximatif d'une soixantaine centimètres par an au cours de cette période durant laquelle, on le rappelle, l'escarpement principal a connu sa phase d'extension la plus spectaculaire. Se poursuivant depuis 1991 à une vitesse moyenne de l'ordre de 40cm/an, le recul a provoqué l'écroulement du point n°107b et de la moitié de la cabane entre la dernière campagne de mesure de l'année 1996 et la première de 1997 (Photos III-1) . On remarque que le repère n°107 qui avait été mis en place en 1996 en prévision de cette disparition est totalement stable à quelques mètres de là vers l'est.

Ces trois exemples illustrent concrètement par des mesures quantitatives les modalités de recul de l'escarpement principal telles qu'elles ont déjà été décrites précédemment à partir des observations de terrain et des restitutions photogrammétriques : le recul de la partie basse de l'escarpement dans les marnes noires entraîne un réajustement constant de la pente d'équilibre des terrains de couverture morainique sus-jacents. Ce réajustement se fait de façon relativement régulière et constante lorsque la moraine glisse par paquets sur le substrat du fait d'une imbibition accrue du plan de contact, ou encore par éboulisation plus ou moins continue du matériel entaillé par le ruissellement superficiel. L'instabilité de la moraine peut également se manifester ponctuellement de façon plus brutale par des chutes de blocs ou des écroulements de pans de terrain entiers. Ces derniers types de mobilisations par mouvements gravitaires brusques sont plus fréquents sur le flanc est de l'escarpement, là où la paroi est la plus raide et où son recul est commandé par la disposition structurale en pendage aval des Terres Noires.

III.2.2.2. Le comportement cinématique du replat supérieur

En 1991, trois bornes mesurées depuis la station OII avaient été implantées sur le replat supérieur (Figure III-8) : la n°1 dans la partie occidentale, la n°2 sur le promontoire central s'avançant vers le nord, la n°3 côté est sur une unité surélevée au pied de l'escarpement. Les trois ont disparu assez rapidement, au cours de la troisième année de surveillance, après avoir parcouru respectivement 12,22m, 9,10m et 22,12m. Les trois points se déplaçaient à une vitesse moyenne assez soutenue de l'ordre de 1 à 2,5cm/jour tout au long de leur suivi, avec une accélération à 5,5cm/jour pour le point n°3 au cours du premier semestre de l'année 1994, juste avant son ensevelissement par la coulée. Cette dernière valeur qui est elle même une valeur moyenne établie sur une très longue période de 221 jours sous-entend des vitesses beaucoup plus élevées en phases d'activité paroxysmales.

Six nouveaux repères ont été implanté sur ce replat supérieur en 1996, dont le n°44 à proximité de l'ancien n°1, le n°45 de l'ancien n°2, et le n°49 de l'ancien n°3, tous suffisamment en retrait de la rupture de pente pour espérer un suivi topométrique pendant plusieurs années. Les déplacements des têtes des forages profonds réalisés en septembre 1996 dans la partie centrale du replat (zone d'investigation géotechnique A), précisément entre les repères topométriques n°44 et 48, sont également suivis, avec l'avantage supplémentaire que les tubes mis en place permettent également des mesures inclinométriques, donc une détermination des mouvements en profondeur. Les caractéristiques cinématiques de l'ensemble de ces repères confirment que le replat supérieur est constitué de différentes unités morphologiques accumulées au pied de l'escarpement principal.

Les directions de déplacement vers le nord-ouest des points n°48 et 49 du réseau actuel, mais aussi du n°3 de l'ancien réseau OII, sont nettement différentes de celles des autres repères du replat, et notamment de celles des têtes de forage et des bornes n°46 et 47 toutes proches. Ces mouvements différentiels montrent que les premiers nommés appartiennent clairement à des ensembles arrivés tardivement sur le replat supérieur et que leurs déplacements actuels se font toujours précisément dans le prolongement des mouvements de masse qui ont détaché ces terrains du flanc est de l'escarpement (autour des points n°5, 6 et 9 évoqués précédemment dans l'activité cinématique de la couronne). Tous les autres déplacements enregistrés sur le replat supérieur s'inscrivent dans la direction générale du mouvement des terrains vers le nord.

En ce qui concerne l'intensité des déplacements, le point le plus mobile est le n°45 qui a parcouru une distance de 28,80m entre le 27/07/1996 et le 22/05/1998, soit une vitesse moyenne de l'ordre de 15m/an (un peu plus de 4cm/jour). Les points voisins n°46 et 47 se sont déplacé au cours de la même période à une vitesse moyenne inférieure de moitié environ. Les mouvements des points n°44, 48 et 49 et ceux des têtes de forage situés dans la partie amont du replat supérieur, plus près de l'escarpement principal, sont encore plus faibles, autour de 1cm/jour. Ces vitesses masquent de toute évidence des fluctuations importantes : le point n°45, par exemple, a connu une accélération à 18cm/jour entre le 2 et le 26 mai 1997, valeur qui reste elle même une moyenne déduite sur 25 jours. Cette hétérogénéité cinématique d'ensemble du replat supérieur

prouve que toute la masse accumulée ne se déplace pas en bloc et de manière uniforme mais qu'elle est bien reprise par le bas par une érosion régressive qui génère un escarpement secondaire au sein de ces matériaux remaniés.

Les mesures inclinométriques faites dans les forages montrent aussi que les déplacements enregistrés en surface ne concernent que la couche supérieure des matériaux accumulés, sur une épaisseur de 8,50m environ. La Figure II-27 présentée en seconde partie donne une interprétation complète de ces mesures inclinométriques en les replaçant dans le contexte paléo-géomorphologique du versant déstabilisé. La présence à 8,85m de profondeur seulement des marnes en place en F1 et les coordonnées géodésiques de ce forage laissent penser qu'on se situe plus ou moins sur l'ancienne crête n°11 de 1956, alors qu'une dizaine de mètres à côté (vers le sud), les forages EP5 et EP8 n'atteignent le substratum qu'à une vingtaine de mètres de profondeur. Les mesures inclinométriques en F1 et en EP8 (EP5 n'est équipé que d'un tube piézométrique) mais aussi le cisaillement de ces deux tubes apportent deux informations fondamentales sur le comportement des terrains dans ce secteur central du replat supérieur : **la direction de déplacement de la couche superficielle est indépendante des orientations de la paléotopographie et les matériaux accumulés en profondeur entre les restes des anciennes ravines tronquées se comportent apparemment comme un corps mort**. La Photo III-2 qui montre le tube inclinométrique F1 un an après sa mise en place rend très bien compte de l'affaissement du replat supérieur.

III.2.2.3.Le comportement cinématique de la zone intermédiaire

On rappelle que cette zone intermédiaire de la coulée est celle qui est comprise entre le replat supérieur et le replat inférieur, sa limite supérieure correspondant précisément au sommet de l'escarpement secondaire dont le recul entaille le replat amont. 9 points avaient été placés dans cette zone en 1991, tous disparus aujourd'hui, 26 en 1996 (Figure III-8), dont le comportement permet de caractériser différentes sous-unités morpho-cinématiques (Figure III-15).

Une première subdivision nette apparaît dans le sens longitudinal entre une partie orientale très active et un compartiment occidental beaucoup plus stable, la limite entre les deux passant *grosso modo* par les repères topométriques n°38 et 43. Le modelé et l'état de surface des terrains avaient déjà permis de distinguer ces deux ensembles lors de leur description morphologique : le compartiment occidental est recouvert de pierraille et de nombreux blocs qui forment une surface indurée sur laquelle réussit à se développer et à maintenir une végétation herbacée relativement dense. L'analyse des photographies aériennes avait montré que ces matériaux rocailleux sont hérités de la couverture morainique mobilisée en partie haute du paléo-versant et accumulée dans le fond du bassin torrentiel avant que ne se produisent les ruptures dans les Terres Noires. A ce titre, la distinction à la fois morphologique et cinématique qui peut être faite entre les deux secteurs semble indicative de la chronologie du développement de la coulée. Ce compartiment ouest de stabilité relative ne se prolonge pas sur toute la longueur de la zone intermédiaire, se rétrécissant progressivement vers l'aval jusqu'aux points topométriques n°33 et

34. Situées à moins d'une dizaine de mètres du torrent principal des Roubines qui longe le flanc ouest de la coulée, ces deux bornes sont parfaitement stables depuis 1996, ce qui n'est pas le cas des repères n°36, 37 et surtout 42 situés à l'amont. On suppose que ce dernier point, qui a enregistré un déplacement total de 2,07m en un peu moins de deux ans, subit la pression des terrains accumulés à l'amont au niveau du replat supérieur et dont on voit qu'ils cherchent à gagner ce flanc ouest en contournant le point n°43, quant à lui également parfaitement stable (nous reviendrons par la suite sur ce dernier repère).

Le secteur de la coulée le plus actif d'un point de vue morphologique est celui situé directement sous le replat supérieur, à l'est des repères n°43 et 38. Les déplacements importants enregistrés avant leurs disparitions sur les 5 repères (n°16 à 20) implantés en 1991 dans ce secteur avaient permis de quantifier cette dynamique. Depuis 1996, le suivi topométrique des petits piquets en bois mis en place pour localiser tous les sondages géotechniques réalisées en B a permis de confirmer l'ampleur des mouvements dans cette zone et même d'identifier plus en détail les variations de vitesses le long du profil transversal (Malet, 1998).

L'ensemble de ces mouvements importants traduisent le développement d'un escarpement secondaire en relation avec une érosion régressive rognant progressivement le replat supérieur. Les pentes fortes, supérieures à 50-60°, et les terrains très humides ont provoqué le départ de multiples petites coulées boueuses fluides et rapides et d'écoulements de type lave torrentielle au cours des dernières années. Sur le plan morphologique, ces mobilisations de Terres Noires remaniées ont plusieurs conséquences : disparition progressive du replat supérieur, uniformisation de la pente, amaigrissement en épaisseur de la coulée de débris en contrebas du replat supérieur. Les deux seuls points du second réseau topométrique mis en place dans ce secteur en 1996 l'ont été dans ce contexte : le n°39 est placé sur la crête aiguë d'une ravine qui s'est progressivement découverte entre 1991 et 1996 (paléo-crête n°10 sur les photographies de 1956), le n°40 sur une face de quelques mètres-carrés de marnes encore structurées apparues en automne 1996 et dont nous avions supposé à l'époque qu'il pouvait s'agir également d'un élément du paléo-relief en place (en l'occurrence de la crête n°9 identifiée en 1956). Même si ce dernier point n'a pas pu être suivi au delà de la troisième campagne de mesure, une nouvelle vague boueuse étant venu le recouvrir dès le printemps suivant, la stabilité absolu de ces deux repères ne fait aucun doute, confirmant en cela qu'ils sont bien implantés sur des terrains en place. Le point n°43 situé un peu plus haut au sud-ouest est dans la même situation : il est placé sur la grande paléo-crête n°13 visible en 1956.

Ces trois éléments exhumés de la coulée de débris et hérités de la paléotopographie permettent de souligner le rôle essentiel joué par cette dernière dans le comportement actuel des terrains instables. On remarque ainsi sur la Figure III-15 que les trajectoires des points n°44, 45, 46 et 47, les plus avancés sur le replat supérieur, s'orientent parfaitement entre les points fixes n°39, 40, 41 et 43 situés en contrebas. L'influence du relief fossilisé sous forme de ravines dans la canalisation des écoulements visco-plastiques mobilisant les Terres Noires remaniées est donc manifeste. Mais la paléotopographie explique aussi pourquoi les transformations rhéologiques à l'origine de ces écoulements boueux s'opèrent préférentiellement dans certains secteurs par

rapport à d'autres dans la mesure où c'est elle qui détermine en grande partie le fonctionnement hydrologique de la masse instable : ces écoulements se déclenchent dans les secteurs où se concentrent les quantités d'eau les plus importantes "sortant" du replat supérieur.

On avait déjà souligné la superposition étroite constatée à partir des documents photographiques entre le réseau hydrographique de surface actuel de la coulée et celui du bassin des Roubines en 1956. Des mesures piézométriques montrent que les circulations d'eau en profondeur sont concentrées de la même manière entre les anciennes ravines fossilisées (Velcin, 1997 ; Malet, 1998). Il n'est donc pas surprenant de constater que les mises en liquidité des Terres Noires remaniées dans l'escarpement secondaire s'opèrent le plus fréquemment dans les secteurs compris entre ces différentes paléo-crêtes. Indépendamment de la paléotopographie, les écoulements ruisselés le long de l'escarpement principal puis drainés dans la dépression axiale du replat supérieur se déversent également directement dans cet escarpement.

Dans les parties inférieures de la zone intermédiaire, on note une décroissance progressive des vitesses avec l'altitude. Le phénomène est particulièrement bien mis en évidence par les trois séries de repères implantés selon des profils transversaux sur la coulée (points n°27 à 33, 19 à 24, et 13 à 16 d'amont vers l'aval). Ces trois lignes de repères implantées sur trois bourrelets d'accumulation distincts montrent ainsi le recouvrement progressif par l'amont des unités les plus anciennes et les moins actives par les coulées les plus récentes et les plus actives. De façon générale, on note aussi la diminution progressive des vitesses de la partie centrale vers chaque bord. Ce phénomène est particulièrement visible sur le profil transversal formé par les six points n°19 à 24, ainsi que sur l'alignement très dense de piquets en bois matérialisant les points d'investigations géotechniques en C. Il peut probablement s'expliquer par une poussée accrue des terrains accumulés à l'amont dans l'axe de la coulée bien qu'un rapport systématique entre épaisseur totale de la coulée et vitesses de déplacement en surface ne soit pas vérifié. Les facteurs explicatifs les plus forts de l'intensité des déplacements semblent plutôt être l'épaisseur et le degré d'humectation de la seule couche active superficielle (couche géotechnique n°1). La déformée et le cisaillement rapide du tube inclinométrique IC1 confirment ce comportement différentiel en profondeur (Genêt & Malet, 1997) : le tube étant ancré dans les marnes en place à 16,50m de profondeur, on détecte une surface de rupture franche à -9,75m ; les matériaux remaniés mais très compactés identifiés à travers les investigations géotechniques sous ce plan de cisaillement se comportent comme un "corps mort" immobile par rapport à la couche active superficielle.

Dans toute cette zone intermédiaire de la coulée, l'influence de la paléotopographie est partiellement gommée du fait que les terrains actifs dont on mesure les déplacements sont des unités qui sont venues recouvrir des coulées rigidifiées plus anciennes. Les déplacements sont alors plutôt commandés par la morphologie de surface de la coulée en suivant quasi systématiquement la ligne de plus grande pente du versant. Des particularités peuvent cependant apparaître dans ces directions de déplacements : les quatre points n°13 à 16 forment de ce point de vue un ensemble révélateur juste au dessus du replat inférieur puisque leurs vecteurs divergent par rapport à l'axe longitudinal central de la coulée (Figure III-15). Ces mouvements "radiaux" restituent très bien le comportement de l'unité morphologique sur laquelle il se trouve, à savoir le

bourrelet terminal convexe d'une coulée boueuse qui cherche à s'étaler longitudinalement comme latéralement sur une coulée plus ancienne qu'elle recouvre.

On remarquera finalement que la distinction cinématique entre le compartiment oriental plus actif et le compartiment occidental plus stable s'estompe progressivement de l'amont vers l'aval pour disparaître totalement à hauteur des points n°20, 21 et 31, et ce indépendamment de la présence de la grande ravine centrale qui se poursuit jusqu'au replat inférieur.

III.2.2.4. Le comportement cinématique du replat inférieur et du front de la coulée

Entre les quatre points n°13 à 16 appartenant encore à la partie intermédiaire de la coulée et les deux points n°10 et 11 situés juste en dessous sur le replat inférieur, la différence de comportement cinématique est nette et, comme cela avait déjà été remarqué lors des toutes premières descriptions du site (Weber, 1992) puis confirmé par les photo-interprétations, le replat inférieur constitue de toute évidence une entité morphologique spécifique de cette coulée :

L'avancement du bourrelet terminal de la zone intermédiaire sur le replat inférieur en même temps que le recouvrement de ce dernier ont été mis en évidence par la disparition de repères implantés sur la ligne de chevauchement en 1991 : les piquets de clôture utilisés ont progressivement été couchés et même tordus avant d'être totalement recouverts par la masse en mouvement. Le suivi topométrique met aussi clairement en évidence des directions de déplacement différentes de ces deux entités, soulignant que le rôle de la paléotopographie, qui a été essentiel dans la genèse de ce replat inférieur, le reste de toute évidence dans son comportement actuel ; son mouvement d'ensemble est non seulement ralenti mais aussi fortement dévié vers le nord-est. La borne n°11 (anciennement n°9) présente une autre particularité dans la mesure où c'est le seul point de l'ensemble du réseau qui n'a pas enregistré pas un abaissement de son altitude au cours de son déplacement. Au contraire, ce point est même légèrement remonté, d'une vingtaine de centimètres, au cours de son parcours d'un peu plus de 13m en planimétrie mesuré entre 1991 et 1998.

La morphologie et le comportement actuels de ce replat inférieur sont donc entièrement conditionnés par la présence en profondeur d'un relief aujourd'hui fossilisé mais qui était visible sur les clichés aériens antérieurs à 1982. La coulée est venue buter latéralement sur cet obstacle topographique dont le franchissement explique aussi bien la déviation et le ralentissement de l'écoulement que le rehaussement du point n°11.

A l'aval du replat inférieur, on remarque avant tout que les déplacements reprennent une orientation pratiquement plein nord. Le déplacement total à peine supérieure du point n°9 (anciennement n°8 en place depuis 1991) par rapport à celui du point n°11 tend à montrer une légère accélération de la coulée après le franchissement de l'obstacle topographique enfoui sous le replat inférieur. Le mouvement d'ensemble de la partie basse est de l'ordre de 2m/an. Quelques

déplacements plus rapides (jusqu'à 7m/an) enregistrés sur les points n°5 (ancien n°6), 6 et 7 situés sur le talus terminal témoignent d'instabilités ponctuelles liées aux sapements du front par les deux torrents qui opèrent leur jonction une dizaine de mètres à l'aval. Plus qu'une véritable avancée de ce front dans le thalweg, c'est surtout un raidissement du talus terminal qui a été observé depuis le début des années 1990 sous la pression des terrains accumulés plus haut. Il est toutefois très difficile d'estimer dans quelle proportion ce raidissement traduit le gonflement d'ensemble du bourrelet frontal. Cette estimation est rendue d'autant plus délicate que les phénomènes de sapement torrentiel érodent très fortement de part et d'autre la pointe de la coulée. Les matériaux qui viennent s'accumuler dans ce secteur, particulièrement les éléments marneux les plus fins, sont repris par cette érosion torrentielle sous forme d'une charge solide en suspension qui augmente à la moindre crue. Paradoxalement, cette intense érosion du bourrelet frontal de la coulée contribue donc activement limiter sa progression en évacuant régulièrement et progressivement ses matériaux les plus avancés ; une poussée constante par l'amont sans érosion concomitante provoquerait en effet une accumulation des matériaux qui ne serait pas sans danger en cas de rupture brutale du talus. Cette érosion torrentielle explique donc pourquoi le front n'a pratiquement pas avancé depuis le début des années 1990 alors que l'on y enregistre en surface de l'ordre de 2m/an.

L'étroitesse du ravin central des Roubines à cet endroit d'une part (bien visible sur les différents clichés du site) et la nature des terrains accumulés d'autre part apparaissent comme deux autres facteurs explicatifs de ce ralentissement de la progression du front de la coulée par rapport à la décennie précédente. Toute la partie basse de la coulée se caractérise en effet à l'aval du replat inférieur par une concentration élevée de gros blocs morainiques en même temps qu'une baisse sensible des marnes noires remaniées et totalement déstructurées qui, à l'amont, donnent précisément aux matériaux la possibilité de générer des coulées boueuses. Cet empilement de blocs hétérométriques forme un enrochement naturel d'une grande stabilité qui présente l'avantage d'être perméable et donc de limiter les risques d'une augmentation trop importante des pressions dans le bourrelet frontal. La présence de plusieurs troncs d'arbres ensevelis dans le pied de la coulée (attestée par les photographies anciennes et visible sur le terrain) peut aussi contribuer à stabiliser l'ensemble. Le dernier point qui explique finalement le ralentissement de la partie inférieure de la coulée est la quasi absence d'écoulements de surface sur le replat inférieur et sur le bourrelet frontal ; leurs morphologies bombées détournent en effet toutes les eaux de ruissellement superficiel vers les deux torrents latéraux, limitant ainsi l'humectation des terrains instables. La paléotopographie enfouie sous le replat inférieur dirige de la même manière les éventuels écoulements profonds vers le flanc droit (est) de la coulée, limitant ainsi l'imbibition de la surface de recouvrement entre marnes remaniées et marnes en place.

Deux scénarios peuvent être envisagés pour expliquer d'un point de vue mécanique les déplacements certes modestes (<2m/an) mais très réguliers enregistrés sur ces secteurs inférieurs de la coulée : soit, sous l'effet d'une poussée, d'une pression exercée sur les terrains les plus anciens situés à l'aval par les matériaux plus récents accumulés à l'amont, le replat inférieur et le talus frontal enregistrent une déformation assimilable à une sorte de fluage sous le poids des accumulations postérieures ; soit ces secteurs inférieurs subissent un mouvement de fond par

écoulement visqueux ou glissements secondaires sur des surfaces de cisaillement ou de discontinuité existant au sein ou à la base de la masse instable. Dans les parties supérieures de la coulée, là où plusieurs couches ont clairement été identifiées par les investigations géotechniques, les rares mesures inclinométriques réalisées ont bien mis en évidence l'existence de telles surfaces de cisaillement. Le replat inférieur ne disposant pas de tube inclinométrique permettant de mesurer précisément la déformée verticale, on sait toutefois que plusieurs tubes piézométriques implantés en 1997 à une profondeur moyenne de 4m n'ont pas été cisaillés alors que leur tête se déplaçait de 1 à 2m/an. Si cela ne veut pas dire qu'ils n'ont subi aucune déformation, les présomptions d'un mouvement en masse du replat inférieur sur une épaisseur d'au moins 4m sont fortes, mouvement d'ensemble que seule la pression exercée par les terrains accumulés à l'amont dans la zone intermédiaire (où les déplacements de surface sont supérieurs) peut expliquer.

III.2.3. Les relations entre la pluviométrie et les mouvements mesurés

Nous avons vu que le comportement des terrains instables était entièrement conditionné par la présence de l'eau agissant sur les caractéristiques rhéologiques des Terres Noires remaniées au sein de la coulée. L'interprétation des déplacements enregistrés en fonction du temps a donc pour objectif principal de mettre en relation les phases d'accélération et de ralentissement des mouvements avec les conditions hydro-climatiques. De façon générale, la finesse et la justesse de ces relations de cause à effet qui peuvent être mises en évidence entre l'activité d'un mouvement de terrain et les conditions pluviométriques sont avant tout dépendantes de la nature et de la précision des données mises en correspondance (Flageollet *et al.*, 1999). Sur le site de Super-Sauze, le facteur limitant de ce point de vue est assurément la périodicité trop grande et trop irrégulière entre les campagnes de mesures topométriques, qui permet au mieux de caractériser un comportement saisonnier du glissement-coulée. Les informations climatologiques disponibles sont par contre devenues de plus en plus précises et représentatives du site d'étude au fur et à mesure de l'instrumentation du versant au cours des dernières années.

III.2.3.1.Les données pluviométriques disponibles

Jusqu'en 1994, les seules données climatologiques disponibles dans le bassin de Barcelonnette étaient celles fournies par les deux postes météorologiques appartenant au réseau officiel de Météo France. Nous avons déjà vu (chap. II.1.4.1.) l'historique et les caractéristiques de ces postes, le premier situé à Barcelonnette même, en fond de vallée, vers 1150m d'altitude, le second à 1510m d'altitude sur le versant sud de la commune de Jausiers, précisément dans le hameau de Lans-le Serret. Les deux sont équipés de simples pluviomètres et fournissent les valeurs de précipitations journalières relevées chaque matin (à 6H00 T.U.) par un opérateur.

En août 1994, un pluviographe enregistreur à augets basculeurs a été installé dans le cadre de ce travail à côté de la ferme de La Rente, à 1678m. d'altitude et à un peu moins de 2km à vol

d'oiseau du glissement des Roubines[1] (Weber, 1995). Cette opération a été réalisée avec le soutien de la Commune d'Enchastrayes qui a assuré l'installation du matériel. Si l'enregistreur de précipitations en lui-même fonctionne grâce à une pile d'une autonomie de six mois environ, le système de chauffage intégré qui assure la fonte de la neige en période hivernale a quant à lui nécessité un raccordement au réseau local de distribution d'électricité : un pylône équipé d'un transformateur a été implanté a cet effet à côté du socle bétonné sur lequel est vissé le pluviographe. Cet équipement enregistre les précipitations en continu, au 1/10 de mm près, depuis le 1er septembre 1994 et les retranscrit à l'aide d'un stylet sur un support papier. Le dépouillement de ces diagrammes permet de disposer d'intensités de précipitation à divers pas de temps, du total des précipitations pour chaque épisode pluvieux ainsi que des valeurs journalières à partir desquelles peuvent être établis les cumuls sur différentes périodes.

Au cours de l'été 1996, toujours avec l'aide de la commune d'Enchastrayes, une station climatologique complète alimentée par panneau solaire a été installée sur les hauteurs de Super-Sauze, à 1772m d'altitude précisément. Implantée sur la ligne de crête qui ferme le bassin-versant du torrent du Sauze à l'est, elle est distante d'un kilomètre environ du glissement-coulée étudié. En plus d'un pluviographe, malheureusement dépourvu de résistance chauffante et qui doit de ce fait être déconnecté en période hivernale, cette station est équipée d'une éolienne (indiquant direction et force du vent à 3m de hauteur) et de divers capteurs mesurant l'humidité et la température de l'air ambiant ainsi que la durée et l'intensité du rayonnement solaire. Toutes ces données sont automatiquement enregistrées à un pas de temps régulier de 6 minutes et un module de calcul détermine directement la valeur de l'évapo-transpiration potentielle (ETP Penmann).

Finalement, la dernière opération réalisée en terme d'équipement climatologique est l'implantation en juin 1999 d'un pluviographe placé directement sur la coulée, mais qui lui aussi doit être démonté avant les premières neiges. Les valeurs pluviométriques ainsi enregistrées peuvent désormais directement être mises en correspondance avec les données recueillies simultanément et en continu par les sondes piézométriques et par l'extensomètre mesurant les déplacements de surface d'un point mobile de la coulée (Thèse J.-P. Malet en cours).

En dehors du rôle de ces précipitations dans l'activité du glissement-coulée qui est analysé par la suite, il est intéressant de voir brièvement que ces enregistrements permettent aussi de mettre en évidence les fortes différences de précipitations entre ces points de mesure répartis dans le bassin, notamment entre ceux situés en fond de vallée et ceux implantés en altitude. Ces enseignements à l'échelle du bassin viennent compléter les aspects climatologiques évoqués en première partie de thèse en mettant en lumière la très forte variabilité des précipitations à l'intérieur du bassin de Barcelonnette. Les chroniques pluviométriques étant toutefois trop courtes à l'heure actuelle et manquant de ce fait de validité statistique, elles constituent tout au plus une première série d'indications chiffrées permettant de se faire une idée sur le fonctionnement climatologique de cette entité montagneuse enclavée de la moyenne Ubaye.

[1] sur un terrain gracieusement mis à disposition par Madame Coutollenc, propriétaire de la ferme de la Rente.

On note ainsi que les moyennes des précipitations mensuelles enregistrées au cours de 36 mois complets (sans lacunes et tous mois confondus) entre novembre 1994 et mai 1998 sont supérieures de 32% à la Rente par rapport à Jausiers et de 22% par rapport à Barcelonnette, ce qui illustre bien la réalité d'un gradient pluviométrique altitudinal (La figure présente les totaux mensuels de quelques uns de ces mois les lus révélateurs des diverses situations enregistrées). On remarque toutefois que cette supériorité n'est pas toujours vérifiée, notamment au cours des mois d'hiver, probablement du fait d'une mauvaise prise en compte et d'une sous-estimation des précipitations neigeuses. De même entre Barcelonnette et Jausiers où les différences sur les totaux mensuels sont souvent minimes, ceux de Jausiers étant même fréquemment inférieurs à ceux de Barcelonnette. La situation du poste de Jausiers en partie orientale du bassin explique aussi qu'il soit souvent moins arrosé par les dépressions d'ouest remontant la vallée de l'Ubaye. Entre les deux postes d'altitude de la Rente et de Super-Sauze, distants d'un kilomètre à peine, on remarque de la même manière que celui de Super-Sauze, pourtant placé une centaine de mètres plus haut, enregistre quasi systématiquement des précipitations inférieures : sur 8 mois complets communs entre les deux sans précipitations neigeuses, puisque celles-ci ne sont pas relevées à Super-Sauze, le pluviographe de la Rente a reçu 22% d'eau de plus. L'explication de cette différence est liée à la configuration topographique du versant et aux conditions aérologiques très locales autour de chacun des deux postes de mesure: celui de la Rente est situé dans l'axe du vallon d'Enchastrayes, pratiquement dans le thalweg, celui de Super-Sauze sur l'interfluve bordant ce vallon à l'ouest et le séparant du ravin du Sauze, dans un endroit assurément plus venté. Les perturbations venant d'ouest et remontant le versant d'Enchastrayes apportent logiquement des pluies plus abondantes du côté de la Rente et de la montagne de l'Alpe qu'à Super-Sauze. Les équipements récemment mis en place permettront de vérifier que les situations pluviométriques sont certainement encore totalement différentes dans le creux des Roubines et sur le glissement-coulée étudié.

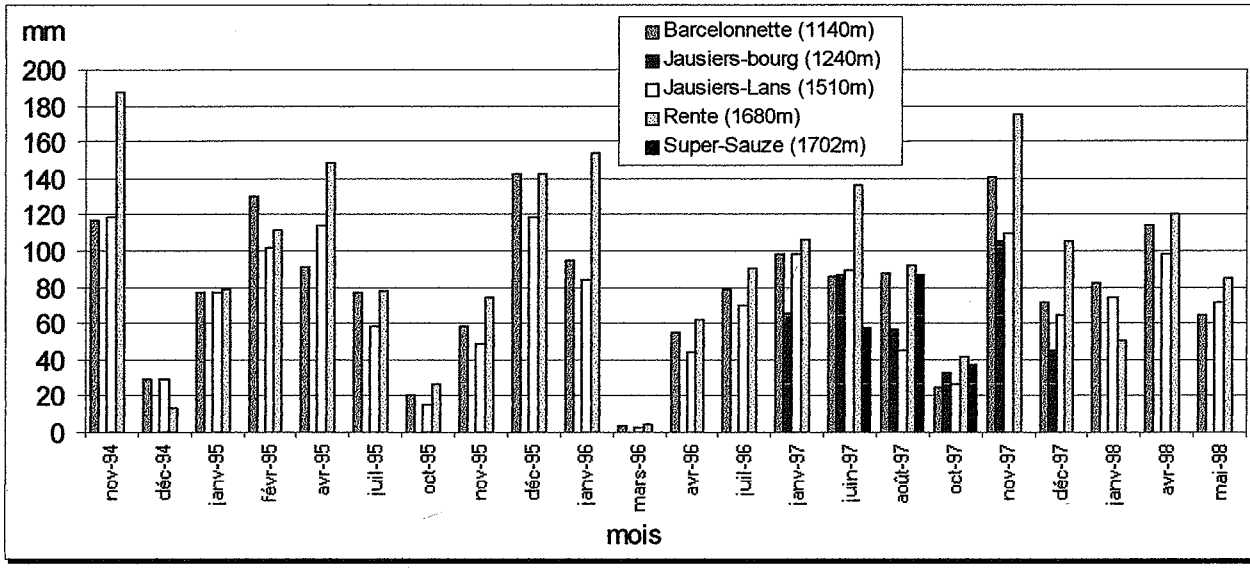


Figure III-16 : Quelques totaux pluviométriques mensuels comparés des différents postes de mesure du bassin de Barcelonnette.

Dans le détail, en comparant isolément les pluviométries des différentes stations sur des périodes mensuelles, décadaires, journalières ou même à l'échelle de l'épisode pluvieux sur les deux postes à enregistrements continus de la Rente et de Super-Sauze, on observe que tous les cas de figures sont possibles dans la répartition des précipitations à l'intérieur du bassin. La variabilité spatiale est particulièrement marquée pendant les mois d'été où la grande majorité des précipitations se font sous forme d'orages violents et très localisés. En résumé, si le gradient pluviométrique habituel défini par l'altitude est donc assez bien mis en évidence dans le bassin de Barcelonnette, il est loin d'être systématiquement respecté et la répartition des précipitations répond surtout aux conditions particulières propres à chaque type d'événements, pluvieux ou neigeux : selon qu'il s'agisse d'une perturbation arrivant de l'ouest (les plus fréquentes), ou au contraire d'une situation de retour d'est ou du sud, ou encore, plus rarement, à un flux nord-sud, les caractéristiques topographiques locales induisent des distributions totalement différentes de ces précipitations. **Ces contrastes sont flagrants entre les deux versants opposés d'adret et d'ubac, mais existent aussi sur un même versant entre des sous-bassins très proches et séparés par des interfluves secondaires. Ils sont particulièrement importants à saisir lorsque l'on s'intéresse aux aléas géomorphologiques**, d'où la nécessité multiplier les postes de mesures pour disposer de données recueillies au plus près d'un site d'étude. Les équipements successifs installés dans le bassin de Barcelonnette vont dans ce sens en ce qui concerne le glissement de Super-Sauze.

III.2.3.2. Mouvements et pluviométrie des années 1991 à 1998

Pour l'ensemble des points mobiles surveillés par mesures topométriques, les courbes figurant leurs déplacements cumulés et les variations périodiques de leur vitesse font apparaître plusieurs phases d'accélération et de ralentissement des mouvements entre le mois d'août 1991 et le mois de mai 1998. La Figure III-17 montre le comportement de quelques points caractéristiques situés sur les secteurs morphologiques les plus représentatifs de la coulée. La mise en correspondance des données cinématiques et pluviométriques (faite pour l'un de ces points sur la Figure III-18 par simple superposition graphique permet dans un premier temps de détecter très rapidement les éventuelles coïncidences entre les deux. Le cas échéant, les relations de cause à effet peuvent ensuite être affinées en comparant de façon plus précise les circonstances météorologiques à différentes échelles de temps et les déplacements des terrains. Pour ce travail, la périodicité élevée et irrégulière de la surveillance topométrique mais aussi le manque de précision spatiale des données pluviométriques constituent deux handicaps majeurs par rapport à la finesse des corrélations susceptibles d'être établies.

Il est intéressant, avant d'analyser en détail la pluviométrie et ses conséquences sur les mouvements enregistrés entre 1991 et 1998, de rappeler le contexte climatique plus large dans lequel se placent ces années de surveillance topométrique du site de Super-Sauze. La pluviométrie du siècle dans son ensemble a déjà été présentée. Celle enregistrée à Barcelonnette à l'échelle annuelle au cours des deux dernières décennies fait clairement ressortir deux phases distinctes puisque l'année 1990 amorce une inversion de tendance radicale entre les années 1980

caractérisées par une baisse des totaux annuels et les années 1990 enregistrant un accroissement de ces mêmes totaux annuels jusqu'en 1996 (Figure II-20): la baisse débutée au milieu les années 1970 s'était terminée en 1988 et 1989 par deux années parmi les plus sèches du siècle, la tendance à la hausse ultérieure a pour sa part brutalement été interrompue en 1997 et 1998. Les courbes de moyennes mobiles sur 3 et 5 ans rendent particulièrement bien compte de cette forte variabilité interannuelle.

Dans ce contexte pluriannuel d'accroissement quasi constant des totaux annuels entre 1989 et 1996, les mesures topométriques montrent une très nette amplification des déplacements sur l'ensemble de la coulée entre l'automne 1994 et l'été 1996. Sans doute faut-il voir là un effet du cumul des précipitations depuis le début des années 1990 après plusieurs années plutôt sèches par rapport à la moyenne du siècle. La plupart des points enregistrent par contre un ralentissement net de leur activité en 1997 et 1998, retrouvant des vitesses de déplacements proches de celles qu'ils avaient entre 1991 et 1994. Les précipitations totales annuelles et leur cumul sur plusieurs années constituent donc de toute évidence un premier facteur explicatif du comportement cinématique de la coulée de Super-Sauze. En y regardant de plus près (Figure III-17), on remarque que les points situés dans les secteurs amont de la coulée, sur le replat supérieur et l'escarpement secondaire, enregistraient des déplacements importants dès 1992 (plusieurs bornes ont d'ailleurs été perdues dans ces secteurs au cours des deux trois premières années de surveillance), alors que les jalons situés plus bas n'ont commencé à enregistrer une accélération qu'à partir de l'automne 1994. **Après l'impressionnant allongement de la coulée de débris entre 1978, 1982 et 1988, il apparaît donc que la décennie suivante se caractérise plutôt par des phénomènes de transferts de matériaux internes à la masse instable et n'entraînant pas de modifications majeures de ses limites externes.** Les photographies aériennes les plus récentes confirment cette extension très faible entre 1988 et 1995. Cette évolution récente est entièrement commandée par l'érosion de replat d'accumulation supérieur et l'ensemble des observations et mesures morphologiques faites *in situ* depuis le début des années 1990 s'inscrivent dans ce schéma.

L'analyse de la pluviométrie à une échelle saisonnière, mensuelle, décadaire et même journalière permet d'identifier plus précisément les circonstances susceptibles de provoquer ou d'entretenir ces mouvements. Compte tenu des relations très simples qui peuvent être établies à ce jour entre pluviométrie et déplacements mesurés depuis 1991, il n'a pas été jugé utile de travailler sur les précipitations efficaces. L'estimation de l'évapotranspiration n'aurait de toute manière pu être que très approximative compte tenu des données climatologiques disponibles aux différents postes de la vallée. Les précipitations brutes s'avéraient suffisantes dans la mesure où il ne s'agissait pas d'établir de seuils quantitatifs précis de déclenchement des mouvements par les pluies (cela représente un réel intérêt géomorphologique qu'à partir du moment où l'on dispose de données recueillies directement sur la coulée), mais seulement d'identifier des différences de comportement des divers compartiments morphologiques de la coulée en mesurant les variations de vitesse de leurs déplacements dans le temps. Ceci dans le but de comprendre le fonctionnement global de ce mouvement de terrain.

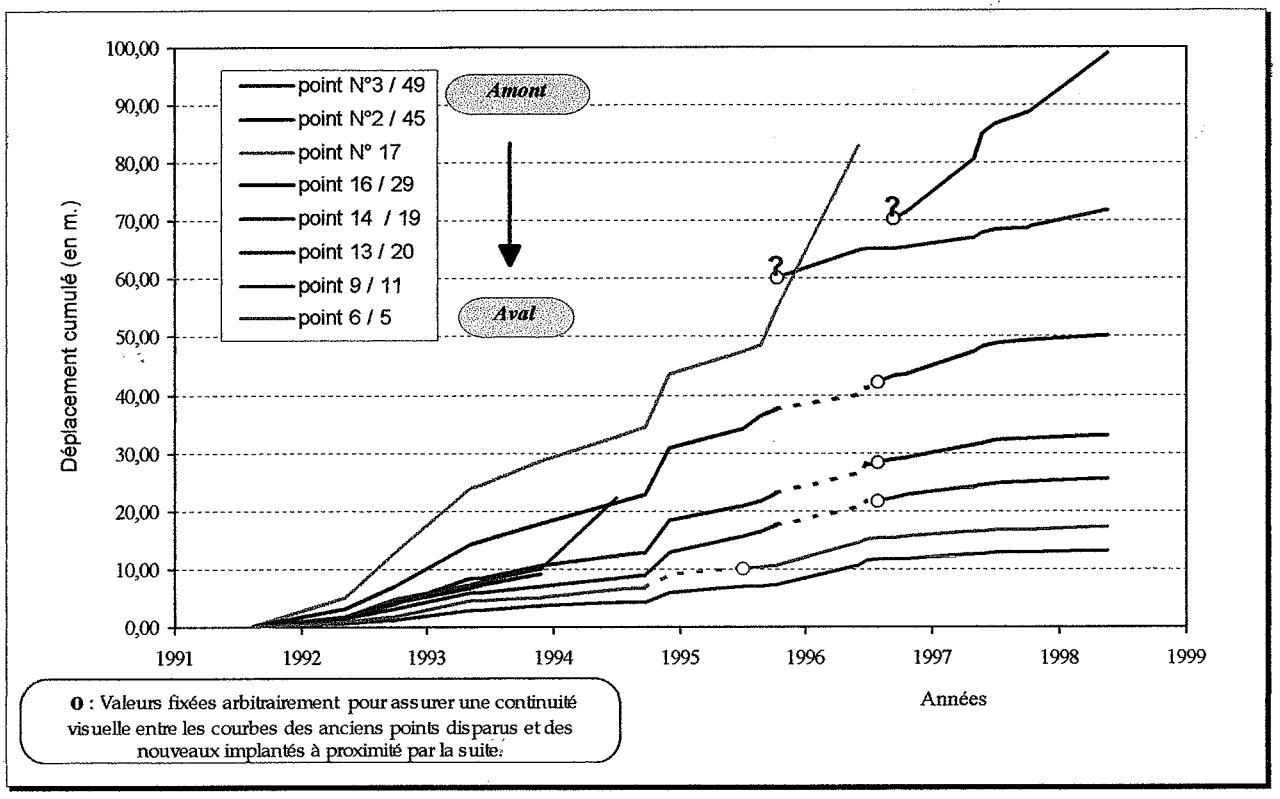


Figure III-17 : Déplacements cumulés de quelques points caractéristiques du comportement d'ensemble de la coulée. *(voir leur localisation sur la figure III-8).*

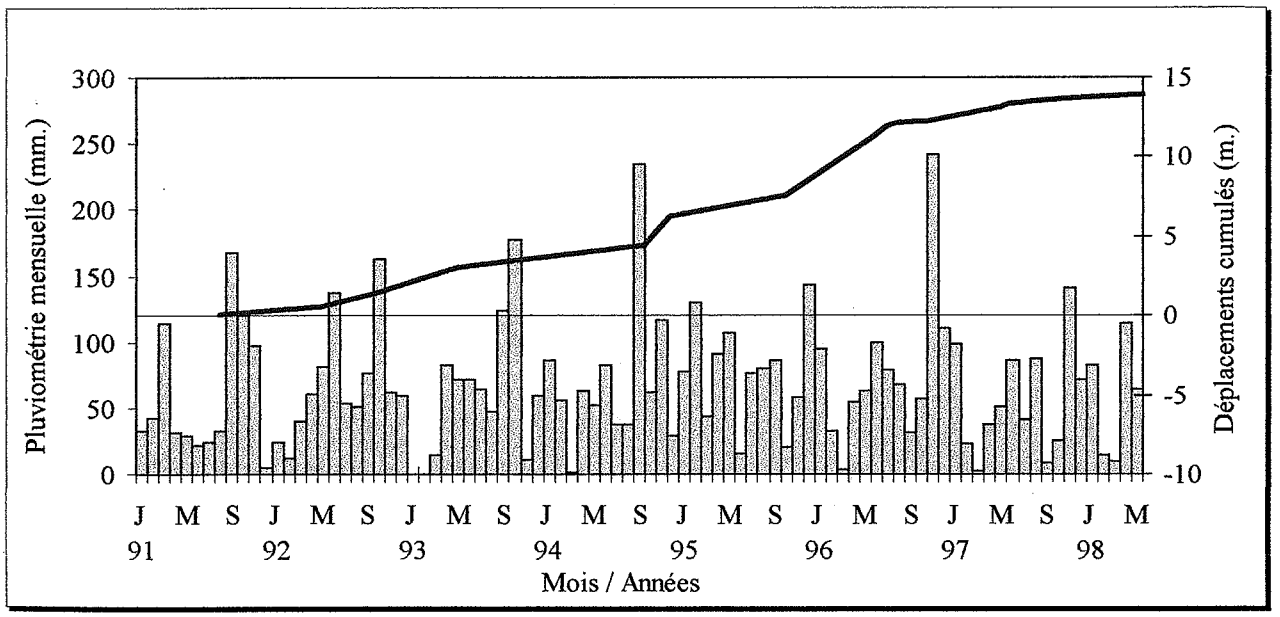


Figure III-18 : Déplacements cumulés du point topométrique n°9-11 en rapport avec la pluviométrie mensuelle.

