

50577
1994
206

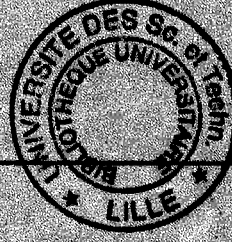
UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNOLOGIES DE LILLE
U.F.R. DE GEOGRAPHIE ET D'AMENAGEMENT

50577
1994
206

THESE DE DOCTORAT
(Nouveau régime)

**RECHERCHES GEOMORPHOLOGIQUES ET
CARTOGRAPHIE DES ALEAS NATURELS
DANS LA VALLEE DE LA GUISE
(Hautes-Alpes, Briançonnais)**

Thèse de Géographie Physique présentée et soutenue
publiquement par **Philippe LAHOUSSE**
Le 21 janvier 1994



Directeur de recherche : R. LHÉNAFF,
Professeur à l'Université de Savoie

Jury d'examen :

J. SOMMÉ (Professeur à l'Université de Lille)
R. LHÉNAFF (Professeur à l'Université de Savoie)
M. CHARDON (Professeur à l'Université de Grenoble)
P. GUÉREMY (Professeur à l'Université de Reims)
D. MERCIER (Ingénieur de Recherche à l'École des Mines de Paris)
TH. W. J. VAN ASCH (Professeur à l'Université d'Utrecht)
X. MEIGNIEN (Directeur du Service R. T. M. des Hautes-Alpes)

Président
Directeur
Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examineur
Invité

SCD LILLE 1

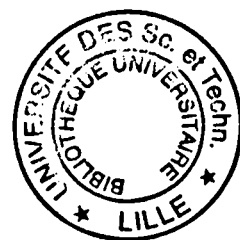


D 030 300481 4

50377
1994
206

50377
1994
206

**RECHERCHES GÉOMORPHOLOGIQUES ET
CARTOGRAPHIE DES ALEAS NATURELS
DANS LA VALLÉE DE LA GUISE
(Hautes-Alpes, Briançonnais)**



AVANT-PROPOS

A l'heure où je tente le bilan de ce que je dois aux personnes qui de près ou de loin ont contribué à l'achèvement de ce travail, qu'il me soit permis, avant toute chose, de louer la patience dont a su faire preuve mon épouse durant ces dernières années. A aucun moment, elle n'a exprimé de lassitude quand je m'apprêtais à partir pour de longues semaines sur le terrain, ou lors des nombreux week-ends consacrés à la rédaction. Bien au contraire, son soutien de chaque instant fut sans nul doute le gage de l'aboutissement.

C'est pour moi un grand honneur de pouvoir inscrire en tête de cet ouvrage le nom du Professeur R. LHENAFF en tant que Directeur de Recherche. C'est à lui que je dois l'essentiel de ma formation pratique de géomorphologue. Il a su m'inculquer le réflexe de rigueur dans l'observation, et m'empêcher de porter des jugements parfois un peu hâtifs lorsqu'il s'agissait de les interpréter. Malgré ses multiples occupations, il a toujours su trouver le temps de m'écouter attentivement, et de guider mes recherches avec une bienveillance jamais démentie. Qu'il trouve en ces quelques lignes l'expression de ma sincère reconnaissance et l'assurance de mon plus profond respect.

Mes remerciements iront aussi à Monsieur le Professeur TH. W. J. VAN ASCH qui, en m'accueillant si aimablement dans le Laboratoire de Géographie Physique de l'Université d'Utrecht, m'a permis de m'ouvrir sur les aspects théoriques et pratiques de la mécanique des sols adaptée aux problèmes de la stabilité des versants.

Je ne saurais débiter cet essai sans avoir préalablement exprimé ma gratitude à Messieurs Raymond LESTOURNELLE et Philippe MICHELON (professeurs au lycée d'altitude de Briançon), qui ont spontanément trouvé un grand intérêt à mes recherches. De cette passion commune, est née une collaboration fructueuse qui, je le souhaite sincèrement, se renforcera en même temps que l'amitié que je leur porte.

Je n'oublierai pas non plus l'attention qu'ont bien voulu porter Messieurs J.C. VILLIOT, J.C. COCHETEAU et F. PERINET à cette étude. En la qualité d'agents du Service R.T.M. des Hautes-Alpes, ils m'ont apporté des renseignements de première importance qui sont venus étayer bien des développements.

Je tiens également à souligner le cordial accueil que m'ont réservé Messieurs J.C. BARFETY et D. MERCIER lorsque je leur ai sollicité le droit de consulter les observations, alors inédites, qu'ils avaient effectuées pour la carte géologique de Briançon à 1/50.000.

Une pensée toute particulière sera réservée à mes parents et beaux-parents. Qu'ils trouvent ici le témoignage de mon affection et de ma reconnaissance pour toutes les attentions émouvantes dont ils ont fait preuve à mon égard.

TABLE DES MATIERES

| | Pages |
|---|-------|
| Introduction générale | |
| 1 - Objectifs des recherches entreprises dans la vallée de la Guisane | 11 |
| 2 - Le choix de la vallée de la Guisane..... | 12 |
| 2. 1 - Des contrastes d'origine structurale..... | 12 |
| 2. 2 - Une faible nébulosité qui accentue l'opposition entre les deux versants de la vallée | 14 |
| 2. 3 - Une grande diversité de formes et de processus morphodynamiques | 15 |
| 2. 4 - Un travail de recherche qui répond à une attente locale | 16 |

PREMIERE PARTIE

Considérations méthodologiques

| | |
|---|-----------|
| CHAPITRE I - Outils et données de base utilisées | 18 |
| <i>1 - Les documents cartographiques et photographiques</i> | <i>18</i> |
| 1. 1 - Les fonds topographiques et le problème du choix des échelles | 18 |
| 1. 1. 1 - La représentation des éléments du relief | 18 |
| 1. 1. 2 - La cartographie des aléas naturels..... | 19 |
| 1. 2 - Les documents géologiques | 20 |
| 1. 3 - Les cartes de localisation probable des avalanches | 21 |
| 1. 4 - Les photographies aériennes | 21 |
| <i>2 - Les sources d'informations écrites et les banques de données</i> | <i>22</i> |
| 2. 1 - L'atlas des risques majeurs dans les Hautes-Alpes | 22 |
| 2. 2 - Le contrôle climatique dans la vallée..... | 24 |
| 2. 3 - Les données hydrométriques..... | 27 |
| 2. 4 - Historique des recherches antérieures | 28 |
| 2. 4. 1 - Le déchiffrement progressif de la structure géologique de la région | 28 |
| 2. 4. 1. 1 - Les prémices de la géologie briançonnaise (début du XIX ^e siècle) | 28 |
| 2. 4. 1. 2 - L'époque de Ch. LORY | 29 |
| 2. 4. 1. 3 - L'époque de E. HAUG, W. KILIAN et P. TERMIER | 30 |
| 2. 4. 1. 4 - La contribution de M. GIGNOUX et L. MORET | 30 |
| 2. 4. 1. 5 - Les travaux effectués depuis 1950 | 31 |
| 2. 4. 2 - Les études géomorphologiques | 32 |
| 2. 4. 2. 1 - Les premières recherches (1938-1950) | 32 |

| | |
|---|-----------|
| 2. 4. 2. 2 - La fin des années soixante et le retour au Briançonnais | 34 |
| 2. 4. 2. 3 - Les travaux récents menés dans le secteur du Lautaret - Galibier | 35 |
| 2. 4. 3 - Les dossiers techniques et les rapports à caractère local | 36 |
| 2. 4. 3. 1 - Les études ponctuelles menées en zones sensibles | 37 |
| 2. 4. 3. 2 - La cas particulier du lac proglaciaire d'Arsine | 38 |
| 2. 4. 3. 3 - les études plus générales | 39 |
| CHAPITRE II - La démarche personnelle | 41 |
| <i>1 - Analyse du contexte morphologique</i> | <i>41</i> |
| 1. 1 - L'examen des prises de vues aériennes | 41 |
| 1. 2 - La prospection sur le terrain et l'inventaire des indices d'instabilité | 42 |
| <i>2 - Les travaux complémentaires</i> | <i>44</i> |
| 2. 1 - Les analyses de laboratoire | 44 |
| 2. 2 - La mise en place d'un Projet d'Action Educatif concernant les risques naturels en Briançonnais | 46 |
| 2. 2. 1 - Le coeur du projet : la vitesse de déplacement d'une coulée | 46 |
| 2. 2. 1. 1 - Le choix du site | 46 |
| 2. 2. 1. 2 - La technique employée | 48 |
| 2. 2. 2 - L'enquête conduite auprès de la population locale | 49 |
| CHAPITRE III - Transcription et cartographie des données | 52 |
| <i>1 - La carte géomorphologique à 1/10.000</i> | <i>52</i> |
| 1. 1 - La représentation du substrat et des formations superficielles | 52 |
| 1. 2 - Des choix cartographiques adaptés à l'utilisation d'une grande échelle | 53 |
| 1. 3 - La représentation des mouvements de terrain | 54 |
| 1. 4 - Une simplification cartographique liée aux incertitudes concernant la définition des chronoséquences morphogéniques d'altitude | 55 |
| <i>2 - Les fiches de torrents</i> | <i>56</i> |
| 2. 1 - Objectif visé | 56 |
| 2. 2 - Présentation du contenu | 57 |
| DEUXIEME PARTIE Le cadre géographique | |
| CHAPITRE IV - Caractéristiques orohydrographiques du bassin versant de la Guisane | 69 |
| <i>1 - Un relief contrasté qui s'ordonne autour d'un véritable sillon alpin interne</i> | <i>69</i> |

| | |
|--|-----|
| 1. 1 - Le relief du versant méridional de la Guisane | 69 |
| 1. 2 - Le relief du versant septentrional de la Guisane..... | 72 |
| 2 - <i>Eléments complémentaires apportés par l'analyse morphométrique</i> | 73 |
| 3 - <i>Conclusion</i> | 77 |
| CHAPITRE V - L'environnement morphoclimatique actuel | 78 |
| 1 - <i>Une vallée fortement ensoleillée</i> | 78 |
| 2 - <i>Les températures</i> | 80 |
| 2. 1 - Les régimes thermiques moyens..... | 80 |
| 2. 2 - Les valeurs moyennes mensuelles du gradient altitudinal | 84 |
| 2. 3 - Un milieu morphoclimatique inégalement marqué par l'empreinte du froid | 87 |
| 2. 3. 1 - Emprise et intensité du gel | 87 |
| 2. 3. 2 - Fréquence et répartition des cycles gel/dégel..... | 91 |
| 2. 3. 3 - Conclusion | 94 |
| 3 - <i>Les précipitations</i> | 94 |
| 3. 1 - Les totaux annuels..... | 94 |
| 3. 1. 1 - Les valeurs moyennes | 94 |
| 3. 1. 2 - Approche probabiliste | 97 |
| 3. 2 - Les régimes pluviométriques..... | 97 |
| 3. 3 - Intensité des précipitations journalières..... | 99 |
| 4 - <i>Hauteur et persistance du manteau neigeux</i> | 101 |
| 5 - <i>Conclusion</i> | 106 |
| CHAPITRE VI - Le milieu végétal | 108 |
| 1 - <i>Physionomie générale de la végétation</i> | 108 |
| 2 - <i>Les types de forêts</i> | 110 |
| 2. 1 - Les pinèdes d'adret | 110 |
| 2. 2 - Les mélézins d'ubac | 111 |
| 3 - <i>La restauration du patrimoine végétal</i> | 112 |
| CHAPITRE VII - Les mutations de l'économie locale | 115 |
| 1 - <i>L'évolution des activités agricoles et ses incidences sur la dynamique des versants</i> | 115 |
| 2 - <i>L'avènement du tourisme et les aménagements récents apportés à la montagne</i> | 117 |

TROISIEME PARTIE

Le cadre morphostructural

| | |
|---|-----|
| CHAPITRE VIII - Le contexte structural | 121 |
| Introduction : <i>aperçu structural</i> | 121 |
| 1 - <i>Description des assises</i> | 125 |
| 1. 1 - Les matériaux de la zone externe | 125 |
| 1. 1. 1 - Le socle | 125 |
| 1. 1. 1. 1 - L'ensemble dauphinois | 125 |
| 1. 1. 1. 2 - L'écaille ultradauphinoise du Combeynot | 126 |
| 1. 1. 2 - Les terrains sédimentaires et volcaniques | 127 |
| 1. 1. 2. 1 - La couverture mésozoïque | 127 |
| 1. 1. 2. 2 - Le flysch nummulitique des Aiguilles d'Arves | 128 |
| 1. 2 - Le matériel rocheux des zones briançonnaises | 128 |
| 1. 2. 1 - Le soubassement primaire | 128 |
| 1. 2. 1. 1 - Le Houiller productif | 128 |
| 1. 2. 1. 2 - Le Houiller conglomératique et stérile | 130 |
| 1. 2. 1. 3 - Le Permo-trias ou conglomérats du Verrucano | 131 |
| 1. 2. 2 - Le bloc résistant du Trias-Jurassique-Crétacé inférieur | 131 |
| 1. 2. 2. 1 - Le développement limité des terrains tendres | 132 |
| 1. 2. 2. 2 - Les quartzites du Werfénien inférieur | 133 |
| 1. 2. 2. 3 - Le Trias calcaréo-dolomitique | 133 |
| 1. 2. 2. 4 - Les calcaires du Dogger | 135 |
| 1. 2. 2. 5 - Les formations bréchiques du Malm | 136 |
| 1. 2. 2. 6 - Les calcaires du Malm-Néocomien | 137 |
| 1. 2. 3 - Les terrains tendres du sommet de la série | 138 |
| 1. 2. 3. 1 - Les calschistes et les brèches néocrétacées-Paléocènes | 138 |
| 1. 2. 3. 2 - Le flysch noir lutétien-priabonien | 139 |
| 2 - <i>Structure du substratum</i> | 140 |
| 2. 1 - La rive droite de la Guisane | 140 |
| 2. 1. 1 - Tectonique de la zone ultradauphinoise | 140 |
| 2. 1. 2 - Tectonique de la zone subbriançonnaise | 142 |
| 2. 1. 3 - Tectonique de la zone briançonnaise et le problème des klippes exotiques de la crête de Serre Chevalier - massif du Prorel | 146 |
| 2. 1. 3. 1 - Le massif de la Tête du Grand Pré et la crête de la Balme | 146 |
| 2. 1. 3. 2 - Le secteur de la crête de Serre Chevalier - massif du Prorel | 147 |
| 2. 2 - La rive gauche de la Guisane | 148 |
| 2. 2. 1 - Tectonique de la zone subbriançonnaise | 148 |

| | |
|---|------------|
| 2. 1. 2 - Le glacier du Casset | 201 |
| 2. 1. 3 - Le glacier du Monétier | 201 |
| 2. 1. 4 - Les appareils agonisants des Prés-les-Fonts et du massif de Combeynot | 205 |
| 2. 2 - L'influence de l'englacement actuel sur l'hydrologie de surface | 205 |
| 2. 2. 1 - Le régime des émissaires torrentiels | 205 |
| 2. 2. 2 - Le lac proglaciaire d'Arsine | 208 |
| CHAPITRE XI - Processus et modelés du domaine périglaciaire | 214 |
| <i>1 - L'ébouilisation des parois de l'étage périglaciaire</i> | <i>214</i> |
| 1. 1 - Analyse comparative de la fréquence des cycles gel/dégel et des chutes de pierres | 214 |
| 1. 1. 1 - L'évolution thermique de deux parois et ses incidences sur la conception du mécanisme de fragmentation du rocher | 214 |
| 1. 1. 2 - Le calendrier des chutes de pierres dans la Combe de Laurichard et ses répercussions sur la perception des mécanismes de mobilisation des fragments rocheux | 218 |
| 1. 2 - L'influence du tapis neigeux sur le transit des gélifracts le long des talus d'éboulis | 222 |
| 1. 3 - Caractéristiques morpho-sédimentaires des systèmes corniches/éboulis | 226 |
| 1. 3. 1 - Approche morphométrique | 226 |
| 1. 3. 2 - Approche sédimentologique | 235 |
| 1. 3. 3 - Interprétation géodynamique de la segmentation morpho-granulométrique des talus d'éboulis | 240 |
| <i>2 - Formes et processus liés à la pénétration du gel et au stockage de la glace dans les formations superficielles</i> | <i>245</i> |
| 2. 1 - Bourrelets protaliques de fluage et glaciers rocheux | 245 |
| 2. 1. 1 - Conditions nécessaires au stockage de la glace en profondeur et réponse des formes associées aux variations climatiques | 246 |
| 2. 1. 2 - Exemples d'organisation spatiale des formes de fluage liées à la dynamique glaciaire interne | 248 |
| 2. 1. 2. 1 - Glaciers rocheux et éboulis fluants dans le cirque d'Arsine : description et propositions chronologiques | 248 |
| 2. 1. 2. 2 - Le massif de Combeynot : un véritable musée des formes de fluage associées à un pergélisol discontinu | 250 |
| 2. 1. 3 - Conclusion : application du schéma chronoséquentiel proposé à l'ensemble de la vallée de la Guisane | 256 |
| 2. 2 - Pénétration actuelle du gel dans les formations superficielles et ses conséquences morpho-dynamiques | 261 |
| 2. 2. 1 - L'état thermique des sols de l'étage périglaciaire | 261 |
| 2. 2. 2 - Les processus superficiels liés au gel | 264 |

CINQUIEME PARTIE

Les menaces induites par la dynamique des versants

| | |
|---|----------------|
| CHAPITRE XII - Evaluation et cartographie des aléas naturels | 268 |
| <i>1 - Détermination et caractères généraux des aléas naturels inventoriés.....</i> | <i>270</i> |
| 1. 1 - Rappel de la démarche suivie et place des différents phénomènes identifiés..... | 270 |
| 1. 2 - Les mouvements de terrain et les facteurs rendant compte de leur apparition | 274 |
| 1. 2. 1 - Une grande variété de mouvements de terrains..... | 274 |
| 1. 2. 2 - Les facteurs d'instabilité..... | 277 |
| 1. 2. 2. 1 - Le contexte structural | 278 |
| 1. 2. 2. 2 - L'importance des recouvrements quaternaires..... | 286 |
| 1. 2. 2. 3 - La topographie | 291 |
| 1. 2. 2. 4 - Les contraintes climatiques actuelles | 293 |
| 1. 2. 2. 5 - Les facteurs anthropiques | 296 |
| 1. 3 - Exploitation des données recueillies sur les débordements torrentiels par l'enquête historique..... | 302 |
| <i>2 - Cartographie des aléas naturels</i> | <i>307</i> |
| 2. 1 - Le problème du zonage | 308 |
| 2. 1. 1 - Les critères de gradation des aléas naturels | 308 |
| 2. 1. 2 - La délimitation des zones menacées | 312 |
| 2. 2 - Les indications sur la nature des aléas | 315 |
| 2. 3 - Conclusion : l'exemple du versant méridional du Granon..... | 316 |
| CHAPITRE XIII - Analyse détaillée de quelques phénomènes significatifs | 322 |
| <i>1 - Le complexe de coulées à blocs du Granon.....</i> | <i>323</i> |
| 1. 1 - Présentation du mouvement ancien..... | 323 |
| 1. 2 - Le front du mouvement et ses rapports avec les héritages glaciaires environnants : tentative d'établissement d'un chronologie relative..... | 324 |
| 1. 3 - L'évolution actuelle du mouvement..... | 329 |
| <i>2 - Le glissement de terrain du Puy Chirouzan.....</i> | <i>330</i> |
| 2. 1 - Présentation du mouvement..... | 330 |
| 2. 1. 1 - Le glissement rotationnel..... | 330 |
| 2. 1. 2 - La coulée à blocs..... | 332 |

| | |
|--|----------------|
| 2. 2 - Approche morphodynamique du mouvement | 333 |
| 2. 2. 1 - Mise en place du mouvement ancien..... | 333 |
| 2. 2. 2 - Les retouches récentes et actuelles apportées au mouvement..... | 333 |
| 3 - Le glissement et le système de coulées anciennes des ruines de Chaméant | 336 |
| 3. 1 - Description du mouvement | 336 |
| 3. 1. 1 - Le glissement rotationnel..... | 336 |
| 3. 1. 2 - Le système de coulées à blocs..... | 338 |
| 3. 2 - Essai de reconstitution des phases d'évolution du mouvement..... | 339 |
| 3. 2. 1 - Mise en place initiale du glissement | 339 |
| 3. 2. 2 - Le remodelage du mouvement par les glaces et son évolution depuis leur retrait définitif..... | 341 |
| 4 - Le problème des laves torrentielles : l'exemple du Verdarel..... | 342 |
| 4. 1 - La crue du 9 juillet 1981 | 343 |
| 4. 1. 1 - Description du phénomène | 343 |
| 4. 1. 2 - Les facteurs explicatifs | 347 |
| 4. 1. 2. 1 - L'importance des recouvrements quaternaires instables | 347 |
| 4. 1. 2. 2 - Le contexte climatique | 347 |
| 4. 2 - Etat actuel du bassin versant..... | 351 |
| Conclusion générale..... | 360 |
| Annexe n° 1..... | 363 |
| Annexe n° 2..... | 369 |
| Annexe n° 3..... | 375 |
| Bibliographie | 383 |
| Liste des figures..... | 423 |
| Liste des tableaux | 428 |
| Liste des photographies | 430 |

INTRODUCTION GÉNÉRALE

1 - OBJECTIFS DES RECHERCHES ENTREPRISES

Depuis quelques années, le Laboratoire de Géomorphologie et d'Etude du Quaternaire de l'Université des Sciences et Techniques de Lille, associé à l'Institut de Géographie de Reims et à l'Université d'Utrecht (Pays-Bas), consacre une partie de son activité à l'analyse des risques induits par la dynamique des versants (mouvements de terrain, ruissellement, creusement, alluvionnement, etc.), sur la base d'une cartographie géomorphologique. C'est donc dans cette perspective que j'ai engagé, il y a déjà quelques années, des recherches sur les hauts versants du Briançonnais.

Cependant, cette étude dont l'objectif principal est d'améliorer la connaissance d'une grande vallée alpine, ne saurait se contenter d'un simple inventaire des risques morphodynamiques dans une région déterminée. En revanche, la tâche qui m'incombe consiste à replacer les formes et les processus morphogéniques actifs dans un contexte et dans une évolution géomorphologique qui les conditionnent.

Ainsi, outre le levé cartographique détaillé (1/10.000) auquel ont donné lieu ces phénomènes, les recherches ont également été axées sur le cadre géomorphologique initial (empreinte glaciaire, formes périglaciaires notamment). Cette approche, associée à une enquête historique conjointement menée et, plus récemment à une tentative d'évaluation de la vitesse de déplacement d'une coulée, m'a permis de déboucher sur une cartographie des aléas naturels (*natural hazards*).

Cette carte synthétique, complétée par des fiches de torrents, constitue la base d'une documentation, conçue pour être commodément consultée, voire complétée et aussi confrontée, en vue de l'élaboration d'une éventuelle carte des risques qui ferait intervenir la notion de "vulnérabilité" (selon la terminologie arrêtée par l'UNESCO), c'est à dire les dommages susceptibles d'être causés : pertes en vies humaines, détérioration des infrastructures, perturbation de l'activité économique.

2 - LE CHOIX DE LA VALLÉE DE LA GUISANE

*«Souvent, je rêvais avec transport
à nos montagnes du Dauphiné...
C'est un pays magnifique
autant qu'il est inconnu»*

STENDHAL

Magnifique est bien le mot qui me venait à l'esprit, lorsque flanqué d'une paire de skis, je contemplais le spectacle majestueux offert par la vallée de la Guisane qui, malgré son implacable urbanisation, n'a de cesse de me séduire.