La confrontation des données pluviométriques et cinématiques montre que l'évolution morphologique de la coulée de Super-Sauze est déterminée par trois types d'événements ou de situations climatologiques qui se développent habituellement au cours d'une année dans le bassin de Barcelonnette. La masse instable dans son ensemble, mais également les terrains environnants connaissent généralement deux phases d'activité majeures : une première au printemps, une seconde à l'automne. Des mouvements plus ponctuels, dans le temps comme dans l'espace, peuvent également survenir à tout moment de l'année en fonction de conditions déclenchantes spécifiques.

Dans la mesure où les relevés topométriques sont difficiles voire impossibles à programmer et à réaliser à la toute fin de l'automne (avant la formation définitive du manteau neigeux hivernal) et au tout début du printemps (avant que ce même manteau ait déjà beaucoup fondu et remis au jour les bornes de mesure), l'impact des pluies automnales sur les déplacements est souvent délicat à distinguer de celui de la fonte printanière. Les premières campagnes réalisées à la sortie de l'hiver se déroulent généralement au mois de mai et surviennent donc lorsque les mouvements provoqués par les apports massifs d'eau de fonte ont déjà partiellement eu lieu, d'où un certain lissage des courbes des déplacements cumulés enregistrés entre la dernière campagne réalisée avant l'hiver et la première du printemps suivant. Une seule campagne, réalisée tardivement le 1er décembre de l'année 1994, a permis de mesurer sans ambiguïté l'importante accélération automnale survenue cette année là. En fait, seuls des systèmes d'enregistrement en continu des mouvements pouvant fonctionner de manière autonome durant tout l'hiver permettent de distinguer précisément ces activités saisonnières automnale, printanière et voire même hivernale, sachant qu'il généralement admis que les glissements de terrain sont stabilisés lorsque les sols sont plus ou moins profondément gelés et recouverts de neige. Les deux sessions de mesures des déplacements en continu par G.P.S. effectuées pendant quelques jours au cours des mois de mai et décembre 1999 montrent bien, à travers des vitesses journalières réelles, la différence relevée entre l'activité printanière et l'activité automnale cette année là.

III.2.3.2.1.L'activité printanière

Sur la coulée, la phase d'accélération printanière la plus nette est celle de l'année 1997, parfaitement mise en évidence par les deux campagnes de mesure du début et de la fin du mois de mai. Le rôle de la fonte neigeuse y apparaît flagrant puisqu'elle survient après trois mois de février, mars et avril très secs, le mois de mai étant lui-même très peu arrosé, mais suite à un hiver bien enneigé : une grande partie des précipitations abondantes du mois de novembre 1996 (qui correspond au total mensuel le plus élevé des sept années étudiées) avaient permis la formation d'un solide et épais manteau neigeux (les températures étaient négatives à Super-Sauze à partir du 15 novembre), bien conforté ensuite par les chutes de neige de décembre et janvier. En observant en détail les courbes de déplacements cumulés de plusieurs points caractéristiques (Figure III-17), on remarque que cette accélération est ressentie de façon décroissante entre l'amont et l'aval de la coulée. Entre le 2 et le 26 mai 1997, les calculs de vitesse de déplacement des différents points de la coulée indiquent une valeur maximale de 18,2cm/jour (66m/an !) pour le point n°45 situé sur le

replat supérieur, alors que le point n°11 placé sur le replat inférieur a bougé à une allure moyenne légèrement supérieure à 0,6cm/jour (2,3m/an) au cours de cette période de 24 jours (ce qui est à peine plus que sa vitesse moyenne de 0,53 cm/jour entre 1991 et 1998 et ne correspond donc pas à une réelle accélération). Entre les deux, un point appartenant au secteur intermédiaire, comme le n°29, s'est déplacé en même temps à une vitesse de 3,4cm/jour (12,4m/an). Bien que ces comportements soient spécifiques à une situation climatologique et hydrologique de la période de fonte d'une année donnée, il est intéressant au passage de comparer ces valeurs avec celles obtenues par mesures GPS au mois de mai 1999 : le capteur implanté sur le replat inférieur s'était déplacé de 11cm en 16 jours, soit une vitesse moyenne de 0,7cm/jour, celui du replat supérieur de l'ordre de 2m, soit 12,5cm/jour (Malet *et al.*, 2000). On constate que les ordres de grandeur établis par les deux méthodes sur les deux secteurs morphologiques sont proches.

Il est probable que des comportements similaires aient pu se produire à la sortie des hivers 1992-93, 1995-96 ou encore 1997-98, mais le calendrier des campagnes de mesure ne permet pas de les détecter. Les déplacements importants de certains repères mesurés entre le 7 octobre 1995 et le 24 mai 1996 ne semblent par exemple pouvoir s'expliquer qu'à travers la fonte des précipitations neigeuses hivernales : le mois de décembre de l'année 1995 se classe en effet en troisième position des mois de décembre les plus humides du siècle à Barcelonnette avec 142,8mm (142,4mm curieusement seulement à la Rente). L'épaisseur de neige au sol s'est encore bien renforcée au mois de janvier (lame d'eau équivalente à 95,0mm de précipitations mesurée à Barcelonnette, 153,9mm au pluviographe chauffant de la Rente) et la fonte n'a été que modérément augmentée par les précipitations printanières. L'accélération fulgurante du point n°17, le seul encore en place à cette époque dans la partie supérieure du secteur intermédiaire, traditionnellement le plus actif en période de fonte, corrobore cette explication. Les mouvements se sont de toute évidence poursuivis après le levé du 24 mai puisque ce repère n'était plus visible lors du levé suivant du 4 juillet.

Les mesures topométriques mais aussi et surtout les observations morphologiques non quantifiées montrent que ces mouvements printaniers sont particulièrement importants dans les secteurs les plus humides de la coulée situés sous le replat supérieur ; c'est là que se concentrent en effet en abondance les eaux de fonte de la neige accumulée en grande quantité par le vent au pied de l'escarpement et de celle présente sur la couronne à plus de 2000m d'altitude (cette période de fonte est une période d'érosion intense de l'escarpement principal par ruissellement, les multiples filets d'eau qui dévalent la paroi y creusant de profondes rigoles dans la moraine comme dans les Terres Noires). Tous les points situés sur l'avant du replat supérieur et en contrebas dans le compartiment oriental de la zone intermédiaire enregistrent par conséquent chaque année de cette accélération printanière. La paléotopographie qui a partiellement conservé son modelé de ravinement joue dans ce secteur un rôle essentiel dans cette concentration des eaux de fonte. Les limites de plasticité, voire de liquidité y sont fréquemment dépassées et de multiples coulées boueuses atteignant des vitesses de plusieurs dizaines de centimètres jusqu'à quelques mètres par heure ont pu être observées dans ces circonstances lors de nos divers séjours effectués régulièrement chaque année sur le site au courant des mois de mai et juin.

Autour de la coulée également, plusieurs événements majeurs survenus sur le site depuis 1990 se sont produits au cours de la saison du printemps : on retient particulièrement la chute du plus gros bloc morainique actuellement présent sur le replat supérieur au printemps 1991, ou encore l'effondrement partiel de la cabane de berger dans l'escarpement principal au printemps 1997. De façon générale, les processus d'instabilités affectant l'escarpement principal et provoquant son recul connaissent systématiquement leur phase paroxysmale au printemps. Le processus morphologique le plus exceptionnel survenu sur le site durant ces années, à savoir la rupture d'une crête de ravine située à côté de la coulée, a également été constaté pour la première fois au cours du printemps de l'année 1997. Ces observations printanières ne permettant toutefois pas de connaître précisément les dates de déclenchement de ces phénomènes, il n'est pas à exclure que certains aient pu se produire au courant de l'hiver, voire à la toute fin de l'automne précédent.

Cette intense activité morpho-dynamique systématiquement enregistrée à la sortie de l'hiver et se prolongeant souvent durant toute la saison printanière jusqu'au milieu de l'année s'explique essentiellement par l'apport des grandes quantités d'eau fournies par la fonte neigeuse. Sur la coulée, les eaux de fonte viennent facilement et abondamment imbiber les Terres Noires déstructurées, sur des épaisseurs de plusieurs mètres par endroits, permettant ainsi la mobilisation de volumes souvent importants des matériaux des couches géotechniques superficielles n°1a et 1b. Ce phénomène peut parfois être amplifié par l'apport de précipitations printanières qui, même si elles sont généralement assez modestes, arrivent sur des terrains déjà saturés et contribuent donc rapidement et aisément à leur érosion et à leur mobilisation par écoulements viscoplastiques. Autour de la coulée, les formations morainiques encore présentes sur le versant sont elles aussi gorgées d'eau et de ce fait particulièrement instables. Les Terres Noires en place sont également affectées : de façon certaine au niveau du régolithe dans les parties inférieures des ravines, de façon moins intense et difficilement estimable en profondeur, lorsque la roche en place présente des fractures plus ou moins ouvertes. Il semble incontestable dans ce cas que les phénomènes de "perméabilité en grand" déjà évoqués connaissent des conditions optimales en ces périodes de fonte et que la mise en charge des terrains qui résulte de ces circulations d'eau accrues contribue de façon importante à la fragilisation des massifs marneux en profondeur. Cela a très bien pu être observé lors de la rupture de crête du printemps 1997.

Cette période d'activité majeure enregistrée au printemps en relation étroite avec la fonte des neiges peut ponctuellement être amplifiée par des événements météorologiques particuliers comme de fortes précipitations ou une augmentation brutale des températures ; on rappelle que les fortes crues historiques du mois de juin 1957 et les divers aléas géomorphologiques qui les ont accompagnés se sont produits dans de telles circonstances suite à la remontée rapide en Embrunais-Ubaye d'un vent chaud du sud. De façon générale, les relevés nivométriques des gestionnaires du domaine skiable et plus récemment (depuis 1996) les enregistrements thermiques de la station climatologiques automatisée de Super-Sauze indiquent que la fonte se fait le plus souvent progressivement et plus ou moins régulièrement à partir de la mi-avril. L'étagement altitudinal important et les conditions topographiques et d'exposition locales font que cette disparition du manteau neigeux n'est toutefois pas uniforme à l'intérieur du secteur des

Roubines, ce qui conduit à un cumul d'apports en eau pendant plusieurs semaines dans la coulée ; les fortes épaisseurs de neige accumulées au dessus de 2000m d'altitude dans le cirque et le vallon glaciaire d'altitude, à l'amont de la couronne, libèrent notamment des quantités importantes d'eau dont une grande partie vient alimenter le replat supérieur après avoir dévalé, et entaillé au passage, l'escarpement principal. En dehors de la fonte neigeuse elle-même, le dégel des sols constitue un dernier facteur explicatif de la réactivation printanière des terrains : les masses d'eau figées pendant l'hiver viennent alors directement imbiber les formations morainiques ou marneuses ; elles peuvent rester temporairement bloquées et concentrées dans les strates superficielles le temps que le dégel se répercute en profondeur. Ces horizons sursaturés reposant sur un niveau encore gelé sont alors particulièrement sujets aux instabilités.

III.2.3.2.2. L'activité automnale

Une seconde période d'activité importante est généralement observée au cours de l'automne, traditionnellement la saison la plus humide de l'année. Ces périodes automnales se caractérisent souvent par un important cumul de précipitations pendant plusieurs jours ou semaines qui expliquent les totaux mensuels très élevés de certains mois de septembre ou d'octobre, ou plus rarement de novembre. Cette forte pluviosité saisonnière provoque une humectation généralisée de la coulée faisant suite à sa forte dessiccation estivale et qui se traduit sur le plan cinématique par une réactivation d'ensemble des terrains instables. **Contrairement aux mouvements printaniers qui s'enregistrent principalement dans la partie supérieure de la coulée, l'activité cinématique automnale est généralement également observée dans sa partie basse, sur le replat inférieur et le talus frontal.** Probablement faut-il voir dans ce fait la réponse à un fonctionnement hydrologique différencié de la masse instable au cours des deux saisons du fait de ses conditions d'alimentation en eau différentes : au printemps, les eaux de fonte provenant de l'amont imbibent fortement le replat supérieur pour progresser ensuite vers l'aval ; en automne, l'humectation liée à pluviométrie se fait de manière plus homogène sur toute la surface de la coulée. Cette hypothèse reste à confirmer et à vérifier quantitativement par les systèmes d'enregistrements hydrogéologiques en continu récemment mis en place sur la coulée. En complément des mesures cinématiques du surface, il serait important aussi de connaître l'épaisseur des terrains mis en mouvement dans les divers secteurs de la coulée au cours de cette période d'humectation intense de la coulée par les seules précipitations ; en l'absence de données précises, on suppose à l'heure actuelle qu'une couche superficielle relativement mince de marnes remaniées est le plus souvent concernée par ces déplacements.

L'épisode le plus révélateur de cette activité automnale est celui enregistré en 1994, précisément mesuré par les campagnes de mesure du 21 septembre et du 1er décembre. On note entre ces deux dates une accélération de l'ensemble des points implantés sur la coulée en réponse aux fortes pluies enregistrées au cours du mois de septembre (234,1mm à Barcelonnette, 296,9mm à la Rente) et particulièrement au cours de ses deuxième et troisième décades. Les deux repères implantés sur le replat inférieur et juste en contrebas (n° 8 et 9 du réseau initial devenus 9 et 11 dans le second réseau) ont connu leurs vitesses de déplacements les plus fortes au cours de

cette période, de l'ordre de 2,5cm/jour, alors que la vitesse moyenne établie sur les 7 années de mesure, entre le 14 août 1991 et le 22 mai 1998, est de 5mm/jour. Les piquets situés plus haut, dans le secteur intermédiaire, ont enregistré des mouvements plus rapides encore : 7,6cm/jour pour le n°13, 11,2cm/jour pour le n°16, 12, 7cm/jour pour le n°17 par exemples (le replat supérieur était dépourvu de bornes au cours de cette période du fait que celles emportées au cours de l'année précédente n'avaient pas encore été remplacées).

D'autres comportements cinématiques analogues auraient probablement pu être enregistrés au cours des années 1991, 1992, 1993 si des mesures topométriques plus nombreuses avaient été réalisées ces années là : toutes trois présentent en effet un mois de septembre ou d'octobre avec un total de précipitations supérieur à 150mm au sein d'une saison automnale humide dans son ensemble. On pense notamment que les déplacements importants de nombreux points enregistrés entre le 29 septembre 1992 et le 6 mai 1993 sont principalement imputables aux pluies du mois d'octobre 92 (162,2mm à Barcelonnette) ; les très faibles précipitations enregistrées de novembre à mars (dont deux mois de janvier et février totalement secs et un total de 74mm à peine pour l'ensemble des quatre mois d'hiver) n'ont pas pu provoquer de fonte neigeuse importante et donc pas de réactivation printanière.

Les automnes des années 1995 et 1997 qui sont les deux les plus secs de la période d'étude (respectivement 165,0mm et 174,2mm à Barcelonnette, contre 209,1mm et 218,3mm à la Rente), ne semblent pas avoir eu de répercussions notables sur le comportement des terrains instables ; nous avons déjà expliqué que les déplacements enregistrés entre le mois d'octobre 1995 et le mois de mai 1996 semblaient principalement avoir été dictés par la fonte neigeuse, alors que ceux mesurés entre le mois d'octobre 1997 et le mois de mai 1998 étaient pratiquement insignifiants.

La situation climatologique de l'automne 1996 est originale et mérite une analyse approfondie. L'analyse des précipitations et des températures enregistrées à la station automatisée de Super-Sauze montre que les pluies étaient très abondantes dans la semaine du 10 au 17 novembre (près de 200mm dont 75mm dans la seule journée du 11), ce qui a conduit à une humectation intense des sols. Cette période de fortes pluies a été suivie immédiatement, dès le 18, d'une baisse brutale des températures qui a provoqué un gel rapide et intense des terrains gorgés d'eau. Les sols gelés ont rapidement ensuite été recouverts d'une couche neigeuse isolante qui les a maintenu dans cet état pendant tout l'hiver.

Les effets morphologiques provoqués par cette configuration météorologique particulière ont pu être doubles :
- un effet direct au cours de la seconde quinzaine du mois de novembre du fait de l'augmentation volumétrique qui a accompagné le gel des formations saturées. L'augmentation corrélative des pressions qui en résulte peut se développer aussi bien au sein des formations détritiques perméables de la couverture morainique que des Terres Noires structurées encore en place mais déjà décomprimées en surface et fissurées par endroits ; elle provoque pour le moins une fragilisation, une fatigue de ces terrains, à défaut de ruptures immédiates. Il est vraisemblable que

les deux accidents observés au printemps 1997, à savoir la cassure de la ravine n°20 du bassin des Roubines et les mouvements importants de recul de l'escarpement qui ont provoqué l'écroulement de la cabane de berger située sur la couronne, soient en relation étroite avec le contexte climatique du mois de novembre 1996 ;
- un second effet effectivement décalé au printemps suivant et qui concerne spécifiquement les Terres Noires remaniées de la coulée de débris. La rétention par ces terrains des abondantes précipitations automnales auxquelles se sont ajoutées les précipitations neigeuses de l'hiver a conduit à la libération d'une masse d'eau considérable lors du réchauffement printanier. La saturation de la masse instable qui résulte de ce dégel et de cette fonte explique les déplacements importants enregistrés au cours de cette période.

Cette situation particulièrement didactique du cycle automne-hiver-printemps 1996-97 permet de souligner la complexité des effets morpho-climatologiques et d'insister sur la nécessité de ne pas négliger le facteur thermique dans ces analyses. En conclusion, on retiendra que si **la période d'activité secondaire qui caractérise l'automne peut parfois être intense, elle est toutefois loin d'être observée aussi systématiquement que la réactivation printanière**. Le cumul des précipitations pendant plusieurs jours ou semaines mais aussi, à des altitudes supérieures à 1800-2000m, l'arrivée plus ou moins précoce de la neige et la persistance des températures négatives, constituent d'autres paramètres déterminants dans cette activité morphologique automnale.

III.2.3.2.3.Les événements ponctuels

Le troisième et dernier type d'événements morphogéniques contribuant à l'évolution morphologique d'ensemble du site de Super-Sauze sont des crises ponctuelles, plus brusques, et de ce fait difficilement quantifiables, liées à des épisodes climatologiques à caractère exceptionnel. Quelle que soit la période de l'année, mais surtout au printemps et à l'automne lorsqu'il se cumule avec les conditions décrites précédemment, un épisode pluvieux très intense peut en effet induire une reprise brutale des mouvements de la coulée ou provoquer une instabilité des terrains environnants, et à ce titre être considéré comme facteur déclenchant. Dans le cas particulier de la fonte neigeuse dont nous avons déjà vu qu'elle participait de façon importante à l'activité morphologique de la coulée, une hausse brutale des températures constitue au même titre un événement météorologique déclenchant. Des accélérations ponctuelles de repères topométriques sur un ou plusieurs jours n'ont malheureusement pas pu être mesurées directement à travers la surveillance topométrique mise en oeuvre du fait de l'intervalle de plusieurs semaines, voire de plusieurs mois, écoulé entre deux levés consécutifs. D'autres observations, non quantifiées, faites sur le terrain au cours de ces années de surveillance permettent toutefois d'attester l'occurrence de tels phénomènes morphologiques ponctuels et rapides : il s'agit soit de chutes de blocs ou d'écroulements rocheux dans l'escarpement principal, soit d'écoulements boueux rapides ou même de laves torrentielles naissant à la surface de la coulée de débris. Les différentes classifications en vigueur s'accordent pour définir les premiers par essence comme des mouvements gravitaires extrêmement rapides (de l'ordre de mètres par seconde), donc particulièrement difficiles à observer, alors que les seconds peuvent couvrir une gamme de vitesse

plus large (mètres par seconde à mètres par jour) selon le volume et la fluidité des matériaux mobilisés (Varnes, 1958 ; Flageollet, 1988 ; UNESCO, 1993).

De multiples chutes de blocs morainiques ont pu être constatées *a posteriori* au pied de l'escarpement principal mais aucune n'a pu être datée avec précision au jour près. Il en est de même pour des écroulement rocheux dont les accumulations chaotiques de roche marno-calcaire fracturée sont visibles sur le replat supérieur sans que l'on connaisse la date exacte de leur occurrence. Il n'est par conséquent pas possible de rechercher un éventuel facteur déclenchant direct (climatologique ou autre) de ces mouvements gravitaires. La situation est similaire en ce qui concerne les ruptures qui peuvent apparaître brusquement et ponctuellement dans les marnes en place ; la cassure de la ravine située en bordure ouest de la coulée observée pour la première fois au mois de mai 1997 n'avait pas été détectée lors de la mission précédente du mois octobre 1996. Nous avons souligné lors de la description morphologique de cet accident que les événements climatologiques avaient de toute évidence une influence moindre sur ce type de phénomènes, notamment du fait de l'imperméabilité de ces formations ; on conçoit cependant que l'infiltration des eaux de ruissellement, particulièrement intense en période de fonte printanière, engendre une mise sous pression des fissures préexistantes qui contribue à la fragilisation structurale du massif. Les alternances gel-dégel qui restent fréquentes en cette période de l'année à de telles altitudes peuvent de toute évidence amplifier ces phénomènes. Nous avons aussi évoqué précédemment la situation météorologique particulière des deuxième et troisième semaines du mois de novembre 1996 qui a pu fragiliser de la même manière ce massif par le gel brutal survenu après des pluies importantes.

Le rôle de la structure lithologique qui apparaît fondamental dans ces ruptures rocheuses amène à penser à une autre cause possible de déclenchement des accidents de ce type : le facteur sismique. Dans le cas précis de la rupture identifiée précédemment, 56 secousses de magnitude supérieure à 1 et dont l'épicentre se situait dans un rayon de 100km autour de Barcelonnette ont été enregistrées par les sismographes du réseau national entre les deux visites sur le site. L'accident peut aussi résulter de la conjonction de l'un de ces événements sismiques avec une situation météorologique spécifique. Il n'existe malheureusement à l'heure actuelle aucune observation, mesure ou quelconque investigation permettant de confirmer ou d'infirmer cette hypothèse de la rupture d'un massif marneux induite par une secousse sismique.

Sur la coulée de débris elle-même, les écoulements boueux très fluides mobilisant superficiellement les Terres Noires remaniées sont eux aussi relativement fréquents. L'une d'entre elles, d'extension très modeste (quelques dizaines de centimètres de large pour 3 à 4m de long), observée en direct au courant du mois de mai 1991, venait recouvrir à une vitesse de quelques dizaines de centimètres par minute une plaque de neige. Elle nous a permis d'observer de quelle manière la limite de plasticité des matériaux pouvait être franchie par la vidange plus ou moins brutale et localisée de poches d'eau, de glace et de neige mêlées. Les disparitions rapides de quelques repères topométriques engloutis en l'espace de quelques semaines ou mois, entre deux campagnes de mesure, témoignent de l'ampleur de certaines de ces coulées : le piquet n°20 placé en août 1991 sous le replat supérieur avait ainsi disparu dès la seconde campagne de mesure au

printemps suivant ; plusieurs autres implantés dans les secteurs les plus humides de la zone intermédiaire ont subi le même sort au cours des deux trois premières années de surveillance. Si ces disparitions constituent une information en soi sur l'activité morphologique d'un secteur, elles ne permettent toutefois pas de quantifier les phénomènes, ni de les localiser précisément dans le temps.

Les laves torrentielles qui représentent un type particulier d'écoulement boueux sont des phénomènes bien plus rapides et capables de s'écouler sur de plus longues distances lorsqu'elles empruntent une ravine intra-coulée ou rejoignent un des lits torrentiels latéraux[1]. Les matériaux mobilisés ont franchement dépassé leur seuil de liquidité et acquièrent rapidement une forte compétence qui fait la dangerosité de ces phénomènes. Ces laves s'initient dans quelques secteurs préférentiels de la coulée de débris lorsque les conditions morphologiques et hydrologiques conduisent à la mobilisation d'un certain volume de marnes suffisamment liquéfiées. Trois épisodes de ce type vécus sur place ont ainsi pu être identifiés précisément au cours des dernières années : le premier le 30 juin 1997 lorsque s'est développé en fin de matinée un violent orage dans le ravin des Roubines (cet épisode pluvieux intense très localisé n'a été enregistré ni par le pluviomètre de Super-Sauze (7mm de pluie pour la journée entière), ni par le pluviographe de la Rente (3,4mm), ce qui montre une fois de plus la très forte hétérogénéité spatiale des précipitations et les limites de leur prise en compte par les appareils de mesure). Une dizaine de minutes à peine après le début de l'averse, le torrent du Sauze était devenu infranchissable au niveau du chemin des Roubines ; ses eaux très chargées témoignaient de l'intense érosion que subissaient les marnes noires en amont, aussi bien la roche en place dans les Roubines que les terrains remaniés de la coulée. Sur cette dernière, nous avons pu observer le lendemain les effets de cet orage. Un écoulement boueux très fluide s'était visiblement développé directement au pied de l'escarpement principal et était venu aplanir toutes les irrégularités de surface de la zone d'épandage centrale du replat supérieur (Photos III-3a&b). Plusieurs planches provenant de la cabane située sur la couronne et qui venait de s'écrouler dans les semaines précédentes ont été charriées jusqu'à la limite nord du replat (Photo II-12). La lave a ensuite franchi l'escarpement secondaire pour plonger dans la zone intermédiaire : des laisses de crue sous forme de placages boueux clairs (constitués essentiellement donc d'éléments argilo-sableux de la matrice morainique arrachée à la partie supérieure de l'escarpement principal) ont été relevées jusqu'à la confluence des deux drains formant la ravine principale de la coulée (Photos III-3c). Le périmètre humide mesuré à ce niveau à l'aide de ces traces était de l'ordre de 2,30m. Ces observations laissent penser que l'écoulement boueux survenu suite à cet orage intense avait une consistance très liquide ; il s'était développé sur le replat supérieur du fait de la concentration rapide de grandes quantités d'eau ruisselées le long de l'escarpement principal. Faut-il parler dans ce cas de véritable lave torentielle ? Il semble plus indiqué d'employer les termes d'écoulement hyper-concentré (Meunier, 1991) pour désigner ces phénomènes d'ampleur limitée. Bonnet-Staub (1998) précise à ce sujet que la transition entre écoulement hyper-concentré et lave torrentielle est brutale dans la

[1] Des développements plus complets sur ces phénomènes sont donnés en III.3.3.3.

mesure où il n'existe apparemment aucun type d'écoulement torrentiel dans la gamme des concentrations volumiques solides[1] comprises entre 0,25 et 0,45.

Des phénomènes similaires de coulées boueuses très fluides ont eu lieu plus récemment dans la journée du 5 mai (vers midi) et dans la nuit du 12 au 13 mai 1999. Les laisses de crue produites par ces deux événements successifs très proches sont venus recouvrir de façon spectaculaire des plaques de neige encore présentes, témoignant de l'ampleur de la lave canalisée dans le lit torrentiel bordant la coulée côté est. La pluviométrie enregistrée au cours des journées précédentes à la station de Super-Sauze n'indique pas de valeurs exceptionnelles ; en cette période de fonte des neiges, on admet donc que ces laves qui se sont déclenchées suite au décrochement brutal d'une plaque de neige libérant une certaine quantité d'eau sur des matériaux déjà fortement imbibés sur une certaine épaisseur. Ces deux laves printanières, comme celle du 30 juin 1997, se sont également initiées sur le replat supérieur de la coulée de débris, là où sont intimement mêlés des éléments détritiques de moraine et des Terres Noires altérées. La lave de la nuit du 12 au 13 était plus volumineuse et avait une consistance plus épaisse que celle du 5, on retrouve en effet dans son frontal plusieurs blocs morainique de dimension métrique (Communication orale de J.-P. Malet).

De la même manière qu'on a évoqué précédemment l'éventualité d'un facteur de déclenchement d'ordre sismique pour les ruptures rocheuses survenant dans les marnes en place, peut-on se poser ici la question si une secousse ne serait pas en mesure d'initier le départ d'une coulée boueuse très fluide ou d'une lave torrentielle en provoquant un réarrangement brutal des particules par phénomène de thixotropie (Peret *et al.*, 1996) au sein d'une masse marno-argileuse très fortement imbibée ? Bonnet-Staub (1998) souligne ce rôle des secousses sismiques dans le déclenchement de laves torrentielles en précisant que les ondes S de cisaillement peuvent entraîner le liquéfaction des sols granulaires fins, peu cohérents, lâches et saturés ; c'est précisément ce qui s'est produit pour le glissement de terrain de Dushambe, au Tadjikistan, qui s'est liquéfié en 1988 suite à un tremblement de terre (Ishihara, 1989). Ces phénomènes n'ont jamais été étudiés à ce jour dans le cadre des coulées boueuses touchant les Terres Noires alpines. En ce qui concerne les trois laves datées des mois de juin 1997 et mai 1999, les données sismologiques ne font apparaître aucun événement susceptible de les avoir déclenché.

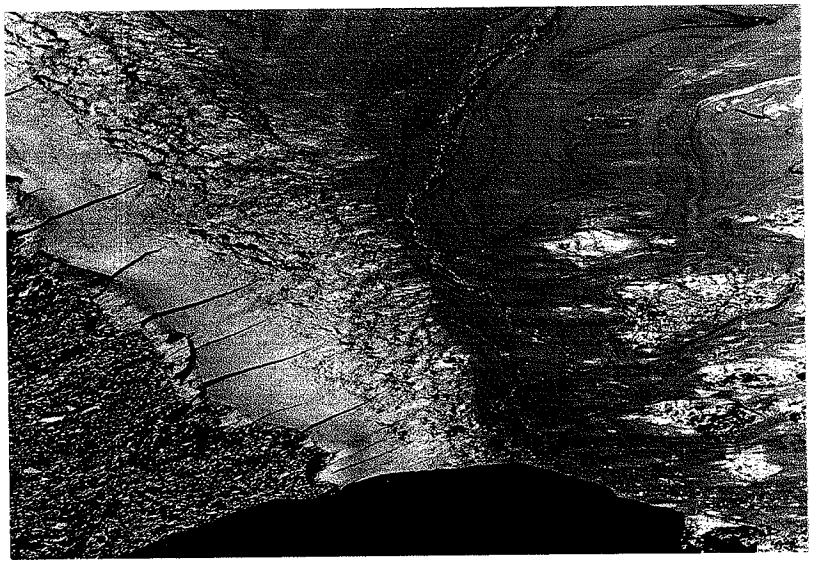
Légendes des photos de la page suivante :

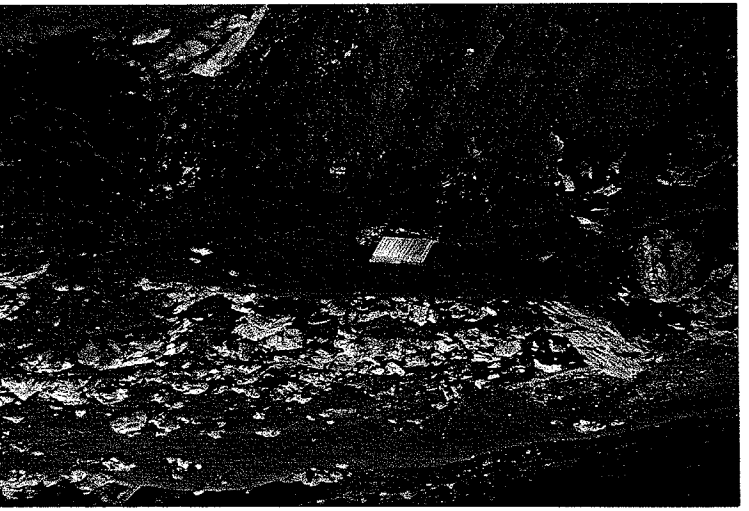
Photos III-1 (a,b,c) : L'écroulement de la cabane de berger provoqué par le recul de l'escarpement principal. Située à 2,50m environ du bord de l'escarpement en 1994 (a&b), elles s'est partiellement écroulée au printemps 1997 (c). On remarque à l'arrière plan la forte concentration de blocs morainiques dont les chutes vont se multiplier dans les années à venir. La source de la Goutta est située dans le creux visible une dizaine de mètres derrière la cabane. Au premier plan de la photo c, un capteur GPS en place lors d'une session de mesure.

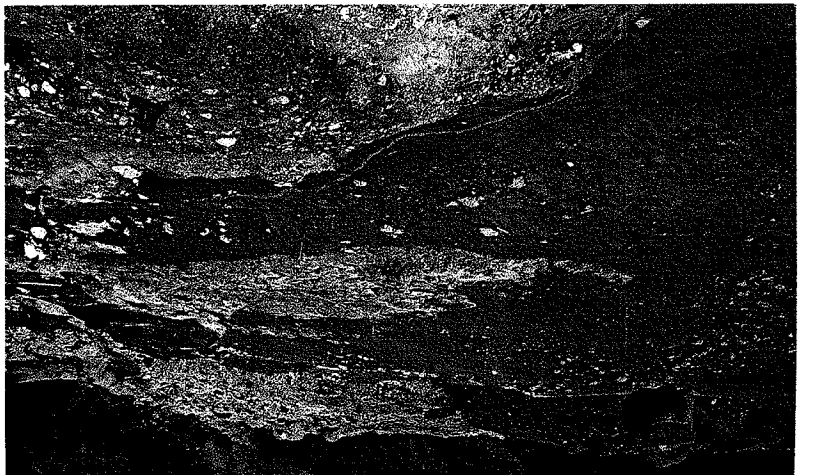
Photo III-2 : Le tude inclinométrique F1 sur le replat supérieur. Son déchaussement traduit l'affaissement des terrains

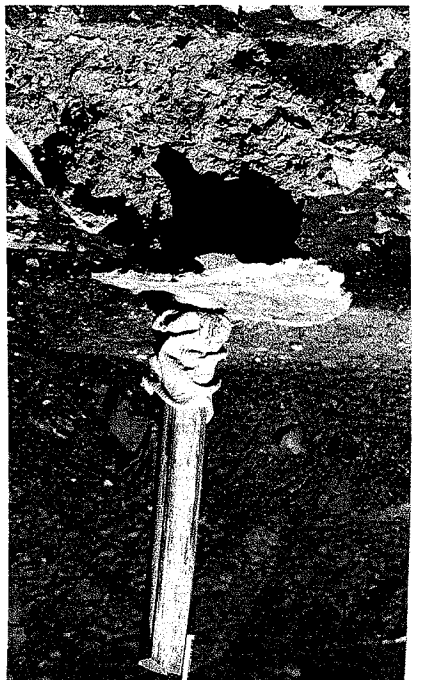
Photo III-3 (a,b,c) : Les épandages boueux et les laves torrentielles à la surface de la coulée. L'événement du 30/06/1997. a&b : sur le replat supérieur ; c : dans la zone intermédiaire où la lave est descendue dans l'une des ravines intra-coulée.

[1] Concentration volumique solide = volume solide / volume total









III.2.3.3. Conclusions et perspectives à développer

Le caractère discontinu de la surveillance topométrique réalisée au cours de ces premières années de recherche sur le glissement-coulée de Super-Sauze n'autorisait jusqu'à présent qu'une connaissance assez grossière des mouvements des terrains induits par les conditions hydro-climatologiques ou autre facteur de déclenchement "externe". L'objectif de ce travail était d'identifier dans un premier temps les divers processus morphologiques expliquant d'une part la genèse du glissement-coulée et d'autre part son fonctionnement. Les efforts récents consentis dans l'instrumentation du site permettront désormais d'affiner ces relations pluies-déplacements dans les divers secteurs morphologiques identifiés au sein de la coulée et de mieux comprendre le comportement du matériel marneux remanié en fonction de son taux d'humectation ; en dehors des réponses directes aux précipitations pluvieuses, ces enregistrements en continu de paramètres hydrologiques, climatiques et cinématiques devront aussi permettre de mieux cerner le rôle fondamental à l'échelle annuelle de la fonte neigeuse dans l'activité d'une telle coulée de débris de Terres Noires. Les relations étroites existant entre pluviométrie, piézométrie et mouvements des terrains pourront aussi être établies à travers le calcul précis d'un bilan hydrologique basé sur une connaissance approfondie de ses différents termes que sont l'évapotranspiration (qui permet de déduire les pluies efficaces), l'infiltration alimentant les écoulements souterrains, le ruissellement.

En dehors de l'établissement de ces relations fines entre conditions climatologiques et mouvements des terrains, l'identification d'autres causes de cette activité morphologique se doit d'être élargie et approfondie. Si le déclenchement et les réactivations multiples des divers phénomènes qui contribuent à l'évolution morphologique du site de Super-Sauze s'explique bien sûr et avant tout par les conditions hydro-climatiques, particulièrement en ce qui concerne les coulées boueuses et les laves, l'hypothèse de la cause sismique, qui a déjà été avancée dans l'extension brutale du glissement voisin de la Valette en 1982 (Flageollet *et al.*, 1999), ne peut être écartée pour expliquer le développement des accidents et des mouvements les plus brusques. En dehors du dépouillement des données sismologiques régionales qui montrent l'intensité de l'activité microsismique et macrosismique autour de Barcelonnette (), cette piste de recherche n'a pour l'instant pas été exploitée comme il se devrait sur le site : il serait par exemple très intéressant d'installer un capteur directement sur la coulée (sur les Terres Noires remaniées) et un autre sur une crête de ravine en place pour enregistrer les réactions de ces terrains face aux nombreuses secousses, quasi quotidiennes pour les plus faibles, qui se produisent dans cette région. Par manque de précision dans la datation des événements morphologiques, aucune corrélation directe n'a pour l'instant pu être établie de façon certaine entre un événement morphologique ponctuel et une secousse sismique. Il s'agit incontestablement là d'une voie de recherche qui pourrait apporter des résultats très intéressants sur les conditions de déclenchement et d'extension des mouvements de terrains dans ces régions alpines.

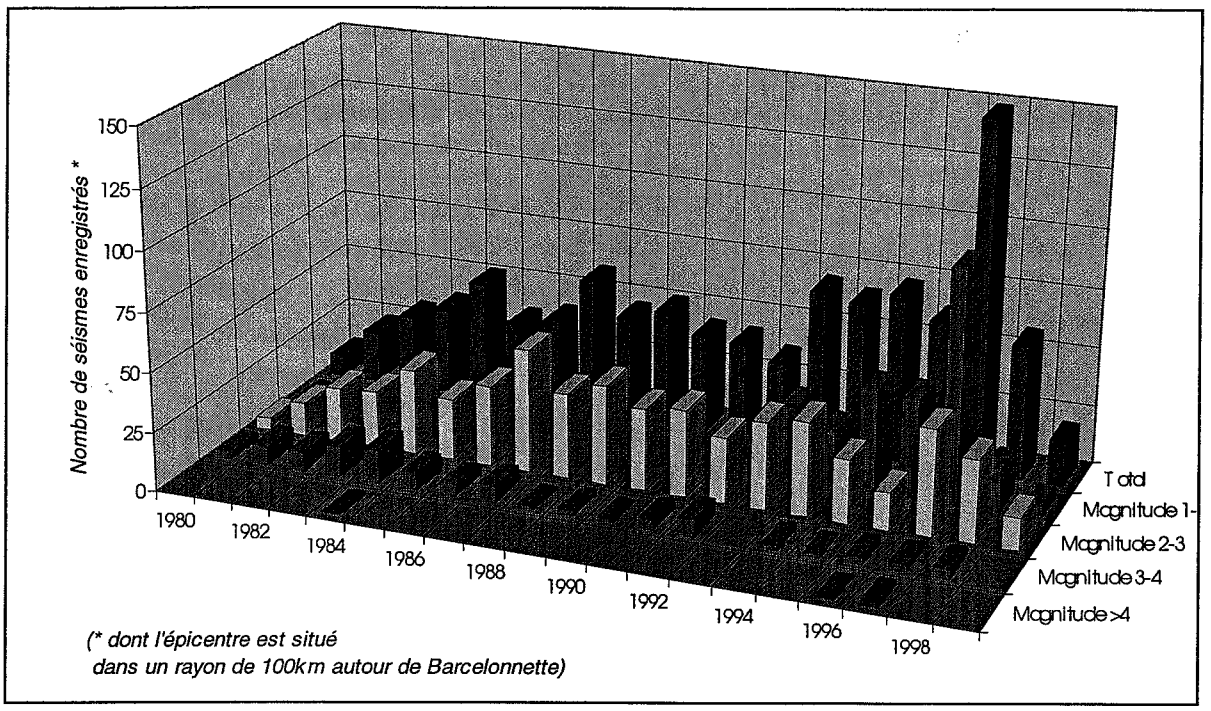


Figure III-19 : Activité sismique autour de Barcelonnette entre 1980 et 1999 (d'après les données du Réseau National de Surveillance Sismique RéNaSS).

III.3. Modèle qualitatif d'évolution et de comportement du glissement-coulée de Super-Sauze.

L'étude globale entreprise autour du site de Super-Sauze aboutit à une somme de connaissances géomorphologiques (au sens le plus large du terme puisque englobant divers aspects géotechniques, cinématiques, lithologiques, hydrogéologiques, climatologiques, etc.) dont il apparaît nécessaire de faire une synthèse au terme de ce travail. Cette conceptualisation des résultats acquis à ce jour est proposée sous la forme d'un "modèle mécaniste qualitatif" qui permet d'expliquer dans un premier temps le déclenchement du mouvement de terrain par ruptures massives dans les Terres Noires, dans une seconde phase l'extension de la coulée de débris et son érosion. Le devenir de ce mouvement de terrain est finalement évoqué à travers différentes hypothèses permettant notamment d'émettre un pronostic sur le risque de développement d'une lave torrentielle à partir de cette coulée.