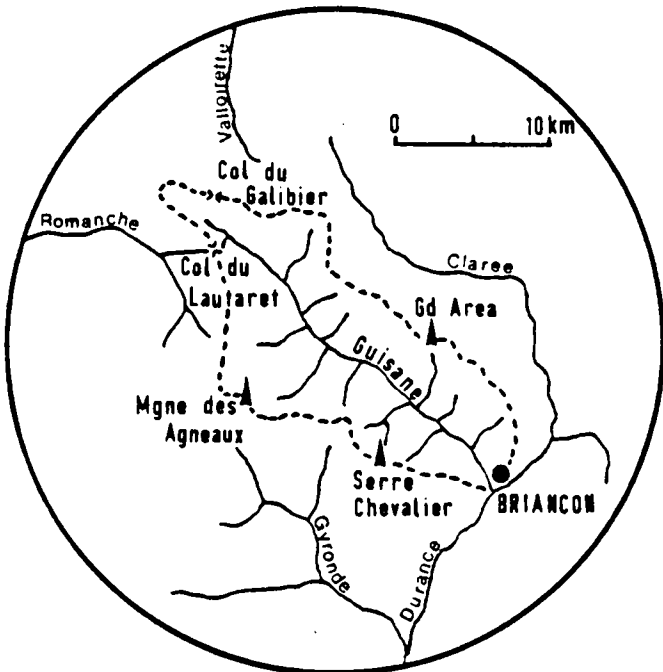
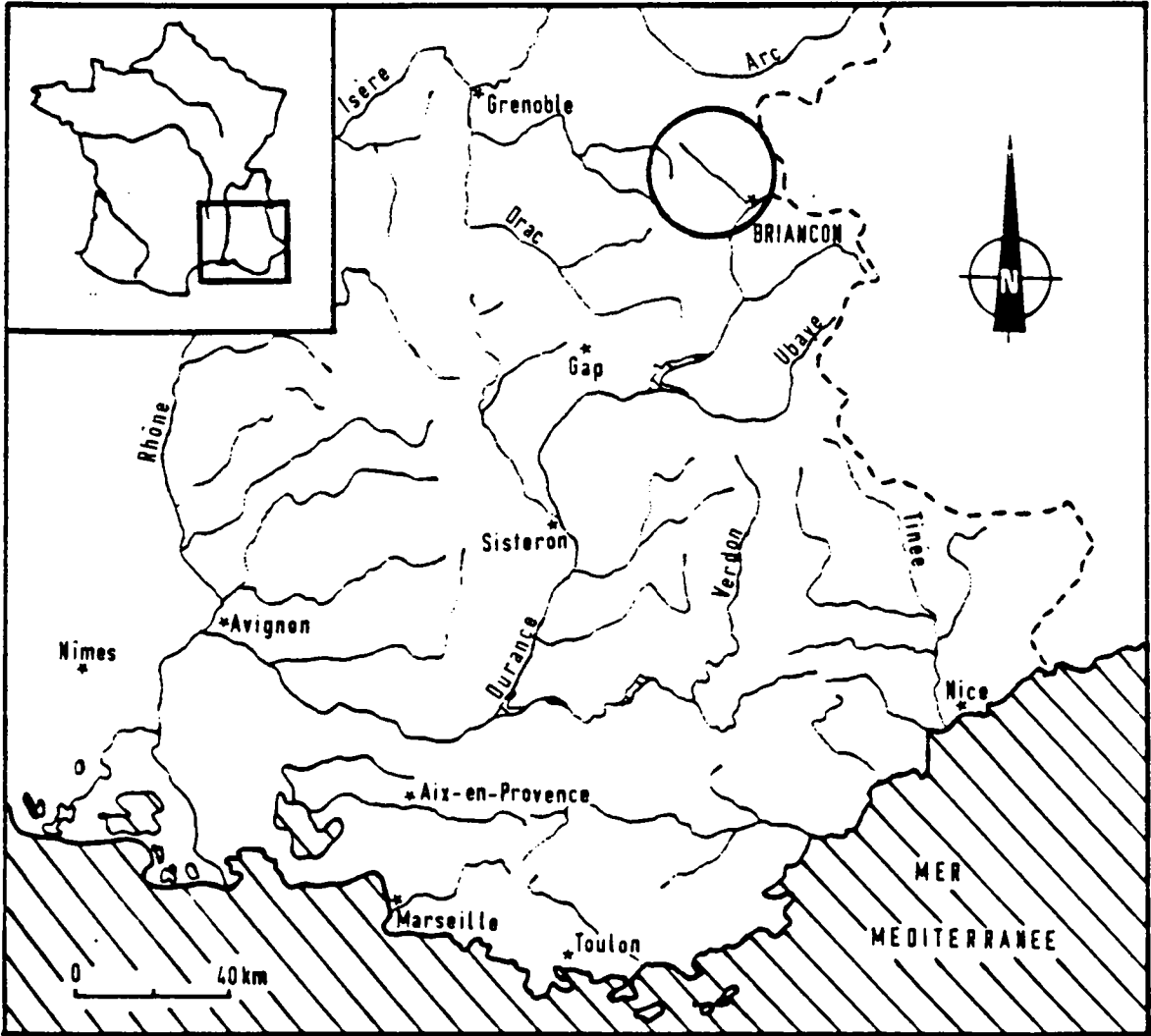
Inconnue, néanmoins elle demeurait. Ainsi, lorsqu'en 1987, il fallut convenir d'un terrain d'étude pour mon initiation à la cartographie géomorphologique, la vallée de la Guisane s'imposa naturellement.

Suite à cette première expérience enrichissante, il m'est apparu indispensable de poursuivre l'exploration de cette vallée intra-alpine qui, au-delà des sentiments, répondait à des préoccupations plus fondamentales. En effet, la vallée de la Guisane est particulièrement propice à une étude géomorphologique, car elle représente un milieu naturel dans lequel la richesse des formes et des processus morphodynamiques n'a d'égal que les contrastes saisissants qui ponctuent le paysage.

2. 1 - Des contrastes d'origine structurale

La vallée de la Guisane recouvre plusieurs zones géologiquement très différentes, qui déterminent des unités géomorphologiques typées. Ainsi, du col du Lautaret jusqu'au village de Monétier-les-bains, est-elle installée au contact entre, au Nord, les nappes sédimentaires de la zone interne et, au Sud, le socle cristallin de la partie septentrionale du massif des Ecrins-Pelvoux, représenté par le massif du Combeynot, la Montagnes de Agneaux et le Dôme du Monétier. De cette dualité géologique découle une opposition morphologique entre un adret où la tectonique puissante oriente

FIG. 1 - SITUATION GÉOGRAPHIQUE DU BASSIN-VERSANT DE LA GUISANE



parallèlement une série d'escarpements découpés dans les quartzites, les calcaires et les calcaires dolomitiques, et un ubac sculpté en cirques, arêtes acérées, et vallées glaciaires affluentes de la Guisane.

Plus en aval, la vallée quitte cette zone de contact géologique majeur, pour recouper obliquement les plissements du Houiller briançonnais. Par son épaisseur et sa faible résistance à l'érosion, le Carbonifère joue un rôle morphologique de premier ordre : il engendre des formes lourdes et monotones caractéristiques de cette formation.

Bien que les deux versants soient ici façonnés dans des terrains de même nature, ils contrastent néanmoins par leur morphologie et leur dynamique actuelle. L'explication de cette opposition réside dans l'originalité du climat.

2. 2 - Une faible nébulosité qui accentue l'opposition entre les deux versants de vallée

Par sa position entre les massifs des Ecrins-Pelvoux, des Cerces-Galibier et les chaînes du Briançonnais oriental, la vallée de la Guisane est en partie à l'abri des grandes circulations atlantiques et piémontaises. Il en résulte un climat particulier caractérisé, entre autre, par l'un des plus fort ensoleillement des Alpes françaises. Compte tenu de l'orientation générale de la vallée Nord-Ouest/Sud-Est, il est donc légitime de distinguer un versant septentrional à tendance adret, et un versant sud à tendance ubac.

Cette opposition qui se manifeste nettement dans la végétation, est également sensible du point de vue de la morphogenèse. En effet, outre la protection inégale qu'offre la couverture végétale sur les deux rives, le comportement du manteau neigeux et le rythme des alternances gel/dégel y sont nettement distincts, et par voie de conséquence, les processus de façonnement des versants le sont aussi.

Ainsi, l'opposition adret/ubac confère à l'étude des versants de la vallée de la Guisane un intérêt supplémentaire, car elle est à l'origine d'une incontestable richesse géomorphologique. Cette impression de variété se

retrouve si l'on établit une liste des formes et des processus morphodynamiques qui dominent.

2. 3 - Une grande variété de formes et de processus morphodynamiques

Située dans la partie amont du bassin de la Durance (fig. 1), la vallée de la Guisane possède une altitude moyenne élevée (2440 m). Par suite, l'empreinte glaciaire est profondément gravée dans le paysage. Elle prend l'aspect, soit de formes héritées (cirques déglacés, accumulations morainiques anciennes, cordons stadias, etc.), soit de glaciers actuels (glaciers de Combeynot, d'Arsine, du Casset et du Monétier).

Cependant, la glaciation du bassin de la Guisane demeure aujourd'hui limitée et, une grande partie de la vallée est actuellement exposée à des conditions morphoclimatiques périglaciaires (optimales dans la tranche d'altitude comprise entre 2400 et 3000 mètres). Ainsi, le paysage d'altitude est marqué par l'extension des grandes parois rocheuses déchiquetées de 200 à 300 mètres d'énergie, dominant de grands talus d'éboulis vifs de 100 à 200 mètres de dénivelée. Ces derniers se raccordent à des fonds de cirques déglacés, souvent tapissés de glaciers rocheux inactifs, témoins de conditions climatiques encore plus rigoureuses.

Les versants de la vallée sont également le siège d'importants mouvements de terrain qui concernent principalement les formations particulièrement sensibles du Carbonifère briançonnais, mais aussi les roches cohérentes sus-jacentes (Trias calcaréo-dolomitique, Quartzites werféniens, etc.), au demeurant très fracturées. De même, les épais recouvrements d'origine glaciaire qui nappent les versants sont affectés par des phénomènes de fluage qui peuvent être profonds. De dimensions et de natures très diverses, ces multiples mouvements de terrain portent parfois les traces de déplacements récents, voire actuels.

L'activité torrentielle est un autre aspect de la dynamique des versants. En effet, les dépôts morainiques, les tabliers d'éboulis, les matériaux glissés constituent, pour les torrents, un volume substantiel de matériaux directement mobilisables qui, ajouté à un substratum parfois instable

(gypse, terrains du Carbonifère), représente un facteur favorable au déclenchement de laves torrentielles souvent dévastatrices dans la région.

2. 4 - Un travail de recherche qui répond à une attente locale

Depuis plus d'un siècle, le service de Restauration des Terrains de Montagne (R.T.M.) de Gap, préoccupé par les désordres régulièrement occasionnés sur les cônes de déjection par des laves torrentielles, mais également par les mouvements de terrain qui affectent les zones domaniales, a tenté de lutter contre ces phénomènes naturels en construisant des barrages et en reboisant en pins et en mélèzes. Néanmoins, l'instabilité des versants persiste et les dommages susceptibles d'être causés s'accroissent d'autant plus, que depuis 1941 (date de création de la station de sports d'hiver à Chantemerle), l'essor touristique a engendré une prolifération des constructions en tout genre (immeubles, chalets individuels, installations sportives, etc.).

Cette nouvelle contrainte de l'économie de la vallée est venu renforcer la politique de prévention des risques naturels. Celle-ci subordonne indubitablement l'élaboration des réglementations et mesures préventives à la réalisation, sur des bases géographiques, d'un zonage des aléas naturels. Le travail présenté ici constitue, à cet effet, une des pièces maîtresses, conçue pour être un des points de référence d'une politique de prévention plus réaliste, qui entend prémunir les hommes et les biens des caprices de la nature.

I - CONSIDÉRATIONS MÉTHODOLOGIQUES

1 - Outils et données de base utilisés

2 - La démarche personnelle

**3 - Transcription et cartographie des
données recueillies**

I - OUTILS ET DONNÉES DE BASE UTILISÉS

1 - LES DOCUMENTS CARTOGRAPHIQUES ET PHOTOGRAPHIQUES

1. 1 - LES FONDS TOPOGRAPHIQUES ET LE PROBLEME DU CHOIX DES ÉCHELLES

1. 1. 1 - La représentation des éléments du relief

«Description raisonnée des faits géomorphologiques, la carte représente des catégories de phénomènes très différentes suivant l'échelle adoptée. C'est pourquoi la question du choix de l'échelle est le premier problème qui se pose au géomorphologue, avant tout travail de levés.»

OTTMANN et TRICART, 1964.

Il est reconnu, depuis déjà fort longtemps, que la cartographie géomorphologique à grande échelle privilégie la représentation des processus morphodynamiques et des formes qu'ils engendrent. Or, telle qu'elle a été conçue, ma problématique suppose une connaissance très fine de l'environnement morphogénique. C'est pour cette raison que le 1/10.000 a été retenue pour ce travail.

De plus, l'expérience a montré que cette échelle est généralement bien adaptée au levé des manifestations de mouvements de terrain ou d'action des eaux courantes. En effet, bien qu'il s'agisse d'un simple agrandissement du 25.000^{ème}, le support topographique à 1/10.000 permet d'aboutir, avec une précision suffisante, à la description détaillée des formes et des processus les plus répandus (Glissement de terrain, coulée, érosion hydrique, etc.), sans pour autant négliger une vision plus globale du phénomène, nécessaire à la compréhension des filiations de processus et leur insertion dans une évolution morphogénique globale.

Enfin, la représentation des formes de relief sur les feuilles I.G.N. à 1/10.000 a pour avantage de ne pas être perturbée par l'utilisation de plages de couleurs, employée sur les cartes d'échelles plus réduites afin d'y figurer la végétation.

Néanmoins, dans certains cas, une échelle inférieure paraît souhaitable. Notamment lorsque l'on désire faire apparaître des éléments du relief qui relèvent du cadre structural d'ensemble, ou lorsque ceux-ci disposent de limites trop imprécises pour être figurés sur une carte à 1/10.000. Aussi ai-je opté pour une représentation au 100.000^{ème} des phénomènes morphostructuraux, et d'un certain nombre de formes glaciaires telles que les cirques, les auges ou les ombilics.

1. 1. 2 - La carte des aléas naturels

Engagée sur le versant méridional du Granon (Lahousse, 1989), la cartographie des aléas naturels a, dans un premier temps, été réalisée au 10.000^{ème}. En effet, outre les avantages pratiques décrits plus haut, cette échelle offre la possibilité aux utilisateurs d'accroître leur connaissance du terrain, en effectuant aisément un rapprochement avec les informations plus exhaustives contenues sur la carte géomorphologique.

De plus, vu la précision à laquelle elle permet d'accéder, l'échelle du 1/10.000 autorise une interprétation, au niveau de la parcelle, des contraintes inhérentes à la dynamique des versants et, par voie de conséquence, de les intégrer dans la réglementation des documents d'urbanisme, d'aménagement et de protection civile correspondants.

Cependant, lorsque j'ai étendu la cartographie des aléas naturels à toute la vallée de la Guisane, il m'est apparu que la totalité de la surface du terrain ne méritait pas un zonage aussi fin. C'est pourquoi j'ai préféré le 1/25.000 pour sa vision plus synthétique, tout en préservant une précision acceptable lors du report des observations.

Néanmoins, conscient que cette échelle du 1/25.000, identique à celle des cartes ZERMOS, ne répondait pas entièrement aux besoins des services de l'urbanisme, j'ai pris le parti de réaliser une cartographie des aléas

naturels au 10.000^{ème} des zones particulièrement sensibles que représentent, compte tenu de leur inexorable urbanisation, les cônes de déjection. Cette démarche peut évidemment être suivie en d'autres endroits de la vallée, notamment sur les portions du versant méridional où les remontées mécaniques et les pistes de ski zèbrent densément la forêt.

1. 2 - LES DOCUMENTS GÉOLOGIQUES

La couverture géologique de la vallée de la Guisane est actuellement assurée par trois documents édités par le Bureau de Recherches Géologiques et Minières (B.R.G.M.) :

- La carte géologique de Briançon à 1/80.000 n° 189 (publiée en 1969) recouvre l'intégralité du secteur. Néanmoins elle constitue un document d'utilisation délicate, eu égard à l'échelle retenue pour les levés de terrain (1/10.000).
- La feuille géologique de La Grave à 1/50.000 n° 798 (publiée en 1976) offre une vision plus détaillée du contexte géologique de la partie amont de la vallée, entre le hameau du Lauzet et le col du Lautaret.
- La carte géologique de Saint-Cristophe-en-Oisans à 1/50.000 n° 822 (publiée en 1984), qui représente le coeur du massif cristallin des Ecrins-Pelvoux, effleure les bassins versants du Petit et du Grand Tabuc, tous deux en grande partie situés dans la zone centrale du Parc National des Ecrins.

Plus récemment, Messieurs D. MERCIER, chargé de cours à l'Ecole des Mines de Paris et J.C. BARFETY, ingénieur géologue au Bureau de Recherches Géologiques et minières (Grenoble), m'ont concédé le droit de consulter les levés qu'ils ont effectués en vue de la publication de la carte géologique de Briançon à 1/50.000, prévue au programme 1993. Axés sur le Carbonifère pour les premiers, sur les terrains mésozoïques et tertiaires pour les seconds, ces documents graphiques ont constitué un support inespéré pour mon travail.

1. 3 - LES CARTES DE LOCALISATION PROBABLE DES AVALANCHES

Suite à l'avalanche meurtrière qui a dévasté le chalet de l'U.C.P.A. à Val-d'Isère en février 1970, la division nivologie du Centre national d'Etudes techniques et de Recherche pour l'Agriculture, les Forêts et l'Equipement Rural (C.E.R.A.F.E.R. devenu depuis C.E.M.A.G.R.E.F.), s'est vu confier, en liaison avec l'Institut Géographique National (I.G.N.), la responsabilité de la cartographie des sites avalancheux.

Dans la vallée de la Guisane, ce n'est qu'en 1975 que les campagnes, conjointement menées, de photo-interprétation et d'enquêtes sur le terrain, ont donné lieu à la réalisation de la feuille à 1/20.000 de La Salle.

Parallèlement à ce travail effectué par l'I.G.N., le service R.T.M. établit la même année une Carte de Localisation Probable des Avalanches (C.L.P.A.) sur la commune de Monétier-les-Bains. Non publié officiellement, ce document possède l'avantage de disposer d'un fond topographique à 1/25.000, contrairement à la feuille précédente, dont le support au 20.000^{ème} est rapidement devenu désuet.

Récemment, ces deux cartes ont donné lieu à une actualisation au 25.000^{ème}, qui prend en compte les données fournies par l'enquête permanente sur les avalanches menée dans certains secteurs sensibles.

1. 4 - LES PHOTOGRAPHIES AÉRIENNES

La photo-interprétation a été effectuée essentiellement sur un jeu de 70 photographies aériennes à environ 1/17.000 de la mission 1981. Cependant, l'enneigement encore étendu des vallons d'altitude a rendu nécessaire l'examen d'une trentaine d'épreuves à environ 1/30.000, de la mission 1986.

Mes recherches m'ont également amené, pour saisir certains aspects de l'évolution du paysage, à consulter des photographies antérieures, et notamment celles de la mission La Grave-Chorges de 1952.

A ces clichés édités par l'Institut Géographique National, est venue s'ajouter une photographie couleurs couvrant le versant méridional du Granon, entre les torrents de La Salle et du St-Elisabeth. Réalisé à la demande de la mairie de St-Chaffrey, ce document est associé à un négatif sur papier dont l'échelle est proche du 2000^{ème}. Celui-ci nous a permis, lors du passage des minutes de terrain à la réalisation de la maquette, d'améliorer sensiblement la précision dans le dessin du contour des formes et des formations.

2 - LES SOURCES D'INFORMATIONS ÉCRITES ET LES BANQUES DE DONNÉES

2.1 - L'ATLAS DES RISQUES MAJEURS DANS LES HAUTES-ALPES

L'évaluation des risques induits par la dynamique des versants ne peut se résoudre à une cartographie exclusivement basée sur la prospection du terrain, aussi minutieuse soit-elle. En effet, les différentes approches méthodologiques qui ont été employées ces dernières années, ont montré la nécessité d'un recours aux documents historiques, afin de dresser un inventaire des phénomènes naturels qui, à des degrés divers, ont perturbé les activités humaines (mouvements de terrain, crues torrentielles, avalanches, séismes).

La réalisation d'un atlas des risques majeurs dans les Hautes-Alpes (Fanthou, Gambier et *al*, 1991) constitue l'une des plus récentes illustrations de cette démarche. Elaboré par une équipe pluridisciplinaire dont les membres appartiennent à plusieurs organismes d'état (Environnement, Université, Equipement), ce document propose une évaluation des risques naturels et technologiques à l'échelle départementale.

L'atlas comporte, en premier lieu, une partie cartographique regroupant environ soixante coupures de cartes topographiques I.G.N. à 1/50.000, sur lesquelles ont été portées des surcharges colorées figurant les risques technologiques, géologiques, d'inondation et d'avalanches. Toutes ces informations cartographiées ont été principalement obtenues grâce au

dépouillement systématique de plusieurs types de documents à caractère historique :

- Les archives départementales (séries "calamités publiques", "demandes de secours", "agriculture", "eaux et forêts" et "travaux publics").
- Les archives du service de Restauration des Terrains de Montagne.
- Les divers témoignages écrits, glanés dans les monographies, les articles de la presse locale, etc.

Cette recherche a été complétée par l'interprétation des données collectées sur les photographies aériennes et sur les cartes géologiques à 1/50.000, publiées par le B.R.G.M.

Les documents graphiques qui représentent le fruit de ce lourd travail offrent donc, compte tenu de l'échelle et de la méthode de levé cartographique retenues, une vision synthétique des risques naturels et technologiques. Si celle-ci est particulièrement bien adaptée aux objectifs affichés par les auteurs, puisque l'atlas est «*destiné à la communication d'une information de base en direction d'un public de non-spécialistes*» (Fanthou et Gambier, 1991), elle m'est d'une utilité relativement réduite. En effet, l'échelle que j'ai adoptée (1/10.000) pour les motifs exposés précédemment, nécessite un inventaire détaillé des composantes du terrain, en vue d'une évaluation plus fine des aléas naturels.

Par contre, la deuxième partie de l'atlas des risques majeurs dans les Hautes-Alpes m'a été d'un grand recours. Il s'agit d'une banque données, dans laquelle est fait état de tous les accidents naturels qui ont pu être recensés lors du dépouillement des documents à caractère historique. Ce répertoire représente, bien évidemment, un outil de base essentiel pour mes travaux.

Cependant, bien que les recherches aient été effectuées dans le but d'obtenir un recensement aussi complet que possible, on ne peut espérer de ce dernier qu'il soit véritablement exhaustif ; il suffit pour s'en convaincre, de considérer l'extrême dispersion des sources, mais aussi leur valeur très inégale (erreurs de localisation, anachronismes, etc.). Ainsi, même si il

semble possible d'admettre que l'inventaire auquel sont parvenus les auteurs ne présente pas de lacune relative aux phénomènes les plus significatifs, il demeure susceptible d'être enrichi par des événements à venir, ou qui n'ont laissé que de trop modestes traces pour être appréhendés à l'échelle départementale. C'est dans cet esprit que je me suis permis d'ajouter à la longue liste des événements recueillis dans cette banque de données, un certain nombre d'éléments supplémentaires (petite coulée boueuse, coulées de débris, etc.). Au total, ce sont près de 150 événements géologiques à caractère exceptionnel (mouvements de terrain, crues torrentielles, avalanches et séismes) qui ont pu être répertoriés (cf. annexe n° 2).