Il semble utile de rappeler auparavant que par sa situation en altitude dans un secteur sans aucun enjeu socio-économique, le glissement-coulée de Super-Sauze a connu une évolution entièrement naturelle et constitue à ce titre un cas d'étude particulièrement rare et donc intéressant. La seule action anthropique qui ait été réalisée à proximité du secteur d'étude est le captage au début des années 1970 de la source de La Goutta. Cette opération ne semble pas avoir eu une influence directe sur le bassin des Roubines, même si les cartes topographiques du début du siècle et les photographies de 1956 montrent bien qu'une partie au moins des écoulements

sortant du glacier rocheux se déversaient directement jusqu'à cette époque dans les ravines. Mais la disparition de ces écoulements ne semble pas imputable au captage, du moins pas directement et pas intégralement. Il nous apparaît plutôt que ce sont les bouleversements morphologiques survenus dans les terrains de couverture morainique qui expliquent ce détournement des eaux de La Goutta vers le nord-est. En effet, une mobilisation importante de matériel morainique est clairement identifiable dans le vallon glaciaire en prolongement du glacier rocheux. L'ablation de ces formations a induit un nouveau chemin d'écoulement préférentiel qui a privé le versant sud-est des Roubines d'une partie sans doute importante de ses eaux de ruissellement. Assez paradoxalement donc, les ruptures majeures survenues dans ce secteur à partir des années 1970 se sont produites alors que l'érosion par ruissellement concentré y était probablement moins forte qu'au cours des décennies précédentes. Quoi qu'il en soit, l'évolution d'ensemble du versant de Super-Sauze nous semble pouvoir être qualifiée de naturelle et les modalités de son évolution morphologique exposées dans les paragraphes suivants s'inscrivent dans cette vision.

III.3.1. Le déclenchement du glissement-coulée

L'explication du déclenchement du glissement-coulée de Super-Sauze au cours des années 1970 repose sur l'interprétation des modalités de rupture observées depuis 1997 sur la crête de ravine n°20 du bassin des Roubines (Photo II-8). On rappelle que cette crête aiguë est située à une altitude sensiblement égale à celle de la zone d'ablation du glissement-coulée étudié, en bordure ouest de ce dernier. Le schéma d'extension de cette rupture établi à partir des observations de terrain a largement été décrit dans le chapitre II.2.2.3, il montre que cet accident morphologique est essentiellement commandé par la structure lithologique des Terres Noires. Le rôle essentiel du sapement torrentiel dans la genèse de cet accident a aussi été souligné. Les blocs de marnes désolidarisés de leur massif d'origine glissent sur l'une des faces de la crête vers le fond de la ravine, modifiant ainsi non seulement la pente longitudinale de l'interfluve mais également son profil transversal : un escarpement principal se développe à l'amont et une nouvelle ligne de crête, décalée latéralement et verticalement par rapport à l'ancienne, se dessine. Plusieurs morphologies analogues de crêtes ainsi dédoublées (en forme de Y dissymétrique) peuvent être observées dans le bassin, dont certaines avaient déjà été signalées sur les photographies aériennes.

Ces modalités de rupture donnent une idée assez précise des phénomènes qui ont pu se développer quelques décennies plus tôt sur le versant sud-est des Roubines et qui sont à l'origine du glissement-coulée étudié. Leur transposition aux crêtes de ravines n°9 à 13 identifiées dans le paléo-paysage de 1956 permet d'expliquer premièrement la genèse de l'escarpement principal (dont l'origine structurale a largement été décrite), deuxièmement l'accumulation des masses de Terres Noires déstructurées à l'origine de la coulée de débris. Au delà de la configuration structurale très locale des marnes dans chacune de ces crêtes rompues, l'organisation morphologique de l'ensemble du versant, c'est-à-dire la disposition des ravines les unes par rapport aux autres, constitue un autre facteur explicatif du déclenchement de ces phénomènes.

De fait, lorsque des formations marneuses particulièrement sensibles à l'érosion linéaire sont présentes sur de grandes surfaces dans un bassin de réception torrentiel, on observe que le modelé de ravinement qui s'y développe s'organise quasi systématiquement en un réseau arborescent, hiérarchisé, en "patte d'oie" : dans le bassin de Barcelonnette, ce schéma se rencontre dans les Roubines de Super-Sauze (cf. ortho-photographie de 1956) et dans le plus vaste encore bassin de réception du Riou-Bourdoux. Cette disposition radiale des ravines, pas forcément symétrique d'ailleurs par rapport à un thalweg central, s'explique par la concentration du ruissellement en direction du point bas topographique, c'est-à-dire du niveau de base hydrologique du secteur. Cette situation de confluence entre les ravines et rapprochement progressif de leurs crêtes du haut vers le bas du versant induit conduit nécessairement à une érosion et à un sapement inégaux des différentes interfluves. Sur un plan strictement mécanique, ces processus différentiels d'incision et de sapement se traduisent par une fragilisation de la structure lithologique qui peut conduire à une rupture brutale.

L'influence litho-structurale qui avait déjà été soulignée dans l'organisation du ravinement sur un versant apparaît donc également prépondérante les modalités des ruptures qui peuvent s'y produire. Ces ruptures ou cassures affectant des crêtes de ravines en place sont toutefois loin d'être systématiques, et il est même relativement rare de pouvoir en observer sur le terrain. **L'érosion linéaire par ruissellement concentré réussit la plupart du temps à maintenir le déséquilibre chronique des versants ravinés sans qu'il y ait rupture massive.** Celle-ci n'a lieu que lorsqu'un déséquilibre lithostatique trop important est généré, soit progressivement au fil des saisons par érosion torrentielle continue comme cela vient d'être décrit, soit plus brusquement et rapidement suite à un événement particulier comme une crue importante, une secousse sismique ou une intervention anthropique (par exemple la réalisation d'un sentier ou d'un chemin à flanc de versant). On admet également que la fracturation tectonique des massifs rocheux et la fragilisation préexistante qui en découle tiennent un rôle essentiel dans le déclenchement de ces accidents. Prat (1997), dans son étude des risques naturels associés à la torrentialité dans les paysages de bad-lands des Andes du nord-ouest argentin, souligne ainsi que la désagrégation mécanique profite largement de la préparation tectonique. Sur le site de Super-Sauze, cette hypothèse demande à être confirmée par des investigations structurales approfondies (par sismique-réfraction par exemple) du massif marneux. Une telle auscultation permettrait notamment d'alimenter la réflexion sur les modalités de recul de l'escarpement principal du glissement-coulée dans les années à venir. L'ensemble de cette question du rapport entre processus de ravinement et phénomènes de ruptures en masse rejoint le concept de sensibilité géomorphologique des paysages (Brunsden, 1999), dans lequel l'équilibre litho-statique d'un massif ou d'un versant est perçu comme la résultante d'une évolution à la fois spatiale et temporelle de forces résistantes et de forces déstabilisatrices.

Concernant les conditions de déclenchement initiales des ruptures dans les roubines de Super-Sauze, les trois forages profonds réalisés en 1996 sur le replat supérieur ont permis de retrouver des éléments du soubassement marneux en place sous les terrains déplacés. Bien que ces informations trop ponctuelles ne permettent pas de définir en détail le modelé de cette paléotopographie, on observe d'après la photographie de 1956 que le forage F1 se place

visiblement à l'aplomb d'une des crêtes tronquées, en l'occurrence la n°11, alors que les deux forages EP5 et EP8 se situent plutôt sur le flanc ou dans le creux de la ravine (Figure II-27). Ces informations d'ordre visuel sont en accord avec les profondeurs d'atteinte des marnes en place déterminées sur le terrain, à savoir 8,85m en F1, 19,50m en EP5 et 20,50m en EP8. Le positionnement de la limite inférieure de la zone d'ablation à partir des interprétations photogrammétriques et de l'observation actuelle des portions de crêtes de ravines n°10 et 13 en place émergeant au milieu des terrains déplacés permet de conclure que les ruptures initiales se sont produites sur ce versant sud-est des Roubines entre 1920 et 1950m d'altitude selon un mécanisme sensiblement analogue à celui observé depuis 1997 sur la crête n°20. Depuis que se sont initiées ces ruptures dans les années 1970, l'escarpement principal a reculé plus ou moins parallèlement à lui-même en fonction de la disposition litho-structurale des Terres Noires, en acquérant une hauteur de plus en plus importante et en mobilisant régulièrement de nouveaux paquets de la couverture morainique sus-jacente (Figure III-20). Les accumulations générées par ces mouvements gravitaires rapides (de type chutes, écroulements, glissements banc sur banc...) alimentent le replat supérieur de la coulée de débris qui s'est développée en contrebas.

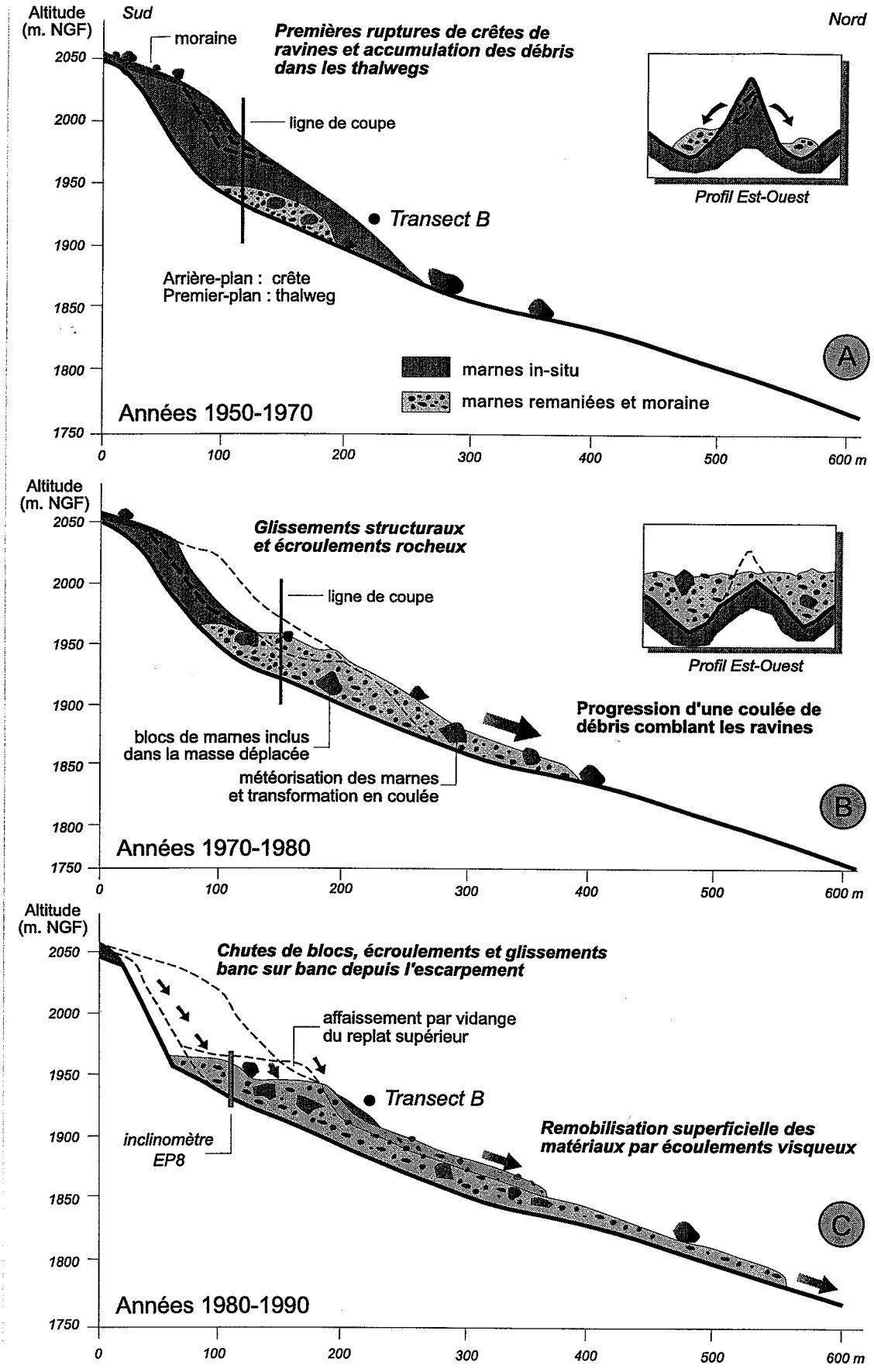


Figure III-20 : Les principales étapes de l'évolution géomorphologique du versant des Roubines.

III.3.2. L'évolution de la coulée de débris

III.3.2.1. Son extension

La météorisation des blocs de marnes détachés de leur massif d'origine selon le mécanisme décrit précédemment entraîne leur transformation progressive vers un matériau de plus en plus déstructuré et altéré qui a donné naissance à une coulée de débris. Cette évolution morphologique traduit donc avant tout une modification du comportement rhéologique des marnes sous le contrôle de paramètres hydro-climatiques, dans la mesure où les terrains mobilisés une première fois par écroulements ou glissements rocheux structuraux progressent ensuite par écoulements boueux.

L'approche multi-temporelle à travers les photographies aériennes successives a permis d'observer comment plusieurs coulées se sont succédées dans le temps pour progressivement ensevelir le fond du bassin des Roubines : par exemple, l'extension spectaculaire de la coulée au cours de la décennie 1980 était entièrement dictée par la vidange de sa partie amont, et le démantèlement actuel du replat d'accumulation supérieur tel qu'il est observé depuis 1991 entre toujours encore dans ce schéma d'évolution. Les observations morphologiques de terrain complétées par les auscultations géotechniques ont permis d'identifier plus précisément ces différentes unités en les différenciant par la nature des matériaux qu'elles contiennent (les proportions de matériel morainique et marneux varient en fonction des phases de recul de l'escarpement principal), mais aussi par le degré de fragmentation et de compacité des marnes remaniées ainsi que par leur taux d'humectation. On a ainsi établi que les couches inférieures se composent de matériaux fragmentés et compactés et sont de ce fait relativement voire totalement imperméables par rapport aux couches superficielles formées d'un matériau plus détendu et fortement fissuré, notamment par les fortes alternances humectation-dessiccation. L'ensemble des connaissances géotechniques et hydrogéologiques présentées précédemment confirme donc une structure verticale multicouches de la coulée. Sur le plan spatial, les enregistrements cinématiques ont permis par ailleurs de confirmer les observations géomorphologiques visuelles en distinguant différents secteurs en fonction de leurs vitesses de déplacements de surface.

Le modèle de développement et d'extension du glissement-coulée reproduit schématiquement par la Figure III-20 repose sur la synthèse de l'ensemble de ces connaissances. Il montre d'une part l'extension rétrogressive des désordres vers l'amont (c'est-à-dire le recul de l'escarpement principal) par apparitions successives de surfaces de rupture plus ou moins emboîtées, et d'autre part le développement en contrebas d'une coulée constituée de plusieurs sous-ensembles : à l'amont, chaque nouvelle rupture générée dans la roche en place libère un volume supplémentaire de Terres Noires remaniées et de matériel morainique en agrandissant l'emprise de l'escarpement principal ; à l'aval, chaque nouvelle coulée alimentée par ces débris supplémentaires vient plus ou moins recouvrir et chevaucher les précédentes.

Dans quelle mesure peut-on alors dire que la structure verticale de la coulée de débris en plusieurs couches superposées d'une part et son organisation spatiale en différentes unités morphologiques juxtaposées d'autre part sont le résultat du développement séquentiel de ce mouvement de terrain en plusieurs coulées successives ? Autrement dit, peut-on attribuer une signification chronologique aux différentes unités définies sur la base des critères géotechniques, morpho-cinématiques ou hydrogéologiques ? Finalement, plus globalement, quel crédit peut-on accorder aux indices morphologiques actuels pour reconstituer l'histoire de ce versant instable, donc pour aider à comprendre de quelle manière s'est développé et continue de s'étendre ce glissement-coulée ?

A l'échelle du versant entier, il est indéniable qu'il existe une relation entre la morphologie tridimensionnelle de la coulée de débris et les modalités de sa genèse en plusieurs étapes au cours des cinquante dernières années. Les unités morphologiques les plus importantes identifiées sur le terrain ou à travers les photographies anciennes correspondent bien à des coulées d'âge différent qui se juxtaposent et se chevauchent plus ou moins. Dans le détail, il convient d'être plus nuancé car il n'est pas possible d'affirmer à l'heure actuelle que chaque couche géotechnique définie par les sondages et forages géotechniques correspond précisément à une coulée distincte. La transformation des matériaux dans la coulée, notamment par la présence de nappes d'eau, peut être suffisante pour induire une différence sensible de leurs caractéristiques géotechniques sans qu'ils s'agissent forcément d'apports distincts.

III.3.2.2. Son érosion

Simultanément à son extension spatiale dans les Roubines, la coulée de débris subit une érosion en surface sous l'effet d'un ruissellement diffus mais surtout linéaire et concentré qui entaille les Terres Noires remaniées et dont les effets se traduisent de façon évidente dans la morphologie du corps instable : ces phénomènes de ravinement intra-coulée ont permis en quelques années le développement d'un réseau complexe et très hiérarchisé d'entailles de différentes dimensions. Par l'influence qu'elle exerce sur les écoulements profonds et de surface, la paléotopographie joue un rôle essentiel dans l'organisation spatiale de cette érosion superficielle.

Dans ce mode d'érosion par ruissellement concentré, la mise en solution des particules prélevées est un processus particulièrement efficace de transport et d'exportation des matériaux de la coulée, comme cela a été confirmé par les quelques mesures ponctuelles de charges solides effectuées par prélèvements manuels et estimation du débit par jaugeage au seau ou mesure de la vitesse d'écoulement avec détermination du périmètre humide, dans différents drains situés sur et autour de la masse instable. 32 échantillons prélevés en octobre 1996, mai ou juillet 1997 dans des conditions météorologiques variées mais jamais en période crue, ont ainsi été analysés. ceci dans le simple but d'avoir une idée des charges solides pouvant effectivement transiter dans ces écoulements. A titre purement indicatif, les résultats de ces analyses sont les suivants : la

moyenne des valeurs obtenues s'établit à 5,3g/l, six valeurs seulement sont inférieures à 1g/l, 14 supérieures à 5g/l dont 3 dépassent 20g/l, et la valeur maximale est de 22,7g/l. Ces valeurs correspondent donc à des régimes d'écoulement normaux tels qu'ils s'observent couramment tout au long de l'année quand il ne pleut pas et en dehors de la période de fonte de la neige. Le système de prélèvements automatisé implanté dans le bassin des Roubines de Draix mesure des concentrations atteignant jusqu'à 500g/l lors des fortes crues (Cemagref, 1995). Le ruissellement joue donc tout au long de l'année un rôle essentiel dans l'évolution géomorphologique de la coulée de débris.

Face au risque de transformation en coulée boueuse rapide ou lave torrentielle de toute ou partie de la masse de matériaux accumulée dans le bassin de réception raviné du torrent du Sauze, il convient d'insister sur le fait que cette érosion par ruissellement est un facteur important de diminution de ce risque dans la mesure où elle contribue au moindre épisode pluvieux à réduire le volume de marnes remaniées potentiellement mobilisable.

Par rapport à un bilan massique qui peut être établi à l'échelle du glissement-coulée entier, nous avons souligné dans notre travail toute la difficulté de quantifier ces phénomènes d'érosion de la coulée, de même que ceux générant préalablement les apports de matériaux nouveaux par l'amont depuis l'escarpement principal. C'est pourquoi il est particulièrement difficile de savoir, sur une période donnée de quelques années par exemple, si le volume global de la masse instable a augmenté ou au contraire diminué. Les traitements photogrammétriques ont clairement montré que ce mouvement de terrain s'était étendu au cours des quatre dernières décennies, mais aussi que l'épaisseur des matériaux accumulés avait commencé à décroître dans la partie supérieure de la coulée de débris au fur et à mesure que celle-ci s'allongeait. Les travaux réalisés *in situ* depuis le début des années 1990 ont confirmé cette tendance mais ne permettent pas plus d'établir un bilan quantitatif global à l'échelle de la coulée entière ; un moyen envisageable pour parvenir à une telle estimation des variations de volume de la coulée dans le temps serait de calculer périodiquement un modèle numérique de terrain du versant, de précision centimétrique, par le biais de l'imagerie radar.

Nous avons par contre pu observer de façon évidente les transferts de matériaux qui s'opéraient à l'intérieur du système "coulée", en relation principalement avec l'érosion intense du replat d'accumulation supérieur. Une zone d'ablation peut ainsi nettement être identifiée en contrebas de ce replat supérieur, révélée par la mise en place d'un escarpement secondaire, et au sein de laquelle la diminution d'épaisseur des matériaux est telle qu'elle a conduit au cours de la dernière décennie à l'exhumation progressive de portions de paléotopographie. Dans la partie inférieure de la coulée au contraire, ce sont les processus d'accumulation qui apparaissent prédominants au cours des dernières années ; les multiples bourrelets qui se sont formés dans la zone intermédiaire, juste au dessus du replat inférieur, en sont les indices les plus évidents. D'autres secteurs semblent par contre "gonfler" sous l'effet de la pression exercée par les matériaux provenant de l'amont sans que l'on y observe l'apparition de tels bourrelets, ce qui montre que la masse instable n'évolue pas seulement et simplement par superpositions de coulées multiples : le gonflement du replat inférieur ainsi que le raidissement du talus frontal mis en

lumière par les mesures topométriques sont des conséquences de ces transferts de matériaux "intra-coulée".

On retiendra donc que les phénomènes d'érosion jouent un rôle fondamental dans l'évolution morphologique de cette coulée de débris, rôle amplifié par le fait que cette dernière est constituée de formations marneuses remaniées particulièrement sensibles. Cette évolution résultant d'un réajustement permanent entre processus antagonistes d'ablation et d'accumulation se doit d'être appréhendée d'un point de vue spatial et temporel pour déterminer au plus juste les variations de volume de la masse instable.

III.3.3. Le devenir du versant instable

Les connaissances qui viennent d'être rappelées concernant les modalités d'évolution et de comportement du glissement-coulée permettent d'envisager plusieurs possibilités sur l'avenir à plus ou moins long terme de ce mouvement de terrain complexe et, plus largement, de l'ensemble du versant des Roubines de Super-Sauze. Ces réflexions peuvent être organisées et discutées autour de trois scénarios :

III.3.3.1. Scénario n°1 : vers une disparition naturelle complète de la coulée ?

Il n'y a aucun apport de nouveaux matériaux par mouvements gravitaires autour de l'escarpement principal pendant x années à venir. Compte tenu des observations faites sur le site au cours de la dernière décennie, cette hypothèse semble inconcevable car toutes les conditions lithologiques et morphologiques sont réunies pour que se poursuive le recul de cet escarpement. On peut tout de même rapidement retenir ce scénario comme hypothèse d'école pour évoquer l'évolution spécifique de la coulée de débris qui résulterait d'une telle situation. Son érosion se poursuivant et les Terres Noires remaniées étant ainsi progressivement emportées par les eaux de ruissellement, on pourrait en théorie aboutir à une disparition complète de cette coulée de débris qui conduirait à redonner au versant son aspect des années 1950-1960... Deux restrictions morphologiques font que cette évolution "imaginaire" vers la paléotopographie initiale ne serait toutefois jamais totale et intégrale :

- dans la partie supérieure du bassin des Roubines, là où certaines ravines ont réellement disparu et où s'est développé sur plusieurs dizaines de mètres de hauteur l'escarpement principal, la paléotopographie telle qu'elle est visible sur les photographies de 1956 n'existe plus. Elle ne pourra par conséquent jamais réapparaître un jour ;
- bien que constitué en très grande proportion de marnes noires remaniées aisément mobilisables sous forme de charge solide par les écoulements de surface, le corps de la coulée de débris contient aussi un certain nombre de blocs morainiques de nature pétrographique diverse et qui sont particulièrement résistants. La disparition de la matrice marneuse laisserait apparaître tous ces blocs (ainsi probablement que quelques arbres morts renversés et ensevelis) sur le versant actuellement fossilisé par la coulée. On assisterait ainsi probablement à la formation d'amas de blocs dans le thalweg central des Roubines qui pourraient ressembler peut-être à ceux déposés

lors d'un retrait glaciaire, à l'image du glacier rocheux situé au-dessus de l'escarpement principal (ce qui serait assurément un destin étrange pour des blocs dont le mode de transport initial sur ce versant avait été la glace). La concentration très élevée de ces blocs morainiques telle qu'elle est déjà observable à l'heure actuelle dans la pointe de la coulée donne une idée du paysage qui pourrait être celui de ce versant à travers une évolution morphologique aussi extrême du glissement-coulée...

Si cette hypothèse apparaît totalement irréaliste dans les proportions qui viennent d'être décrites compte tenu de la situation présente observée autour la couronne, il n'en est pas moins vrai que le bilan entre processus d'ablation et d'accumulation s'établit à l'heure actuelle, dans les secteurs amont de la coulée, en faveur de ces processus d'amaigrissement. Si le recul de l'escarpement principal devait enregistrer dans les années à venir un ralentissement significatif, le replat d'accumulation supérieur verrait rapidement sa surface et son volume diminuer au profit des secteurs situés en contrebas et cette "vidange" ne manquerait pas ensuite de se répercuter progressivement vers l'aval. Ce scénario suppose évidemment que l'érosion de la coulée se poursuivrait alors que les apports de nouveaux matériaux par l'amont seraient ralentis. Bien que, soulignons le une fois de plus, ce scénario nous apparaissent très peu probable, ces réflexions soulignent une fois de plus le fait que la coulée doit être considérée comme une entité hétérogène animée de processus morphologiques divers et que son évolution spatio-temporelle est le résultat d'un jeu complexe et constant entre processus d'ablation et d'accumulation.

III.3.3.2. Scénario n°2 : Les instabilités se poursuivent...

Le recul de l'escarpement se poursuit effectivement, comme c'est le cas depuis 1971 au moins, avec une variabilité spatiale et temporelle relativement grande des mouvements dans les divers secteurs de la couronne mais qu'il est impossible de prévoir précisément à ce jour. Même si l'extension de cet escarpement s'est globalement ralentie au cours des deux dernières décennies par rapport aux mouvements importants observés dans les années 1970 et au tout début des années 1980, la configuration topographique et litho-structurale du site fait prévoir en effet une poursuite de son recul et par conséquent une aggravation de l'ensemble des processus d'instabilités de ce versant. Des signes morphologiques précurseurs de cette extension existent et laissent penser que les conditions du glissement-coulée pourraient être modifiées assez rapidement, d'ici quelques années à quelques dizaines d'années, lorsque commenceront à être mobilisés en grand nombre les blocs du glacier rocheux et, surtout, lorsque l'escarpement atteindra la source de La Goutta. Celle-ci, dont les eaux sont actuellement presque intégralement captées pour alimenter les stations du Sauze et Super-Sauze, se déversera alors directement dans le creux des Roubines et seule une intervention humaine de grande ampleur assurant le contrôle du fonctionnement hydrologique du versant permettra alors de maîtriser l'évolution de cette coulée, mais aussi de maintenir tout au long de l'année l'alimentation en eau des stations de loisirs.

Cette seconde hypothèse est celle qui nous apparaît la plus vraisemblable dans la mesure où elle s'inscrit dans la continuité de l'évolution morphologique du site des dernières décennies et que toutes les conditions actuelles observées sur le terrain plaident en sa faveur.

Dans ce schéma de la poursuite de l'extension des instabilités sur le versant du Sauze, le comportement et l'évolution morphologique spécifiques du corps de la coulée, c'est-à-dire de la masse de matériaux remaniés, seront commandés, comme cela a toujours été le cas, par deux ensembles de processus antagonistes : les apports de nouveaux matériaux par l'amont en rapport avec le recul de la couronne d'une part, l'érosion de la coulée de débris et les transferts de matériaux vers le bas du versant sous l'effet de transformations rhéologiques d'autre part. Les conséquences des uns et des autres ne peuvent être appréhendées que d'un point de vue à la fois spatial et temporel et le bilan massique et volumétrique, mais aussi la morphologie d'ensemble de la coulée seront toujours la résultante d'un équilibre instable entre ces deux tendances. C'est là toute la difficulté de modéliser le comportement d'un mouvement de terrain car cette évolution spatio-temporelle est déterminée par une multitude de variables.

A Super-Sauze, il nous paraît certain que de nouveaux mouvements de masse vont se produire autour de la couronne dans les toutes prochaines années ; aussi bien les terrains de couverture morainique que les roches marno-calcaires sous-jacentes y sont prêts. Les matériaux déstabilisés par ce recul de l'escarpement principal viendront alors s'accumuler sur le replat supérieur et seront à leur tour soumis à érosion ; le ruissellement en emportera une part non négligeable sous forme de charge solide tout en continuant d'inciser des ravines intra-coulée. La météorisation des Terres Noires donnera naissance à de nouvelles coulées boueuses superficielles qui assureront le transit des matériaux remaniés vers le bas du versant. Ces nouvelles coulées viennent non seulement recouvrir et "passer par-dessus" les anciennes, mais représentent aussi de toute évidence des masses supplémentaires susceptibles de "pousser" ou de "déformer" les terrains sur lesquels elles arrivent. En dehors de leurs effets topographiques mesurés par topométrie, les paramètres (hydrologiques, rhéologiques, topographiques...) conditionnant ces mécanismes assimilables à des processus de fluage d'une coulée boueuse sous l'effet plus ou moins direct d'une surcharge pondérale sont encore mal cernés à l'heure actuelle. Quoi qu'il en soit, si l'évolution de ce mouvement de terrain reste entièrement naturelle dans les décennies à venir, il est donc prévisible que la morphologie de la coulée montrera une alternance de phases de gonflement et d'amaigrissement, d'extension et de rétrécissement (en largeur et en longueur) commandées par les multiples conditions climatologiques, hydrogéologiques, structurales, rhéologiques, topographiques et autres dont la forte variabilité spatiale et temporelle caractérise ce site.

III.3.3.3. Scénario n°3 : faut-il craindre une ou plusieurs lave(s) torrentielle(s) ?

Dans la logique de la précédente, cette troisième et dernière hypothèse concerne la perspective de voir se développer une ou plusieurs lave(s) torrentielle(s) mobilisant tout ou partie des matériaux remaniés qui se sont accumulés au cours des dernières décennies dans les roubines

de Super-Sauze. A première vue, un tel scénario apparaît loin d'être une hypothèse d'école sans fondement puisque de tels phénomènes de laves, de petite ampleur certes, se sont déjà produits par le passé sur cette coulée. Toute la difficulté réside par conséquent premièrement dans l'estimation de l'ampleur ou de l'intensité maximale que pourrait prendre un tel phénomène en rapport avec les conditions du site, notamment hydro-climatologiques, deuxièmement dans l'appréciation du risque potentiel induit par un tel phénomène. Nous nous intéressons dans ce travail qu'à l'aléa en lui-même susceptible de naître sur le corps du glissement-coulée, et non à son risque associé qui nécessite une étude plus globale du bassin-versant du torrent du Sauze intégrant notamment une estimation de sa vulnérabilité.

Coussot (1993) définit une lave torrentielle comme l'écoulement dans le lit d'un torrent de montagne d'un mélange boueux et/ou rocailleux saturé en eau, ce phénomène se développant avec une concentration solide telle que le mélange semble s'écouler comme un fluide. Les laves torrentielles se situent donc à l'interface de deux domaines de recherche bien spécifiques que sont l'hydraulique fluviatile d'une part et la géomécanique d'autre part, et leur formation peut être interprétée soit comme l'enrichissement en particules solides d'un fluide, soit au contraire comme l'incorporation d'eau dans un mouvement de versant existant. Bonnet-Staub (1998) considère de ce fait que les coulées de débris et coulées boueuses qui, à l'image de celle de Super-Sauze, se sont développées dans les versants, sont parmi les mécanismes potentiels d'initiation de laves torrentiels les plus fréquents : plusieurs des événements qu'elle a étudié dans les vallées alpines françaises sont en effet à mettre "*en relation avec le développement dans le bassin-versant d'un mouvement de masse de grande ampleur ayant libéré un volume de matériaux immédiatement mobilisables considérable*". Ces sites qui, de par leur situation morphologique, fournissent tout au long de l'année une charge solide importante à l'écoulement torrentiel, peuvent aussi, lorsqu'il y a "*déstabilisation du système et accélération de l'instabilité*", potentiellement donner naissance à un phénomène de grande ampleur d'extension catastrophique.

C'est pourquoi, pour savoir si les conditions d'initiation d'une lave torrentielle sont potentiellement réunies sur la coulée de débris de Super-Sauze, il est intéressant de confronter les diverses connaissances acquises sur ce site avec quelques conclusions majeures données par Madame Bonnet-Staub (1998) dans sa thèse consacrée aux mécanismes d'initiation des laves torrentielles dans les Alpes françaises. On retient tout d'abord de ses résultats que les échantillons de sols des zones sources présentent généralement des courbes granulométriques étalées et continues qui caractérisent un matériau peu trié, comprenant pour la plupart moins de 30% de particules de taille inférieure à 50µm ; ces matériaux correspondent principalement à des limons argileux ou sableux et à des limons moyen sableux, et les essais géotechniques les définissent comme des limons peu plastiques sur le diagramme de Cassagrande. Ces caractéristiques correspondent précisément à celles établies sur les échantillons de Terres Noires remaniées de la coulée étudiée. L'auteur insiste en outre beaucoup sur le fait que ces caractéristiques granulométriques et géotechniques des matériaux prélevés dans les zones d'initiation sont semblables à celles des dépôts de laves torrentielles et en conclut que le matériau accumulé dans les zones sources doit par avance présenter des caractéristiques qui lui permettront d'être mobilisé puis de s'écouler avec le comportement rhéologique spécifique d'une lave torrentielle. Une zone

de versant instable dans des sols strictement argileux pourra ainsi très difficilement générer une lave torrentielle. Elle souligne finalement qu'il est possible aussi que la minéralisation de l'eau interstitielle (eaux séléniteuses par exemple comme à Super-Sauze) joue un rôle dans le processus de floculation des argiles et le comportement mécanique des matériaux de ces zones sources.

Parallèlement à cette caractérisation des matériaux, les contextes géologiques et géomorphologiques ainsi que les processus hydrogéologiques conduisant à l'initiation de ces laves ont également été identifiés : les divers mécanismes établis correspondent à des initiations par glissement de terrain, déstabilisation d'éboulis, remobilisation de dépôts torrentiels, rupture d'embâcles naturels, incision et rupture de berge, déstabilisation générale de versant ou, finalement, rupture d'entonnoirs de dissolution. Tout semble par conséquent indiquer que la formation d'une lave est le plus souvent liée à l'imbibition d'un matériau "*prêt dans la pente*", puis à la progression "*en masse*" du même matériau fluidifié sans qu'il y ait modifications profondes de sa composition. En fonction des différents facteurs et mécanismes de développement de laves observés et des volumes mis en jeu, deux situations types d'initiation se dégagent finalement : une initiation locale concernant des laves torrentielles "mineures" causées par exemple par rupture de berges ou remobilisations de dépôts torrentiels, et une initiation de masse, liée à la libération brutale d'une masse considérable de matériaux au sein d'un mouvement de terrain et pouvant conduire à la production d'une ou plusieurs laves catastrophiques (Bonnet-Staub, 1998).

Les laves qui ont déjà pris naissance à la surface de la coulée et dont nous avons connaissance, celle du 30 juin 1997 et les deux dernières des 5 et 12 mai 1999, étaient d'ampleur relativement modestes et leurs effets ne se sont guère propagé au delà du périmètre du bassin des Roubines. Elles répondaient à des initiations locales et les vagues qu'elles ont générées et qui ont pu dévaler le ravin du Sauze n'avaient pas la puissance et la compétence suffisantes pour s'auto-alimenter au fur et à mesure de leur descente le long du versant ; il s'agissait de laves de quelques dizaines de mètres-cubes au plus, la première provoquée par un orage intense, les deux autres probablement par la vidange brutale d'une poche d'eau bloquée derrière une plaque de neige en train de fondre au pied de l'escarpement principal. Toutes trois se sont donc initiées sur le replat d'accumulation supérieur de la coulée, dans la zone où tombent en vrac tous les débris et blocs de toutes tailles détachés de la paroi marneuse et morainique. Ce secteur correspond donc parfaitement au critère de caractérisation des zones sources donné précédemment, à savoir que ces zones d'initiation doivent présenter par avance les caractéristiques granulométriques d'une lave.

Pour ces cas particuliers de laves superficielles et répétitives se développant à partir de mouvements de masse de grande ampleur, elles s'expliquent par le fait que les quantités de matériaux mises à disposition sont tellement importantes qu'elles ne peuvent être déblayées rapidement, et l'on enregistre alors "*une période de production à fréquence élevée de laves torrentielles* (qui) *correspond au temps nécessaire pour que les matériaux résiduels retrouvent un certain état d'équilibre dans la pente*" (Bonnet-Staub, 1998). A Super-Sauze, ces écoulements très fluides qualifiés de "mineurs" qui contribuent à l'érosion normale de la coulée de débris y

représentent l'un des processus privilégiés de transfert des matériaux depuis le replat d'accumulation supérieur vers les secteurs inférieurs.

La question qui se pose dès lors est la suivante : à partir de quelle ampleur, c'est-à-dire quel volume, une lave née de cette coulée pourrait-elle déferler dans le ravin du Sauze et y menacer les aménagements anthropiques situés sur son parcours, voire représenter un danger direct pour les personnes présentes dans le secteur ? Nous avons tenté d'estimer différents volumes de Terres Noires potentiellement mobilisables au sein de la coulée de débris : le premier enseignement majeur de ce travail est qu'il très improbable, pour ne pas dire impossible, de voir emportée en une fois toute la masse des matériaux remaniés stockée à l'heure actuelle dans le creux des Roubines. La structure même du corps instable, son compartimentage en plusieurs sous-unités définies par la paléotopographie, son fonctionnement hydrologique vont à l'encontre de ce scénario extrême. Une mise en liquidité partielle de la coulée n'est par contre pas à exclure au stade actuelle de nos connaissances, avec un ordre de grandeur volumétrique maximal qui a été estimé à une centaine de milliers de mètres-cubes, soit un sixième environ du volume total. Les dangers liés au déferlement extrêmement rapide d'une lave de cette ampleur dans le ravin du Sauze jusqu'à l'Ubaye seraient alors réels, d'autant plus que ce volume ne manquerait pas d'être augmenté de façon significative par les matériaux qui seraient arrachés aux berges tout le long du chenal d'écoulement. Par rapport à l'ensemble de la question du risque potentiel que représente un tel aléa dans le ravin du Sauze, Bossu (1996) a fait un recensement complet des éléments exposés dans le chenal d'écoulement et sur le cône de déjection dans le but d'en évaluer la vulnérabilité.

La seconde interrogation majeure qui demeure est celle relative aux conditions de déclenchement d'un tel aléa. Les nombreuses études mondiales portant sur ces phénomènes s'accordant pour dire que la cause fondamentale de leur initiation est principalement un apport d'eau très important sur une courte période de temps, quelles sont donc les conditions hydro-climatologiques susceptibles de déclencher une lave torrentielle majeure dans les matériaux d'accumulation du glissement-coulée de Super-Sauze ?

Les petites laves de quelques dizaines de mètres-cubes qui ont été observées au cours des trois dernières années se sont produites dans des circonstances climatologiques bien précises : soit en période de fonte des neiges, soit à la suite d'un orage violent déversant de manière très localisée des quantités d'eau importantes sur le bassin des Roubines, précipitations qui n'ont malheureusement pas été quantifiées par les deux pluviographes implantés à proximité. L'absence de données pluviométriques précises recueillies directement sur la coulée ne permet pas de connaître les intensités maximales de précipitations qui se sont déjà produites sur le site au cours des années passées. La très forte variabilité spatiale des précipitations à l'intérieur du bassin de Barcelonnette ne permet guère plus de faire des extrapolations à partir des informations des différents postes climatologiques de la vallée[1]. Les pluviographes installés depuis peu de temps sur la coulée devront permettre de combler ces lacunes. En plus de l'intensité de l'épisode

[1] Cf. le tableau I-2 dans le chapitre I.3.2.2. donnant les situations climatologiques enregistrées lors des principales crues du torrent du Sauze depuis 1935.

pluvieux déclenchant, le cumul des précipitations au cours des jours et semaines précédents, leur conjonction éventuelle avec une fonte neigeuse ou une secousse sismique, mais aussi l'état d'humidité initial de la coulée, sont autant de facteurs à prendre en compte pour déterminer efficacement les seuils d'initiation de ces laves.

Le contexte climatique, en dehors de son aptitude à générer des situations déclenchantes, participe aussi à la prédisposition des matériaux susceptibles d'alimenter une lave : les cycles dessiccation-humectation s'avèrent notamment d'une importance primordiale pour des formations boueuses comme les Terres Noires remaniées de la coulée de Super-Sauze : outre la croûte de dessiccation qui se forme à chaque fois et qui, modifiant l'état de surface, perturbe le rapport ruissellement/infiltration, Coussot & Ancey (1999) signalent aussi que la complexité des phénomènes de séchage au sein des matériaux induit des propriétés mécaniques particulières qui influencent elles même grandement les processus de déclenchement des écoulements boueux tels que les laves torrentielles ; ces processus sont très complexes dans la mesure où *"ils ne font pas seulement intervenir la nature du sol en place mais aussi son histoire thermodynamique"*.

Le fonctionnement hydrologique et hydrogéologique de la coulée de débris, finalement, conditionne directement l'initiation des écoulements boueux dans la mesure où la paléotopographie fossilisée qui définit le compartimentage hydro-morphologique de la masse instable concentre l'eau dans certains secteurs, souvent à faible profondeur ; lorsque le front d'infiltration rejoint une nappe, il s'en suit une augmentation, qui peut être très soudaine, des pressions interstitielles, laquelle peut générer un écoulement boueux. La morphologie tridimensionnelle actuelle de la coulée, les profondeurs de nappes mesurés aux seins de ses différentes unités laissent penser que ces situations ne peuvent pour l'instant apparaître que très localement dans la partie amont de la coulée ; sur le replat supérieur et dans les secteurs du haut de la zone intermédiaire, précisément dans l'escarpement secondaire matérialisant le périmètre de remobilisation des matériaux du replat d'accumulation supérieur. Les laves qui se sont déclenchées au cours des années passées sont des illustrations de ces situations hydrogéologiques locales d'extension très limitée. De tels phénomènes ne semblent toutefois pas en mesure, dans la situation actuelle, de mobiliser des volumes très importants de matériaux par rapport au volume global de Terres Noires remaniées accumulé dans ce bassin. Le drainage de toute la partie basse de la coulée de débris, canalisée dans le paléothalweg principal des Roubines, apparaît bien plus performant et y minimise donc fortement ces risques de laves torrentielles.

Ce fonctionnement hydrologique de l'ensemble de la masse instable pourrait brutalement être modifié et augmenter sensiblement le risque de déclenchement de lave(s) torrentielle(s) si l'hypothèse du recul de l'escarpement principal jusqu'à la source de la Goutta venait à se vérifier dans les années ou les décennies à venir.