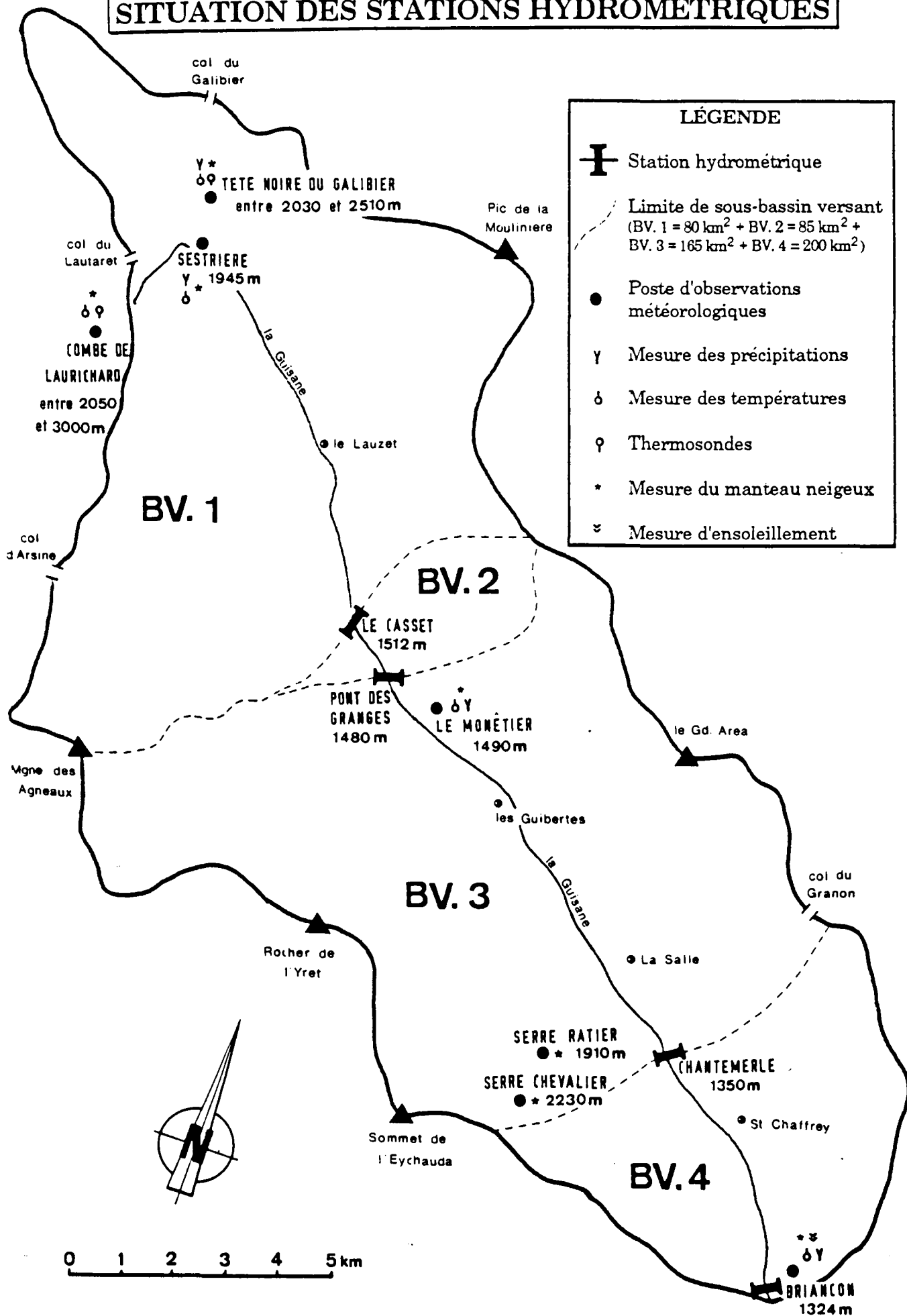
2. 2 - LE CONTRÔLE CLIMATIQUE DANS LA VALLÉE (fig. 2)

La recherche de données circonstancielles concernant les multiples processus intervenant dans le façonnement des versants, m'a conduit à étudier les conditions climatiques de leur développement.

A ce propos, la vallée de la Guisane a fait l'objet de nombreuses observations météorologiques. Cependant, elles ont été fréquemment menées durant des périodes différentes et sur des laps de temps souvent réduits. Ainsi, seuls trois sites offrent des données qui permettent une approche statistique satisfaisante, compte tenu de la longueur et de la permanence des relevés :

- La station du Centre Briançonnais de Recherches Bioclimatiques (C.B.R.B.C.), établie à la périphérie de la ville de Briançon, à une altitude de 1324 m. Depuis 1947, y sont réalisées de manière régulière, des mesures sur les précipitations, les températures, l'ensoleillement, les vents et l'humidité relative de l'air.
- La station météorologique de Monétier-les-Bains (1490 m), dont les données, recueillies depuis 1929, ont fait l'objet d'une remarquable mise au point par Ch.P. PEGUY (1978 et 1981).
- L'évolution du manteau neigeux est également connue de manière acceptable grâce à l'exploitation, par les Services de la Division Technique Générale de l'E.D.F., des sondages (carottage et pesée de la

FIG. 2 - RÉSEAU MÉTÉOROLOGIQUE ET SITUATION DES STATIONS HYDROMÉTRIQUES



neige) réalisés à Serre-Chevalier (altitude 2230 m) depuis 1951. Plus récemment (1960), le secteur de Serre-Ratier, situé à 1910 mètres d'altitude, a été mis en observation. L'exploitation des données fournies par ces mesures a été faite par V. RISSER dans le cadre d'une thèse de troisième cycle (1979).

Outre ces éléments essentiels, j'ai pu collecter un certain nombre de données complémentaires qui sont venues étayer la connaissance du contexte climatique de mes recherches, notamment dans la partie amont de la vallée. Cependant, il convient d'ores et déjà de préciser que, compte tenu du caractère souvent fragmentaire de ces informations, l'utilisation que j'en ai faite ne saurait être assimilée à une analyse statistique de référence. Elles m'ont simplement permis d'illustrer, par des échantillons de mesures de plus ou moins brève durée, les différentes composantes du climat à des altitudes variées.

Parmi les données auxquelles j'ai eu accès, il convient de citer les mesures de températures et de nivométrie réalisées, entre 1951 et 1960, à la station du Lautaret-Sestrière, située en contrebas de la route du Lautaret à 1945 mètres d'altitude.

A l'extrémité amont de la vallée, le versant de la tête Noire du Galibier a été, entre 1976 et 1978, le siège d'une importante campagne de terrain, soutenue par la Délégation Générale à la Recherche Scientifique et Technique (D.G.R.S.T.). Durant cette période, le groupe "Montagne" du Laboratoire de Géographie Physique de l'Université de Paris VII a réalisé, entre 2030 et 2510 mètres d'altitude, de nombreux relevés concernant les températures de l'air, les précipitations, les hauteurs de neige, ainsi que l'état thermique et hydrique des sols (Ronchail, 1980 ; Kaiser, 1981 ; Ronchail et Lecompte 1981 a et b). Il est à signaler que les mesures concernant les précipitations de la période estivale ont été prolongées, pour la station météorologique située à 2030 m d'altitude, jusqu'en 1985 par E. CHALAUX (données rapportées par B. Francou, 1988).

L'ultime source d'informations climatiques m'est offerte par les données recueillies par B. FRANCOU dans la Combe de Laurichard, entre 2450 et 3000 mètres d'altitude. Il s'agit d'abord de mesures effectuées entre 1979 et 1986 portant sur la température de l'air, l'état thermique des formations

superficielles (dépôt morainique, éboulis), ainsi que sur la hauteur et la durée au sol du manteau neigeux. A ces données que l'on qualifiera de traditionnelles, s'ajoutent une série d'observations capitales, concernant les variations thermiques d'une paroi rocheuse à 3000 mètres d'altitude. Ces données ont permis à l'auteur d'effectuer, grâce à une comparaison avec les résultats acquis à la crête de Vars (Coutard, 1985 ; Manté, 1985), «une analyse préliminaire axée sur les différences de comportement des massifs rocheux entre 2500 et 3000 m» (Francou, 1988).

2. 3 - LES DONNÉES HYDROMÉTRIQUES (Fig. 2)

En ce domaine, la source d'informations la plus complète est détenue par la Division Technique Générale d'E.D.F. à Grenoble. Elle est constituée par les débits journaliers des stations hydrométriques du Pont des Granges à Monétier-les-Bains (alt. 1480 m ; surf. B.V. 104 km²) et du Pont Neuf à Briançon (alt. 1206 m ; surf. B.V. 200 km²). Ces deux points de mesure ont été mis en service dès 1904, et ont fonctionné jusqu'en 1928 pour le premier (avec un arrêt de 3 ans entre 1915 et 1917) et jusqu'en 1967 pour le second (avec des données plus ou moins fragmentaires après 1928).

En novembre 1978, le Service Régional de l'Aménagement des Eaux de la région Provence-Alpes-Côte-d'Azur (S.R.A.E. - P.A.C.A.) a mis en place deux nouveaux points de mesure. Ce sont les stations hydrométriques du Casset (altitude 1512 m ; surf. B.V. 80 km²) et de Chantemerle (alt. 1350 m ; surf. B.V. 161 km²). Les fiches de débits journaliers et mensuels nous ont été fournies par l'Agence de L'Eau (Rhône, Méditerranée, Corse) jusqu'en 1990 pour le Casset, et jusqu'en 1984 pour Chantemerle.

Malgré les quelques incertitudes issues d'une exploitation trop courte de ces stations hydrométriques, ces diverses données (déjà en partie exploitées dans le cadre d'autres études) permettent d'appréhender de manière relativement satisfaisante les conditions d'écoulement de cette rivière torrentielle.

Pour terminer, il faut également signaler les mesures effectuées par E. CARENCO dans quelques sous bassins versants de la partie amont de la vallée de la Guisane (Torrents de Roche Noire, du Rif, du Grand et du Petit Tabuc ; sources de la Guisane, de Fontette et de la Rotonde).

Malheureusement, les résultats obtenus ne permettent pas, du fait de la brièveté de la période d'observation (d'octobre 1979 à 1981), de procéder à des calculs statistiques recevables.

2. 4 - HISTORIQUE DES RECHERCHES ANTÉRIEURES

Le Briançonnais est loin d'être resté un espace scientifiquement inexploité. Qu'ils soient géologues, géographes ou issus d'autres disciplines, nombreux sont les chercheurs qui ont eu l'heureuse fortune d'exercer leur spécialité dans la région. Par suite, la bibliographie sur le Briançonnais est particulièrement abondante. Même si les interprétations que l'on trouve dans les ouvrages les plus anciens sont fréquemment obsolètes, il me tenait à coeur d'esquisser un historique des travaux antérieurs. Celui-ci a pour souci de rendre un modeste hommage aux multiples personnes qui, grâce à leurs observations minutieuses effectuées lors des longues journées solitaires passée en montagne, ont apporté leur humble contribution à la connaissance de ce milieu naturel.

2. 4. 1 - Le déchiffrement progressif de la structure géologique de la région

Après les nombreuses heures passées dans les bibliothèques à dépoussiérer les ouvrages de géologie qui, pour certains, semblent aujourd'hui écrits dans une langue morte, force est de constater que le Briançonnais représente un lieu d'investigations particulièrement apprécié des géologues. Tous ces travaux ont déjà fait l'objet d'historiques très vivants, notamment dans les thèses de J. DEBELMAS (1955) et de R. FEYS (1963). Aussi me bornerai-je ici à un rapide tour d'horizon des études les plus mémorables, en tentant d'y inclure les recherches plus récentes.

2. 4. 1. 1 - Les prémices de la géologie briançonnaise (Début du XIX^{ème} siècle)

Les premiers géologues qui parcoururent la région, préoccupés essentiellement par le désir d'inventorier les matériaux exploitables, ne firent que de brèves constatations concernant la structure géologique des massifs.

L'un des pionniers en ce domaine fut, semble-t-il, E. GUEYMARD (1830) qui affirmait en se rendant de Névache à Monétier-les-Bains, par le col de Buffère : «*Tout le terrain est de grès à anthracite, avec quelques lambeaux de calcaire sur les hauteurs*». Aussi pertinente soit-elle, ce genre d'observation, relativement vague, a ouvert la voie à des interprétations structurales et stratigraphiques souvent non fondées, et par voie de conséquence, à une confusion scientifique inextricable. Durant cette période de schisme dogmatique, s'opposaient deux visions complètement différentes de la géologie du Briançonnais :

- Ceux qui considéraient que «*toute les masses de grès, de schistes et de calcaires de ces montagnes formaient des assises alternantes dans une seule et même série régulière, d'âge jurassique*» (tiré de l'historique de R. FEYS, 1963). S'appuyant essentiellement sur l'intercalation, au gisement de Petit Coeur (Tarentaise), d'un banc de grès à anthracite entre deux bancs de calcaires à Bélemnites, cette vision, à laquelle adhéraient E. de BEAUMONT (1828) et S. GRAS (1854), faisait complètement abstraction de la tectonique, allant même jusqu'à affirmer qu'il ne pouvait y avoir de plissements dans les Alpes.

- De l'autre côté, quelques observateurs, dont E. GUEYMARD faisait partie, admettaient difficilement cet hypothèse car les grès à anthracites renferment une abondante flore fossile, analogue à celle du terrain houiller. Dès lors, la stratification du gisement de Petit Coeur, admise par les premiers comme concordante, ne l'était plus, et les alternances de grès à fougères et de calcaires à Bélemnites ne pouvaient être que le fruit de la tectonique.

2. 4. 1. 2 - L'époque de Ch. LORY

Cette polémique, que l'on a appelée "l'affaire de Petit Coeur", prend fin en 1860 avec la parution du premier tome de la remarquable "description géologique du Dauphiné" de Ch. LORY. Ce travail sera ensuite complété par deux autres volumes, dont le dernier fut édité en 1864. Dans cette oeuvre ternaire, l'auteur a non seulement le mérite d'établir une stratigraphie du Briançonnais très proche de l'actuelle, mais en plus, il conçoit le rôle primordial de la tectonique dans les Alpes. C'est ainsi qu'il reconnaît la

présence de grandes failles orientées Nord/Sud, dont les plans sont le plus souvent subhorizontaux.

2. 4. 1. 3 - L'époque de E. HAUG, W. KILIAN, P. TERMIER

C'est donc bien Ch. LORY que l'on peut considérer comme le véritable précurseur du concept des grands chevauchements dirigés vers l'Ouest. Néanmoins, il faudra attendre la fin du siècle pour que W. HAUG atteste l'authenticité de ce qui n'était resté jusqu'alors qu'une théorie, en démontrant indubitablement l'existence de nappes de charriage. Ce même auteur envisage également la structure en éventail du Briançonnais septentrional, idée qui sera corroborée par W. KILIAN et M. LUGEON suite à leurs investigations dans le Briançonnais méridional. Les levés effectués par ces trois chercheurs vont donner lieu à la parution, en 1900, de la première feuille géologique à 1/80.000 de Briançon.

Peu avant la sortie de cette carte, P. TERMIER (1899) exposait sa fameuse théorie des quatre écailles briançonnaises, toutes d'origine orientale. Il se démarquait alors de l'opinion de W. KILIAN qui admettait un décollement de la couverture secondaire et tertiaire, mais supposait un enracinement des terrains primaires. P. TERMIER allait d'ailleurs rapidement reconnaître son erreur et ne conserver l'hypothèse d'une origine lointaine que pour sa célèbre "quatrième écaille".

A partir de cette époque W. KILIAN va s'attacher à établir la stratigraphie détaillée du Briançonnais dont on peut admettre, qu'en 1930, les grands traits étaient décryptés. En 1931, D. SCHNEEGANS apporte sa contribution à ce lourd travail de déchiffrement stratigraphique, en réalisant une étude détaillée du massif du Grand Galibier dont il prouve l'indépendance tectonique par rapport aux séries du col du Galibier.

2. 4. 1. 4 - La contribution de M. GIGNOUX et L. MORET

Ce début des années trente est également marqué par la mise en révision des cartes géologiques à 1/80.000 de Briançon et de Gap. Ceci amena M. GIGNOUX et L. MORET à une étude approfondie du Briançonnais

occidental. Il définirent dès 1933 les zones subbriançonnaise et ultradauphinoise qui, jusqu'alors étaient regroupées avec l'actuelle zone briançonnaise. La même année, paraît la deuxième édition de la feuille de Briançon, qui adjoint les limites des grandes unités structurales aux contours de la première. Au-delà de toutes les publications auxquelles ils ont concouru, ces deux auteurs nous laissent avant tout leur fameuse "Description géologique du bassin supérieur de la Durance" (1938 a et b), qui demeure un ouvrage indispensable pour l'étude du Briançonnais.

2. 4. 1. 5 - Les travaux effectués depuis 1950

Hormis quelques notes publiées par J. GOGUEL concernant les montagnes comprises entre Briançon et Vallouise (1939 et 1940), il faut attendre 1950 pour assister à la floraison d'un grand nombre de travaux sur le Briançonnais et de monographies régionales.

Il convient, en premier lieu, de citer les recherches intenses menées par J. DEBELMAS et M. LEMOINE qui leur ont permis de préciser la tectonique des unités briançonnaise et subbriançonnaise (c'est en 1955 que J. DEBELMAS définit pour la première fois un géanticlinal briançonnais), mais aussi la stratigraphie de ces deux zones (notamment celle du Trias en 1963). R. BARBIER leur apportera rapidement son concours.

En ce qui concerne la vallée de la Guisane, on ne peut omettre de signaler la remarquable "Etude géologique du massif du Grand Galibier et des Cerces", réalisée avec une extrême minutie par B. TISSOT (1955). Celle-ci apporte de nombreux éléments intéressants, notamment à propos du système de failles transverses qui hache cette zone.

A cette époque, une analyse détaillée du bassin houiller briançonnais fut également engagée. Ce sont trois jeunes géologues qui furent alors chargés par le B.R.G.M. de cette mission : R. FEYS (1963) pour le Carbonifère briançonnais proprement dit, J. FABRE (1961) pour la Maurienne et la Tarentaise et C. GREBER (1966) pour les précisions paléontologiques. Plus tard, se sera au tour de D. MERCIER d'apporter sa contribution, en assurant le levé cartographique détaillé des terrains carbonifères pour les besoins des toutes prochaines cartes géologiques à 1/50.000 de Briançon et de Névache.

Dans cette vague de connaissances nouvelles, les travaux de M. GIDON sont grande de valeur, puisqu'ils se focalisent essentiellement sur un domaine resté inexploité depuis F. BLANCHET (1934) : le massif des Ecrins-Pelvoux et ses bordures.

Pendant plus de vingt ans, tous ces chercheurs ont assuré une rapide progression dans la connaissance géologique de la région. A partir du milieu des années soixante, la relève est assurée par JC. BARFETY qui entreprend l'étude systématique des terrains mésozoïques du Briançonnais. Il participe ainsi à la réalisation des cartes géologiques à 1/50.000 de La Grave et de St-Cristophe-en-Oisans, en y associant ses levés de terrain et en assurant la coordination des contours. Il est également l'un des principaux artisans des cartes géologiques à 1/50.000 de Briançon et de Névache, dont les imminentes publications couronneront plus d'un siècle d'effort collectif.

2. 4. 2 - Les études géomorphologiques

2. 4. 2. 1 - Les premières recherches (1938-1950)

«Jusqu'à une date toute récente, les Alpes du Sud ont constitué une manière de "no man's land" de la recherche morphologique. Leurs âpres sommets, leurs casses croulantes et surchauffées en été, leur maigre végétation qui frise parfois l'absence complète de tapis végétal, n'ont évidemment pas la splendeur des coupoles de glace savoyardes se profilant au-dessus d'un paysage de prés-bois, ni la fraîcheur d'une nature alpine plus septentrionale où l'eau coule partout. Ces raisons, comme la difficulté plus grande des communications, la moindre richesse du pays, la plus faible densité humaine, ont pu contribuer pendant longtemps à les rendre moins attirantes..... Pourtant, par la pauvreté même de leur végétation et par l'absence de sol, elles sont un pays rêvé pour l'observation du relief»

E. de VAUMAS, 1948.

Au-delà de sa valeur incontestable de limite géographique entre les Alpes du Nord et celles du Sud, le col du Lautaret a également représenté une frontière naturelle restée longtemps non franchie par les géomorphologues. Outre les raisons avancées ci-dessus par E. de VAUMAS, ce vide scientifique semble également pouvoir s'expliquer par

les premières orientations de cette branche de la géographie physique. En effet, sans se réduire à la géologie, la géomorphologie de l'époque était essentiellement structurale. Par suite, le déchiffrement du relief briançonnais est longtemps demeuré dépendant d'une géologie régionale confuse, et qui par voie de conséquence, ne pouvait constituer un fondement suffisamment solide pour la compréhension des formes de relief.

Si l'on fait abstraction de l'étude de géographie régionale réalisée par A. ALLIX en 1929 sur le massif de l'Oisans, c'est à Ch. P. PEGUY que revient l'honneur du premier article concernant le Briançonnais. Paru en 1938, celui-ci représente le premier témoignage des longues investigations, amorcées à la même période par E. de VAUMAS et J. CHARDONNET. Néanmoins, il faudra attendre une dizaine d'année pour que l'intégralité des résultats obtenus par ces chercheurs, ne fasse l'objet de publications synthétiques. C'est ainsi qu'en 1947, paraît la fameuse "Esquisse physique de la zone intra-alpine des Alpes françaises du Sud" de Ch. P. PEGUY, travail qui pour ne pas être exclusivement orienté vers l'analyse morphologique du paysage, lui concède néanmoins une bonne part. La même année, J. CHARDONNET livre le fruit de ses minutieuses observations sur le relief des régions alpines comprises entre Galibier, moyenne Durance et Verdon. En 1948, ce sera au tour de E. de VAUMAS, avec une volumineuse mise au point sur la structure et la morphologie des Alpes du Sud. Deux années plus tard, R. BLANCHARD clôt provisoirement les publications concernant la région, avec la parution d'un nouveau volume de son grand ouvrage sur les Alpes occidentales, consacré cette fois aux Alpes du Sud.

Durant toute cette période, il est incontestable que ces pionniers de la géomorphologie des Alpes du Sud, ont réalisé un remarquable travail de défrichage morphologique. Cependant, principalement soucieux de montrer à quel point la structure géologique intervenait dans les formes du relief, ces chercheurs ont livré des notes qui ont rapidement souffert de deux insuffisances :

- Bien que toutes ces recherches aient pu prendre appui sur une compréhension du sous-sol de la région déjà assez poussée (on pense notamment à la synthèse de Gignoux et Moret, en 1938), la connaissance géologique du Briançonnais va, à partir des années cinquante, singulièrement progresser (cf. partie précédente). Par suite,

un assez grand nombre de considérations émises à cette époque sur la morphologie régionale se sont trouvées en porte-à-faux.

- De plus, la part consacrée à la géomorphologie climatique y est très restreinte, et par conséquent un vide scientifique restait à combler dans ce domaine intra-alpin.

2. 4. 2. 2. - La fin des années soixante et le retour au Briançonnais

Il faudra pourtant patienter près de vingt ans pour que la région fasse à nouveau l'objet d'études morphologiques. En effet, c'est seulement en 1970, que B. FRANCOU effectuera, dans le cadre d'un Travail d'Etudes et de Recherches (T.E.R.) réalisé à l'Institut de Géographie Alpine de Grenoble, une analyse détaillée de la morphologie du haut bassin de la Guisane. Déjà dans ce premier essai, écrit par celui qui deviendra l'un des plus éminents spécialistes de l'éboulement en haute montagne, la problématique n'est plus essentiellement posée en termes de reliefs structuraux, mais ambitionne aussi de saisir les conditions morphoclimatiques de l'évolution des versants. Dans cette optique, l'auteur soulève notamment la question des héritages et des séquences morphogéniques récentes, et par voie de conséquence, l'épineux problème des fluctuations de l'englacement régional.

Il sera suivi dans cette voie par deux recherches glaciomorphologiques menées l'année suivante par Ch. FRANCOU et H. GONNET. Effectuées également par des étudiants de l'Institut de Géographie Alpine, ces travaux représentent une source rare d'informations, car les glaciers des montagnes comprises entre Guisane et Vallouise n'ont fait l'objet d'aucune autre analyse approfondie. Seul le glacier d'Arsine a recueilli les faveurs de plusieurs glaciologues dont les études ont été menées principalement à la demande du Service R.T.M., pour des raisons qui seront exposées ultérieurement. Pour les autres, il faut se contenter, ça et là, de quelques renseignements, dont le manque de précision interdit toute exploitation fructueuse.