Conclusion générale

Le programme de recherche mené depuis une dizaine d'années sur le site d'étude de Super-Sauze est destiné à s'y poursuivre pendant plusieurs années encore afin de bénéficier pleinement des efforts qui y ont déjà été réalisés, notamment dans son instrumentation. Ce travail fondé sur une démarche géomorphologique globale à l'échelle du mouvement de terrain et plus largement du versant sur lequel il s'est développé, constitue un premier jalon qui apporte d'ores et déjà un certain nombre de réponses aux interrogations posées au début de la recherche, ou à celles qui n'ont pas manqué de surgir au fur et à mesure de son avancement. Ces connaissances, dont certaines restent partielles et demandent par conséquent des investigations complémentaires qui ont été soulignées à diverses reprises tout au long du manuscrit, constituent des éléments de réflexion précieux en vue des développements à venir et d'ailleurs déjà largement entrepris (Thèse J.-P. Malet) en matière de modélisation du phénomène.

Le bassin de Barcelonnette

Le bassin de Barcelonnette est connu de longue date pour la fréquence et la diversité des aléas géomorphologiques et autres processus d'érosion qui concourent à modeler ses versants. La première partie de ce travail a permis, à travers une analyse privilégiant les aspects géomorphologiques, de préciser les conditions environnementales au sens le plus large qui déterminent la survenance de ces multiples aléas. Le trait majeur qui a conditionné toute l'évolution géomorphologique du bassin de Barcelonnette est assurément sa **structure géologique** : originale bien que non unique dans les Alpes françaises du sud, complexe, cette structure est celle d'une fenêtre (au sens géologique du terme) laissant apparaître **un soubassement autochtone très sensible à l'érosion encadré de roches allochtones résistantes.** Les versants comportent en outre **une forte proportion de terrains de recouvrement morainique** qui témoignent de l'importance du façonnement glaciaire de la vallée. La présence de ces terrains induit deux conséquences importantes d'un point de vue géomorphologique : la première d'ordre mécanique dans la mesure où il s'agit de formations détritiques non consolidées et de ce fait très érodables par les eaux de ruissellement, la seconde d'ordre hydrogéologique du fait de la grande perméabilité de ces dépôts glaciaires. Ces deux facteurs ont joué un rôle crucial dans l'évolution postglaciaire du relief.

Ce contexte lithologique est soumis aux rudesses d'un **climat montagnard sous forte influence méditerranéenne** dont on relèvera également deux caractéristiques principales : un **régime pluviométrique** marqué par de fortes et violentes averses pouvant survenir après de longues périodes de sécheresse, et un **régime thermique** également marqué par des contrastes très forts, notamment à l'échelle journalière, et avec de nombreuses oscillations autour de 0°C à l'échelle annuelle. Ces caractéristiques climatiques sont en outre exacerbées par la configuration topographique du bassin de Barcelonnette qui, du fait de son orientation franchement est-ouest, oppose deux versants d'adret et d'ubac très différents. Ce contraste se ressent aussi bien au niveau

de la végétation que plus généralement de l'occupation des sols, le tout fortement conditionné par la présence et les activités anthropiques.

Cet environnement bio-morpho-climatique au sens le plus large se traduit dans l'ensemble du bassin par de nombreux et divers phénomènes d'érosion et de dégradation des versants qui sont également à mettre en rapport avec la très forte **torrentialité** qui est le trait hydrologique dominant de toute la vallée. Les nombreux torrents qui entaillent vigoureusement les versants et qui édifient à leur pied, de part et d'autre de l'Ubaye, d'imposants cônes de déjection, en sont la preuve la plus manifeste. L'érosion par ruissellement concentré y a aussi donné naissance et continue de développer **de nombreuses roubines**, appellation locale des zones de ravinements qui font la particularité des paysages ubayens. Divers **mouvements de terrains**, en masse, concourent également dans une proportion non négligeable à l'évolution morphologique de ces derniers, souvent de façon spectaculaire. Les instabilités impliquant les formations des Terres Noires autochtones sont les plus caractéristiques de cette région et plus largement de l'ensemble du domaine d'extension géographique sud-alpin de ce faciès : il s'agit **de glissements ou écroulements rocheux évoluant en coulées de débris très boueuses sous l'effet d'une transformation mécanique progressive des marnes soumises à météorisation**, laquelle induit une évolution à la fois spatiale et temporelle de leur comportement rhéologique sur les versants déstabilisés.

Le glissement de Super-Sauze

L'étude du glissement-coulée de Super-Sauze développée dans les seconde et troisième parties de ce travail approfondit les connaissances sur ce type de mouvement de terrain mixte et complexe. Le site de Super-Sauze est situé sur le versant d'ubac à la limite supérieure d'affleurement des Terres Noires, sous des terrains de couverture morainique. La **démarche photogrammétrique multitemporelle** mise en œuvre parallèlement aux diverses investigations menées *in situ* a permis dans un premier temps de reconstituer l'évolution géomorphologique du versant instable. Les images les plus anciennes, de 1948 et 1956, montrent ainsi un vaste ensemble de ravines (que la toponymie locale désigne par les "Roubines") organisées autour d'un thalweg central et formant un véritable sous-bassin au sein du bassin de réception du torrent du Sauze, lui même marqué par une forte empreinte glaciaire et périglaciaire (morphologie de cirque à l'amont, présence de moraines diverses et fortement érodées ainsi que d'un imposant glacier rocheux et de nombreux éboulis...). Les faiblesses structurales du massif et notamment ses discontinuités induites par la tectonique dans le soubassement marneux influencent fortement l'organisation de ces ravines. Les images suivantes des années 1970 à 1995 montrent ensuite l'extension progressive d'un mouvement en masse affectant ces roubines sous la forme de glissements et écroulements rocheux évoluant en coulées.

Ces désordres se manifestent de façon spectaculaire dans le paysage d'une part à l'amont par **l'extension latérale et verticale d'un escarpement principal dans les marnes en place et la couverture morainique**, d'autre part par **l'ennoyage vers l'aval de la partie centrale du creux**

des roubines par une coulée de débris très longiligne. Plus précisément, ces clichés montrent clairement que ce sont plusieurs coulées distinctes d'âges différents qui se sont développées en se chevauchant et se juxtaposant partiellement en fonction de leur volume, de leur composition plus ou moins marneuse ou morainique et de leur consistance fonction de leur imbibition ; plus ou moins visqueuses ou fluides en fonction des caractéristiques rhéologiques des marnes majoritairement impliquées, ces coulées sont en fait des remobilisations (des reprises) des matériaux déstabilisés une première fois dans l'escarpement principal et accumulés à son pied. Cette mise en évidence du développement séquentiel du mouvement de terrain sur une période de moins d'un demi siècle, et surtout l'identification de quelques unes des étapes de cette évolution géomorphologique, sont parmi les résultats essentiels de l'étude réalisée et la transposition de la démarche devrait aider fortement à la connaissance d'autres glissements-coulées affectant les Terres Noires alpines.

En complément de ces enseignements par l'image, les observations morphologiques détaillées faites sur le terrain, dans l'escarpement principal et sur différents secteurs de la coulée, mais aussi aux alentours dans les ravines en activité ou sur les versants recouverts de moraines, ont aidé à mieux comprendre comment et pourquoi ce mouvement en masse s'est initié puis a ensuite pris de l'ampleur :

- les **phénomènes d'érosion divers et de déstabilisation de la couverture morainique** observés sur le versant situé à l'est des Roubines montrent très bien comment les Terres Noires sous-jacentes sont progressivement mises à nu. Le rôle des écoulements de surface et notamment du torrent du Sauze qui a fait l'objet dans ce secteur d'aménagements anthropiques s'avère primordial dans les modalités de cette érosion des dépôts glaciaires. Ces phénomènes actuels montrent ce qui s'est passé il y a quelques décennies une centaine de mètres à l'ouest sur le versant aujourd'hui tronqué par le glissement-coulée ;
- l'observation de la structure lithologique des Terres Noires dans l'escarpement principal explique non seulement la configuration morphologique de ce dernier, mais permet surtout de comprendre quels processus mécaniques ont conduit à la rupture du massif : **l'extension et le recul rapide de l'escarpement au cours des trois dernières décennies sont principalement le fait de glissements bancs sur bancs des formations marno-calcaires caractérisées par une forte schistosité**. La rupture d'une crête de ravine en place située à proximité immédiate de la coulée au début de l'année 1997 (ou au cours de l'hiver 1996/97) a confirmé ce **rôle prédisposant essentiel de la structure lithologique dans les déstabilisations en masse de ce faciès**. Cet accident constitue *a posteriori* l'événement majeur de la période d'étude couverte par ce travail dans la mesure où il permet de visualiser concrètement les phénomènes qui se sont produits précédemment au niveau des ravines tronquées et aujourd'hui fossilisées (donc invisibles) sous le replat d'accumulation supérieur du glissement-coulée ;
- des observations visuelles sur site confirmées par des mesures morphocinématiques ont mis en évidence **la présence au sein des matériaux remaniés instables** "d'îlots" de terrain en place sous la forme **de crêtes de ravines exhumées au cours de la dernière décennie**. La présence de ces portions de marnes en place de quelques mètres-carrés, d'ailleurs plus ou moins masquées ou

découvertes au fil des saisons au gré des gonflements ou amaigrissements locaux de la coulée, constitue une aide précieuse à la reconstruction de la paléotopographie enfouie.

La morphologie de surface établie à partir d'un levé topographique détaillé fait apparaître plusieurs secteurs parmi lesquels on distingue : un replat supérieur, situé dans la zone d'ablation au pied de l'escarpement principal, qui est formé de l'accumulation des terrains glissés et écroulés à partir de ce dernier ; un replat inférieur identifié bien plus bas qui illustre particulièrement bien l'influence de la paléotopographie dans le développement et la mise en place de la coulée de débris ; entre replat supérieur et replat inférieur, une zone dite intermédiaire au sein de laquelle les pentes sont les plus fortes et où s'observent les indices d'activité les plus forts ; finalement, à l'aval du replat inférieur, un talus frontal formant la pointe très effilée de la coulée du fait du sapement important opéré par les deux torrents qui la bordent de chaque côté. Ce modelé de surface est particulièrement instructif à deux égards : tout d'abord parce qu'il est **révélateur des modalités de mise en place et de fonctionnement de la masse instable**, ensuite parce qu'il fournit de **multiples indices sur la paléotopographie enfouie**.

L'identification du relief fossilisé a été précisée par les travaux photogrammétriques ainsi que les investigations géotechniques et géophysiques. Cette approche pluridisciplinaire autorise aujourd'hui une bonne définition de la géométrie tridimensionnelle de la masse instable dont le volume global est estimé à environ 650000m^3. Les données géotechniques montrent en outre que ce volume n'est pas constitué d'une masse uniforme et homogène, mais que **plusieurs "unités" s'y superposent en épaisseur et s'y juxtaposent latéralement et longitudinalement** ; trois couches ont ainsi été définies sur la base de ces informations géomécaniques, dont la plus profonde est considérée comme un "corps mort" très fortement consolidé et inactif au fond des paléo-ravines délimités par les interfluves toujours en place. Superficiellement, les deux autres couches se distinguent essentiellement par leur degré de compacité, leur résistance, leur taux de fracturation ou encore leurs caractéristiques hydrogéologiques (teneur en eau, conductivité, perméabilité...), tous ces paramètres étant fortement interdépendants. Au moins dans la partie inférieure et sur le flanc ouest de la coulée, ces unités géotechniques correspondent visiblement à des apports successifs (des coulées d'âge différent plus ou moins juxtaposées et superposées) et ont donc aussi une signification chronologique. Ainsi, dans plusieurs secteurs de la coulée, les dépôts de la couverture morainique qui avaient été déstabilisés en premiers dans les roubines se retrouvent aujourd'hui sous les Terres Noires remaniées.

L'évolution morphologique de la coulée de débris dans son ensemble est conditionnée par le comportement rhéologique des matériaux qui la constituent, donc essentiellement des Terres Noires remaniées et dans une bien moindre mesure des portions de terrains morainiques dont quelques blocs de plusieurs mètres-cubes sont les éléments les plus marquants. Très rapidement, en quelques saisons, la météorisation transforme la roche marneuse cohérente en une pâte de plus en fine et homogène pouvant dépasser fréquemment ses seuils de plasticité et même de liquidité lorsqu'elle est bien imbibée. Les morphologies caractéristiques en lobes avec bourrelet frontal convexe identifiées en plusieurs endroits de la coulée témoignent de ces écoulements boueux plus ou moins visqueux. On a également relevé à plusieurs reprises au cours des dernières années des

traces de laves torrentielles qui s'étaient initiées sur le replat supérieur. Inversement, lorsqu'elles sont sèches, ces marnes remaniées sont très indurées en surface et présentent de nombreuses fissures de dessiccation.

La connaissance spatio-temporelle du fonctionnement du glissement-coulée a été approfondie par une surveillance morpho-cinématique des terrains instables. Sur un plan spatial, les déplacements enregistrés par mesures tachéométriques entre 1991 et 1998 confirment **le zonage morpho-dynamique de la masse instable** en plusieurs sous-unités caractérisées par des vitesses moyennes de déplacements très différentes. De façon générale, les mouvements enregistrés dans les secteurs amont de la coulée sont supérieurs à ceux mesurés dans sa partie inférieure : les secteurs les plus actifs enregistrant des déplacements supérieurs à 10m/an sont ceux où se concentrent les écoulements des eaux de surface et de sub-surface à l'aval du replat supérieur, où les départs importants de matériaux enregistrés au cours des dix dernières années ont d'ailleurs donné naissance à un escarpement secondaire conséquent. Inversement, les secteurs où les déplacements ne dépassent pas 1 à 2m/an sont ceux où les pentes sont moins fortes, et/ou ceux où les matériaux sont plus secs et généralement plus grossiers ; il s'agit des unités "les plus anciennes" constituées majoritairement de matériaux morainiques, qui n'ont jamais été submergées par une coulée postérieure et sur lesquelles réussissent à pousser quelques touffes herbacées. Parmi ces secteurs les moins actifs, le replat inférieur occupe une place à part : il est constitué en surface de marnes noires remaniées et non de matériaux morainiques et correspond visiblement à une coulée qui n'est pas de première génération, mais qui est venu buter sur un obstacle topographique qui la freine. Les mesures topométriques permettent en outre de préciser qu'il n'y a pas seulement et simplement **recouvrement des coulées les plus anciennes par les plus récentes**, mais également **déformation des parties basses sous la pression des accumulations postérieures** stockées à l'amont.

Sur un plan temporel, les enregistrements cinématiques montrent une **activité saisonnière de la coulée** ainsi que des phases de ralentissement ou d'accélération sur plusieurs années entre 1991 et 1998. A l'échelle annuelle, le printemps avec la fonte neigeuse et secondairement l'automne qui est traditionnellement la saison la plus arrosée en Ubaye, constituent deux périodes d'activité morphologique majeures de la coulée. L'accélération printanière s'enregistre essentiellement sur et en contrebas immédiat du replat supérieur, secteurs où la concentration des eaux de fonte provenant de la couronne engendre une humectation intense des matériaux, alors que les accélérations automnales provoquées par des pluies cumulées sur plusieurs jours et semaines sont ressenties de manière plus globale sur toute la surface de la coulée. Les courbes de déplacements cumulés établies sur l'ensemble de la période de surveillance de 7 ans pour plusieurs points caractéristiques implantés sur différentes unités morphologiques mettent également en évidence un certain **décalage temporel des phases d'accélération entre le haut et le bas de la coulée**, ce qui confirme le fait que ce sont les apports de matériaux nouveaux détachés de l'escarpement principal et accumulés sur le replat supérieur, suivis de l'érosion (du démantèlement) de ce dernier, qui sont le moteur de la dynamique d'ensemble.

Le devenir du versant instable de Super-Sauze

Les connaissances acquises à travers cette étude permettent d'émettre des hypothèses sur les perspectives d'évolution du versant dans les années à venir. L'évolution prévue est celle d'une poursuite des instabilités à l'amont autour de la couronne, donc du recul de l'escarpement principal. Cette extension de la zone d'ablation, outre les apports supplémentaires en matériaux marneux et morainiques (la fréquence des chutes de gros blocs morainiques accumulés dans l'axe du vallon glaciaire autour du glacier rocheux sera notamment de plus en plus élevée) qu'elle induira dans les années à venir et qui continueront d'alimenter le replat supérieur, pourrait également conduire au détournement brutal du torrent du Sauze dès sa source. Ce captage aurait des conséquences préjudiciables aussi bien sur un plan économique (dans l'alimentation en eau des stations de Super-Sauze et du Sauze) que géomorphologique (par une humectation brutale et intense de la coulée de débris par l'amont et une augmentation corrélative des risques de survenance de laves torrentielles).

Avant d'en arriver à cette évolution extrême elle-même dépendante de l'état de la structure profonde du massif marneux derrière l'escarpement, les apports rocheux sur le replat supérieur auront de toute manière des répercussions sur le comportement d'ensemble de la coulée ; comme cela est en effet le cas depuis le début des instabilités, ces apports nouveaux depuis l'amont continueront de réguler les transferts de matériaux vers l'aval, donc de conditionner l'évolution géomorphologique de la masse instable.

L'intérêt de la démarche géomorphologique dans l'étude du site de Super-Sauze

Ce point d'ordre "méthodologique" de la conclusion cherche à dégager l'intérêt et la justification de **la démarche géomorphologique globale mise en œuvre dans cette recherche**, ceci par rapport à une approche qui serait purement géotechnique et mécaniste, basée sur des mesures ponctuelles ou des analyses d'échantillons sortis de leur contexte morphologique.

Elle apporte tout d'abord une confirmation de la prédisposition lithologique des Terres Noires alpines à générer des mouvements de terrains mixtes, d'une part par la **prédisposition structurale à la rupture par glissement** lorsqu'elles affleurent en pendage aval dans des roubines, d'autre part par leur **très forte susceptibilité à la météorisation** une fois désolidarisées de leur massif d'origine et mettant alors très rapidement à disposition des matériaux déstructurés propices à être mobilisés par écoulement.

Elle aboutit ensuite à la connaissance de **la géométrie tridimensionnelle** de la coulée de débris et souligne le **rôle essentiel de la paléotopographie** dans sa mise en place et son comportement. De ce point de vue, le site de Super-Sauze propose une situation morphologiques particulièrement complexe. Le mouvement de terrain s'est en effet déclenché sur un versant entaillé de plusieurs ravines contiguës autour d'un thalweg central et n'ayant de ce fait pas toutes la même orientation. Dans ce contexte, **l'influence de la paléotopographie est plurielle** : elle guide non seulement la coulée de débris en lui imposant des directions d'écoulement qui peuvent

ne pas être celles de la plus grande pente, elle joue ensuite sur les vitesses d'écoulement au sein de la coulée en lui imposant des obstacles topographiques ou au contraire en la canalisant dans des paléoravins où se concentrent également les circulations d'eau. La superposition manifeste entre les ravines creusées à la surface de la coulée et le réseau hydrographique fossilisé est très évocatrice sur ce point. Les secteurs les plus humides, en surface comme en profondeur, sont ceux où les marnes se transforment le plus rapidement en boues capables d'atteindre des vitesses d'écoulement élevées lorsque leur teneur en eau augmente. Dans le fonctionnement d'ensemble de la masse instable, on souligne le rôle essentiel du ruissellement superficiel qui opère une réduction constante du volume de la coulée par une exportation des marnes prélevées sous forme de charge solide.

Ces enseignements sont applicables à d'autres versants ravinés dans les Terres Noires sud-alpines dans différentes circonstances : sur des ravines intactes (c'est-à-dire non rompues) au sein de bad-lands d'une certaine superficie, le relevé précis de la structure lithologique doit permettre de détecter lesquelles sont particulièrement prédisposées à des ruptures en masse ; sur des ravines déjà cassées, la connaissance de cette structure permet de définir dans quelle direction l'accident est susceptible de s'étendre et donc quel volume sera déstabilisé à plus ou moins long terme. Quant à la paléotopographie, il est impératif d'en avoir une restitution en trois dimensions la plus juste possible avant d'essayer de vouloir modéliser le comportement d'une coulée déclarée, ne serait ce que pour avoir une estimation du volume total de matériaux remaniés mobilisé. Là où on n'aura pas la possibilité de faire des investigations photogrammétriques et/ou géotechniques pour appréhender cette géométrie tridimensionnelle, l'analyse minutieuse du modelé de surface éventuellement complétée par quelques mesures cinématiques devraient déjà permettre d'avoir de bons indices sur la profondeur.

A propos de la terminologie

Comme cela a été précisé en introduction, l'expression "glissement-coulée" a été utilisée par commodité dans ce manuscrit. Il convient, au terme de cette recherche, de s'interroger plus profondément sur sa pertinence pour désigner un mouvement de terrain comme celui étudié à Super-Sauze. La littérature récente semble en effet réserver l'usage de cette traduction au mot à mot du "flowslide" anglo-saxon à des mouvements caractérisés par des vitesses de déplacement élevées qui en font des phénomènes destructeurs et dangereux lorsqu'ils se développent sur des versants anthropisés. Les caractéristiques cinématiques mais également morphologiques, géotechniques et rhéologiques définies par cette étude conduisent à penser que cette terminologie n'est pas la mieux adaptée aux mouvements de terrains de ce type affectant les Terres Noires alpines.

D'un point de vue génétique, il est incontestable que les deux mécanismes de déplacement, par glissement et par écoulement, opèrent sur le site et que cette dualité doit apparaître dans la terminologie. A cet égard, l'appellation "glissement boueux" mérite toute notre attention dans la mesure où plusieurs auteurs identifient dans ce type de phénomène un chenal d'écoulement et un lobe d'accumulation où il convient précisément de parler plutôt d'un mode de

déplacement par écoulement que par glissement. Les glissements boueux sont ainsi définis comme des mouvements de masse lents, réguliers ou pas, dont les vitesses annuelles sont de l'ordre de quelques mètres à quelques dizaines de mètres avec des accélérations, des ralentissements et des périodes de stabilité conditionnés par les fluctuations de la nappe phréatique et qui, de ce fait, ont souvent un caractère saisonnier. L'ensemble de ces critères correspond bien au phénomène étudié à Super-Sauze. Une restriction apparaît cependant à l'emploi de cette dénomination du fait de la composition hétérogène et surtout hétérométrique de la coulée : outre la présence de matériaux morainiques dont des blocs calcaires de plusieurs mètres-cubes, la masse instable est également constituée de blocs marneux de toutes tailles, compacts, et qui présentent une structure schisteuse bien conservée. Les investigations géotechniques en profondeur ont aussi montré une organisation en plusieurs couches qui ne permettent pas d'appréhender la globalité de ces matériaux comme une masse boueuse homogène, mais comme un ensemble composite de coulées de débris. Il semble de ce fait abusif d'intégrer un tel phénomène dans la catégorie des glissements boueux pour lesquels la très forte présence argileuse est un critère majeur.

Une autre catégorie de mouvements mixtes, déjà brièvement évoquée dans le chapitre I.2.3.2., apparaît mieux adaptée : il s'agit de mouvements qui montrent bien un glissement évoluant en coulée, mais qui sont classés en dehors des glissements-coulées *stricto sensu* à cause de **la complexité aussi bien spatiale que temporelle de la filiation entre les deux processus**. A Super-Sauze, les terrains déplacés vont bien au delà (plusieurs centaines de mètres) de la surface de rupture et nous avons souligné toute la difficulté de localiser la limite inférieure probable de cette dernière sous le replat d'accumulation supérieur. C'est là une difficulté habituelle dans l'étude de ce type de mouvement de terrain mixte dont l'évolution, en se propageant vers l'amont et latéralement, aboutit à une superposition et une intrication des processus de glissement et d'écoulement ; les processus anciens sont masqués ou effacés par les plus récents et l'aspect morphologique de surface devient d'autant plus chaotique et difficile à interpréter que la paléotopographie fossilisée est complexe. La situation rencontrée à Super-Sauze est bien celle là. C'est pourquoi, la dénomination la moins équivoque que nous pourrions proposer est celle de **glissement évoluant en coulée**, sous-entendu coulée de débris composite très hétérogène, à forte teneur en argile lui conférant un comportement d'ensemble d'écoulement boueux lent pouvant ponctuellement et localement générer des écoulement hyper-concentrés plus fluides et beaucoup plus rapides de type lave torrentielle.

Et encore, nous avons vu que les mobilisations des marnes en place dans l'escarpement principal ne se faisaient pas uniquement par glissements structuraux, mais qu'il convenait plus précisément de parler dans certains secteurs d'écroulements rocheux. Cette nuance liée aux conditions litho-structurales localement très changeantes doit-elle aussi apparaître dans la terminologie et faudrait-il envisager alors de parler de "glissement-écroulement évoluant en coulée de débris" ? A l'image du mouvement de terrain étudié, le débat terminologique est assurément complexe, souvent passionné entre les auteurs, et de ce fait jamais véritablement clos...

Table des illustrations

Figures

Figure I-1 : Carte géomorphologique du bassin de Barcelonnette. *21*
Figure I-2 : Localisation du bassin de Barcelonnette en Embrunais-Ubaye. *23*
Figure I-3 : Les nappes de charriage de l'Embrunais-Ubaye dans les Alpes occidentales *27*
Figure I-4 : Schéma litho-structural simplifié du bassin de Barcelonnette *31*
Figure I-5 : Les extensions glaciaires quaternaires en Ubaye (D'après Jorda, 1980). *32*
Figure I-6 : Les formations glaciaires sur le versant de Lans. *46*
Figure I-7 : Aléas naturels et mouvements de terrain dans le bassin de Barcelonnette depuis 1850 (comptabilisés à partir du dépouillement des archives réalisé par Amiot & Nexon, 1995). *62*
Figure I-8 : Répartition des mouvements de terrain dans le bassin de Barcelonnette en fonction de l'altitude et de l'orientation des versants (D'après Légier, 1977). *65*
Figure I-9 : Schéma oro-hydrographique de la Commune d'Enchastrayes. *74*
Figure I-10 : Le bassin-versant du torrent du Sauze. *76*
Figure I-11 : Carte géomorphologique du bassin de réception du torrent du Sauze. *81*
Figure I-12 : La géologie du versant de Super-Sauze. *81*
Figure II-1 : Extraits des cartes topographiques de 1896, 1898, 1930 et 1956 centrés sur le secteur des Roubines de Super-Sauze. *101*
Figure II-2 : Processus de traitement d'image par photogrammétrie numérique. *108*
Figure II-3 : Le modèle numérique de terrain de 1995 et l'ortho-photographie correspondante. *110*
Figure II-4 : Localisation des points de mesures par G.P.S. *112*
Figure II-5 : Extrait centré sur les Roubines d'une des photographies *115*
Figure II-6 : Les Roubines de Super-Sauze en 1956 (vue perspective lointaine *116*
Figure II-7 : Le versant des Roubines en 1956 : ortho-image brute (a) ; croquis géomorphologique interprétatif (b) ; limites des trois sous-bassins du versant S-E (c) ; Identification des crêtes (d). *117*
Figure II-8 : Le versant des Roubines en 1971 : ortho-image brute et croquis interprétatif. *122*
Figure II-9 : Evolution des instabilités dans le secteur S-E des Roubines entre 1956 et 1982. ..... *125*
Figure II-10 : Le versant des Roubines en 1978 : ortho-image brute et croquis interprétatif. *128*
Figure II-11 : Le versant des Roubines en 1982 : ortho-image brute et croquis interprétatif. *130*
Figure II-12 : Le versant des Roubines en 1988 : ortho-image brute et croquis interprétatif. *133*
Figure II-13 : Le versant des Roubines en 1995 : ortho-image brute et croquis interprétatif. *136*
Figure II-14 : Comparaisons morphologiques des Roubines de 1956 et 1995. ..... *137*
Figure II-15 : Exploitations quantitatives des modèles numériques de terrain. *141*
Figure II-16 : Vues perspectives lointaines (en haut) et rapprochées (en bas) du bassin torrentiel du Sauze en 1956 (à gauche) et 1995 (à droite). *143*
Figure II-17 : Six stades de l'évolution géomorphologique du glissement-coulée. *144*
Figure II-18 : Evolution spatio-temporelle du glissement-coulée de Super-Sauze *145*
Figure II-19 : Tracé probable des écoulements dans la ravine principale en 1956 ..... *147*
Figure II-20 : Précipitations annuelles et moyennes mobiles lustrales à Barcelonnette au XX^{ème} siècle. *152*
Figure II-21 : Moyennes mobiles sur 3, 5 et 10 ans des précipitations annuelles *152*
Figure II-22 : Courbe et ajustement linéaire des moyennes mobiles sur 30 ans *152*
Figure II-23 : Carte géomorphologique du glissement-coulée de Super-Sauze *161*
Figure II-24 : Principaux types de tectonites de la déformation ductile *172*
Figure II-25 : Les dispositions en "bord" et en "walls" des formations schisteuses dans une vallée. *175*
Figure II-26 : Variation de l'influence de bancs intercalés plus résistants dans la morphologie *176*

Figure II-27 : Interprétations paléomorphologiques des forages et mesures inclinométriques réalisés sur le replat supérieur 190
Figure II-28 : La structure profonde de la coulée de débris des Roubines. 193
Figure II-29 : Calcul du volume de la coulée par la méthode des profils transversaux. 197
Figure III-1 : Fraction argileuse de différentes Terres Noires alpines. 204
Figure III-2 : Cortège argileux de différentes Terres Noires alpines 205
Figure III-3 : Taux de carbonates relevés dans différentes formations marneuses alpines 206
Figure III-4 : Litage tectonique par différenciation chimique du $CaCO_3$ 208
Figure III-5 : Limites de liquidité et indice de plasticité de diverses Terres Noires alpines. 216
Figure III-6 : Angles de frottement interne et cohésions de diverses Terres Noires 220
Figure III-7 : Angles de frottement interne et cohésions de différentes Terres Noires alpines ... 222
Figure III-8 : Les réseaux de surveillance topométrique du versant instable de Super-Sauze. ... 229
Figure III-9 : Structure du programme de dépouillement et de compensation 235
Figure III-10 : Différences en X sur les coordonnées approchées des points topométriques déterminés depuis P1 et P2 lors de la session de mesure du 04/09/1996. 236
Figure III-11 : Différences sur les coordonnées topométriques déterminées 237
Figure III-12 : Schéma de positionnement d'un point en planimétrie par triangulatération 238
Figure III-13 : Les différents modes de représentation graphique des résultats cinématiques. .. 241
Figure III-14 : Vitesses moyennes de déplacement de tous les points mobiles surveillés sur le site de Super-Sauze depuis 1991. 243
Figure III-15: Zonage morpho-cinématique de la coulée de débris de Super-Sauze. 245
Figure III-16 : Quelques totaux pluviométriques mensuels comparés des différents postes de mesure du bassin de Barcelonnette. 256
Figure III-17 : Déplacements cumulés de quelques points caractéristiques du comportement d'ensemble de la coulée 259
Figure III-18 : Déplacements cumulés du point topométrique n°9 en rapport avec la pluviométrie mensuelle. 259
Figure III-19 : Activité sismique autour de Barcelonnette entre 1980 et 1999 272
Figure III-20 : Les principales étapes de l'évolution géomorphologique du versant des Roubines. 276

Tableaux

Tableau I-1 : Caractéristiques des deux nappes de charriage de l'Embrunais-Ubaye 29
Tableau I-2 : Correspondances entre crues majeures du torrent des Galamonds 78
Tableau II-1 : Caractéristiques des photographies aériennes numérisées 107
Tableau II-2 : Morphométrie du corps du glissement-coulée de Super-Sauze. 181
Tableau III-1 : Limites d'Atterberg des Terres Noires de la coulée de Super-Sauze 216

Photographies

Photo I-1 : Les versants d'adret (A) et d'ubac (B) du bassin de Barcelonnette. 37
Photo I-2 : Le versant de Lans (vue vers le NNW depuis le chemin du Bois Noir). 47
Photo I-3 : Le versant de Lans (vue vers le SE depuis le cimetière de Jausiers). 47
Photo I-4 : Les erratiques du vallon de la Rente. 51
Photo I-5 : Lapiez sur un bloc erratique dans le vallon de la Rente. 53
Photo I-6 : Formes d'abrasion (stries) sur la face redressée d'un bloc erratique 53
Photo I-7 : Décoloration superficielle des Terres Noires dans les roubines. 55
Photo I-8 : Cannelures glaciaires (bloc morainique situé sur l'adret au dessus des Thuiles). 55
Photo I-9 : L'évolution du couvert végétal sur le versant de Poche entre 1924 (a) et 1998 (b). ... 60

Photo I-10 : Instabilité de la couverture morainique sur les schistes noirs et versicolores du Cénomanien. Versant de Beaumont, vallon d'Abriès (photo G. Bossu). *71*
Photo I-11 : Vue aérienne du glissement de terrain du Bois noir. *71*
Photo I-12 : Vue d'ensemble du glissement de la Valette. *71*
Photo I-13 : Le front de la coulée développée à l'aval du glissement de la Valette. *71*
Photo I-14 : Vue aérienne d'ensemble du glissement-coulée du torrent de Poche. *71*
Photo I-15 : Vue frontale du glacier rocheux de la Goutta. *84*
Photo I-16 : Traces de débris flows sur cône d'éboulis. *84*
Photo I-17 (a, b, c): Instabilités de la couverture morainique dans le vallon glaciaire de la Goutta. *91*
Photo I-18 (a&b) : Accumulations de matériaux morainiques instables dans les roubines. *91*
Photo II-1 : Vue aérienne oblique du glissement-coulée de Super-Sauze (1991). *163*
Photo II-2 : Vue aérienne d'ensemble de l'escarpement principal. *167*
Photo II-3 : Rupture de pente induite par la superposition des formations de couverture morainique et des Terres Noires dans l'escarpement principal. *167*
Photo II-4 : Suintements entre la moraine et les marnes en place. *167*
Photo II-5 : La structure schisteuse en pendage aval des marnes noires sur la flanc est de l'escarpement principal. *167*
Photo II-6 : Ablation éolienne des écailles marneuses dans la paroi est de l'escarpement principal. *167*
Photo II-7 : Exemple de dièdre rocheux délogé du massif marneux dans la paroi ouest de l'escarpement principal. *167*
Photo II-8 : Les cassures apparues dans la crête de ravine n°20 du basssin des Roubines au printemps 1997 (Vue vers l'ouest depuis la coulée de débris). *179*
Photo II-9 : La crête rompue n°20 en mai 1999 (cliché J.-P. Malet). *179*
Photo II-10 : La grande ravine centrale de la coulée de débris à l'amont du replat inférieur. ... *183*
Photo II-11 : Fissures de traction concentriques à la surface du replat inférieur. *183*
Photo II-12 : La zone d'épandage centrale du replat supérieur. *183*
Photo II-13 : Le versant boisé oriental submergé par les marnes remaniées. *183*
Photo II-14 : Le talus frontal de la coulée de débris. *183*
Photo II-15 : La météorisation des blocs de marne à la surface de la coulée. *183*
Photos III-1 (a,b,c) : L'écroulement de la cabane de berger provoqué par le recul de l'escarpement principal. *269*
Photo III-2 : Le tube inclinométrique F1 sur le replat supérieur. *269*
Photos III-3 (a,b,c) : Les épandages boueux et les laves torrentielles à la surface de la coulée. *269*

Bibliographie

Adler, H., Potts, E., Walker, A. (1951). Recherches sur le contrôle des terrains dans les bassins houillers du Nord de la Grande-Bretagne. Conf. Int. Liège, Trad. par l'Inst. Nat. des Industries extract., 110-125.

Adragna, F. (1997). Interférométrie radar : principe, applications et limitations. In : Bull. SFPT, n°148, 15-19.

Alexandre, A. (1995). Suivi expérimental du ravinement dans les Baronnies. In : Ravinement dans les Baronnies. Trav. Lab. Géogr. Phys., Univ. Paris VII, n°23, 5-77.

Al Hayari, M. (1989). Une détermination des caractéristiques mécaniques résiduelles de versants naturels. Méthodes à l'équilibre limite et des éléments finis. Thèse de Doctorat, Univ. J. Fourier, Grenoble I, 214p.

Amiot, A., Nexon, C. (1995). Inventaire des aléas dans le bassin de Barcelonnette depuis 1850. Mém. de maîtrise, UFR de Géogr, ULP Strasbourg, 173p. + annexes.

Antoine, P., Fabre, D., Giraud, A., Al Hayari, M. (1988). Propriétés géotechniques de quelques ensembles géologiques propices aux glissements de terrains. In : Landslides, Proc. of the 5th Int. Conf. on Landslides, Lausanne 10-15/7/1988, Bonnard (Ed.), Balkema, Rotterdam, 1301-1306.

Antoine, P., Giraud, A., Meunier, M., Van Asch, T. (1995). Geological and geotechnical properties of the "Terres Noires" in the southeastern France : weathering, erosion, solid transport and instability. In : Eng. Geol. 40, 223-234.

Arnaud, F. (1895). Notice historique sur les torrents de la vallée de l'Ubaye. Imp. Nat. Paris, 140p.

Arnaud, F. (1900). La vallée de Barcelonnette (l'Ubaye). A. Gratier & Cie Ed., 125p.

Arnaud, F. (1906). L'Ubaye et le Haut-Verdon, essai géographique. Imp. Nat. Paris.

Arnaud, F., Morin, G. (1920). Le langage de la vallée de Barcelonnette. Imp. Nat. Paris, 322p.

Artru, P. (1972). Les Terres Noires du bassin rhodanien (Bajocien supérieur à Oxfordien moyen) : stratigraphie, sédimentologie, géochimie. Thèse de Doctorat, Univ. Claude Bernard, Lyon, 182p.

Ashkenazi, V. (1973). The measurements of spatial deformation by geodetic methods. Symp. of Brit. Geotech. Eng. Soc. on Field Inst. in Geotech. Eng., 123-145.

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

Assier, A. (1993). L'englacement des Alpes du sud franco-italiennes du petit âge de glace à la fin du XXème siècle. Thèse de doctorat de géographie, Univ. J. Fourrier, Grenoble 1, 487p.

Assier, A. (1996). Glaciers et glaciers rocheux de l'Ubaye. Editions Sabença de la Valeia, Barcelonnette, 32p.

Association Française de Normalisation (AFNOR) (1992). Sols : reconnaissance et essais. Analyse granulométrique des sols - Méthode par sédimentation. Norme NF P 94-057.

Augier; C., Flageollet, J.C. (1992). Notice explicative de la carte géomorphodynamique de la commune d'Enchastrayes. Univ. Louis Pasteur, UFR de Géographie, Strasbourg, 26p.

Awongo, M.-L. (1984). Stratigraphie, sédimentologie et géochimie des Terres Noires du Jurassique moyen et supérieur de la Provence (sud-est de la France). Thèse de Doctorat 3ème cycle, sédimentologie. Université Marseille III, St- Jérome, 144p., pl. et fig.

Ballais, J.L., Maquaire, O., Ballais, H. (1984). Esquisse d'une histoire des mouvements de terrain dans le Calvadosdepuis deux siècles. In : Mouvements de terrains, Colloque de Caen, 22-24 mars 1984, Documents du BRGM n°83, 477-484.

Ballandras, S., Nevière, C. (1991). Le détritisme torrentiel holocène intra-alpin : l'exemple du bassin de Barcelonnette (Alpes du Sud). In : "Rythmes d'évolution des formes d'accumulation et de creusement en milieux tempérés", Table ronde Meudon, Physio-Géo n°22-23, 15-20.

Ballantyne, J.D., Dean, D.R., Thompson, B.L. (1988). Monitoring landslide movement with a 35mm camera. Transport. Res. Rec. 1119, 47-54.

Bamler, R. (1998). Principles of Synthetic Aperture radar. "Space Techniques for Environmental Risks" Advanced Study Course, Int. Space Univ., Strasbourg, 28/6-10/7/98, Support imprimé de la présentation orale, 23 p.

Baum, R.L., Flemming, R.W. (1991). Use of longitudinal strain in identifying driving and resisting elements of landslides. In : Geol. Soc. of Amer. Bull., Vol. 103, n°8, 1121-1132.

Baum, R.L., Reid, M.E. (1992). Geology, hydrology and mechanics of the Alani-Paty landslide, Manoa valley, Oahu, Hawaii. In : U.S. Geol. Survey Open-File Report 92-501, 87p.

Beaudoin, B., Cojean, I., Fries, G., Pinoteau, B. (1987). Evolution of Compaction Rates for Decompaction Process. In : A.A.P.G. Bull., 71 (5), 529.

Beavis, S.G. (2000). Structural controls on the orientation of erosion gullies in mid-western New South Wales, Australia. In : Geomorphology, 33, Elsevier (Ed), 59-72.

Bénévent, E. (1926). Le climat des Alpes Françaises. Thèse de Lettres, Univ. de Grenoble, 436p.

Benn, D.I., Evans, D.J.A. (1998). Glaciers & glaciations. Arnold, London, 734p.

Blanc, A., Durville, J.L., Follacci, J.P., Gaudin, B., Pincent, B., (1987). Méthodes de surveillance d'un glissement de terrain de très grande ampleur : La Clapière, Alpes-Maritimes, France. Bull. A.I.G.I. 35, 37-46.

Blanchard, R. (1950). Les Alpes occidentales (Tome V), Les grandes Alpes françaises du Sud. Arthaud, Grenoble, 500p.

Blanchet, F. (1988). Etude géomécanique de glissements de terrain dans les argiles glacio-lacustres de la vallée du Drac. Thèse de Doctorat, Univ. J. Fourier, Grenoble, 157p.

Bonnard, C., (1984). Determination of slow landslide activity by multidisciplinary measurement techniques. In : "Field measurements in geomechanics", Proc. of the Int. Symp., Zurich 5-8/9/1983, Kovary, K. (Ed.), Balkema, Vol. 1, 619-638.

Bonnard, C. (1998). Grands mouvements de versants et climat. Rapport Final P.N.R. 31.

Bonnet-Staub, I. (1998). Mécanismes d'initiation des laves torrentielles dans les Alpes françaises, contribution à la maîtrise du risque. Thèse de Doctorat, Ecole des mines, Paris, 2vol., 237p + annexes.

Bossu, G. (1995). Cartographie géomorphodynamique de la vallée du torrent d'Abriès. Commune de Jausiers, Alpes de Haute-Provence. Mémoire de maîtrise de Géog. Phys., Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 150p.

Bossu, G. (1996). Evaluation de la vulnérabilité aux laves torrentielles. Application au torrent du Sauze (Commune d'Enchastrayes, Alpes-de-Haute-Provence). Mémoire de DEA, UFR de Géographie, ULP Strasbourg, 69p.

Braam, R.R., Weiss, E.E.J., Burrough, P.A. (1987a). Spatial and temporal analysis of mass movement using dendrochroniology. In : Catena Vol. 14, 573-584.

Braam, R.R., Weiss, E.E.J., Burrough, P.A. (1987b). Dendrogeomorphological analysis of mass movements. A technical note on the research method. In : Catena Vol. 14, 585-589.

Bréhêret, J.G. (1994). L'empreinte de la diagenèse précoce sur les périodites à dominante calcaire dans les marnes bleues de l'Aptien-Albien du domaine vocontien (bassin du sud-est de la France). In : Bull. Soc. Géol. Fr;, 164, 2, 181-189.

Bromhead, E.N., Curtis, R.D., Schofield, W. (1988). Observation and adjustement of a geodetic survey network for measurement of landslide movement. Proc. of the 5th Int. Symp. on Landslides, Vol. 1, Balkema (Ed.), 383-386.

Brum Ferreira (de), A., Cendrero, A., Corominas, J., Diaz de Terran, J.R., Farias, P., Gonzales, A., Jimenez, M., Moya, J., Remondo, J., Rodrigues, M.L., Zezere, J.L. (1996). Final national report. In : "The temporal stability and activity of landslides in Europe with respect to climatic change (TESLEC)", Final Report CEC Environment Programme N°EV5V-CT94-0454, Dikau et al. (Eds.), Part II National Reports, 191-262.

Brunsden, D. (1979). Mass movements. In : Process in Geomorphology, C. Embleton & J. Thornes (Eds.), London, 130-186.

Brunsden, D., Ibsen, M.L. (1994). The nature of the european archive of historical landslide data, with specific reference to the United Kingtom. In : Temporal occurrence and forecasting of landslides in the European Community, Final Report Programme EPOCH n°90 0025, Casale *et al.* (Eds.), EUR 15805EN, Vol.1, 21-70.

Bufallo, M. (1989). L'érosion des Terres Noires dans la région du Buëch (Hautes-Alpes, France). Thèse de Doctorat, Univ. Aix-Marseille, 230p.

Calais, E. (1996). GPS : un positionnement précis à la portée de tous. Technologies Internationales, 25, 2-6.

Calais, E. (1998). Le "Global Positionning System" : à la recherche du millimètre... Présentation au Séminaire "Mouvements actuels de la surface terrestre et des massifs rocheux : mesure et interprétation.", Ecole de Physique des Houches (Haute-Savoie), 5-6 octobre 1998.

Calais, E., Minster, B. (1998). GPS, Earthquakes, the Ionosphere and the Space Shuttle. Phys. Earth Planet. Interiors, 105, 167-181.

Caris, J.P.T., Van Asch, T.W.J. (1991). Geophysical, geotechnical and hydrological investigations of a small landslide in the French Alps. In : Eng. Geol. 31, 249-276.

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

Cazenave, A., Fiegl, K. (1994). Formes et mouvements de la Terre. Satellites et géodésie. CNRS Editions, 110-115.

Cemagref (1987). Bassins versants expérimentaux de Draix. Compte rendu de recherche n°1 en érosion et hydraulique torrentielle. Cemagref Grenoble & Aix en Provence, Service RTM Digne, 128p.

Cemagref (1988). Les bassins versants expérimentaux de Draix, Etude et mesure de l'érosion. Présentation et synthèse. Cemagref Grenoble et Aix en Provence, Service ONF-RTM Digne, 38p.

Cemagref (1989). Bassins versants expérimentaux de Draix. Compte rendu de recherche n°2. Cemagref Grenoble & Aix en Provence, Service RTM Digne, 113p.

Cemagref (1995). Bassins versants expérimentaux de Draix. Compte rendu de recherche n°3. Cemagref Editions (Coordination :M. Meunier), Grenoble, 248p.

Cemagref (1999). Les bassins versants expérimentaux de Draix, laboratoire d'étude de l'érosion en montagne. Acte du séminaire, Draix, Le Brusquet, Digne, 22-24 octobre 1997. Cemagref Editions, 323p.

Cendrero, A., Diaz de Teran, J.R., Farias, P., Fernandez-Menendez, S., Gonzales-Diez, A., Jimenez, M., Marquinez, J., Menendez-Duarte, R., Salas, L. (1994). Temporal distribution and contribution of landslides to landscape evolution from late Pleistocene to present in the Cantabrian Cordillera, Spain. In : Temporal occurrence and forecasting of landslides in the European Community, Final Report Programme EPOCH n°90 0025, Casale et al. (Eds.), EUR 15805EN, Vol.1, 427-506.

Chamley, H. (1987). Sédimentologie. Dunod (Ed.), 175p.

Chandler, M.P. (1989). The acquisition of spatial data from archival photographs and their application to geomorphology. Phd Thesis, Department of civil engineering, City University, London.

Chandler, J.H., Moore, R. (1989). Analytical photogrammetry : a method for monitoring slope instability. Quart. J. Eng. Geol. 22, 97-110.

Chardon, M., Castiglioni, G.-B. (1984). Géomorphologie et Risques naturels dans les Alpes. In : Les Alpes, 25° Congrès International de Géographie, Paris - Les Alpes, Août 1984, 294p.

Charlot, P., Hottier, P. (1979). Les réseaux de nivellement modernes exécutés avec le niveau non automatique sont entachés d'une erreur systématique à pente positive vers le nord. Cause et preuves de l'existence de l'erreur. Il n'y a pas de montée des eaux de l'équateur au pôle. Paris, IGN, 34p.

Chodzco, J., Lecompte, M., Lhenaff, R., Marre, A. (1991). Vitesse de l'érosion dans les "roubines" des Baronnies (Drôme). Physio-géo, n°22-23, 21-28.

Chodzco, J., Lecompte, M. (1992). Ravinement dans les Baronnies : suivi expérimental. Trav. du Labo. de Géog. Phys., Univ. Paris 7, n°20, 111p.

Chondroyannis, P. (1992). Ubaye, la forêt reconstruite ; le sentier de découverte du Riou Bourdoux. ONF-RTM, L. Esmenjaud, Gardanne, 112p.

Cojean, I., Renard, M. (1997). Sédimentologie. Masson, Paris, 417p.

Colas, G., Pilot, G. (1976). Description et classification des glissements de terrain. In : Bull. Liaison Labo. Ponts et Chaussées, n° spécial II, 21-30.

Colas, G., Locat, J. (1993). Glissement et coulée de La Valette dans les Alpes de Haute-Provence : Présentation générale et modélisation de la coulée. In : Bull. de liaison du Labo. des Ponts et Chaussées, n°187, 19-28.

Combes, F. (1979). Un exemple de correction torrentielle : le Riou-Bourdoux. Inédit, note interne RTM Digne, mai 1979, 8p;

Combes, F; (1982). Réflexions sur les problèmes d'érosion dans les Alpes de Haute-Provence. In : Revue forestière française, n°34, 61-76.

Combes, F. (1990). Le glissement de terrain de La Valette (Alpes de Haute-Provence, France). Surveillance - système d'alarme. In : Géologie Alpine, Mém. h.s. n°15, 65-70.

Corominas, J. (1995). Evidence of basal erosion and shearing mecanisms contributing the development of lateral ridges in mudslides, flow-slides, and other flow-like gravitational movements. In : Eng. Geol., 39, 45-70.

Corominas, J., Moya, J., Vilaplana, J.M., Baeza, C., Furdana, G., Gili, J.A., Serrat, D. (1994a). Temporal occurrence of landslides in Eastern Pyrenees. In : Temporal occurrence and forecasting of landslides in the European Community, Final Report Programme EPOCH n°90 0025, Casale et al. (Eds.), EUR 15805EN, Vol.2, 891-933.

Corominas, J., Weiss, E.E.J., Van Steijn, H., Moya, J. (1994b). The use of dating techniques to assess landslide frequency, exemplified by case studies from european countries. In : Temporal occurrence and forecasting of landslides in the European Community, Final Report Programme EPOCH n°90 0025, Casale et al. (Eds.), EUR 15805EN, Vol.1, 71-94.

Corominas, J. (1996). Frequency and activity of Holocene landslides in Western European countries. In : The temporal stability and activity of landslides in Europe with respect to climatic change (TESLEC), Final Report CEC Environment Programme N°EV5V-CT94-0454, Dikau et al. (Eds.), Part I Summary Report, 21-29.

Côte, M. (1993). Le géomorphologue, le technicien et le paysan. In : Géomorphologie et Aménagement de la Montagne. Hommage à P. Gabert, Centre de géomorphologie de Caen, Bulletin 42, 265-268.

Coulmeau, P. (1987). Quelques éléments sur la géomorphologie et les processus érosifs observés dans le bassin du Laval. In : Bassins versants expérimentaux de Draix. Compte rendu de recherche n°1 en érosion et hydraulique torrentielle, Cemagref Grenoble - Aix en Provence, RTM Digne, 128p.

Coussot, P. (1992). Rhéologie des boues et laves torrentielles. Etudes de dispersions et suspensions concentrées. Thèse de doctorat Inst. Nat. Polytechnique Grenoble, Cemagref Coll. Etudes, Série Montagne n°5, 416p.

Coussot, P., Piau, J.-M. (1993). L'écoulement des boues. In : La Recherche n°258, Volume 24, 1084-1091.

Coussot, P., Ancey, C., (1999). Rhéophysique des pâtes et des suspensions. EDP Sciences, 264p.

Crozier, M.J. (1973). Techniques for the morphometric analysis of landslpis. In : Zeitschrift Geom., 17, 78-101.

Crozier, M.J. (1986). Landslides : causes, consequences and environment. Croom helm, London Sydney, 252p.

Cunietti, M., Bondi, G., Fangi, G., Moriondo, A., Mussoi, L., Proietti, F., Radicioni, F., Vanossi, A. (1985). Misure topografiche ed aerofotogrammetriche. In : "La grande frana di Ancona", Studi Geol. Camerti, Univ. di Camerino, 29-41.

Dal'Olio L., Ghirotti, M., Semenza, E., Tunrrini, M.C. (1988). The Tessina landslides: evolution and possible intervention methods. In: Compte Rendu du 5° Symposium Int. sur les glissements de terrain. Lausanne 10-15 juillet 1988. C. Bonnard (Ed.) Balkema, 1317-1323

Dauborg, B. (1984). Vingt ans d'auscultation d'un versant de Tarentaise. Journées d'études "Auscultation des ouvrages en terre et des terrains", Ecole Nat. des Ponts & Chaussées, Paris, 11-12 déc. 1984, 12p.

Debelmas, J. (1983). Guide géologique : les Alpes du Dauphiné. Masson, Paris, 198p.

De Graciansky, P.C., Dardeau, G., Dumont, T., Jacquin, T., Marchand, D., Mouterde, R., Vail, R. (1993). Depositional sequences, transgressive-regressive facies cycles, and extensional tectonics : example from the the southern Subalpine Jurassic basin, France. In : Bull. Soc. Géol. Fr., 164, 5, 709-718.

Delahaye, D., Le Roux, A. (1975). Désordres sur des remblais en marne. In : Bull. de Liaison du Labo. des Ponts et Chaussées, n°75, 113-124.

Demontzey; P. (1878). Etudes sur les travaux de reboisement et de gazonnement des montagnes. Imprimerie nationale, Paris, 422p.

Demontzey; P. (1882). Traité pratique de reboisement et du gazonnement des montagnes. J. Rotschild, Paris, 528p.

Demontzey; P. (1894). L'extinction des torrents en France par le reboisement. Imprimerie nationale, Paris, 2 vol., 1054p.

Descroix, L. (1985). Contribution à l'étude de la dynamique érosive dans les Baronnies orientales et les pays du Buëch moyen : problèmes d'aménagement. Thèse Doct. 3ème cycle, Géographie de l'aménagement, Univ. Lyon II, 260p.

Descroix, L. (1994). L'érosion actuelle dans la partie occidentale des Alpes du sud. Thèse Univ. Lyon II, 353p.

D'Hollander, R. (1970). Topographie générale. Tome 1 : Généralités, mesures des angles et des distances. Tome 2 : Les procédés topographiques en planimétrie et en nivellement. Coll. Scientifique de l'I.G.N., Eyrolles (Ed.), Paris, 363p. & 360p.

Dikau, R, Brunsden, D., Schrott, L., Ibsen, M.-L. (1996). Landslide recognition - Identification, Movement and causes. John Wiley & Sons, Chichester, 251p.

Dikau, R., Schrott, L., Dehn, M., Hennrich, K., Rasemann, S. (1996). The temporal stability and activity of landslides in Europe with respect to climatic change (TESLEC). Final Report CEC Environment Programme Contract n°EV5V-CT94-0454, Part I : Summary Reports, 208p., Part II : National Reports, 408p.

Dubié, J.Y., Benefice, P., Guitton, C. (1988). Télétransmission de l'auscultation d'un glissement : retenue de Grand'Maison, glissement du Billan. In: Compte Rendu du 5° Symposium Int. sur les glissements de terrain. Lausanne 10-15 juillet 1988. C. Bonnard (Ed.) Balkema, 399-404.

Dumas, B., Gueremy, P., Lecompte, M., Lhénaff, R., Raffy, J. (1987). Mouvements de terrain et érosion hydrique dans les baronnies méridionales : méthode d'étude et premiers résultats. In : Trav. de l'Inst. de Géogr. de Reims, n°69-70-71-72, 68-93.

Dupont, S., Nonin, P., Renouard, L. (1997). Production de modèles numériques de terrain par interférométrie et radargrammétrie. In : Bull. SFPT, n°148, 97-104.

Engel, T. (1984). Méthodes de mesures pour l'analyse de la répartition spatiale ds mouvements de terrain illustrées par l'exemple des résultats obtenus au glissement de La Frasse (Canton de Vaud, Suisse). In : "Mouvements de terrain", Colloque de Caen, mars 1984, Documents du BRGM N°83, 363-371.

Engel, T. (1986). Nouvelles méthodes de mesure et d'analyse pour l'étude des mouvements du sol en terrains instables. Thèse de Docteur es Science n°601, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, 108p.

EPFL (Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne) (1985a). Rapport final du projet d'école DUTI (Détection et Utilisation des Terrains Instables). 229p. + annexes.

EPFL (1985b). Les travaux de mensuration en terrain instable. Rapport sectoriel du projet d'école DUTI, 27p.

EPFL (1986). Le glissement de La Chenaula. Approche pluridisciplinaire. Projet d'Ecole DUTI.

Evans, D.L. (1992). Geologic process studies using Synthetic Aperture radar (SAR) data. In : Episodes, vol. 15, n° 1, 21-31.

Evin, M. (1983). Structure et mouvement des glaciers rocheux dans les Alpes du sud. Thèse Doct. 3° cycle, Univ. de Grenoble 1, 343p.

Evin, M. (1987). Dynamique, répartition, âge des glaciers rocheux des Alpes du sud. Thèse Doct. d'état, Univ. de Grenoble 1, 308p.

Evrard, H., Gouin, T., Benoit, A., Duranthon, J.P. (1990). Séchilienne : Risques majeurs d'éboulement en masse. Point sur la surveillance du site. Bull. Liaison Labo. Ponts et Chaussées n°165, 7-16.

Evrard, H., Benoît, A., Gouin, T., Prévitali, I. (1993). Arsenal de Cherbourg. Surveillance topométrique de la dalle de transfert pendant la sortie du sous-marin Le Triomphant. Monographies d'études et de recherches du réseau des Labo. P. C., Paris, 115-119.

Eynard-Machet, R. (1993). Anciens cadastres et évolution des paysages. In : Rev. de Géog. Alpine n°3, 51-66.

Fanthou, T., Kaiser, B. (1990). Evaluation des risques naturels dans les Hautes-Alpes et la Savoie: le recours aux documents d'archives et aux enquêtes. In : Bull. de l'Assoc. des Géogr. Franç. n°4, 323-341.

Fanthou, T., Gambier, G. (1991). Un atlas des risques majeurs dans les Hautes-Alpes. In : Bull. de l'Assoc. des Géogr. Franç. n°3, 205-210.

Fantucci, R., Mc Cord, A. (1996). Reconstruction of landslide dynamic with dendrochronological methods. In : Dendrochronologia, 13, 22p.

Filliat, G. (1981). La pratique des sols et fondations. Edition du Moniteur, 1392p.

Flageollet, J.-C. (1988). Les mouvements de terrain et leur prévention. Masson Ed., Paris, 224p.

Flageollet, J.-C., Weber, D. (1996). Chapter 2 : Fall. In : "Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes", R. Dikau et al. (Eds.), John Wiley & Sons Ltd., 13-28.

Flageollet, J.-C., Maquaire, O., Weber, D. (1996a). Final National Report, University Louis Pasteur, Strasbourg, France. In : The temporal stability and activity of landslides in Europe with respect to climatic change (TESLEC), R. Dikau et al. (Eds.), 27-86.

Flageollet, J.-C., Maquaire, O., Weber, D. (1996b). Stages in the development of the Super-Sauze landslide. In : "Landslides - Flash floods", CERG Workshop Barcelonnette - Vaison la Romaine, 30/09-03/10 1996, CERG (Ed.), 24-29.

Flageollet, J.-C., Maquaire, O., Weber, D. (1996c). Geotechnical investigations into Super-Sauze landslide. Geomorphological and hydrogeological results. In : "Landslides - Flash floods", CERG Workshop Barcelonnette - Vaison la Romaine, 30/09-03/10 1996, CERG (Ed.), 30-38.

Flageollet, J.-C., Maquaire, O., Weber, D. (1996d). Thinking on the risk connected with the Super-Sauze landslide. In : "Landslides - Flash floods", CERG Workshop Barcelonnette - Vaison la Romaine, 30/09-03/10 1996, CERG (Ed.), 39-41.

Flageollet, J.-C., Maquaire, O., Weber, D. (1998). Report of the University Louis Pasteur Group. In : "New technologies for landslide hazard assessment and management in Europe (NEWTECH)", CEC Environment Programme, Contract ENV-CT96-0248, Final report, J. Corominas et al. (Eds.), 225-253.

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

Flageollet, J.-C., Malet, J.-P., Maquaire, O. (2000). The 3D Structure of the Super-Sauze Earthflow : a first stage toward modelling its behaviour. In : Phys. Chem. Earth (B), Elsevier Science Ltd. (Ed.), Vol. 25, N° 9, 785-791.

Flouzat, M., Fourmaintraux, D., Camphuysen, R. (1995). Advanced continuous monitoring of subsisdence above gas fields using spatial geodetic measurements. In : Barends, F.B., Brouwer, F.J., Schröder, F.H. (Eds.), Land Subsidence, Balkema, Rotterdam, 269-279.

Flotte, J.P. (1984). Une formation génératrice de coulées : le Numidien d'Algérie. In : "Mouvements de terrain", Colloque de Caen, mars 1984, Documents du BRGM N°83, 517-524.

Follacci, J.P. (1984). Surveillance des déplacements du versant de La Clapière à Saint Etienne de Tinée. Journées d'études "Auscultation des ouvrages en terre et des terrains", Ecole Nat. des Ponts & Chaussées, Paris, 11-12 déc. 1984, 9p.

Follacci, J.P. (1987). Les mouvements du versant de La Clapière à Saint-Etienne de Tinnée (Alpes Maritimes). In : Bull. Liais. Labo. Ponts et Chaussées n° 150-151, 39-54.

Follacci, J.-P. (1999). Seize ans de surveillance du glissement de la Clapière (Alpes -Maritimes). In : Bull. des Labo. des Ponts et Chaussées 220, réf. 4253, 35-51.

Fookes, P.G., Dale, S.G., Land, M.J. (1991). Some observations on a comparative aerial photography interpretation of a landslipped area. In : Q.J. Engin. Geol., Vol. 24, 249-265.

Foucault, A., Raoult, J.F. (1988). Dictionnaire de la Géographie. PUF Ed., Paris, 510p.

Fourmarier, P; (1950). Morphologie et schistosité.

Francou, B. (1977). Formes d'éboulis élevés en briançonnais. In : R.G.A., n° 1, t LXV, 63-79.

Frei, E., Ryf, A., Scherrer, R. (1992). Use of the Global Positionning System in Dam Deformation and Engineering Surveys. Publication technique Leica AG®, Suisse, 11p.

Fruneau, B., Achache, J., Delacourt, C. (1996). Observation and Modelling of the Saint Etienne de Tinée Landslide using SAR interferometry. Tectonophysics, 265, 181-190.

Galisson, L. (1997). Auscultation topométrique du glissement de terrain de Barcelonnette par tachéométrie et GPS : comparaisons. Rapport de stage de 2ème année CEREG-ENSAIS, 52p. + Annexes.

Galisson, L. (1998). Utilisation du GPS de précision pour la mesure de faibles déformations du sol. Mém. de DEA, UFR de Géographie, ULP Strasbourg, 109p. + annexes.

Gambier, G. (1975). Implantation et contrôle d'ouvrages par microtriangulation. Essai sur les méthodes & exemples de travaux. Institut Géographique National, Ecole Nationale des Sciences Géographiques, Paris, 32 pp & 70 pp.

Garnier, P., Corte, J.F. (1984). Surveillance d'une route nationale construite sur versants montagneux instables : la route d'accès au tunnel routier du Fréjus. In : "Mouvements de terrain", Colloque de Caen, mars 1984, Documents du BRGM N°83, 373-379.

Garnier, P., Lecompte, M. (1995). Processus de la météorisation des marnes dans les Baronnies. In : Ravinement dans les Baronnies. Trav. Lab. Géogr. Phys., Univ. Paris VII, n°23, 79-155.

Garnier, P., Lecompte, M. (1996). Essai sur les mécanismes de fragmentation des marnes des Baronnies (France). In: Géomorphologie : Relief, processus, environnement, n°1, 23-50.

Gaudin, B., Follacci, J.P., Panet, M., Salva, L. (1981). Soutènement d'une galerie dans les marnes du Cénomanien. Bull. de liaison du Labo. Central des Ponts et Chaussées, n° spécial XI, 11-27.

Genêt, J., Malet, J.P. (1997). Détermination de la structure tridimensionnelle du glissement de terrain de Super-Sauze par une investigation géotechnique. Mém. de Maîtrise, Univ. Strasbourg, UFR de Géographie, 138p = annexes.

Genrich, J.F., Bock, Y., Mc Caffrey, R., Calais, E., Stavens, C.W., Subarya, C. (1996). Accretion of the southern banda Arc to the Australian plate margin determined by Global Positionning System measurements. Tyectonics, 15, 2, 288-295.

Gidon, M. (1987). Les structures tectoniques. Manuels et Méthodes, n°15, Editions BRGM, 208 p.

Gili, J.A., Sendra, J. (1988). Aplication de la fotogrametria terrestre al control de taludes. In : II Simposio sobre taludes y laderas inestables, Andorra La Vella, 407-418.

Gili, J.A., Corominas, J. (1992). Aplication de tecnicas fotogrametricas y topograficas en la auscultacion de algunos deslizamientos. In : III Simp. Nac. sobre Taludes y Laderas Inestables, La Coruna, 20-23/10/1992, 941-952.

Gili, J.A., Corominas, J., Rius, J. (2000). Using Global Positionning System techniques in landslide monitoring. In : Engineering Geology 55, 167-192.

Giraudin, P. (1984). Contrôle de stabilité de la route du Fréjus à flanc d'un versant instable. Journées d'études "Auscultation des ouvrages en terre et des terrains", 11-12/12/1984, Ecole Nat. des Ponts & Chaussées, Paris, 10p.

Girault, F. (1992). Auscultation de versants instables par imagerie numérique. Thèse Ing. CNAM, Paris, Doc. du BRGM n°127, Editions du BRGM, Orléans, 193p. + bibliographie et annexes.

Girault, F., Fleury, B. (1994). Photogrammetry and digital imagery : application to measuring and defining deformation in unstable slopes. In : Proc. 1st Int. Airborne Remote Sensing Conf. and Exhibition, Strasbourg, France, Vol. III, 198-204.

Girault, F., Goguel, B., Aste, J.P. (1995). Le glissement du Friolin, en Savoie : mesures par imagerie numérique. In : Rev. Fr. Géotechn. N°73, 73-79.

Girault, F., Memier, M. (1997). Quelle photogrammétrie pour l'auscultation de versants instables? In : Bull. Soc. Fr. de Photogrammétrie et Télédétection (SFPT), n°145, 24-32.

Goguel, B. (1989). Le glissement du Friolin, en Savoie : un mouvement majeur révélé par les photographies. In : Rev. Fr. Géotechn. n°48, 55-64.

Govi, M., Turitto, O. (1994). Ricerche bibliografiche per un catalogo sulle inondazioni, piene torrentizie e frana in Valtellina e Valchiavenna. CNR-IRPI di Torino, 250p. + Allegato 1, 2a, 2b.

Grellet, B., Mio, O., Carbon, D., Colomina, I., Cushing, M., Fleta, J., Goula, X., Granier, T., Michel, C., Souriau, A. (1993). Etude des déformations actuelles en relation avec l'activité sismique des failles - Réseau GPS (Global Positionning System) dans l'est des Pyrénées. Proc. 3ème Coll. Nat. de Génie Parasismique, Domaine de Saint-Paul, France, ST1-ST10.

Gubler-Wahl, Y. (1928). La nappe de l'Ubaye au sud de la vallée de Barcelonnette. Essai géologique (Thèse), 1 vol., Jouve, Paris, 201p. + 5 pl. dont une carte en couleur.

Guérémy, P., Lhenaff, R., Marre, A. (1991). Mouvements de masse et évolution des formes de terrain dans le massif des Baronnies (Préalpes françaises du sud). Zeit. Für Geom., Suppl. Bd 83, 211-220.

Guzetti, F. (1994). The AVI Project : a bibliographical and archive inventory of landslides and floods in Italy. In : Environmental Management, Vol.18, n°4, 623-633.

Haeberli, W. (1983). Permafrost - glacier relationship in the Swiss Alps ; today and in the past. In : Proc. of the Fourth Int. Conf. On Permafrost, NAP - Washington, 415-420.

Hein, G.W., Riedl, B. (1995). A high-precision real time land subsidence monitoring system based on DGPS. In : Barends, F.B., Brouwer, F.J., Schröder, F.H. (Eds.), Land Subsidence, Balkema, Rotterdam, 159-167.

Herrmann, D. (1997). Recherches des caractéristiques physiques et géotechniques des Terres Noires du glissement de terrain de Super-Sauze (Alpes de Haute-Provence). Mémoire de maîtrise, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 127p.

Hudnut, K.W., Behr, J.A. (1998). Continuous GPS monitoring of structural deformation at Pacoima dam, California. Seismol. Res. Lett. 69 (4), 299-308.

Hulin, V. (1932). Les glissements de terrain en montagne. In : L'économie alpestre française, 107-114.

Hutchinson, J.N. (1983). Methods of locating slip surfaces in landslides. In : Bull. of the Assoc. of Engin. Geologists, Vol. XX, N°3, 235-252.

Innes, J.L. (1983a). Lichenometric dating of debris-flows deposits in the scottish highlands. In : Earth Surf. Proc. and Landforms. Vol. 8, 579-588.

Innes, J.L. (1983b). Debris flows. In : Progress in Physical Geography, n°7, 469-501.

Ishihara, K. (1989). Liquefaction-induced landslide and debris flows in Tajikistan, USSR. Landslide news, n°3, 6-7.

Jäger, S., Dikau, R. (1994). The Temporal Occurrence of Landslides in South Germany. In : "Temporal Occurrence and Forecasting of landslides in the European Community", Programme EPOCH 900025, Final Report, R. Casale et al. (Eds.), part II, vol. 1, European Commission EUR 15805 EN, 509-559.

Jorda, M. (1978). Les formations à blocs des milieux subalpins et alpins des Alpes de Haute-Provence. Essai d'interprétation génétique et chronologique. In : C.-R. du Colloque sur le périglaciaire d'altitude du domaine méditerranéen et abords, Strasbouirg, 12-14 mai 1977, Assoc. géographique d'Alsace, 31-42.

Jorda, M. (1980). Morphogenèse et évolution des paysages des Alpes de Haute-Provence depuis le Tardiglaciaire. Facteurs naturels et facteurs anthropiques. In : Bull. A.G.F., n° 472, 295-304.

Jorda, M. (1983). La morphogenèse postglaciaire des régions intra-alpines françaises du Sud. Le bassin de Barcelonnette (Ubaye) du Tardiglaciaire au Subboréal. In : C.-R. Colloque Int. "1ères communautés paysannes en Méditerranée occidentale", Montpellier, Avril 1983, Ed. C.N.R.S., 61-69.

Jorda, M. (1985). La torrentialité holocène des Alpes françaises du Sud. Facteurs anthropiques et paramètres naturels de son évolution. In : Cahiers ligures de préhistoire, N.S., n° 2, 49-70.

Jorda, M. (1992). Morphogenèse et fluctuations climatiques dans les Alpes françaises du Sud, de l'Age du Bronze au haut Moyen-Age. In : Les nouvelles de l'Archéologie, Ed. France, n° 50, 14-20.

Jorda, M. (1993). Histoire des paléoenvironnements tardi- et postglaciaires sud-alpins de moyenne altitude. Essai de reconstitution cinématique. In : Géomorphologie et Aménagement de la Montagne, Hommage à P. Gabert, C.N.R.S. Caen, 99-111.

Johnson, A.M. (1984). Debris flow. In : "Slope instability", D. Brunsden & D.B. Prior (Eds.), J. Wiley & Sons Ltd., Chichester, 257-362.

Kalaugher, P.G., Grainer, P. (1990). Photographic monitoring in landslide hazard zonation. In : Proc. 6th Int. IAEG Cong., Rotterdam.

Kayser, B. (1991). Les mouvements de terrain au Luxembourg. Mém. de Maîtrise, UFR de Géogr., ULP Strasbourg, 113 p.

Kerckove, C. (1958). Note préliminaire sur le Flysch à Helminthoïdes de l'Ubaye. In : Bull. Soc. Géol. de France, n° 14, 329-332.

Kerckove, C. (1969). La "zone du Flysch" dans les nappes de l'Embrunnais-Ubaye (Alpes Occ.). In : Géologie alpine, t. 45, 1-203.

Klotz, S. (1998). Recherches sur l'altérabilité et les caractéristiques géomécaniques des marnes noires de la coulée de Super-Sauze. Mém. de maîtrise, UFR de Géogr., ULP Strasbourg, 161p. + annexes.

Klotz, S. (1999). Caractéristiques physiques et mécaniques des marnes noires callovo-oxfordiennes : application au glissement-coulée de Super-Sauze. Mémoire de DEA, UFR de Géogr., ULP Strasbourg, 161p.

Krauter, E. (1988). Applicability and usefulness of field measurements on unstable slopes. In : Landslides, Proc. of the 5th Int. Conf. on Landslides, Lausanne 10-15/7/1988, Bonnard (Ed.), Balkema, Rotterdam, 367-373.

Krijnen, H., de Heus, H. (1995). Application of GPS with sub-centimeter accuracy for subsidence monitoring. In : Barends, F.B., Brouwer, F.J., Schröder, F.H. (Eds.), Land Subsidence, Balkema, Rotterdam, 333-343.

Lang, T. (1996). Suivi de mouvements de terrain. Approche méthodologique. Application aux glissements de Vars et Super-Sauze (Alpes du sud). Mémoire de Maîtrise, UFR de Géographie, ULP Strasbourg, 122 p..

Larson, K.M., Agnew, D.C. (1991). Application of the Global Positionning System to crustal deformation measurement. 1. Precision and accuracy. J. Geophys. Res. 96 B10, 16547-16565.

L.C.P.C. (Laboratoire Central des Ponts et Chaussées) (1999). L'utilisation de la photo-interprétation dans l'établissement des plans de prévention des risques liés aux mouvements de terrain. Guide technique, Coll. Environnement Les risques naturels, Publi. LCPC n°502380, ISSN 1151-1516, 128p.

Leberl, F. (1990). Radargrammetric image processing. Artech House, Norwood, 613p.

Lecarpentier, C. (1963). La crue de juin 1957 et ses conséquences morphodynamiques. Thèse 3ème cycle, Univ. des Lettres et Sc. Hum., Centre de Géogr. Appl., Strasbourg, 319p.

Lecompte, M., Lhénaff, R., Marre, A. (1996). Premier bilan de six années de mesure sur l'ablation dans des roubines des Baronnies méridionales (Préalpes Françaises du sud). Revue de Géographie Alpine, n°2, 11-16.

Légier, A. (1977). Mouvement de terrain et évolution récente du relief dans la région de Barcelonnette (Alpes de Haute-Provence). Thèse de Doctorat, Univ. Joseph Fourier, Grenoble, 163p.

Leica (1995). Le GPS et ses applications. Guide du GPS à usage professionnel. Leica AG© - Division LSG, 80p.

Leick, J. (1995). GPS Satellite Surveying. Wiley, NewYork.

Lenczewska, E. (1988). The photointerpretation method of landslides forecasting. In : Landslides, Proc. of the 5th Int. Conf. on Landslides, Lausanne 10-15/7/1988, Bonnard (Ed.), Balkema, Rotterdam, 301-306.

Lereus, C. (1986). Les séries mésozoïques subbriançonnaises du massif du Morgon : évolution paléogéographique du secteur durancien de la paléomarge téthysienne (nappes de l'Embrunais-Ubaye, Alpes occidentales françaises). Thèse de Doctorat, Univ. Grenoble 1.

Le Rhun, J. (1982). Etude physique de la Baie du Mont Saint Michel. Thèse 3ème cycle, Paris 1, 313p.

Le Roux, A. (1972). Caractéristiques mécaniques des roches argileuses en relation avec leur texture. In : Bull. Liais. Lab. Ponts et Chaussées, 61, 155-175.

Levallois, J.J. (1962). Théorie des erreurs accidentelles. Méthode des moindres carrés. Fasc. II, 3ème édition, Institut Géographique National, Ecole Nationale des Sciences Géographiques, Paris, 68 p.

Lévêque, P.Ch. (1983). Géologie appliquée au génie civil, au génie nucléaire et à l'environnement. Tome 1 : Géologie, coefficient de sécurité. Mécanique des terrains. Terrains de fondation. Technique et Documentation, Lavoisier, Paris, 993p.

Lhénaff, R., Coulmeau, P., Lecompte, M., Marre, A. (1993). Erosion and transport processes on badlands slopes in Baronnies mountains (french southern Alps). Geogr. Fis. Dinam. Quat. 16, 65-73.

Locat, J., Demers, D. (1988). Viscisity, yield stress, remoulded stregth and liquidity index relation ships for sensitives clays. Canadian Geotech. Journal, n° 25, 799-806.

Malatrait, A.M., (1975). Mouvements gravitaires dans le territoire couvert par la feuille St-Jean-de-Maurienne (Savoie) à 1/50 000°. B.R.G.M. 75, S.G.N. 229 AME, 218p.

Malet, J.P. (1998). Caractérisation et modélisation hydro-mécanique du glissement-coulée de Super-Sauze dans l'optique de la gestion du risque. Mém. de DEA, UFR de Géogr., ULP Strasbourg, 176 p.

Malet, J.-P., Maquaire, O., Klotz, S. (2000). The Super-Sauze flowslide (Alpes de Haute-Provence, France). Trigerring mechanisms and behaviour. In : Landslides in research, theory and practice, Proc. of the 8th ISL, Cardiff 2000, Bromhead et al. (Eds), Thomas Telford Ltd., London, Vol.2, 999-1004.

Malet, J.P., Hartig, S., Calais, E., Maquaire, O. (2000). Apport du GPS au suivi en continu des mouvements de terrain. Application au glissement-coulée de Super-Sauze (Alpes de Haute-Provence, France). In : C.R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes 331, 175-182.

Manne, S., Schwind, L. (1998). Etude morphologique et évolution historique du glissement-coulée de Poche (Commune de Jausiers, Alpes de Haute-Provence). Mém. de Maîtrise, UFR de Géographie, ULP Strasbourg, 149p. + annexes.

Mantovani, F., Soeters, R., Van Western, K. (1994). Remote sensing and photogrammetric techniques for landslide studies in Europe. In : Temporal occurrence and forecasting of landslides in the European Community, Final Report Programme EPOCH n°90 0025, Casale et al. (Eds.), EUR 15805EN, Vol.1, 132-145.

Maquaire, O., Levoy, F. (1987). La topométrie en géomorphologie dynamique. Travaux du C.R.E.G.E.P.E., Univ. de Caen, Vol. 6, 25-45.

Maquaire, O. (1990). Les mouvements de terrain de la côte du Calvados - Recherche et prévention. Thèse Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, Documents du BRGM n°197, 431p.

Maquaire, O. (1994). Temporal aspects of the Landslides located along the Coast of Calvados (France). In : "Temporal Occurrence and Forecasting of landslides in the European Community", Programme EPOCH 900025, Final Report, R. Casale et al. (Eds.), part II, vol. 1, European Commission EUR 15805 EN, 211-233.

Marcolongo, B., Spagna, V. (1974). Impegio della fotogrammetria terrestre nello studio di un problema di geomorfologia applicata : frana da crollo avvenuta il 10.1.1974 al Km. 64+700 della S.S. N.251 della Valcellina (Prov. Di Pordenone). In : Atti del XVII Conv. Naz. Strad. 3-7 giugno 1974, Venezia.

Marinelli, L., Toutin, T., Dowman, I. (1997). Génération de MNT par radargrammétrie : état de l'art et perspectives. In : Bull. SFPT, n°148, 89-96.

Martin, B. (1994). The role of landuse and rainfall in the triggring of landslides at Vars (Hautes-Alpes, France). In : "Temporal Occurrence and Forecasting of landslides in the European Community", Programme EPOCH 900025, Final Report, R. Casale et al. (Eds.), part II, vol. 1, European Commission EUR 15805 EN, 235-319.

Martin, B. (1996). Les aléas naturels dans la Commune de Vars; rôle de l'occupation des sols et des événements météorologiques dans leur déclenchement et leur évolution. Thèse Doctorat 3ème cycle. Université Louis Pasteur, Strasbourg, 583 p. + annexes.

Martin, B., Weber, D. (1996). Vitesses de déplacement des mouvements de terrain à Vars (Hautes-Alpes, France) : le recours aux archives et à la topométrie. Revue de Géographie Alpine n°2, Tome 84, 57-66.

Mathys, N., Brochot, S., Meunier, M. (1996). L'érosion des Terres Noires dans les Alpes du Sud : contribution à l'estimation des valeurs annuelles moyennes (bassins versants expérimentaux de Draix, Alpes-de-Haute-Provence, France). In : R.G.A. "Les processus d'érosion en milieu montagnard, bilan et méthodes, n° 2, Tome 84, 17-27

Mattauer, M. (1980). Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre. Ed. Herman, Paris, 493p.

Mercier, J., Vergely, P. (1992). Tectonique. Dunod, 214p.

Merle, O. (1982). Cinématique et déformation de la nappe du Parpaillon (Flysch à Helminthoïdes de l'Embrunais-Ubaye, Alpes Occidentales). Thèse Doctorat, Univ. Rennes I.

Merlin, P. (1964). La topographie. Coll. Que sais-je?, PUF, 128p.

Métaillé, J.P. (1986). Photographie et histoire du paysage : un exemple dans les Pyrénées luchonaises. In : Rev. Géogr. des Pyrénées et du Sud-ouest, T; 57, 179-207.

Métaillé, J.P. (1988). Une vision de l'aménagement des montagnes au XIX^{ème} siècle, les photographies de la R.T.M. Revue Géographique des Pyrénées et du sud-ouest, T.59, 35-52.

Meunier, M. (1991). Eléments d'hydraulique torrentielle. Coll. Etudes Montagne n°1, Cemagref, Grenoble, 278p.

Meyzenq, C. (1984). Hautes-Alpes, Haut-Drac, Ubaye, Préalpes Drômoises. Ed. Ophrys, 954p.

Miiliès-Lacroix, A. (1981). Classification des talus et versants instables. Risques géologiques, mouvements de terrain. 26° Congrès Géol. Int., section 17, Bull. Liaison Labo. Ponts et Chaussées, Paris, 55-62.

Miramont, C. (1998). Morphogenèse, activité érosive et détritisme alluvial holocènes dans le bassin de la moyenne Durance. Thèse Doctorat, Univ. Aix-Marseille 1, 286p.

Miserez, A. (1984). Evaluation de l'ampleur des mouvements du sol d'un flanc de vallée dans les Alpes Valaisannes (Suisse). Journées d'études "Auscultation des ouvrages en terre et des terrains", 11-12/12/1984, Ecole Nat. des Ponts & Chaussées, Paris, 11p.

Mougin, J.P. (1973). Les mouvements de terrain : recherches sur les apports mutuels des études géologiques et mécaniques à l'estimation de la stabilité des pentes. Thèse Doct. Ing., Grenoble, 196p.

Moya, J., Corominas, J., Gutierrez, E., Vilaplana, J.M. (1992). Datacion de movimientos de ladera mediante la dendrocronologia. Ejemplos de aplication en el Prepirineo Oriental. In : Proc. III Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables. La Coruna. Vol. 1, 27-38.

Muller, A., Jorda, M. (1990). Evolution postglaciaire des milieux montagnards et histoire du peuplement dans la vallée de l'Ubaye (Alpes françaises du Sud). Direction régionale des Antiquités, Aix en Provence, PACA 1987-1989, 5-20.

Muller, A., Jorda, M., Gassend, J.M. (1991). Les gravures préhistoriques de la haute vallée de l'Ubaye et les modalités du peuplement de la zone intra-alpine. Actes du Coll. Int. Du Mt Bégo : gravures préhistoriques alpines, Tende, 155-162.

Oka, N. (1998). Application of photogrammetry to the field observation of failed slopes. Eng. Geol. 50, 85-100.

Olivry, J.-C., Hoorelbeck, J. (1989). Erosion des terres noires de la vallée du Buëch (Alpes du sud). Cahier ORSTOM Pédologie, Vol. XXV, n°1-2, 1989-90, 95-110.

Ottman, L. (1961). Etude statistique des phénomènes de versant d'après la feuille Barcelonnette au 1/50 000°. C.N.R.S., Centre de Documentation cartographique et géographique, Mémoires et Documents, Tome VIII, 113-138.

Pairis, J.L., (1968). Nouvelles données sur le massif du Lan (Chapeau de Gendarme) au sud de Barcelonnette (Basses-Alpes). Géologie alpine, t. 44, 323-328.

Pancza, A. (1993). Glaciers, éboulis, glaciers rocheux : quels liens? Observations dans le vallon de Tracuit (Valais, Suisse). In : "Géomorphologie et aménagement de la montagne", mélanges en hommage à P. Gabert, Bull. 42 Centre de Géomorphologie de Caen, 155-161.

Paquerault, S., Maître, H. (1997). La radarclinométrie. In : Bull. SFPT, n°148, 20-29.

Péguy, Ch. (1947). Haute Durance et Ubaye. Arthaud Ed., 306p.

Pérami, R. (1971). Contribution à l'étude expérimentale de la microfissuration des roches, sous actions mécaniques et thermiques. Thèse de Doct. d'Etat; Univ. P. Sabatier, Toulouse, 264p.

Peret, D., Locat, J., Martignon, P. (1996). Thixotropic behaviour during shear of a fine grained mud from eastern Canada. In : Eng. Geol. n°43, 31-44.

Phan, S.H. (1993). Propriétés physiques et caractéristiques géotechniques des Terres Noires du sud-est de la France. Thèse de Doctorat, Univ. Joseph Fourier, Grenoble, 246p.

Philipponnat, G. (1987). Fondations et ouvrages en terre. Eyrolles, Paris, 402p.

Pincent, B. (1979). Surveillance des glissements de terrain. Revue française de Géotechnique, n°1, 92-104.

Pincent, B., Blondeau, F. (1978). Détection et suivi des glissements de terrain. C.R. du 3ème Cong. de Géol. de l'Ingénieur, Madrid, Section I, Vol.1, 252-266.

Pigeon, P. (1991). L'homme face au risque lié aux glissements de terrain dans le massif préalpin du Chablais et son piedmont (1860-1990). Thèse de Géographie, Univ. de Grenoble 1, 350p.