Par la suite, l'accessibilité en toute saison de la zone Lautaret-Galibier va permettre la mise en place d'importantes campagnes de mesures, dont les résultats permettent de mieux appréhender l'évolution actuelle des versants

de haute montagne, soumis à des conditions morphodynamiques périglaciaires optimales.

2. 4. 2. 3 - Les travaux récents menés dans le secteur du Lautaret - Galibier

«J'ai entrepris mes premiers travaux dans les Alpes vers 1970, et comme les éboulis étaient trop souvent sur mon chemin conduisant aux grandes parois ou vers les cimes, je n'ai guère eu le choix...»

B. FRANCOU, 1988

A cet effet, B. FRANCOU va s'investir dans l'observation scrupuleuses des formes d'éboulis de la haute Guisane et de la haute Clarée. Ces premières investigations vont d'ailleurs faire l'objet d'articles (1977a et b), dans lesquelles l'auteur soulève le problèmes de filiation de formes et de processus le long des talus d'éboulis.

Engagés d'abord sous forme naturaliste, les travaux menées par B. FRANCOU vont, dès 1979, rapidement prendre l'aspect d'une campagne de mesures systématiques le long de versants expérimentaux en milieu naturel. Cette nouvelle orientation des recherches, qui exige naturellement un lourd appareillage technique, va également nécessiter un terrain aisément fréquentable toute l'année. C'est ainsi que pour des raisons logistiques la combe de Laurichard s'imposa d'autant plus, qu'elle constitue un véritable musée de formes périglaciaires d'altitude. A partir de 1981, les premiers résultats obtenus vont faire l'objet de multiples publications, dont la plus remarquable est constituée par une thèse de doctorat d'état véhiculant une somme considérable de données, jusqu'alors inexistantes dans les Alpes.

Outre ces investigations menées par B. FRANCOU dans la combe de Laurichard, le secteur du Lautaret-Galibier a fait l'objet, dans le cadre d'une action concertée "Briançonnais" soutenue par la Délégation Générale à la Recherche Scientifique et Technique (D.G.R.S.T.), d'un important programme de mesures morphodynamiques. Effectuée, entre 1976 et 1979, par le groupe "Montagne" du Laboratoire de Géographie Physique de

l'Université de Paris VII, cette étude détaillée a porté (comme les relevés climatologiques mentionnés précédemment) sur le versant d'adret de la Tête Noire du Galibier (1900-2843 m). Durant ces cinq années, O. DOLLFUS, B. KAISER et M. LECOMPTE assurèrent le noyau permanent d'une entreprise dans laquelle C. SERRATE s'impliqua également.

Cette action, menée sur un versant d'alpage afin d'y «*déterminer des secteurs et des niveaux de fragilité, eu égard aux contraintes naturelles et pastorales observées*» (Kaiser, 1981), a été complétée par les travaux de P. WESTPHAL (1982), et surtout de E. CHALAUX (1982 à 1984), consacrés également à la géodynamique actuelle de ce versant. En position générale d'interfluve entre les vallons de Rif Blanc à l'Est et du Galibier à l'Ouest, cette unité topographique possède des caractéristiques géomorphologiques complètement différentes de la combe de Laurichard. C'est pourquoi, les travaux qui y ont été réalisés apportent un complément de premier ordre aux recherches menées par B. FRANCOU.

En dernier lieu, il convient de mentionner une très intéressante étude sur la "morphologie des corniches et des éboulis actifs dans le massif des Cerces-Grand Galibier" (Dellion, 1986). S'appuyant à la fois sur une observation rigoureuse des formes, mais aussi sur une lourde campagne de mesures et d'échantillonnages, l'auteur de ce mémoire propose une typologie des systèmes morphodynamiques corniche/éboulis, fondée essentiellement sur le critère lithologique.

2. 4. 3 - Les dossiers techniques et les rapports à caractère local

Les Services de Restauration des Terrain de Montagne représentent, à ce propos un organisme clef. Nés à la fin du siècle dernier d'un courant d'opinion qui rendait les déboisements et les pratiques pastorales responsables de l'érosion désastreuse des versants montagnards, et dont le plus illustre animateur fut A. SURELL pour les Hautes-Alpes (1841), ils gèrent, à l'échelon départementale, un patrimoine scientifique et technique considérable.

Les documents consultables sont de plusieurs natures. Les plus fréquents sont les comptes rendus de tournées effectuées régulièrement par les ingénieurs et les techniciens du service dans les bassins versants estimés les plus instables. Il peut s'agir également d'enquêtes préalables aux demandes de permis de construire ou à la réalisation des Plans d'Occupation des Sols (P.O.S.). Enfin, le R.T.M. sollicite fréquemment les compétences d'autres organismes afin d'effectuer des recherches poussées dans certaines secteurs jugés sensibles. Ceci donne lieu à des rapports parfois très techniques qui apportent des renseignements de première importance pour l'estimation des risques potentiels.

La vallée de la Guisane a fait l'objet, compte tenu du niveau d'urbanisation et d'équipement engendré par la station de Serre-Chevalier, d'une attention toute particulière de la part du service R.T.M. des Hautes-Alpes. Par suite, les dossiers concernant ce bassin versant se sont accumulés rapidement. Outre les correspondances officielles, les rapports de gendarmerie ou des services techniques des mairies, ces dossiers contiennent plusieurs études réalisées antérieurement.

2. 4. 3. 1 - les études ponctuelles menées en zones sensibles

Le 9 juillet 1981, à la suite d'un orage d'une exceptionnelle intensité, le torrent du Verdarel a provoqué des dégâts considérables dans la commune de St-Chaffrey (habitations endommagées, pont emporté, terres agricoles engravées, etc.). Ce phénomène catastrophique a amené les élus, ainsi que la Direction Départementale de l'Agriculture, à confier au Centre d'Etudes Techniques de l'Equipement (C.E.T.E., 1982) d'Aix-en-Provence une étude visant à préciser les caractéristiques géologiques et géomorphologiques du secteur. Pour cela, le Laboratoire Régional d'Aix-en-Provence a effectué, au-delà d'une inspection rigoureuse des rives, une reconnaissance géophysique qui a permis d'établir vingt profils sismiques précisant l'épaisseur des formations superficielles dans les zones critiques.

Plus récemment, des désordres affectant les barrages de correction du torrent de La Salle, entre 1530 et 1650 m, ont incité Monsieur COCHETEAU, à l'époque ingénieur au service R.T.M. des Hautes-Alpes, à solliciter l'intervention de l'Association pour le Développement des

Recherches sur les Glissements de Terrain (A.D.R.G.T., 1986). Une étude fut donc engagée en vue de préciser, à la fois les dispositifs de stabilisation des berges, mais aussi les meilleures implantations pour la reconstruction éventuelle des barrages. Ces travaux furent complétés par une importante campagne de prospection géophysique, puisque cinq profils sismiques et 19 sondages électriques ont été implantés dans les secteurs sensibles.

2. 4. 3. 2 - Le cas particulier du lac proglaciaire d'Arsine

Apparu pour la première fois sur les photographies aériennes de l'I.G.N. en 1952, le lac d'Arsine s'est ensuite progressivement développé en arrière d'un puissant système morainique édifié au "Petit âge glaciaire". Dès 1969, cette extension rapide a retenu l'attention de L. LLIBOUTRY qui a aussitôt proposé à deux étudiants une étude détaillée du glacier d'Arsine et du lac qui le devance (Tournier, 1970 et Echevin, 1971). Ceux-ci furent amenés, compte tenu du volume encore relativement modeste du lac (530.000 m³) et de la hauteur des digues morainiques qui le dominaient (12 à 18 m), à des conclusions optimistes concernant les risques de vidange brutale. Par suite, la surveillance du site fut provisoirement suspendue.

Cependant, l'augmentation inquiétante du niveau du lac, constatée dès 1983 par les membres du Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement, les a conduit à reprendre l'examen détaillé du secteur. Ainsi, une équipe de neuf personnes engagea en juillet 1985 une lourde campagne de mesures topographiques, bathymétriques et géophysiques, dont les résultats particulièrement alarmants (L.G.G.E., 1985), poussèrent M. VALLON, responsable de l'affaire, à alerter les pouvoirs publics. Des examens supplémentaires ont alors été réalisées à l'initiative du service R.T.M. de Gap, afin de mieux cerner les risques potentiellement induits par le lac proglaciaire d'Arsine.

Une première étude fut ainsi conduite l'année suivante par JP. VILA (1986) en vue d'estimer les possibilités de submersion de la moraine frontale par l'onde de propagation issue d'un vêlage du glacier d'Arsine. Au même titre que la chute de séracs, la déstabilisation du cordon morainique par glissement de terrain a été envisagée comme cause éventuelle de vidange du lac. C'est pourquoi, P. ANTOINE et J. MONNET (1986), sous l'égide de

l'Institut de Recherches Interdisciplinaires de Géologie et de Mécanique de Grenoble (I.R.I.G.M.), ont abordé l'aspect géotechnique du problème. Un dernier complément fut apporté au dossier, avec l'étude menée par G. DEGOUTE (1986) visant à évaluer le volume et la vitesse de la lame d'eau qui pourrait, en cas de purge brutale du lac, transiter dans le vallon du Petit Tabuc pour rejoindre la vallée principale à la hauteur du hameau du Casset.

Il est à souligner que sur le plan cognitif, les résultats qui ont été obtenus dans le secteur d'Arsine sont d'une grande valeur, car ils sont le fruit d'une mobilisation peu fréquente de compétences scientifiques et techniques que seule une situation d'exception peut rassembler.

2. 4. 3. 3 - Les études plus générales

En premier lieu, il convient de signaler l'étude conduite par le Bureau Central d'Etude pour les Equipements Outre-Mer de La Grande-Motte (B.C.E.O.M., 1990), dont l'objectif était de définir un schéma d'aménagement du fond de la vallée sur les bases d'une identification des conditions d'écoulement de la Guisane, afin de prémunir les infrastructures existantes ou projetées des crues du cours d'eau. Pour cela, de nombreuses mesures ont été réalisées pour déterminer les débits de projets, la quantité de matériaux transportés et l'évolution récente du lit. Ce travail apporte un complément de premier choix à l'étude, déjà très riche, effectuée par E. CARENCO (1982) sur les modalités d'alimentation des sources et des torrents, en relation avec le contexte géologique.

Pour achever cette longue liste des travaux qui ont déjà été réalisés dans la vallée de la Guisane, je ne saurais oublier de mentionner la fructueuse collaboration que j'ai engagé, au début de l'année 1991, avec P. CHONE (1991). Aujourd'hui ingénieur agronome, celui-ci avait à cette époque entrepris, dans le cadre de son rapport de fin d'étude à l'Institut Supérieur d'Agriculture de Lille (I.S.A), des recherches concernant les risques naturels dans la vallée de la Guisane. C'est d'un commun accord qu'il a été rapidement envisagé d'unir nos efforts, en effectuant sur le terrain des recherches complémentaires. C'est ainsi, que mon travail de cartographie

géomorphologique s'est enrichi (et inversement) des observations effectuées par P. CHONE dans le lit des torrents.

Cette démarche nous a permis d'acquérir une connaissance relativement poussée des bassins versants, condition *sine qua non* à un diagnostic rationnel concernant l'activité torrentielle.

II - LA DÉMARCHE PERSONNELLE

«L'analyse géomorphologique est d'un précieux secours pour établir une carte des zones à risques. Non seulement elle est à la base de l'identification des zones d'instabilité déclarée dans la mesure où les manifestations de mouvements de terrain ou d'action des eaux courantes ont fait l'objet de levés, mais également elle permet de discerner les formes qui sont susceptibles d'être atteintes par un ou plusieurs processus engendrant l'instabilité, et celles qui ont toutes chances de rester stables, du moins dans un proche avenir»

DUMAS et al. (1984)

Dans un premier temps, c'est cette méthode d'investigation qui a été retenue, et une grande partie de mes recherches a consisté en une transcription systématique de toutes les observations faites à propos des formes du relief et des processus qui conditionnent son évolution. Imposée à la fois par ma formation mais aussi par la surface du bassin versant de la Guisane qui rend toute approche quantitative longue et onéreuse, cette démarche naturaliste s'est ensuite agrémentée de travaux complémentaires. Ceux-ci ont principalement pris l'aspect de mesures pratiquées dans une zone témoin, et réalisées en collaboration avec le lycée de Briançon, sous les auspices de Monsieur R. LESTOURNELLE, professeur de sciences naturelles.