Pigeon, P. (1992). Intérêt et limites des archives pour l'étude des glissements de terrain. Le cas des Alpes françaises du nord. Rapport intermédiaire Programme EPOCH "Temporal occurrence and forecasting of landslides in the European Community", Contract n°90 0025, 21p.

Plan, J. (1968). La "fenêtre" de Barcelonnette. In : Bull. Serv. Carte Géol. Fr., n° 280, T. LXV, Dunod Ed., 439-501.

Polidori, L. (1997). Cartographie radar. Gordon &Breach Science Publishers, Amsterdam, 303 p.

Polidori, L, Toutin, T. (1998). Cartographie par imagerie radar : l'état de l'art. In : Bull. SFPT, n°152, 12-23.

Pouget, P., Cartier, G., Pilot, G. (1984). Comportement de remblais construits sur un versant instable à Sallèdes. Journées d'études "Auscultation des ouvrages en terre et des terrains", 11-12 déc. 1984, Ecole Nat. des Ponts & Chaussées, Paris, 15p.

Powers, P.S., Chiarle, M. (1996). A digital photogrammetric method to measure horizontal surficial movements on the Slumgullion landslide, Hinsdale County, Colorado. In : "The Slumgullion earth flow : a large-scale natural laboratory", U.S. Geological Survey Bull. 2130, D.J. Varnes, & W.Z. Savage, (Eds.), 51-55.

Quirion, C.A. (1993). Real-time kinematic : practical survey applications of advanced GPS technology. Geodet. Info Mag. GIM 7 (10), 79-81.

Rai, N.E. (1992). Analyse et prévision de certains glissements de terrains naturels. Thèse de Doctorat, Univ. de Grenoble, 223p.

Rapp, A. (1960). Recent development of mountain slopes in Kärkevagge and surroundings, Northern Scandinavia. Geografiska Annaler, 42, 2.3, 1-200.

Reeves, H. (1994). Poussières d'étoiles, Editions du Seuil, 252p.

Recordon, E. (1988). Aménagement hydroélectrique de Mörel - glissement de la conduite forcée. In : Landslides, Proc. of the 5th Int. Conf. on Landslides, Lausanne 10-15/7/1988, Bonnard (Ed.), Balkema, Rotterdam, 301-306.

Richefort, I. (1988). Les archives photographiques des services de restauration des terrains en montagne. In : Revue Géographique des Pyrénées et du sud-ouest, T.59, 53-58.

Riffault, R. (1969). Catalogue des caractéristiques géologiques et mécaniques de quelques roches françaises. Laboratoire Central des Ponts et Chaussées.

Rocca, F., Prati, C., Monti Guarnieri, A., Ferretti, A. (1998). SAR Interferometry with applications. "Space Techniques for Environmental Risks" Advanced Study Course, Int. Space Univ., Strasbourg, 28/6-10/7/98, 17 p.

Rochet, L. (1992). Auscultation-Diagnostic-Surveillance. Bull. of the Int. Ass. of Eng. Geol., n°45, Paris, 43-57.

Salomé, A.I., Beukenkamp, P.C. (1988). Geomorphological mapping of a high-mountain area, in black and white. In : Z. Geom., 33(1), 119-123.

Sauret, B. (1987). Coulées boueuses, laves torrentielles. Bull. liaison Labo Ponts & Chaussées, n°150-151, 65-77.

Saussure, H.B. de (1779). Voyage dans les Alpes. Seconde édition (1852), J. Cherbuliez Ed., Paris, Genève, 383p.

Scanvic, J.-Y. (1983). Utilisation de la télédétection dans les sciences de la terre. Manuels et méthodes du BRGM, 7.

Scanvic, J.-Y. (1996). Télédétection aérospatiale et informations géologiques. Manuels et méthodes du BRGM, 24.

Scanvic, J.-Y., Rouzeau, O., Carnec, C. (1993). Evaluation du potentiel des données SAR pour la cartographie du risque de mouvements de terrain. Proc. Int. Symp. "from optic to radar - SPOT and ERS-1 applications", 10-13 may 1993, Paris.

Schelstraete, D. (1997). Surveillance des sites et édifices par théodolites robotisés. XYZ, Revue de l'Association Française de Topographie n°70, 18-21.

Schmitt, G. and Ravel, P. (1997). The use of GPS in geotechnical engineering. Monitoring a landslide. XV^{ème} Rencontre Universitaire de Génie Civil EC'97, Strasbourg. Vol. 1, 27-35.

Schmutz, M. (1995). Prospection géophysique sur le glissement de Poche. Mém. Maîtrise, UFR Géographie, ULP Strasbourg, 74p.

Schmutz, M., Guérin, R., Maquaire, O., Descloîtres, M., Schott, J.-J., Albouy, Y. (1999). Apport de l'association des méthodes TDEM et électrique pour la connaissance de la structure du glissement-coulée de Super-Sauze. C.R. Acad. Sci., IIa, 328, 797-800.

Schmutz, M. (2000). Apports des techniques géophysiques à la connaissance de la structure des coulées de débris dans les marnes noires. Application au bassin de Barcelonnette. Thèse de Doctorat, Faculté de Géographie, Univ. Strasbourg I, 227p.

Schneggans, D. (1938). La géologie des nappes de l'Embrunnais-Ubaye entre la Durance et l'Ubaye. Thèse Sciences Grenoble. Ministère des travaux publics, Mémoire pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France, Imprimerie nationale, Paris, 339p.

Schofield, W. (1979). Traverse adjustement by variation of coordinates. Civil Engineering Surveyor, vol. IV, Issues VI and VIII, 52 p.

Schoeneich, P. (1991). La datation des glissements de terrain. In : Landslides, Proc. of the 6th Int. Conf. on Landslides, Christchurch, Bell (Ed.), Balkema, Rotterdam, 205-212.

Schroder, J.F. (1978). Dendrogeomorphological analysis of mass movement on Table Cliff Plateau, Utah. In : Quaternary Research 9, 168-185.

Sclafert, T. (1945). A propos du déboisement des Alpes du sud. Annales de Géographie, Paris, 68p.

SFPT (Société Française de Photogrammétrie et Télédétection) (1997). Bulletin n°148 : Numéro spécial consacré aux résultats du séminaire "2ndes Journées Cartographie Radar", 16-17 septembre 1997, Toulouse, 125 p.

Sivan, O. (2000). Torrents de l'Ubaye. Sabença de la Valeia (Ed.), Bercelonnette, 48p.

Smith, W.K. (1993). Photogrammetric determination of movement on the Slumgullion slide, Hinsdale County, Colorado, 1985-1990. U.S. Geol. Surv. Open-File Report 93-597, 17p., 2 pl.

Smith, W.K. (1996). Photogrammetric determination of slope movements on the Slumgullion landslide. In : "The Slumgullion earth flow : a large-scale natural laboratory", U.S. Geological Survey Bull. 2130, Varnes, D.J. & Savage, W.Z. (Eds.), 57-60.

Sommen, Y. (1995). Tendance évolutive climatique dans le bassin de Barcelonnette. Mém. Maîtrise, UFR de Géographie, ULP Strasbourg, 115p.

Springer, J. (1993). Decompaction and backstripping with regard to erosion, salt movement, and interlayered bedding. In : Comput. & Geosc., 19, 8, 1115-1125.

Surell, A. (1841). Etude des torrents des Hautes-Alpes. Carillan, Goeuvry et Dalmont Ed., Paris, 284p.

Surell, A., Cézanne, P. (1870). Etude complémentaire sur les torrents des Hautes-Alpes. Dumont Ed., 696p.

Tannous, I., Le Goff, F., Julien, P. (1997). Méthodologie de production de MNT par fusion de données mixtes radar/optique. In : Bull. SFPT, n°148, 105-113.

Terzaghi, K. (1952). Mechanisms of landslides. Geol. Soc. Am., Berkey Volume, 83-123.

Terzaghi, K., Peck, R.B. (1965). La mécanique des sols appliquée. Dunod, Paris, 565p.

Tricart, J. (1958). Etude de la crue de la mi-juin 1957 dans les vallées du Guil, de l'Ubaye et le Cerveyrette. Allier, Grenoble, 66p.

Tricart; J., Cailleux, A. (1967). Le modelé des régions périglaciaires. Tome II, Traité de géomorphologie, SEDES, 512 p.

UNESCO (1993). Multilingual Landslide Glossary. The International Geotechnical Societies' UNESCO Working Party for World Landslide Inventory, BiTech Pubs, Canada.

Van Asch, T.W.J. (1984). Landslides : the deduction of strengh parameters of materials from equilibrium analysis. In : Catena, Vol. 11, 39-49.

Van Asch, T.W.J. *et al.* (1984). The development of landslides by retrogressive failure in varved clays. In : Zeitschrift für Geomorphology, 4, 165-181.

Van Asch, T.W.J. (1994). The modelling of mass movement frequency and mobility and strategies for measurements. In : "Temporal Occurrence and Forecasting of landslides in the European Community", Programme EPOCH 900025, Final Report, R. Casale *et al.* (Eds.), part I, vol. 1, European Commission EUR 15805 EN, 191-205.

Van Asch, T.W.J., Nieuwenhuis, J.D. (1994a). Results on landslide mobility investigations on the recent time scale. In : "Temporal Occurrence and Forecasting of landslides in the European Community", Programme EPOCH 900025, Final Report, R. Casale et al. (Eds.), part II, vol. 2, European Commission EUR 15805 EN, 565-594.

Van Asch, T.W.J., Nieuwenhuis, J.D. (1994b). Modelling the frequency of shalloow landslides in the terres noires of Barcelonnette. In : "Temporal Occurrence and Forecasting of landslides in the European Community", Programme EPOCH 900025, Final Report, R. Casale et al. (Eds.), part II, vol. 2, European Commission EUR 15805 EN, 595-608.

Van Asch, T.W.J. (1997). The study of hydrological systems to undrstand changes in the temporal occurrence of landslides related to climatic changes. In : "The temporal stability and activity of landslides in Europe with respect to climatic change (TESLEC)", Final report C.E.C. Environment Programme, Contract n° EV5V-CT94-0454, R. Dikau *et al.* (Eds.), Part I, Summary Reports, 69-86.

Van Beek, L.P.H., Van Asch, T.W.J. (1996). The mobility characteristics of the La Valette landslide. In : Proc. of the VIIth Int. Symp. on Landslides, Trondheim, Vol. II, 1417-1421.

Van Beurden, S. (1997). Hydrology, soil mechanics and kinematics of slow mass movements in the Widenbach catchment, Switzerland. Thesis University Utrecht. Netherlands Geographical Studies, 253 p.

Van Genuchten, P. (1989). Movement mechanisms and slide velocity variations of landslides in varved clays in french Alps. Phd Thesis, Universiteit Utrecht, 157p.

Van Steijn, H. (1994). Frequency of hillslope debris flows in the Bachelard Valley (French Alps). In : "Temporal Occurrence and Forecasting of landslides in the European Community", Programme EPOCH 900025, Final Report, R. Casale et al. (Eds.), part II, vol. 2, European Commission EUR 15805 EN, 942-957.

Varnes, D.J. (1958). Landslide types and processes. In : Landslides and Engineering Practice (Ed. E. B. Eckel). Highway Research Board Spec. Rep. 29, 20-47.

Varnes, D.J. (1978). Slope movements : type and processes. In: Landslides Analysis and Control (Ed. E.B. Eckel). Transp. Res. Board, Spec. Rep. 176,11-33.

Varnes, D.J., Smith, K.S., Savage, W.Z., Powers, P.S. (1996). Deformation and control surveys, Slumgullion landslide. In : "The Slumgullion earth flow : a large-scale natural laboratory", U.S. Geological Survey Bull. 2130, D.J. Varnes, & W.Z. Savage, (Eds.), 43-49.

Velcin, S. (1997). Approche hydrogéologique du mouvement de terrain de Super-Sauze. Mém. de Maîtrise, UFR de Géographie, ULP Strasbourg, 113p. + annexes;

Verdeyen, J., Roisin, V., Nuyens, J. (1968). Mécanique des sols. Presse univ. de Bruxelles, DUNOD, Paris, 508p.

Veyret, P. et G. (1970). Les grandes Alpes ensoleillées. Ed. Arthaud, Paris, 129p.

Vibert, C. (1987). Apport de l'auscultation de versants instables à l'analyse de leur comportement. Les glissements de Lax-Le Roustit (Aveyron) et Saint Etienne de Tinée (Alpes-Maritimes). Thèse Ecole des Mines, Paris, 206p.

Viers, G. (1967). Eléments de géomorphologie. Nathan (Ed.), Paris, 208p.

Vogt, J. (1973). La contribution possible d'un inventaire systématique des témoignages du passé à l'appréciation des "risques géologiques". Symposium national "Sol et sous-sol et sécurité des constructions", Cannes, Ed. du B.R.G.M., 212-217.

Voisin, L. (1978). Le modelé schisteux en zones froide et tempérée : mécanismes générateurs et formes essentielles. Tome 1. Thèse, Univ. de Lille III, 498p.

Weber, D. (1990). Le glissement de terrain de Super-Sauze. Rapport de stage, Enseignement 336 "Risques naturels", Licence de Géographie Physique, UFR de Géographie, ULP Strasbourg, 39p.

Weber, D. (1992). Préparation à une étude cinématique et géotechnique du glissement de terrain de Super-Sauze (Commune d'Enchastrayes, Alpes-de-Haute-Provence). Mémoire de Maîtrise, UFR de Géographie, ULP Strasbourg, 130 p. + annexes.

Weber, D. (1993). Projet de recherche sur l'évolution des mouvements de terrain dans le bassin de Barcelonnette. Mémoire de DEA, UFR de Géographie, ULP Strasbourg, 68p.

Weber, D. (1994). Research into earth movements in the Barcelonnette basin. In : "Temporal Occurrence and Forecasting of landslides in the European Community", Programme EPOCH 900025, Final Report, R. Casale et al. (Eds.), part II, vol. 1, European Commission EUR 15805 EN, 321-336.

Weber, D., Bolley, A. (1998). Reconstitution de l'évolution géomorphologique du glissement de terrain de Super-Sauze (Alpes-de-Haute-Provence, France) par photogrammétrie numérique. Publication Internet : http://sertit.u-strasbg.fr/projet/Barcelonnette/barcelfin.html

Weber, D., Herrmann, A. (2000). Contribution de la photogrammétrie numérique à l'étude spatio-temporelle de versants instables : l'exemple du glissement de terrain de Super-Sauze (Alpes-de-Haute-Provence, France). In : Bulletin de la Société Géologique de France, t. 171, n°6, 637-648.

Weber, D., (2000). The Super-Sauze landslide (Southern French Alps) : Contribution of Geomorphology in the Understanding of Flowslides. In : Landslides in research, theory and practice, Proc. of the 8th ISL, Cardiff 2000, Bromhead *et al.* (Eds), Thomas Telford Ltd., London, Vol.3, 1563-1568.

Weiss, E.E.J. (1988). Treering patterns and the frequency and intensity of mass movements. In : Landslides, Proc. of the 5th Int. Conf. on Landslides, Lausanne 10-15/7/1988, Bonnard (Ed.), Balkema, Rotterdam, 481-483.

Cartes

Augier, C., Flageollet, J.C., Rebmann, T. (1992). Carte géomorphodynamique de la commune d'Enchastrayes (Alpes-de-Haute-Provence, France).

B.R.G.M. (1974). Barcelonnette. Carte géologique au 1/50 000ème, XXXV - 39, + notice.

C.E.T.E. (1974). Carte ZERMOS (Zones exposées aux risques de mouvements du sol et du sous-sol) Barcelonnette, 1/25 000ème.

I.G.N. (Institut Géographique National) (1997). Provence - Côte d'Azur. Carte topographique 1/250 000ème, TOP250 n°115.

I.G.N. (1985). Nice Barcelonnette. Carte topographique au 1/100 000ème série verte n°61.

I.G.N. (1991). Jausiers Le Sauze. Carte topographique au 1/25 000ème série bleue 3539 E.

I.G.N. (1991) Barcelonnette Pra-Loup. Carte topographique au 1/25 000ème série bleue 3539 O.

Salomé, A.L., Beukenkamp, P.C. (1988). Carte géomorphologique de la fenêtre de Barcelonnette au 1/25 000°. Geografisch Instituut, Rijksuniversiteit Utrecht, The Netherlands.

ANNEXES

Figure A-1 : Evolution géomorphologique du versant des Roubines entre 1956 et 1995. Visualisation sur ortho-photographies reconstituées par photogrammétrie numérique.

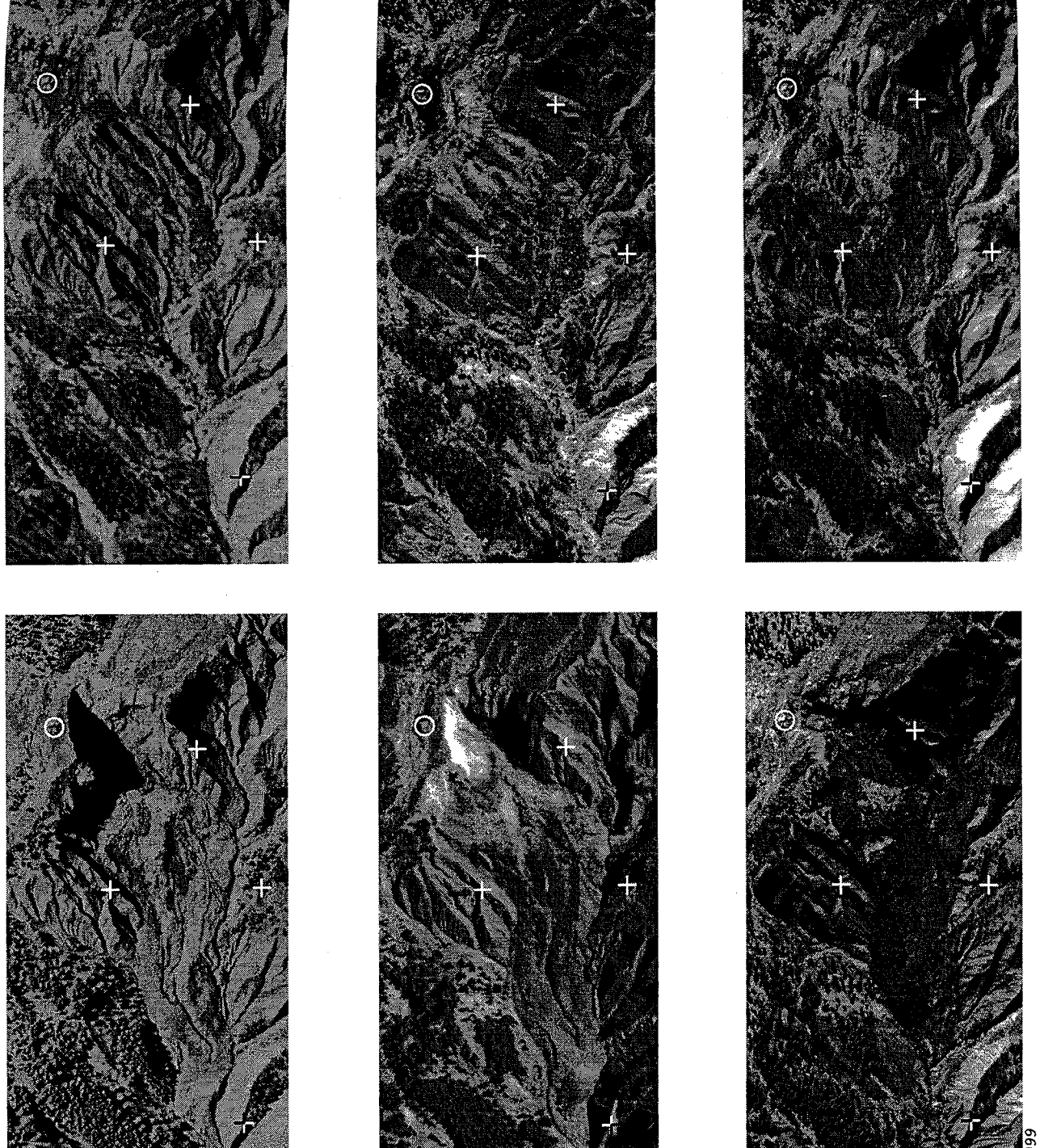
Figure A-2 : Evolution géomorphologique du versant des Roubines entre 1956 et 1995. Visualisation sur vues-perspectives lointaines reconstituées par photogrammétrie numérique.

Figure A-3 : Evolution géomorphologique du versant des Roubines entre 1956 et 1995. Visualisation sur vues-perspectives intermédiaires reconstituées par photogrammétrie numérique.

Figure A-4 : Evolution géomorphologique du versant des Roubines entre 1956 et 1995. Visualisation sur vues-perspectives rapprochées reconstituées par photogrammétrie numérique.

Figure A-5 : Vecteurs déplacements (XY) de tous les points mobiles des réseaux de surveillance topométriques (13 pages).

Figure A-6 : Déplacements cumulés en planimétrie (●) et altimétrie (■) de tous les points mobiles des réseaux de surveillance topométriques. (3 pages).



Le cercle entourant les blocs morainiques situés sous le glacier rocheux et les croix positionnées sur des éléments remarquables du relief servent de repères fixes pour suivre l'apparition et l'extension du mouvement de terrain dans le bassin des roubines.

Figure A-1 : l'évolution géomorphologique du versant des roubines entre 1956 et 1995.
Visualisation sur ortho-photographies obtenues

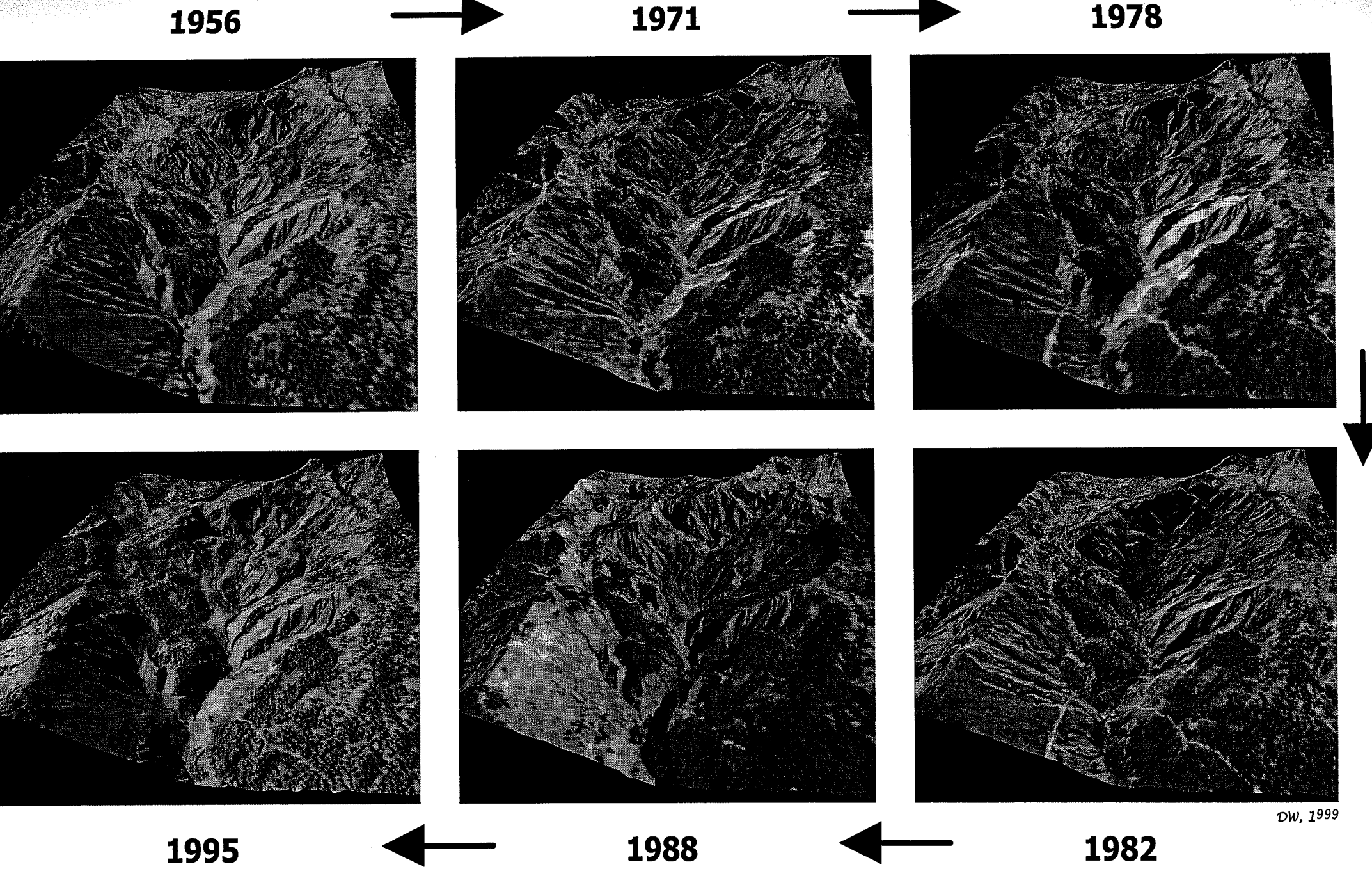


Figure A. 2 : Evolution géomorphologique du versant des roubines entre 1956 et 1995

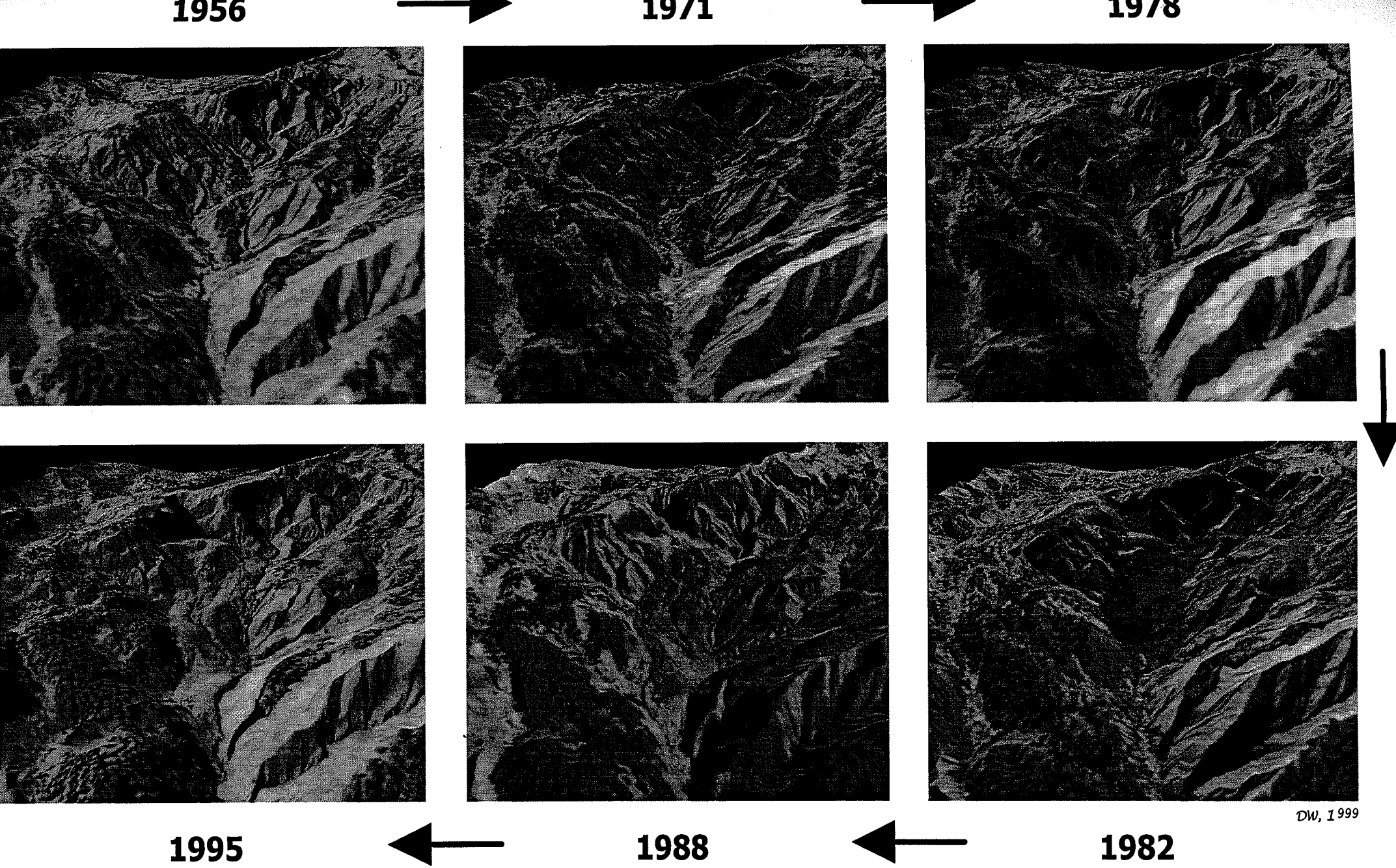


Figure A-3 : Evolution géomorphologique du versant des roubines entre 1956 et 1995.

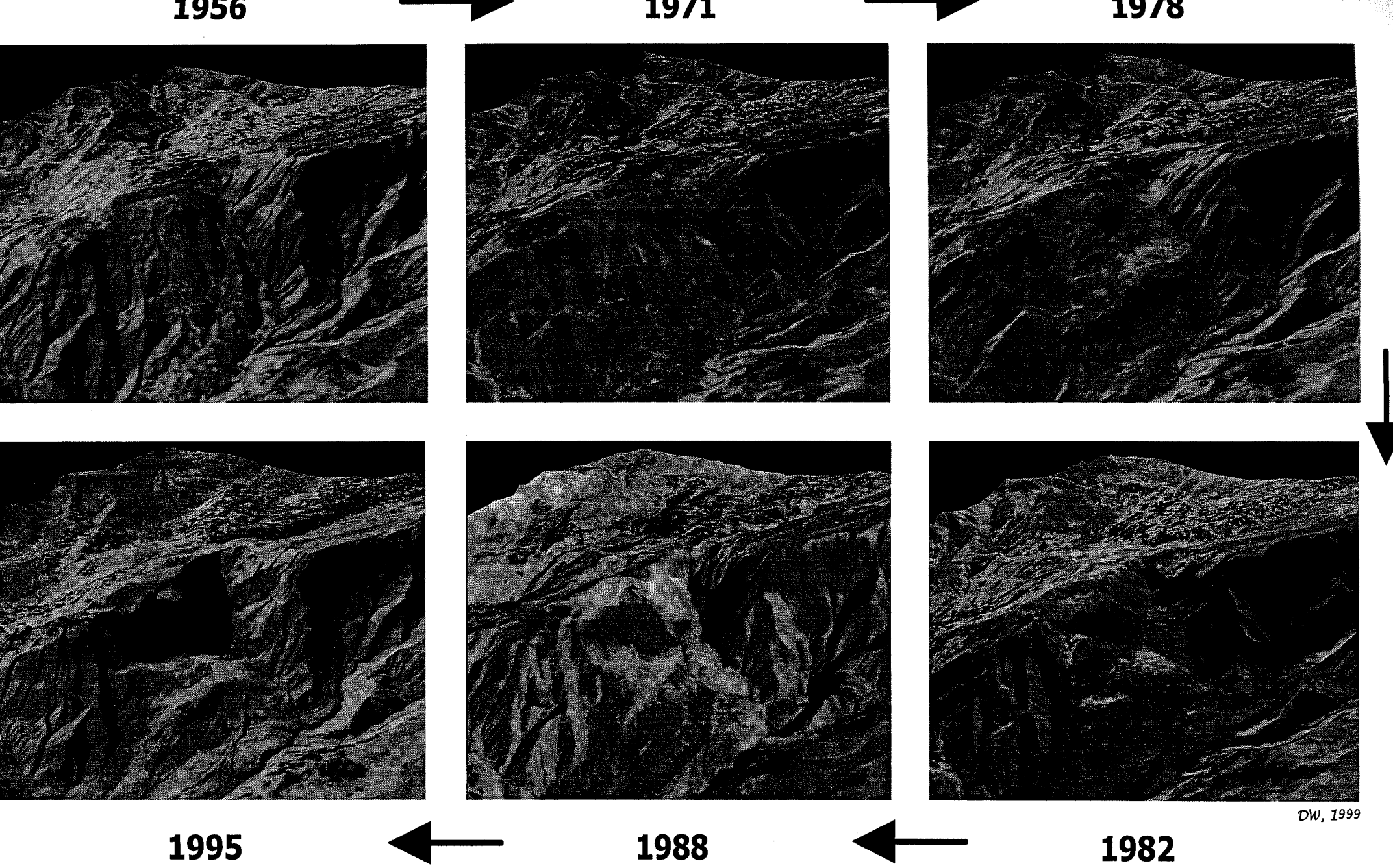
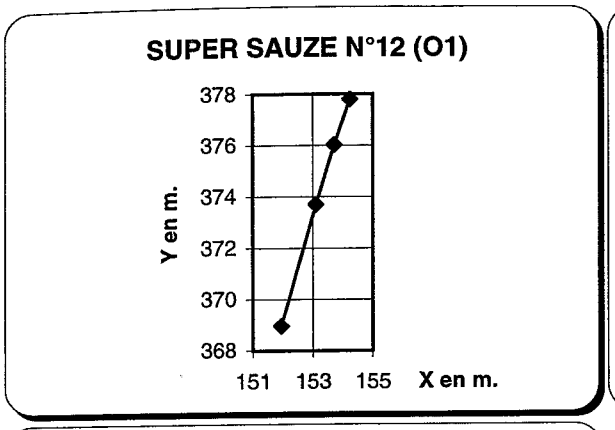
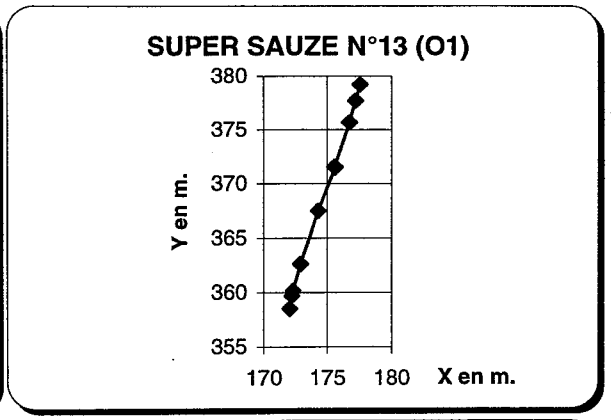
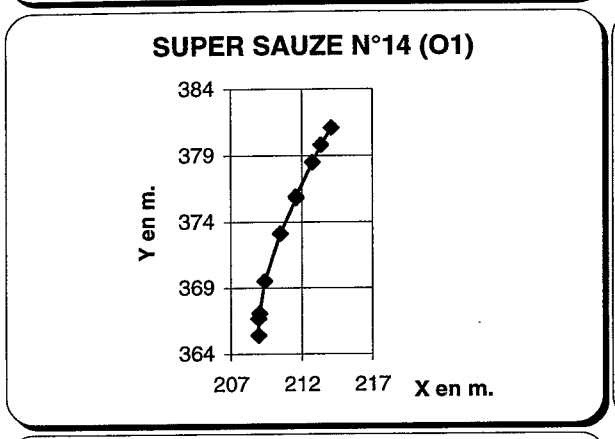
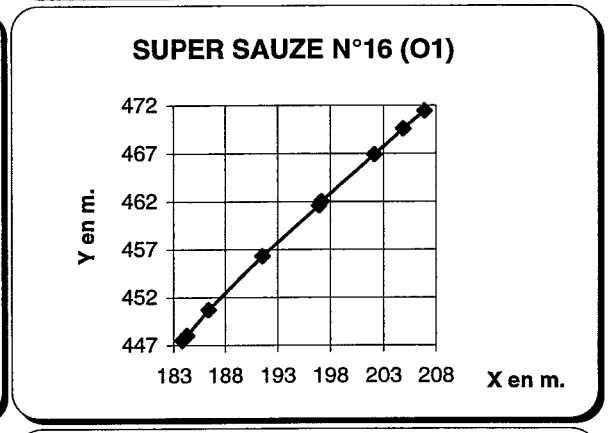


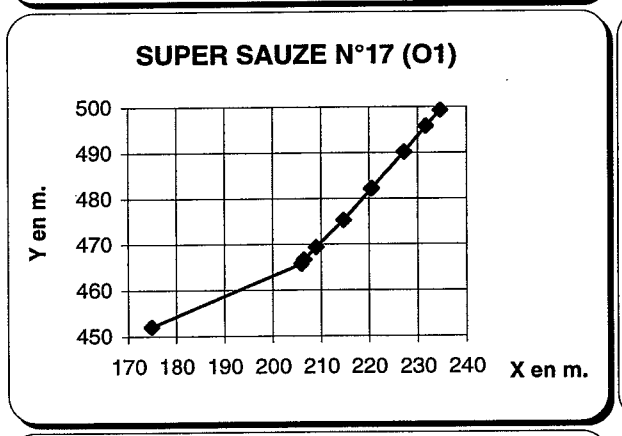
Figure A-4 : Evolution géomorphologique du versant des roubines entre 1956 et 1995.

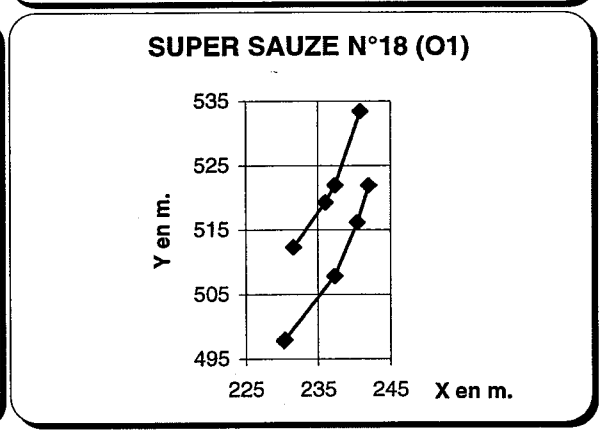

SUPER SAUZE N°12 (O1)
Y en m.
378
376
374
372
370
368
151
153
155
X en m.

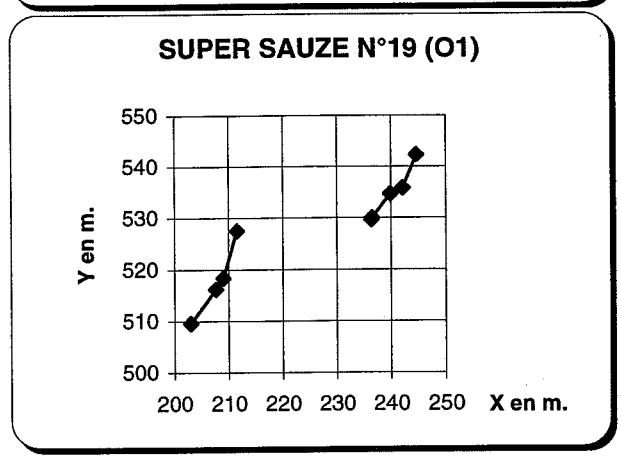

SUPER SAUZE N°13 (O1)
Y en m.
380
375
370
365
360
355
170
175
180
X en m.


SUPER SAUZE N°14 (O1)
Y en m.
384
379
374
369
364
207
212
217
X en m.

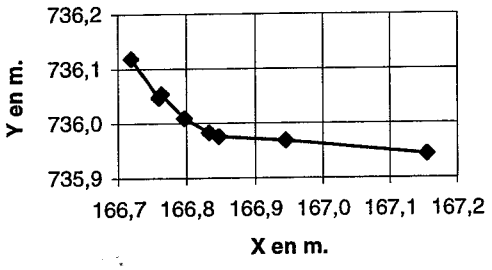

SUPER SAUZE N°16 (O1)
Y en m.
472
467
462
457
452
447
183
188
193
198
203
208
X en m.


SUPER SAUZE N°17 (O1)
Y en m.
500
490
480
470
460
450
170
180
190
200
210
220
230
240
X en m.

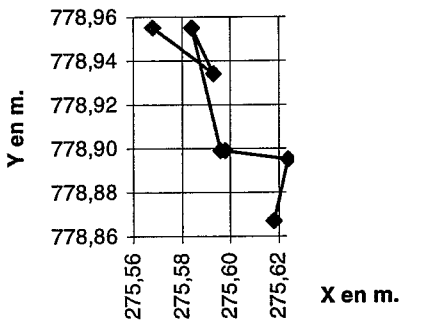

SUPER SAUZE N°18 (O1)
Y en m.
535
525
515
505
495
225
235
245
X en m.


SUPER SAUZE N°19 (O1)
Y en m.
550
540
530
520
510
500
200
210
220
230
240
250
X en m.

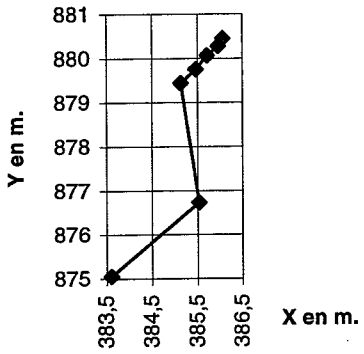
SUPER-SAUZE *N°5 (de OII)*



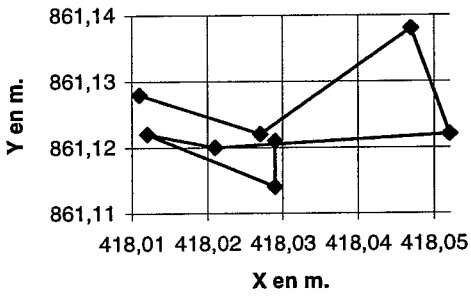
SUPER-SAUZE *N°9 (de OII)*



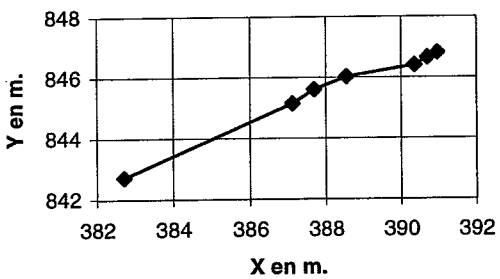
SUPER-SAUZE *N°12 (de OII)*



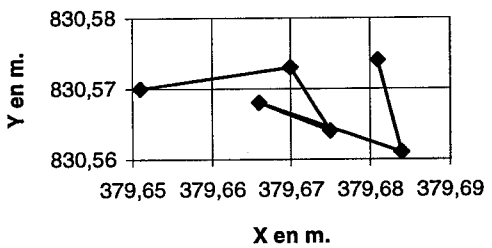
SUPER-SAUZE *N°13 (de OII)*



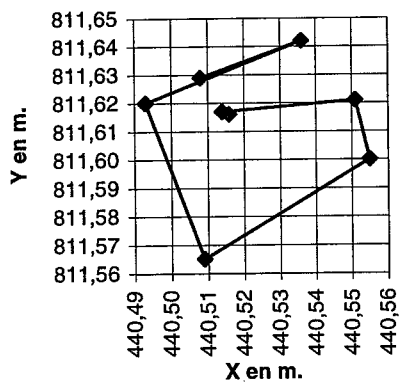
SUPER-SAUZE *N°14 (de OII)*



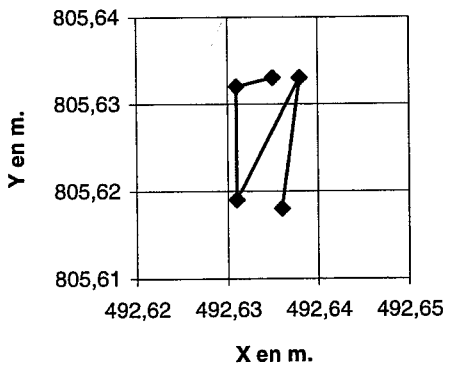
SUPER-SAUZE N°15 (de OII)

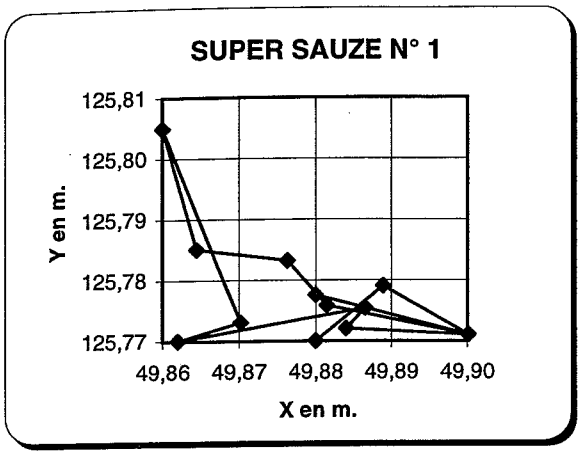


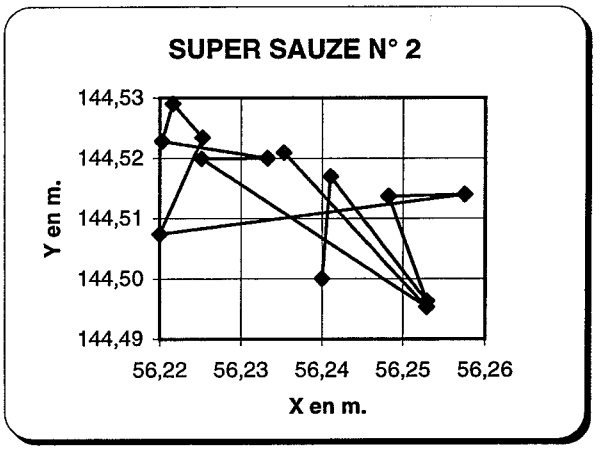
SUPER-SAUZE *N°16 (de OII)*

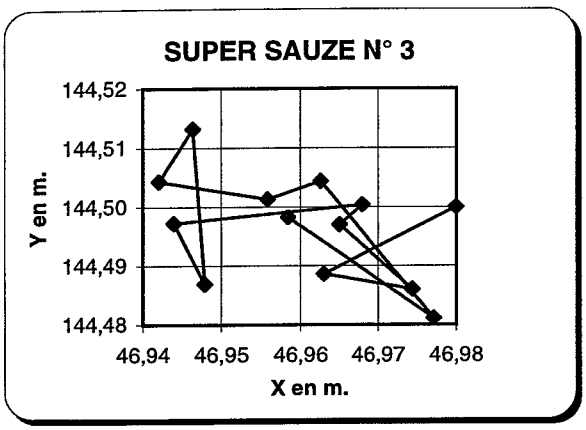


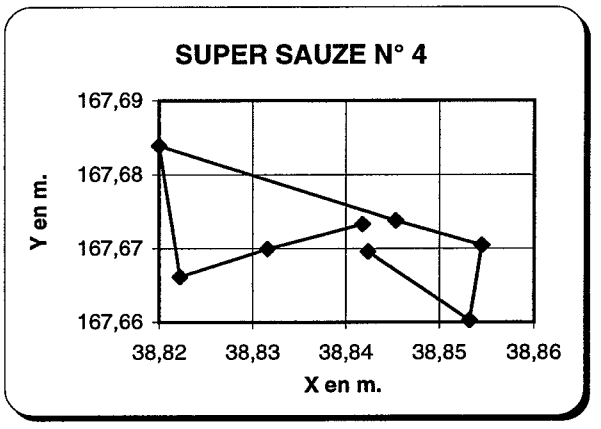
SUPER-SAUZE *N°17 (de OII)*

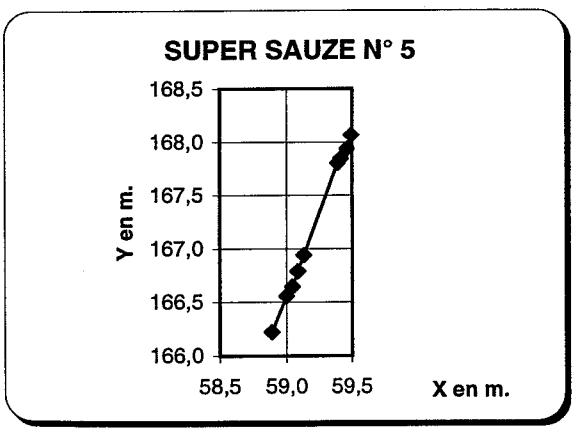


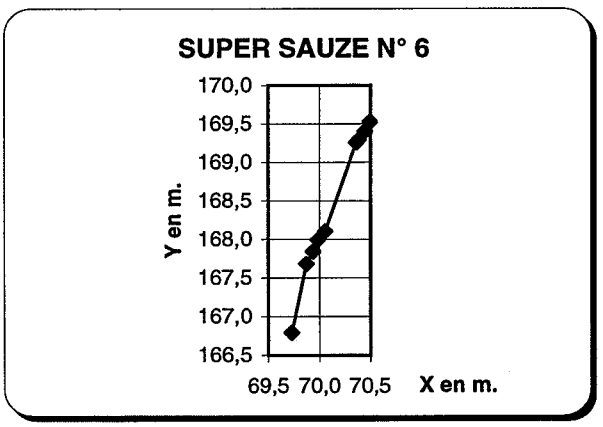

SUPER SAUZE N° 1
125,81
125,80
125,79
125,78
125,77
Y en m.
49,86 49,87 49,88 49,89 49,90
X en m.

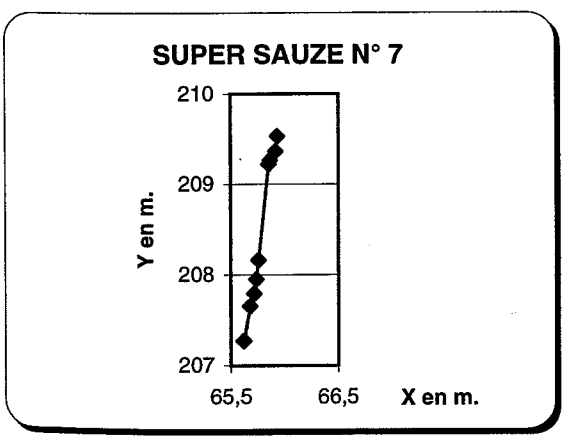

SUPER SAUZE N° 2
144,53
144,52
144,51
144,50
144,49
Y en m.
56,22 56,23 56,24 56,25 56,26
X en m.

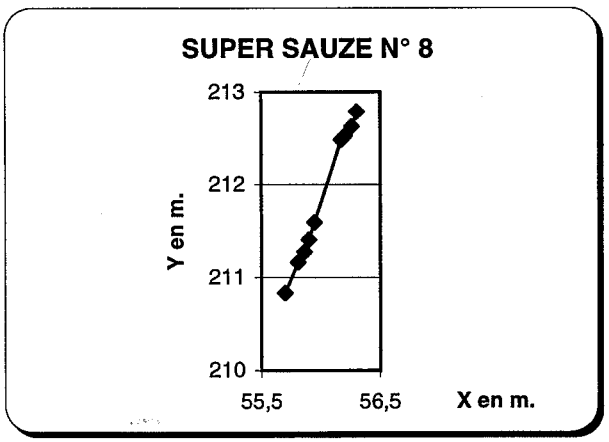

SUPER SAUZE N° 3
144,52
144,51
144,50
144,49
144,48
Y en m.
46,94 46,95 46,96 46,97 46,98
X en m.

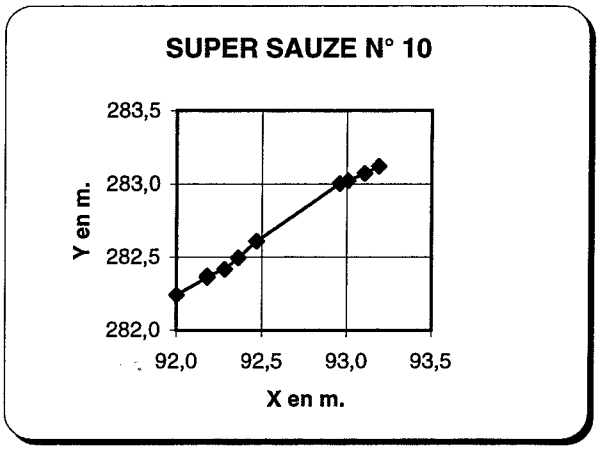

SUPER SAUZE N° 4
167,69
167,68
167,67
167,66
Y en m.
38,82 38,83 38,84 38,85 38,86
X en m.

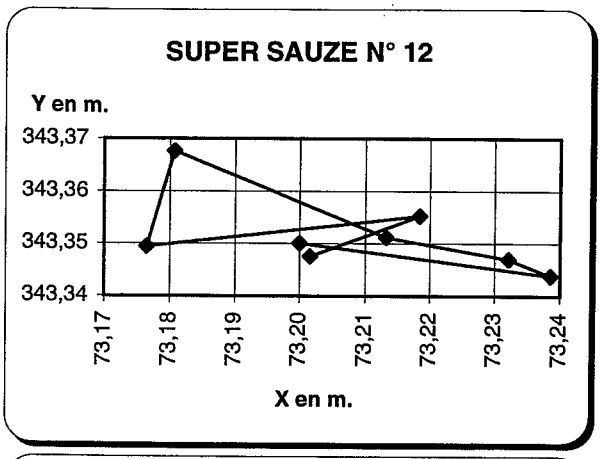

SUPER SAUZE N° 5
168,5
168,0
167,5
167,0
166,5
166,0
Y en m.
58,5 59,0 59,5
X en m.

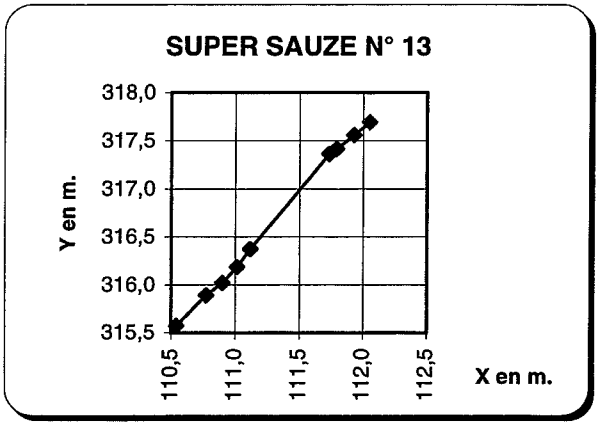

SUPER SAUZE N° 6
170,0
169,5
169,0
168,5
168,0
167,5
167,0
166,5
Y en m.
69,5 70,0 70,5
X en m.

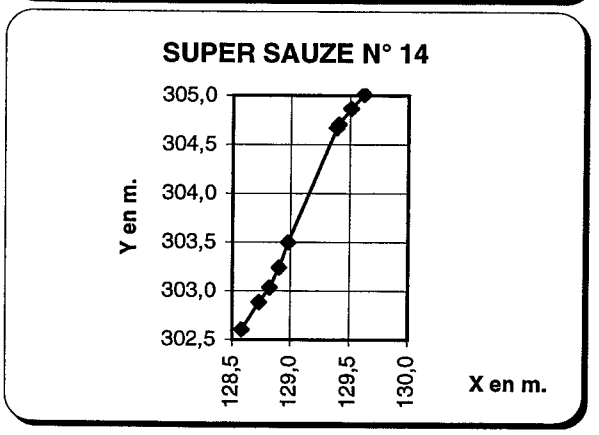

SUPER SAUZE N° 7
210
209
208
207
Y en m.
65,5 66,5
X en m.

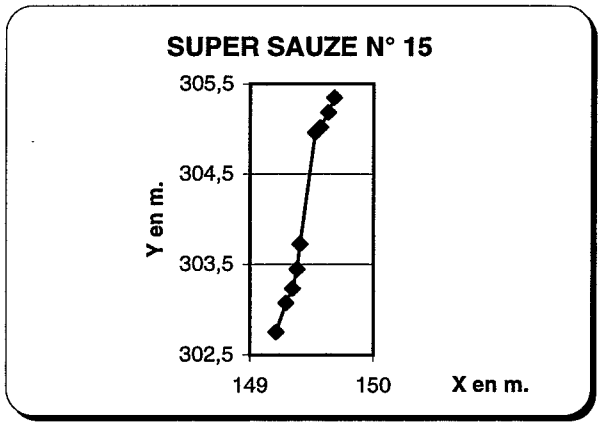

SUPER SAUZE N° 8
213
212
211
210
Y en m.
55,5 56,5
X en m.

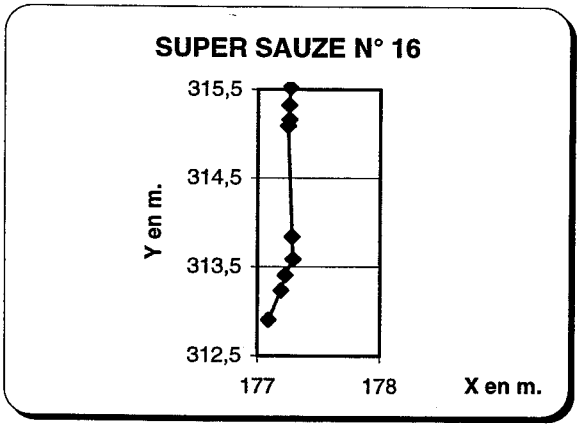

SUPER SAUZE N° 10
283,5
283,0
282,5
282,0
Y en m.
92,0
92,5
93,0
93,5
X en m.

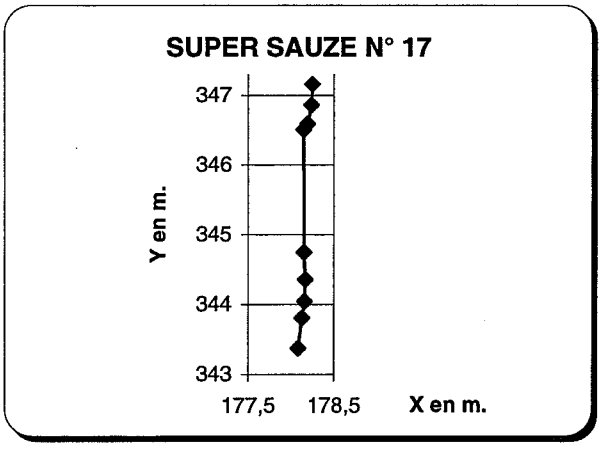

SUPER SAUZE N° 12
Y en m.
343,37
343,36
343,35
343,34
73,17
73,18
73,19
73,20
73,21
73,22
73,23
73,24
X en m.

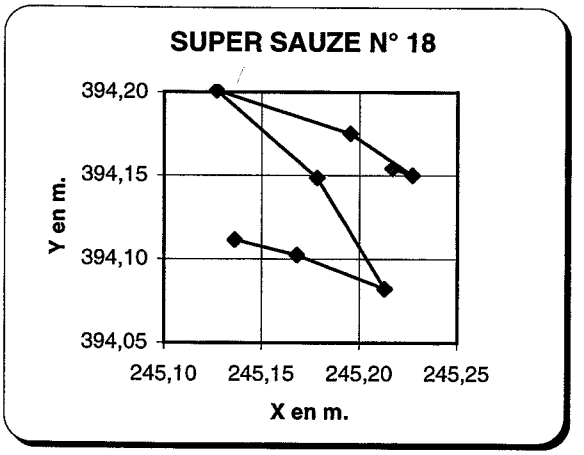

SUPER SAUZE N° 13
318,0
317,5
317,0
316,5
316,0
315,5
Y en m.
110,5
111,0
111,5
112,0
112,5
X en m.

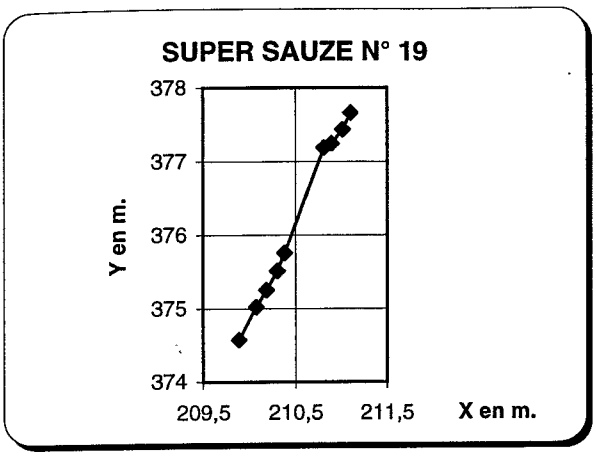

SUPER SAUZE N° 14
305,0
304,5
304,0
303,5
303,0
302,5
Y en m.
128,5
129,0
129,5
130,0
X en m.

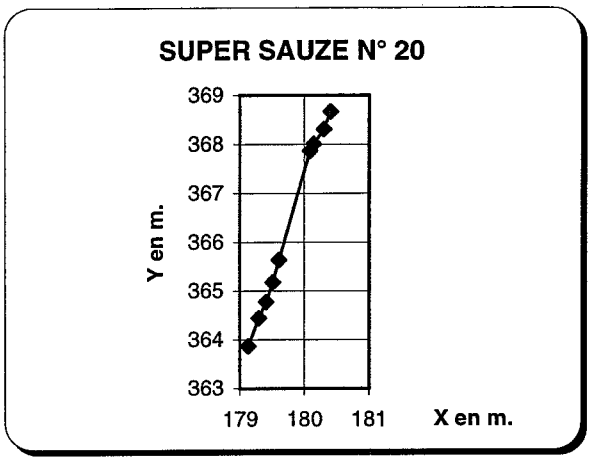

SUPER SAUZE N° 15
305,5
304,5
303,5
302,5
Y en m.
149
150
X en m.

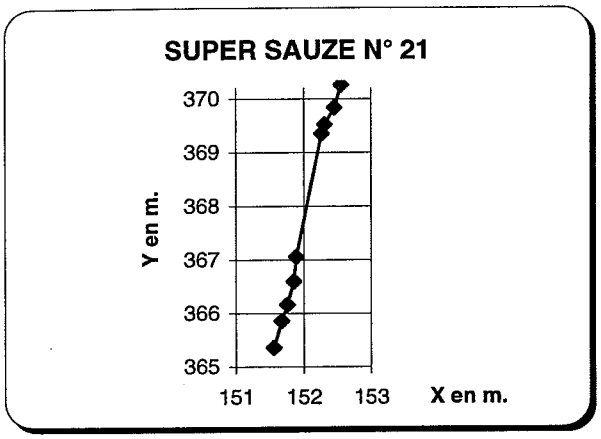

SUPER SAUZE N° 16
315,5
314,5
313,5
312,5
Y en m.
177
178
X en m.

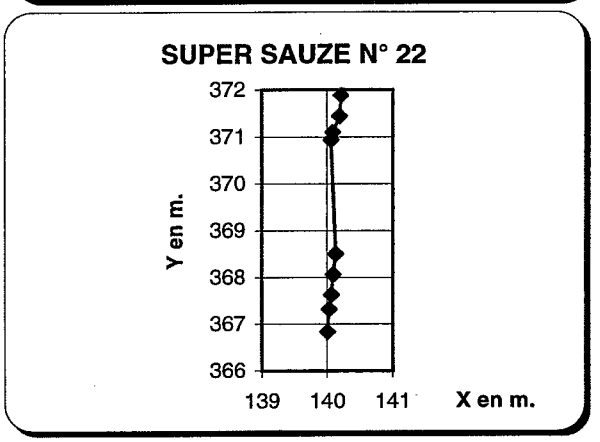

SUPER SAUZE N° 17
347
346
345
344
343
Y en m.
177,5
178,5
X en m.

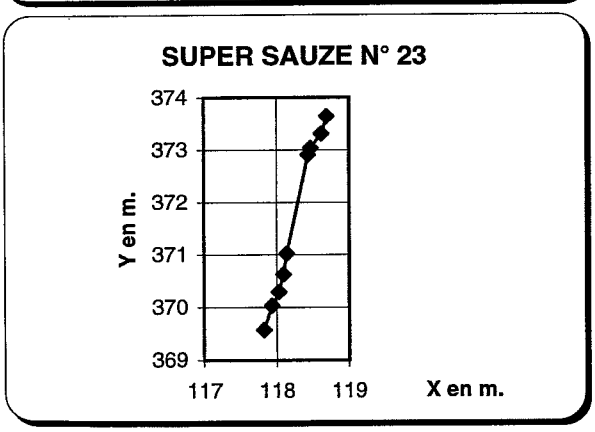

SUPER SAUZE N° 18
394,20
394,15
394,10
394,05
Y en m.
245,10
245,15
245,20
245,25
X en m.

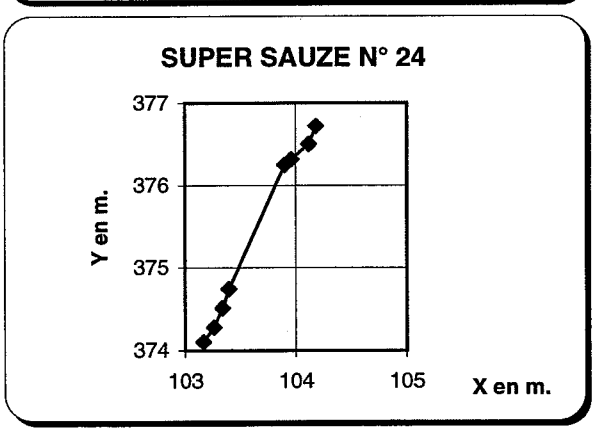

SUPER SAUZE N° 19
Y en m.
378
377
376
375
374
209,5
210,5
211,5
X en m.

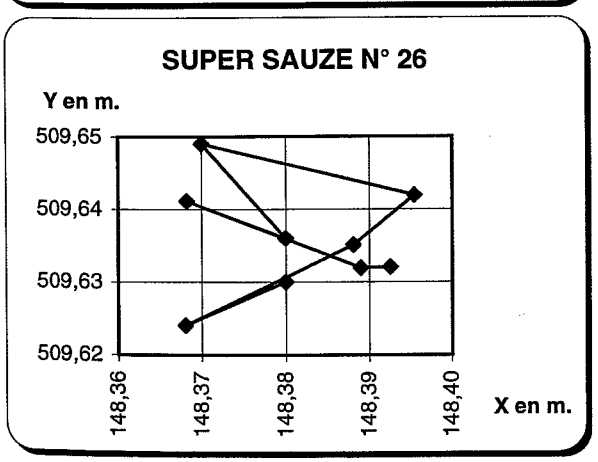

SUPER SAUZE N° 20
Y en m.
369
368
367
366
365
364
363
179
180
181
X en m.

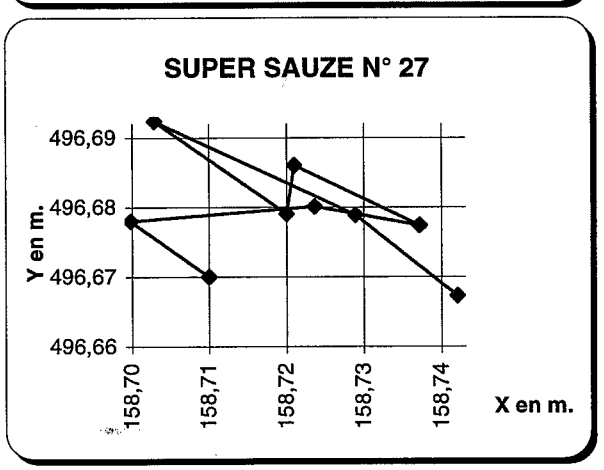

SUPER SAUZE N° 21
Y en m.
370
369
368
367
366
365
151
152
153
X en m.

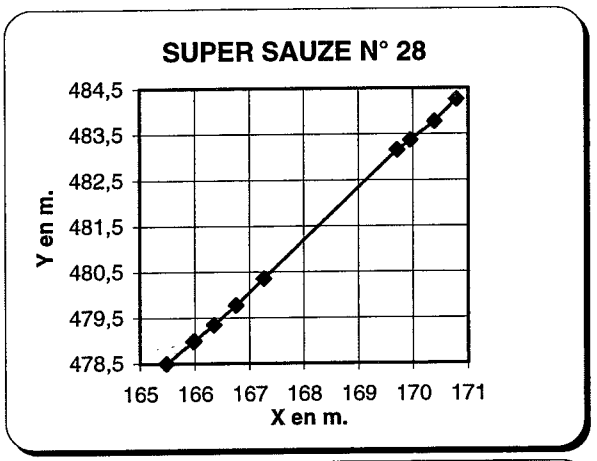

SUPER SAUZE N° 22
Y en m.
372
371
370
369
368
367
366
139
140
141
X en m.

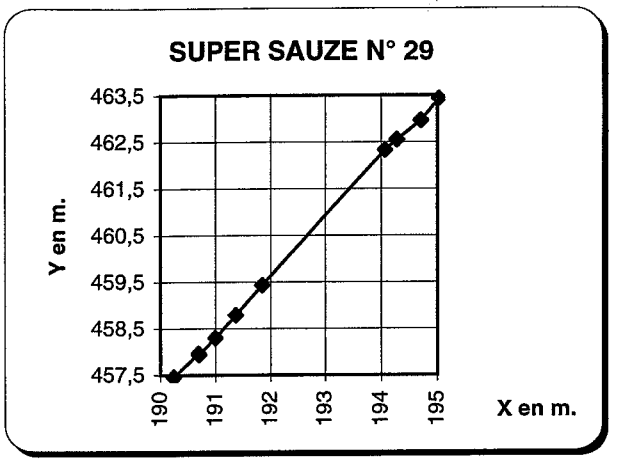

SUPER SAUZE N° 23
Y en m.
374
373
372
371
370
369
117
118
119
X en m.

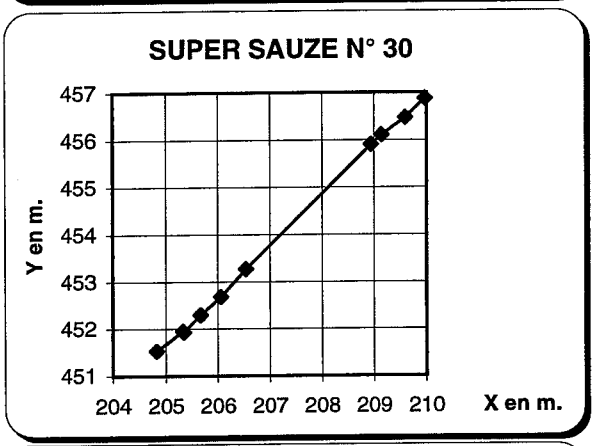

SUPER SAUZE N° 24
Y en m.
377
376
375
374
103
104
105
X en m.

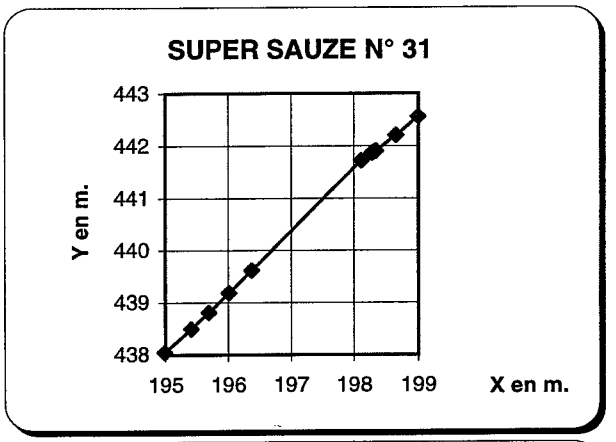

SUPER SAUZE N° 26
Y en m.
509,65
509,64
509,63
509,62
148,36
148,37
148,38
148,39
148,40
X en m.

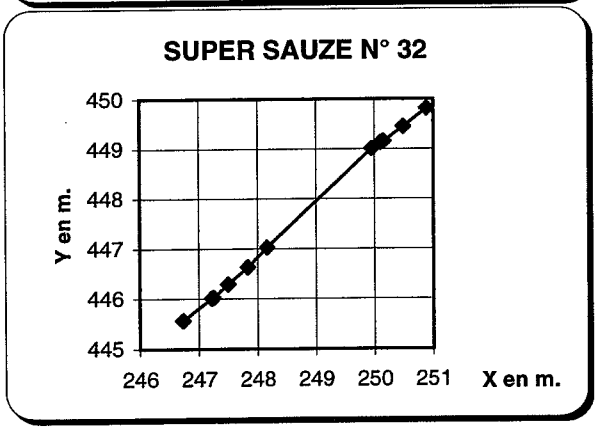

SUPER SAUZE N° 27
Y en m.
496,69
496,68
496,67
496,66
158,70
158,71
158,72
158,73
158,74
X en m.

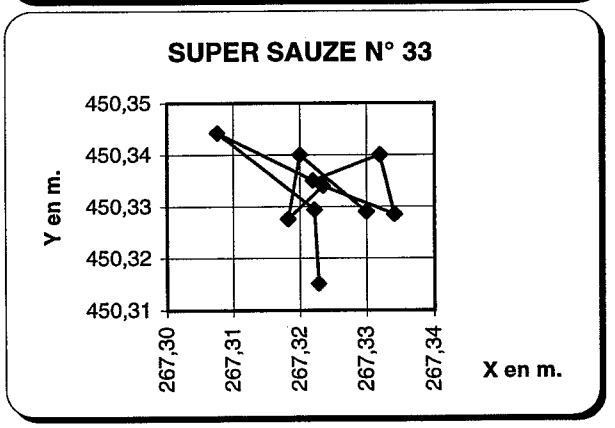

SUPER SAUZE N° 28
484,5
483,5
482,5
481,5
480,5
479,5
478,5
Y en m.
165 166 167 168 169 170 171
X en m.

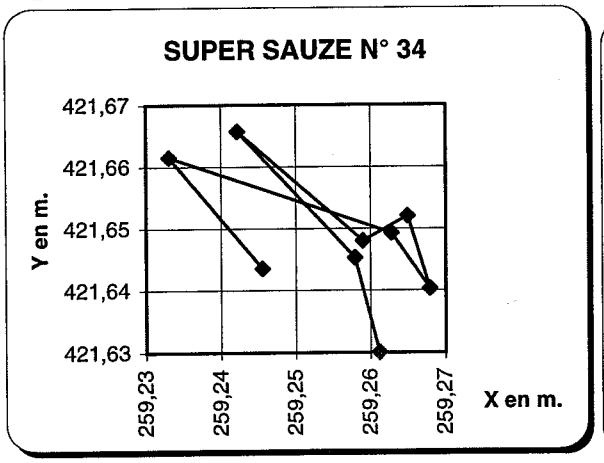

SUPER SAUZE N° 29
463,5
462,5
461,5
460,5
459,5
458,5
457,5
Y en m.
190 191 192 193 194 195
X en m.

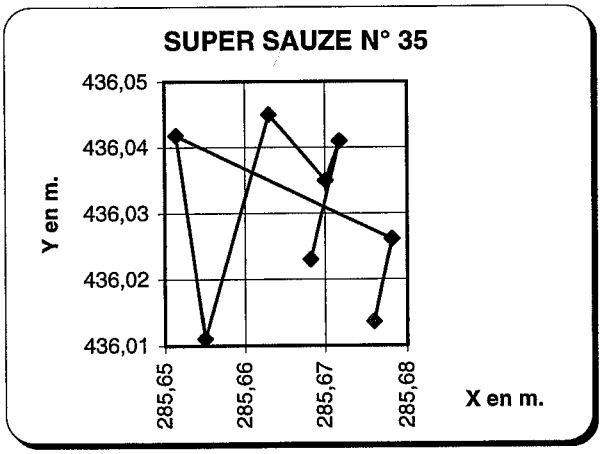

SUPER SAUZE N° 30
457
456
455
454
453
452
451
Y en m.
204 205 206 207 208 209 210
X en m.


SUPER SAUZE N° 31
443
442
441
440
439
438
Y en m.
195 196 197 198 199
X en m.

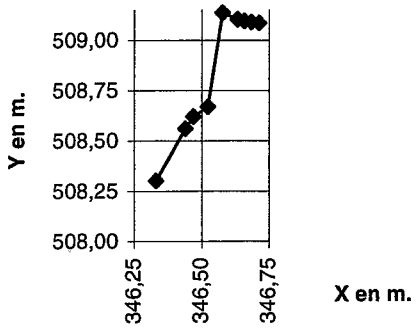

SUPER SAUZE N° 32
450
449
448
447
446
445
Y en m.
246 247 248 249 250 251
X en m.


SUPER SAUZE N° 33
450,35
450,34
450,33
450,32
450,31
Y en m.
267,30 267,31 267,32 267,33 267,34
X en m.

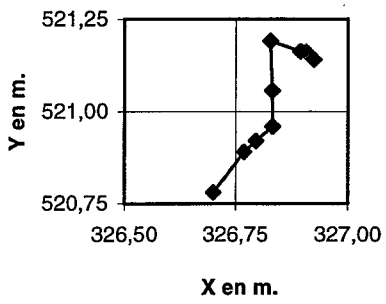

SUPER SAUZE N° 34
421,67
421,66
421,65
421,64
421,63
Y en m.
259,23 259,24 259,25 259,26 259,27
X en m.


SUPER SAUZE N° 35
436,05
436,04
436,03
436,02
436,01
Y en m.
285,65 285,66 285,67 285,68
X en m.

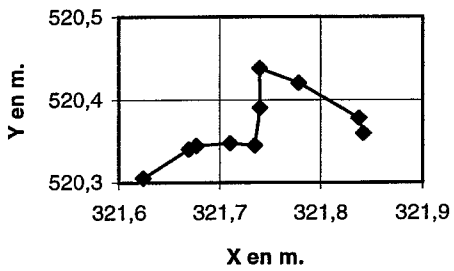
SUPER SAUZE N° 36



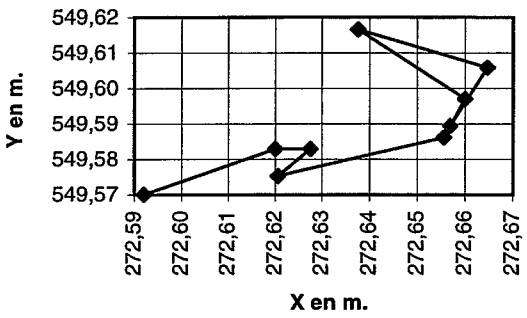
SUPER SAUZE N° 37



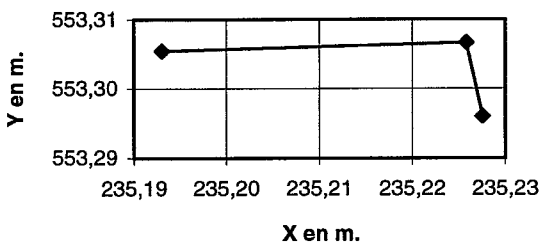
SUPER SAUZE N° 38



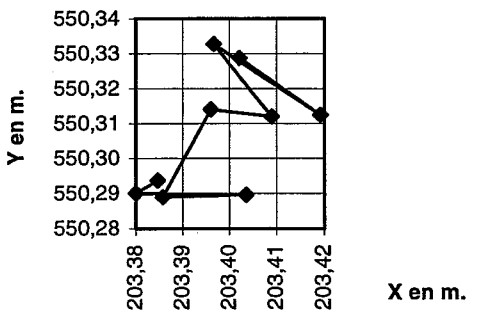
SUPER SAUZE N° 39



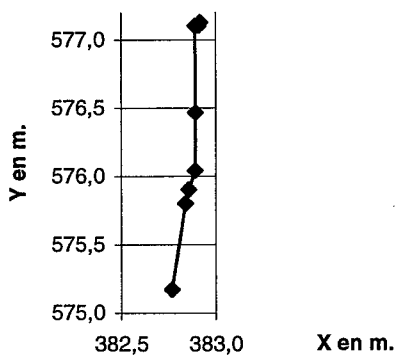
SUPER SAUZE N° 40



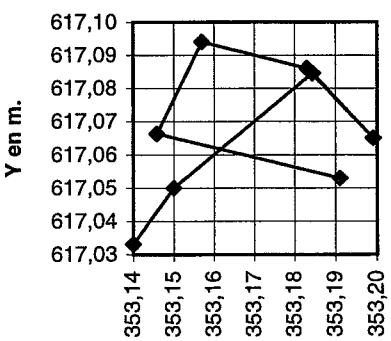
SUPER SAUZE N° 41



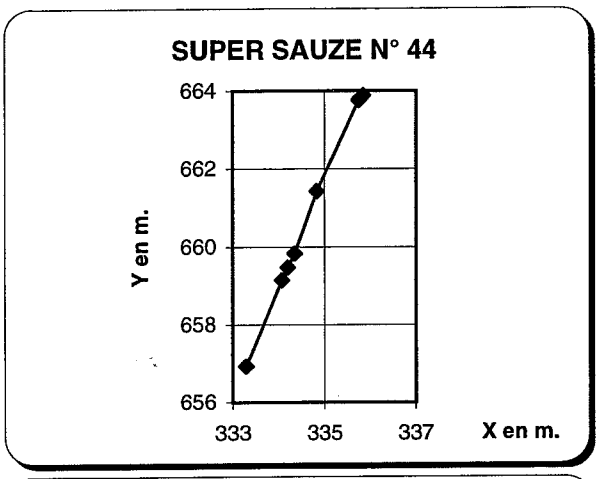
SUPER SAUZE N° 42

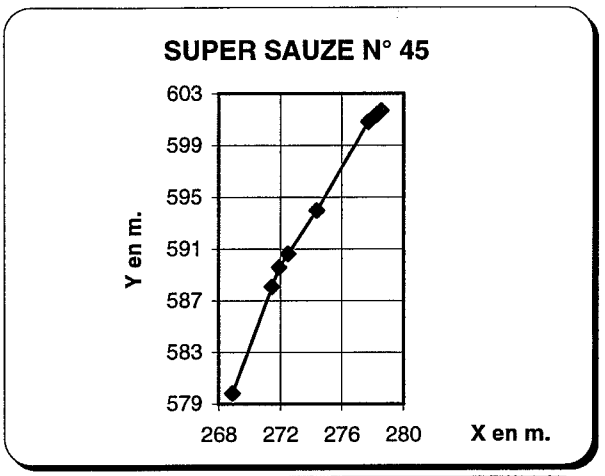


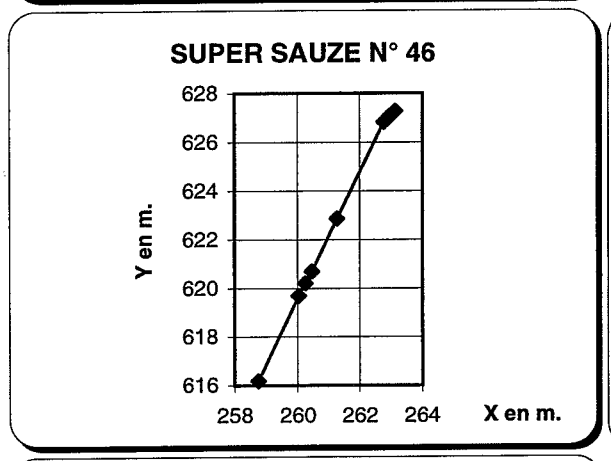
SUPER SAUZE N° 43

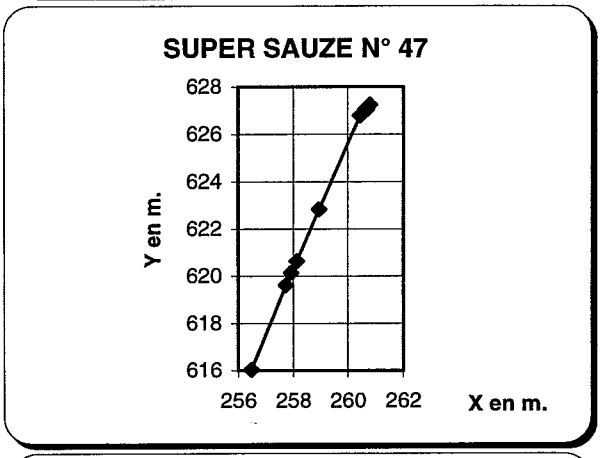


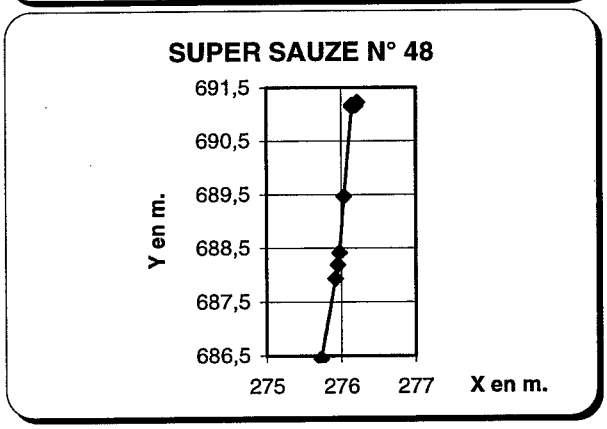
Annexe 5

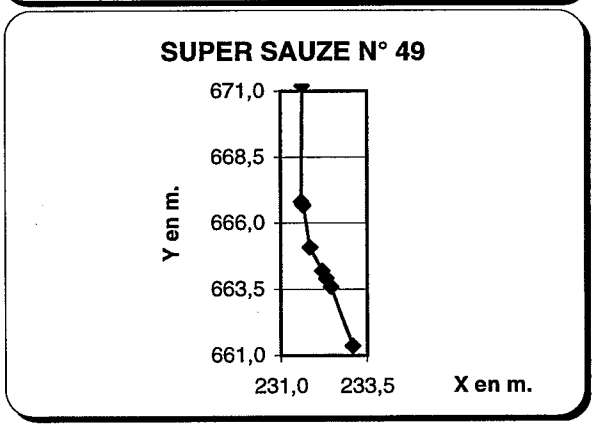

SUPER SAUZE N° 44
664
662
660
658
656
Y en m.
333
335
337
X en m.


SUPER SAUZE N° 45
603
599
595
591
587
583
579
Y en m.
268
272
276
280
X en m.

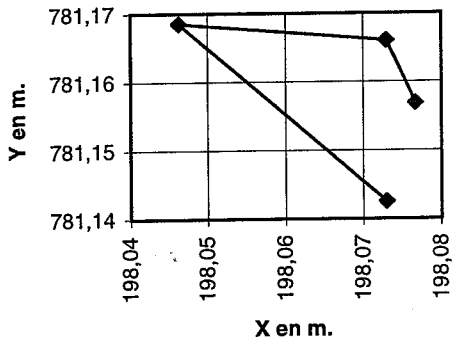

SUPER SAUZE N° 46
628
626
624
622
620
618
616
Y en m.
258
260
262
264
X en m.


SUPER SAUZE N° 47
628
626
624
622
620
618
616
Y en m.
256
258
260
262
X en m.

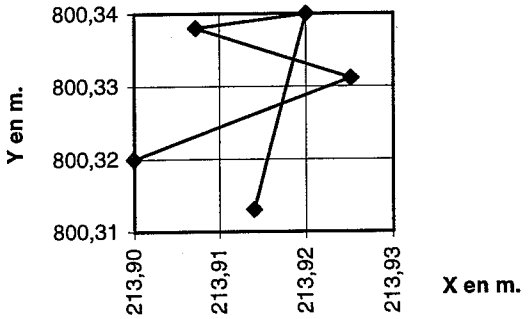

SUPER SAUZE N° 48
691,5
690,5
689,5
688,5
687,5
686,5
Y en m.
275
276
277
X en m.


SUPER SAUZE N° 49
671,0
668,5
666,0
663,5
661,0
Y en m.
231,0
233,5
X en m.

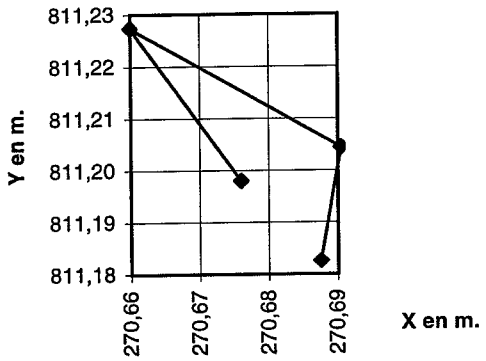
SUPER SAUZE N° 102



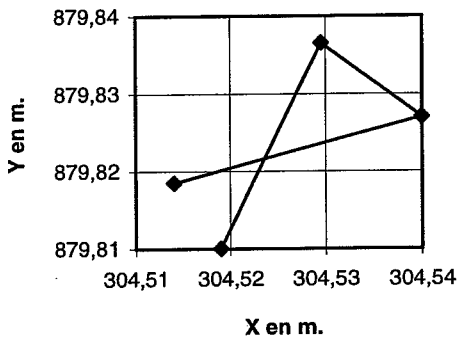
SUPER SAUZE N° 103



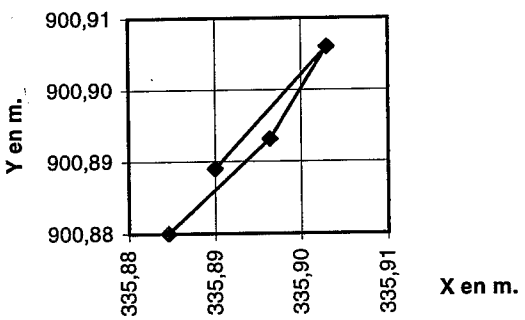
SUPER SAUZE N° 105



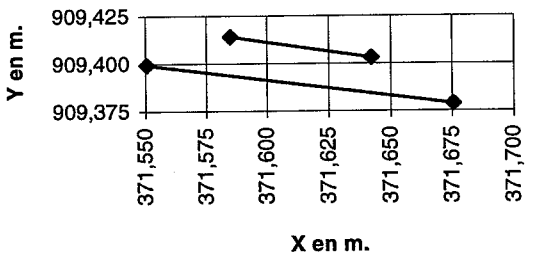
SUPER SAUZE N° 107



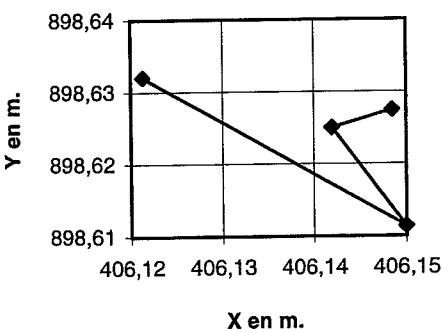
SUPER SAUZE N° 108



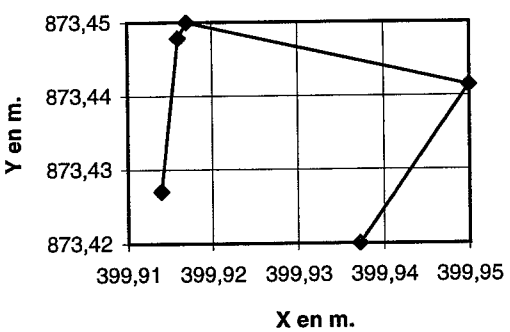
SUPER-SAUZE N° 109

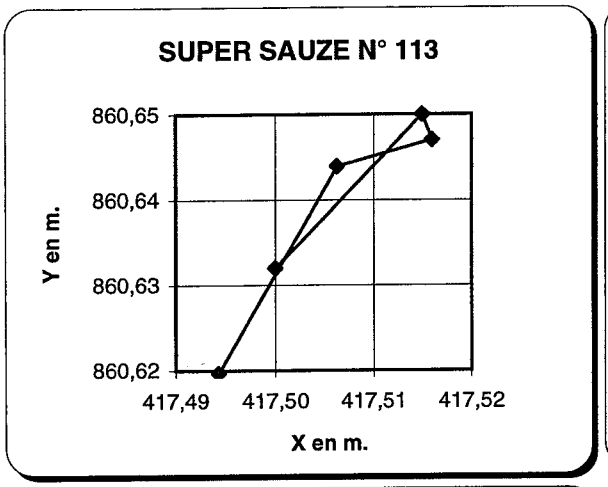


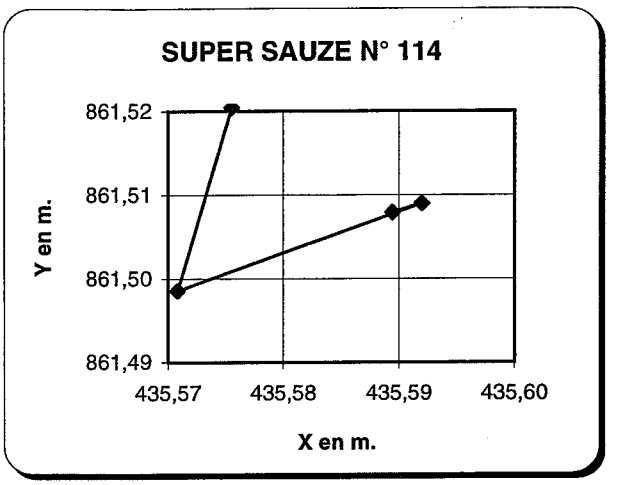
SUPER SAUZE N° 111

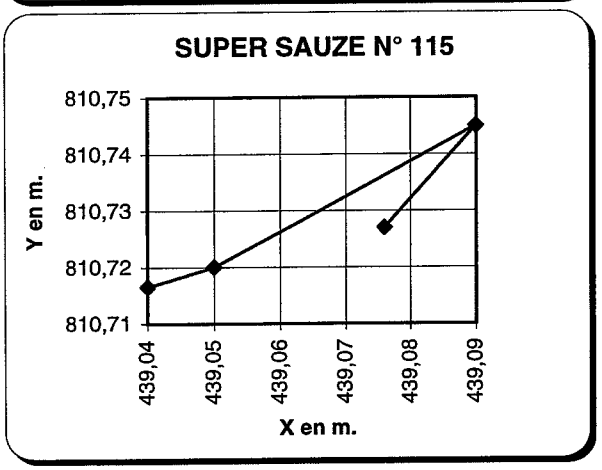


SUPER SAUZE N° 112

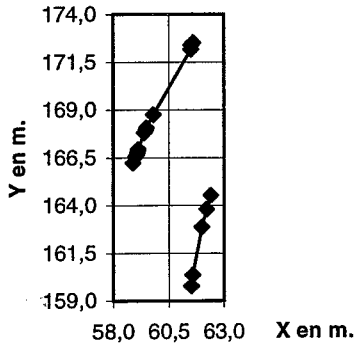



SUPER SAUZE N° 113
860,65
860,64
860,63
860,62
Y en m.
417,49
417,50
417,51
417,52
X en m.

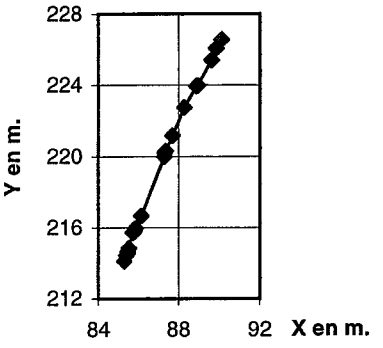

SUPER SAUZE N° 114
861,52
861,51
861,50
861,49
Y en m.
435,57
435,58
435,59
435,60
X en m.


SUPER SAUZE N° 115
810,75
810,74
810,73
810,72
810,71
Y en m.
439,04
439,05
439,06
439,07
439,08
439,09
X en m.

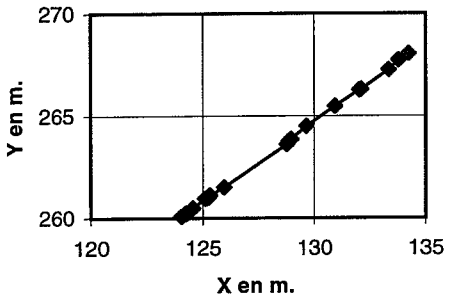
SUPER SAUZE N° 5 (ancien N° 6)



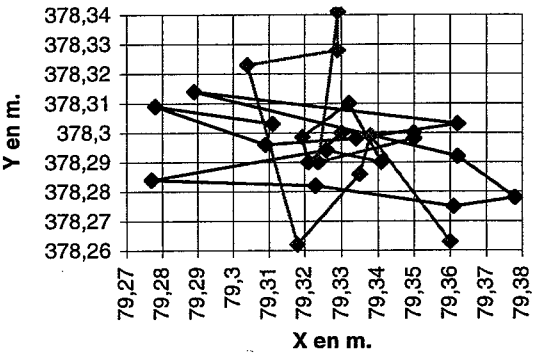
SUPER SAUZE N° 9 (ancien N° 8)



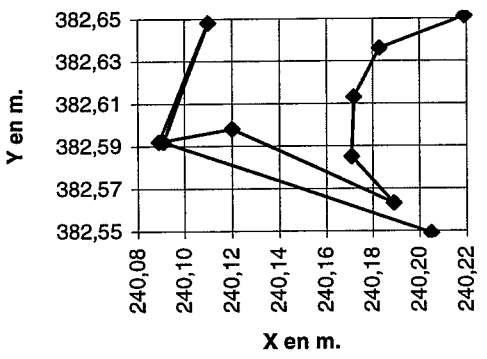
SUPER SAUZE N°11 (ancien N°9)



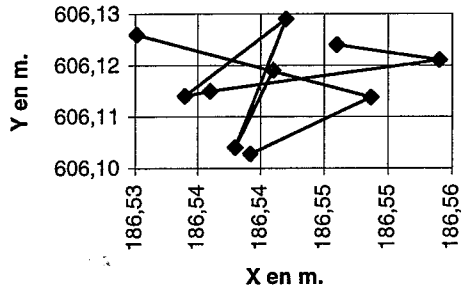
Super-Sauze N° 25
(ancien 10 de OI et *18* de OII)



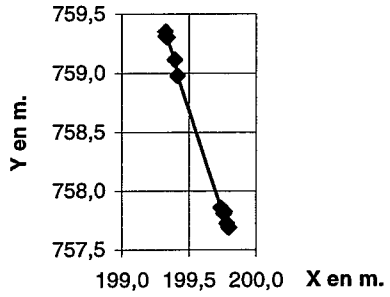
SUPER SAUZE N°18'
(ancien N°15 de O1)



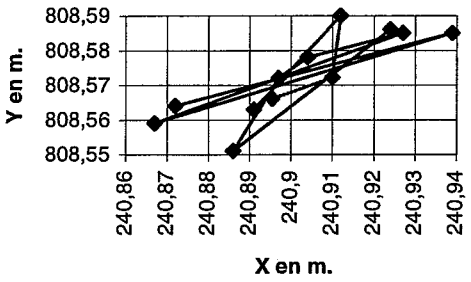
SUPER-SAUZE N° 50
(ancien *N°4*)



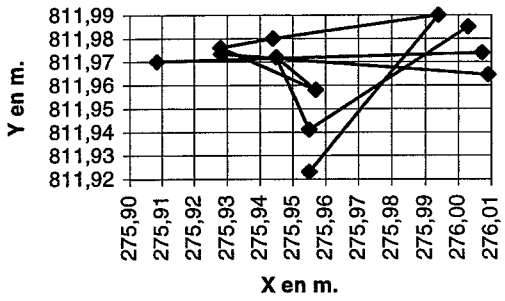
SUPER-SAUZE N° 101
(ancien *N°6 de OII*)



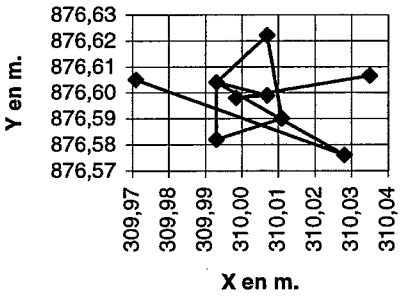
SUPER-SAUZE N°104
(ancien *N° 7 de OII*)



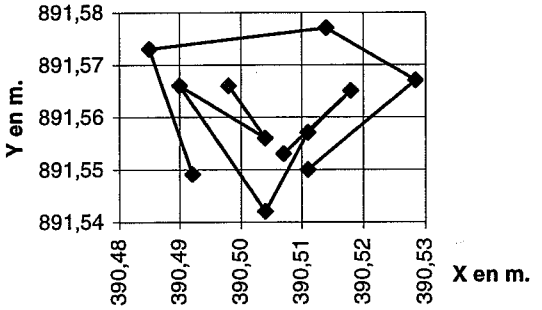
SUPER-SAUZE N° 106
(ancien *N°8 de OII*)

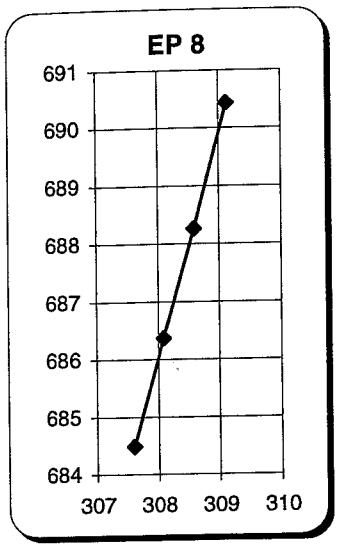


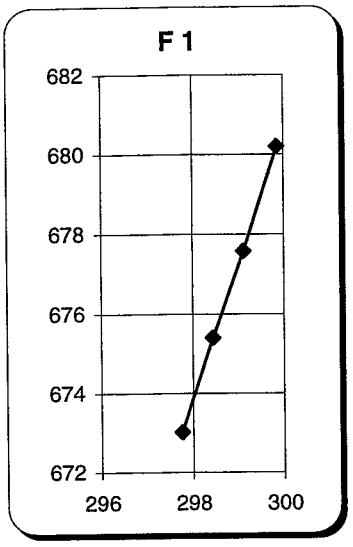
SUPER-SAUZE N° 107b (cabane)
(ancien *N°10 de OII*)

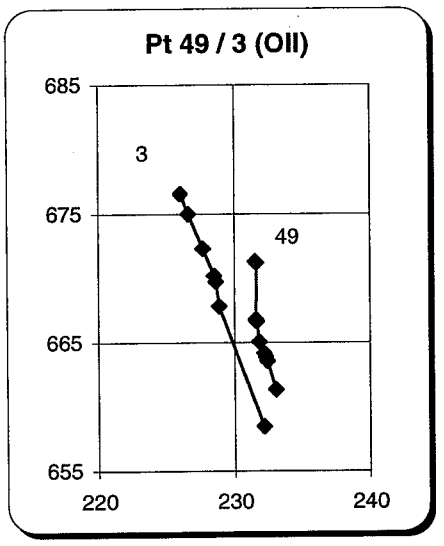


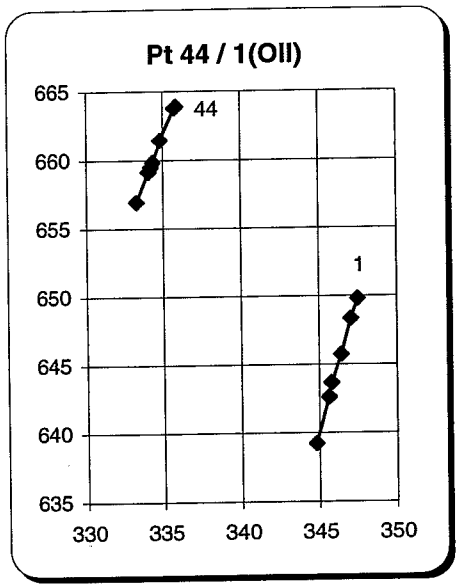
SUPER-SAUZE N° 110
(ancien *N° 11 de OII*)

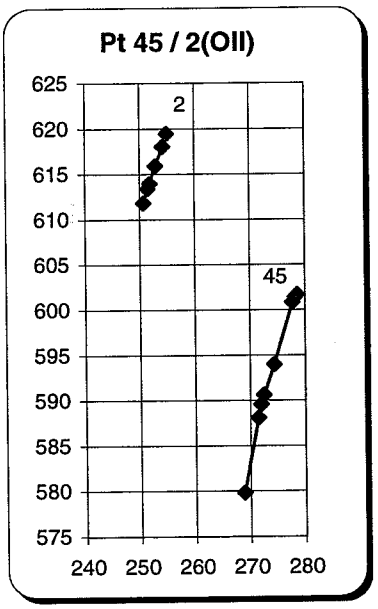


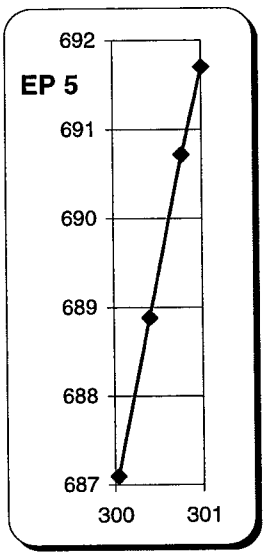

EP 8
691
690
689
688
687
686
685
684
307
308
309
310

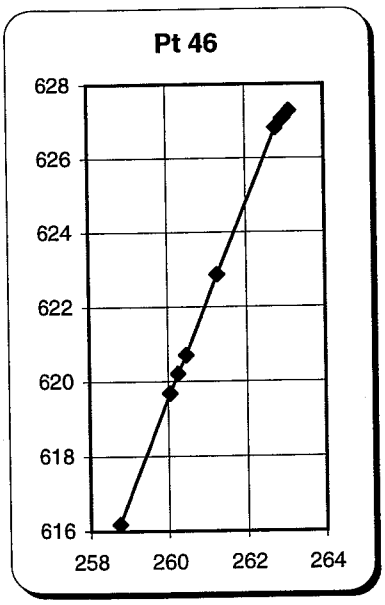

F 1
682
680
678
676
674
672
296
298
300

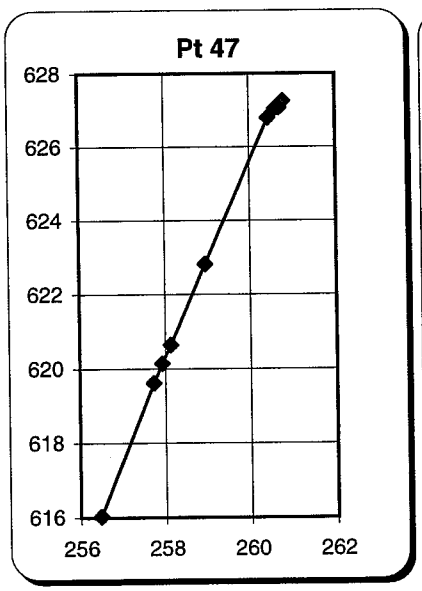

Pt 49 / 3 (OII)
685
675
665
655
3
49
220
230
240

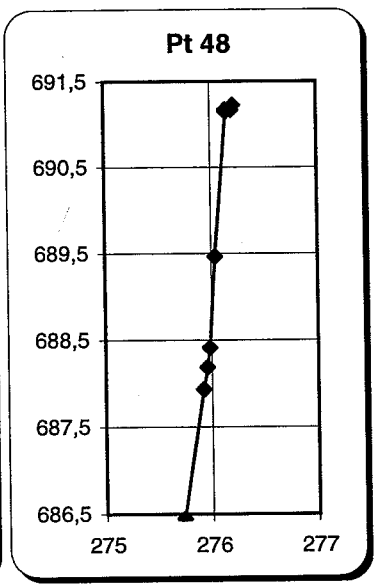

Pt 44 / 1(OII)
665
660
655
650
645
640
635
44
1
330
335
340
345
350

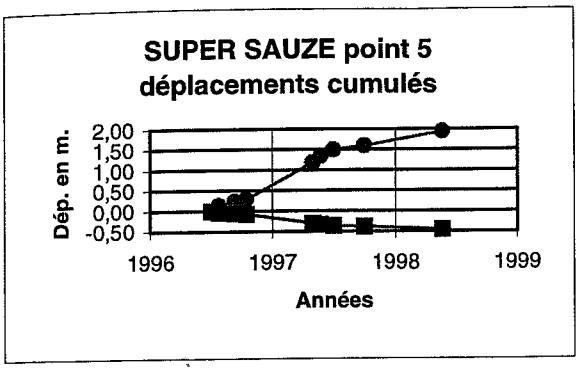

Pt 45 / 2(OII)
625
620
615
610
605
600
595
590
585
580
575
2
45
240
250
260
270
280

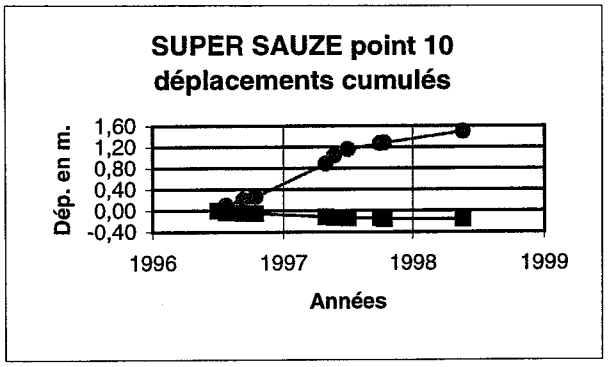

EP 5
692
691
690
689
688
687
300
301

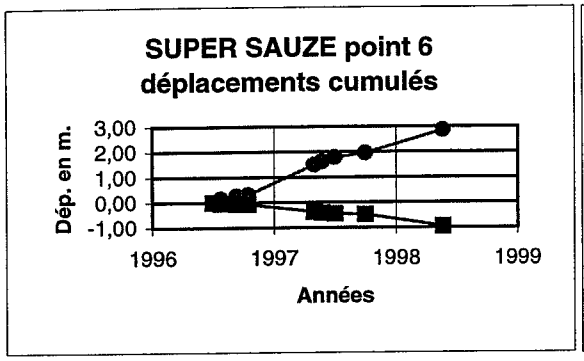

Pt 46
628
626
624
622
620
618
616
258
260
262
264

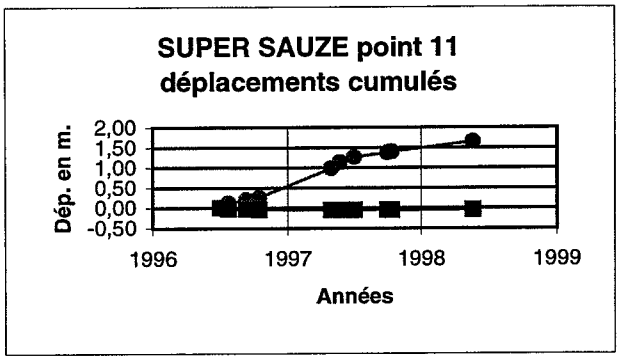

Pt 47
628
626
624
622
620
618
616
256
258
260
262

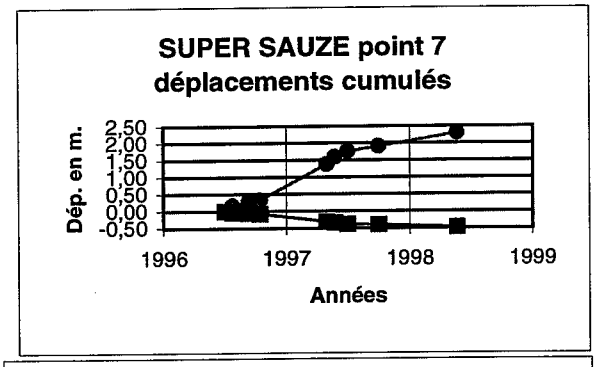

Pt 48
691,5
690,5
689,5
688,5
687,5
686,5
275
276
277

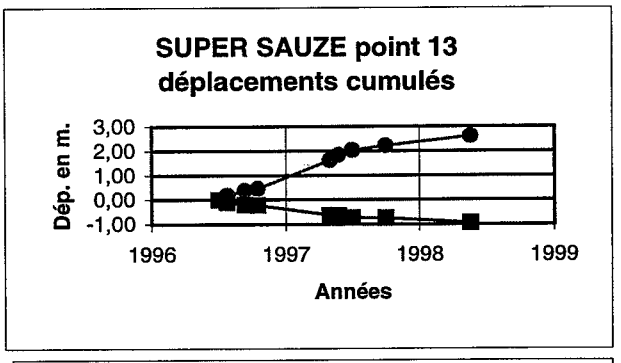

SUPER SAUZE point 5
déplacements cumulés
Dép. en m.
2,00
1,50
1,00
0,50
0,00
-0,50
1996
1997
1998
1999
Années

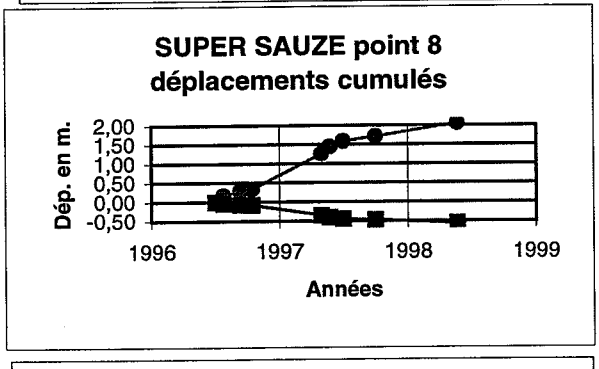

SUPER SAUZE point 10
déplacements cumulés
Dép. en m.
1,60
1,20
0,80
0,40
0,00
-0,40
1996
1997
1998
1999
Années

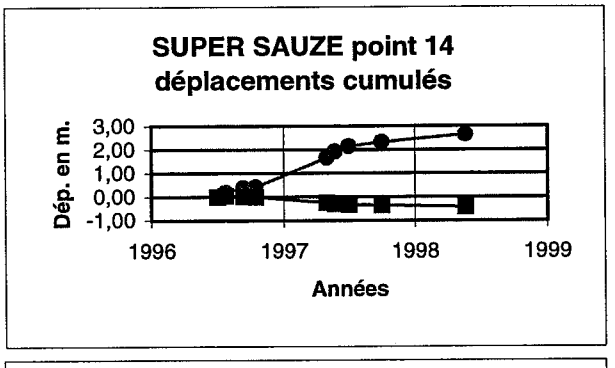

SUPER SAUZE point 6
déplacements cumulés
Dép. en m.
3,00
2,00
1,00
0,00
-1,00
1996
1997
1998
1999
Années

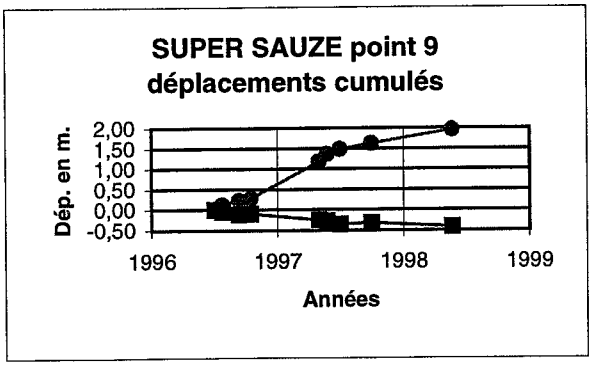

SUPER SAUZE point 11
déplacements cumulés
Dép. en m.
2,00
1,50
1,00
0,50
0,00
-0,50
1996
1997
1998
1999
Années

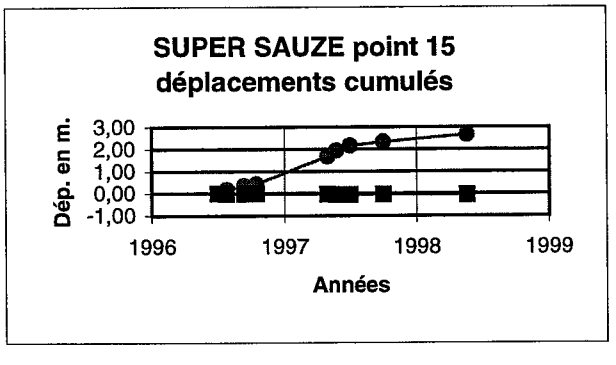

SUPER SAUZE point 7
déplacements cumulés
Dép. en m.
2,50
2,00
1,50
1,00
0,50
0,00
-0,50
1996
1997
1998
1999
Années


SUPER SAUZE point 13
déplacements cumulés
Dép. en m.
3,00
2,00
1,00
0,00
-1,00
1996
1997
1998
1999
Années

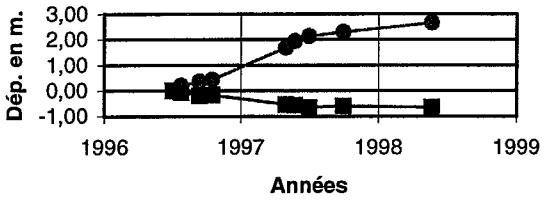

SUPER SAUZE point 8
déplacements cumulés
Dép. en m.
2,00
1,50
1,00
0,50
0,00
-0,50
1996
1997
1998
1999
Années


SUPER SAUZE point 14
déplacements cumulés
Dép. en m.
3,00
2,00
1,00
0,00
-1,00
1996
1997
1998
1999
Années

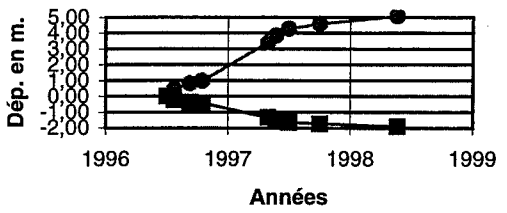

SUPER SAUZE point 9
déplacements cumulés
Dép. en m.
2,00
1,50
1,00
0,50
0,00
-0,50
1996
1997
1998
1999
Années


SUPER SAUZE point 15
déplacements cumulés
Dép. en m.
3,00
2,00
1,00
0,00
-1,00
1996
1997
1998
1999
Années

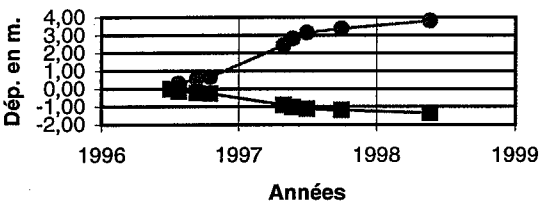
SUPER SAUZE point 16
déplacements cumulés



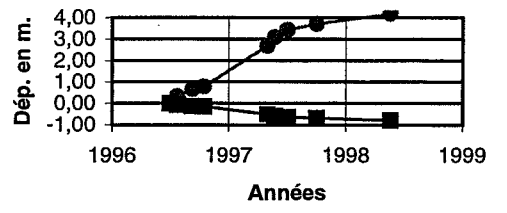
SUPER SAUZE point 22
déplacements cumulés



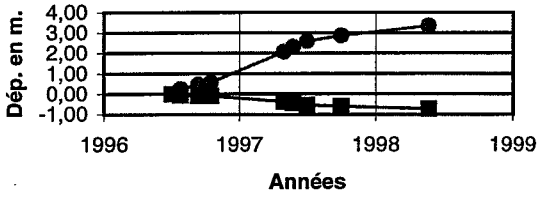
SUPER SAUZE point 17
déplacements cumulés



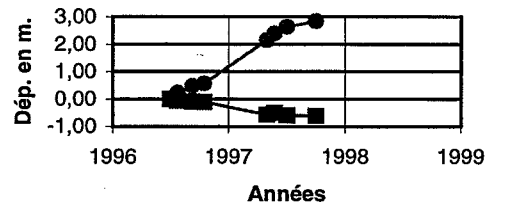
SUPER SAUZE point 23
déplacements cumulés



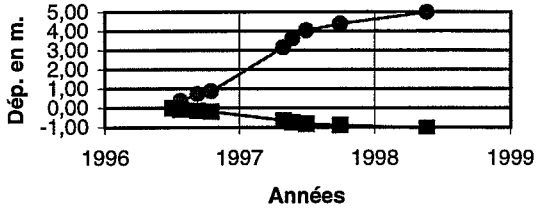
SUPER SAUZE point 19
déplacements cumulés



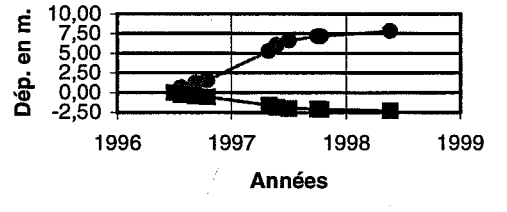
SUPER SAUZE point 24
déplacements cumulés



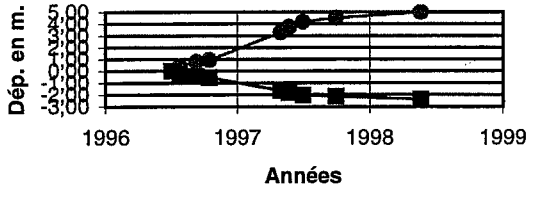
SUPER SAUZE point 20
déplacements cumulés



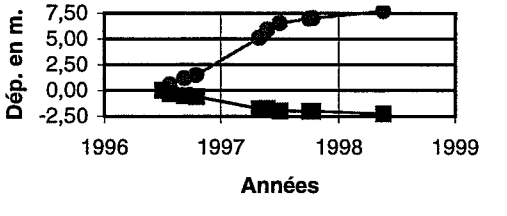
SUPER SAUZE point 28
déplacements cumulés

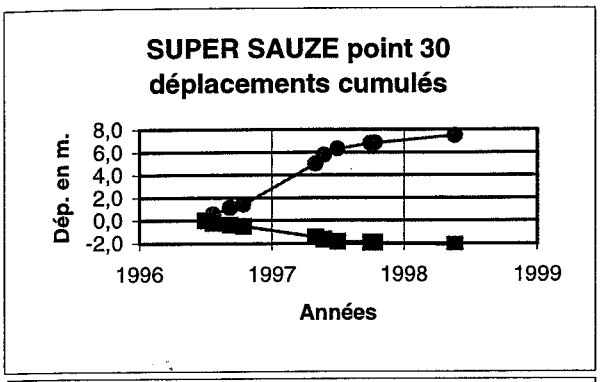


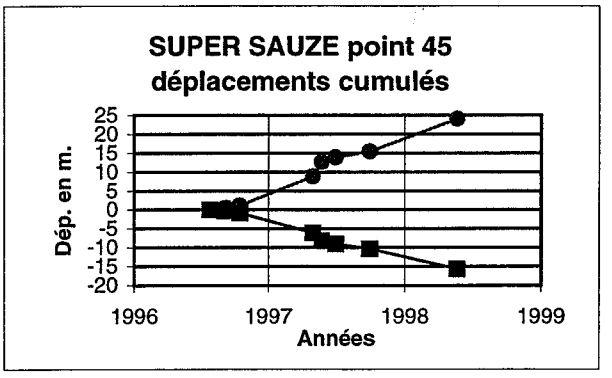
SUPER SAUZE point 21
déplacements cumulés

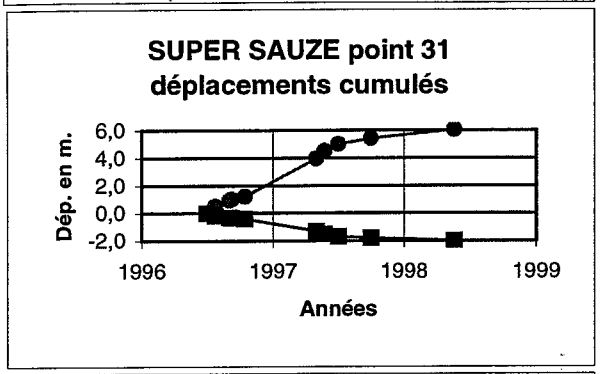


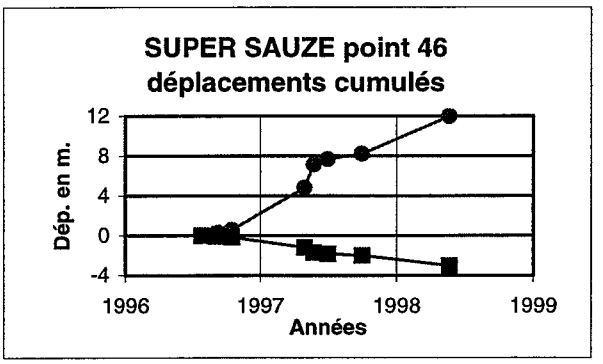
SUPER SAUZE point 29
déplacements cumulés

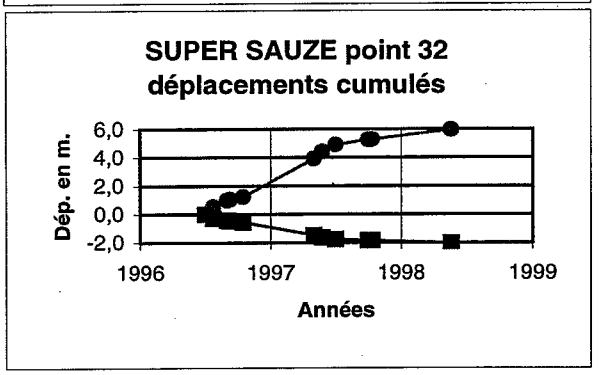


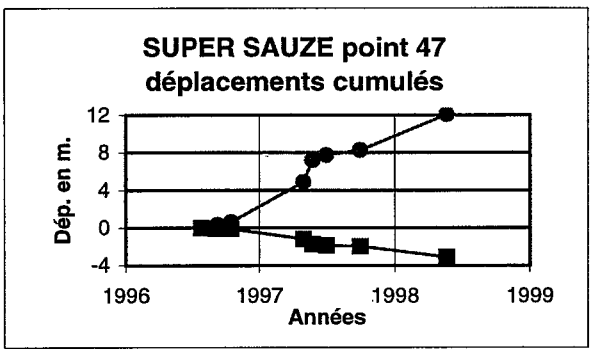

SUPER SAUZE point 30
déplacements cumulés
Dép. en m.
8,0
6,0
4,0
2,0
0,0
-2,0
1996
1997
1998
1999
Années

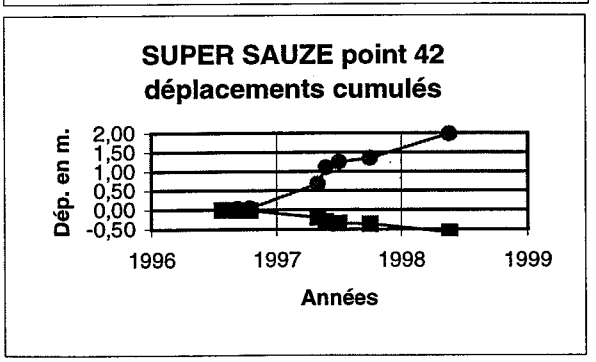

SUPER SAUZE point 45
déplacements cumulés
Dép. en m.
25
20
15
10
5
0
-5
-10
-15
-20
1996
1997
1998
1999
Années

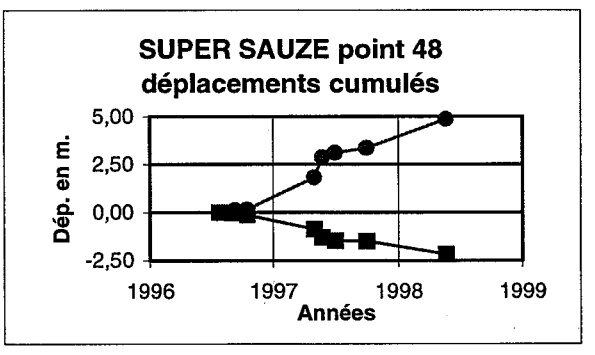

SUPER SAUZE point 31
déplacements cumulés
Dép. en m.
6,0
4,0
2,0
0,0
-2,0
1996
1997
1998
1999
Années

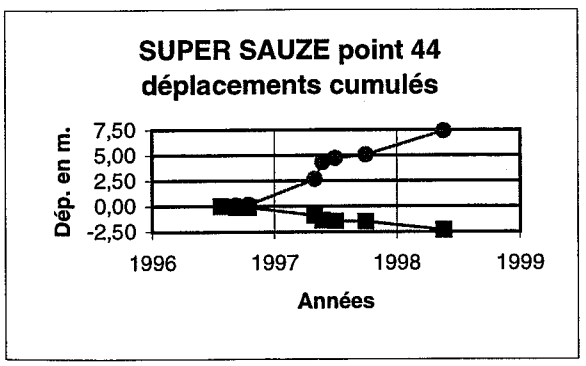

SUPER SAUZE point 46
déplacements cumulés
Dép. en m.
12
8
4
0
-4
1996
1997
1998
1999
Années

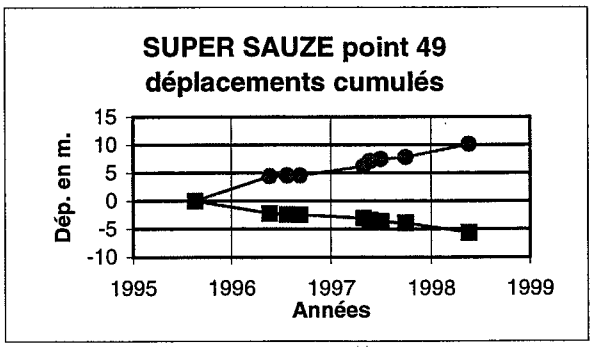

SUPER SAUZE point 32
déplacements cumulés
Dép. en m.
6,0
4,0
2,0
0,0
-2,0
1996
1997
1998
1999
Années


SUPER SAUZE point 47
déplacements cumulés
Dép. en m.
12
8
4
0
-4
1996
1997
1998
1999
Années


SUPER SAUZE point 42
déplacements cumulés
Dép. en m.
2,00
1,50
1,00
0,50
0,00
-0,50
1996
1997
1998
1999
Années


SUPER SAUZE point 48
déplacements cumulés
Dép. en m.
5,00
2,50
0,00
-2,50
1996
1997
1998
1999
Années


SUPER SAUZE point 44
déplacements cumulés
Dép. en m.
7,50
5,00
2,50
0,00
-2,50
1996
1997
1998
1999
Années


SUPER SAUZE point 49
déplacements cumulés
Dép. en m.
15
10
5
0
-5
-10
1995
1996
1997
1998
1999
Années