1 - ANALYSE DU CONTEXTE MORPHOLOGIQUE

1. 1 - L'EXAMEN DES PRISES DE VUES AÉRIENNES

L'examen approfondi des photographies aériennes auquel je me suis livré tout au long de mes recherches, est venu épauler à plusieurs reprises mon travail.

Tout d'abord, il offre la possibilité d'appréhender les principales caractéristiques du terrain, avant d'en entreprendre la visite. Cette phase

préparatoire, qui s'est accompagnée d'une lecture minutieuse des documents géologiques disponibles, m'a ainsi permis d'accéder au premier objectif que je m'étais préalablement fixé, à savoir l'ébauche d'une carte géomorphologique sur laquelle était systématiquement reportées toutes les formes décelées, ainsi que les secteurs suscitant un examen détaillé *in situ*. Par suite, les itinéraires suivis lors de la période de prospection sur le terrain ont été établis avec précision, afin de concentrer les observations dans les zones capitales, sans pour autant ignorer l'environnement géomorphologique circonvoisin.

Durant le travail sur le terrain, la vision stéréoscopique se révèle également fort utile, et le recours aux clichés aériens est souvent aussi intensif que l'emploi des fonds topographiques ou des cartes géologiques. Ceci est particulièrement vrai pour la cartographie des secteurs complexes, ou des formes trop étendues pour être correctement discernées sur place. Après des observations soigneusement menées sur le terrain, ces zones peuvent d'ailleurs faire l'objet d'une nouvelle photo-interprétation globale, afin d'aboutir à un compromis cartographique qui entend donner à la fois une bonne vision d'ensemble, mais aussi le détail de chaque forme.

Au-delà du soutien qu'il apporte à la cartographie des formes du relief, l'examen des prises de vues aériennes m'a également permis d'acquérir quelques éléments concernant le contexte morphogénique passé et actuel de cette région de haute montagne. Ainsi, même si il est impossible d'établir une chronologie détaillée sur la seule base d'une photo-interprétation, il est par contre aisé de distinguer, en fonction notamment de l'état du couvert végétal (Perrier, 1972), les formes fonctionnelles des héritages morphologiques. Cette approche a d'ailleurs été prolongée par la consultation de missions antérieures qui témoignent à la fois du recul rapide des glaciers, mais aussi de l'abandon de l'entretien des versants attestée par une reprise de la végétation sauvage (essentiellement constituée de broussailles et d'arbustes).

1. 2 - LA PROSPECTION SUR LE TERRAIN ET L'INVENTAIRE DES INDICES D'INSTABILITÉ

La prospection sur le terrain représente le fondement essentiel de cette étude. En effet, après avoir déterminé lors de la phase préparatoire le cadre

morphostructural des recherches, le levé de terrain permet d'identifier et de décrire de manière très précise les formes décelées sur les photographies aériennes, mais aussi de découvrir des éléments du paysage qui échappent, compte tenu de l'échelle des clichés utilisés, à l'observation stéréoscopique.

Cette procédure indispensable à toute tentative d'évaluation des risques inhérents à la dynamique des versants, a permis de dresser un répertoire hiérarchisé des formes et des processus d'érosion actifs, mais aussi de déterminer un certain nombre d'héritages géomorphologiques. Parmi ceux-ci, les mouvements de terrain anciens méritent une attention toute particulière, car leur déclenchement est le point de départ d'une succession d'autres processus qui tendent à estomper leur modelé originel. Par suite, leur détection nécessite une grande rigueur, basée sur la recherche minutieuse d'indices d'instabilités que l'on peut regrouper en cinq catégories (Guerémy, 1987b) :

- *Les manifestations géomorphologiques* : escarpement de tête, contre-pente, bourrelets et loupes coalescentes, masse rocheuse disloquée caractéristique des écroulements, ravinement, etc.
- *Les indices géologiques* : déformation des roches d'origine non tectonique, dépôts corrélatifs des mouvements tels que les coulées à blocs.
- *Les témoignages de la végétation* : arbres basculés, végétation hygrophile qui souligne les zones humides, alignement d'arbres le long des fissures obturées et gorgées d'eau, etc.
- *Les indications fournies par les zones humides* : eaux stagnantes sur les contre-pentes, sources et suintements.
- *Les atteintes aux oeuvres humaines* : maisons et murs fissurés, routes déformées, canalisations rompues, etc.

Cette démarche naturaliste a permis de mettre en évidence l'existence d'un grand nombre de mouvements de terrain dont le modelé de détail, révélateur de l'ancienneté du phénomène et de son degré d'activité actuel, fut utilisé comme premier critère de gradation des risques morphodynamiques.

De plus, la prospection sur le terrain, m'a permis de replacer certains de ces mouvements de masse dans les grandes phases d'évolution morphogénique de ce bassin versant de haute montagne. Outre le fait qu'elle comporte un intérêt purement scientifique, la chronologie relative à laquelle j'ai abouti, m'a fourni une base supplémentaire de classification et de gradation de l'intensité des aléas naturels.

2 - LES TRAVAUX COMPLÉMENTAIRES

2.1 - LES ANALYSES DE LABORATOIRE

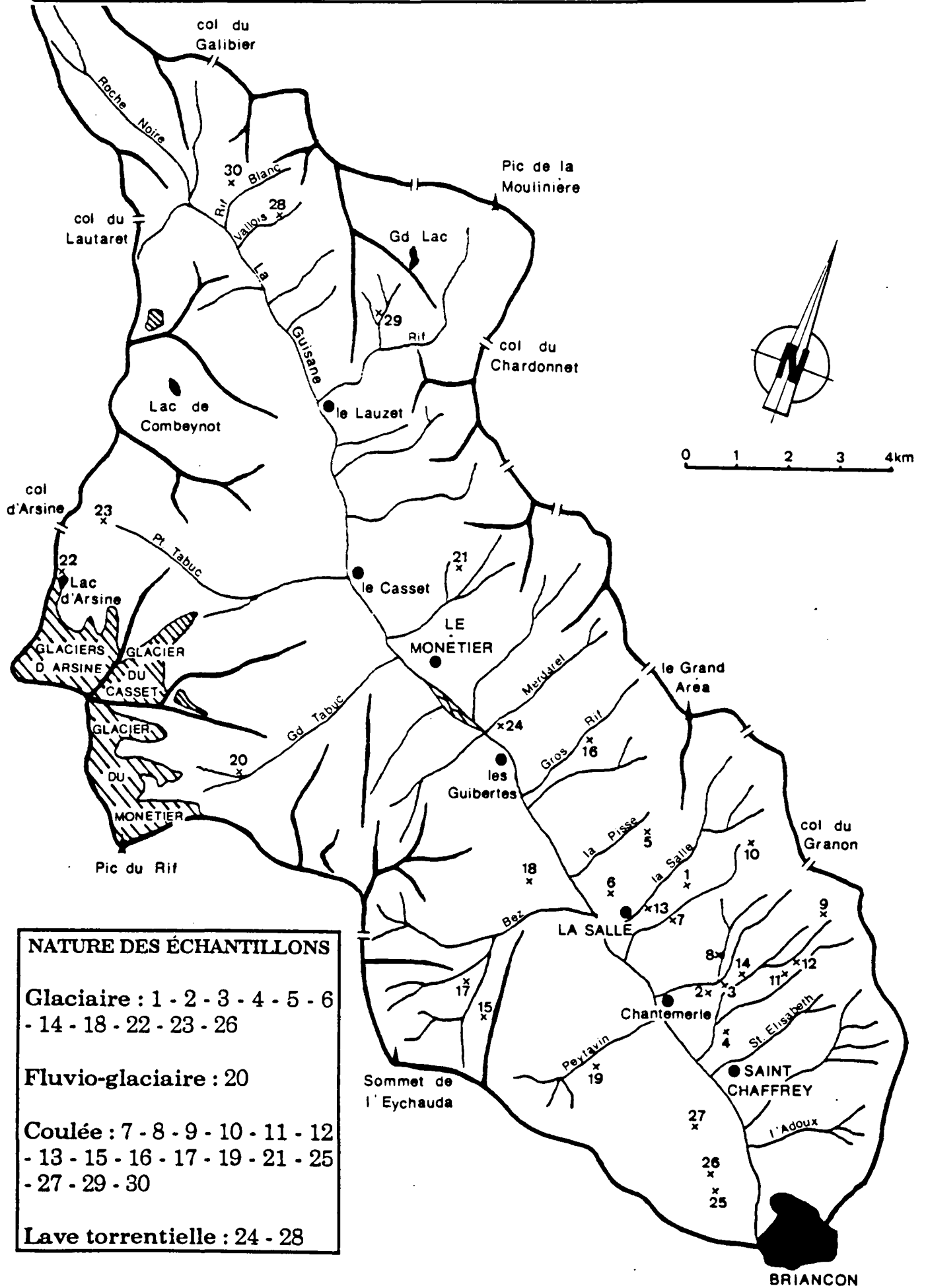
Au cours de la campagne de terrain, trente prélèvements ont été effectués afin de mieux cerner les caractéristiques des matériaux glissés et des formations susceptibles de se déstabiliser. La localisation des échantillons (précisée sur la figure n° 3) et l'aspect de l'affleurement lors du prélèvement sont rassemblés en fin d'ouvrage dans l'annexe 2. 1.

Afin de clarifier au mieux la présentation des résultats, les échantillons ont été répartis en quatre groupes, en fonction de leur nature géomorphologique. Ainsi ai-je distingué les dépôts morainiques (Gl), les matériaux de coulées à blocs (Co), les formations se rapportant aux laves torrentielles (Lt) et les accumulations fluvio-glaciaires (Fl).

Tous ces échantillons ont fait l'objet d'analyses granulométriques dont les résultats seront ensuite comparés avec ceux obtenus lors de la détermination des limites d'Atterberg (cf. annexe 2. 2). Par contre, l'hétérométrie trop accentuée des matériaux, m'a conduit à ne pas tenter de mesures des caractéristiques mécaniques, nécessaire aux calculs de stabilité des pentes. En effet, les formations rencontrées lors de la prospection sur le terrain (dépôts morainiques, coulées à blocs, éboulis, etc.) présentent des granulométries à la fois très étendus (des matrices argilo-silteuses aux blocs pouvant atteindre plusieurs mètres cubes), mais également discontinues dans l'espace, étant donné le caractère souvent lenticulaire des dépôts.

De ce fait, le prélèvement d'échantillons non-remaniés vraiment représentatifs s'est révélé impossible car la seule solution pour obtenir des résultats véritablement fiables, aurait consisté en la réalisation d'essais de

FIG. 3 - SITUATION GÉOGRAPHIQUE DES ÉCHANTILLONS PRÉLEVÉS



NATURE DES ÉCHANTILLONS

Glaciaire : 1 - 2 - 3 - 4 - 5 - 6
- 14 - 18 - 22 - 23 - 26

Fluvio-glaciaire : 20

Coulée : 7 - 8 - 9 - 10 - 11 - 12
- 13 - 15 - 16 - 17 - 19 - 21 - 25
- 27 - 29 - 30

Lave torrentielle : 24 - 28

cisaillement *in situ* sur des échantillons de grande dimension, tels qu'ils sont pratiqués actuellement par la Division "Protection contre les Erosion" du C.E.M.A.G.R.E.F. sur les dépôts de laves torrentielles.

2. 2 - LA MISE EN PLACE D'UN PROJET D'ACTION EDUCATIF CONCERNANT LES RISQUES NATURELS EN BRIANCONNAIS

Plus récemment, il m'est apparu nécessaire d'effectuer des mesures ayant pour objet l'évaluation du degré d'activité d'un mouvement de terrain. Cette nouvelle orientation des recherches, qui requiert la mise en place d'un équipement adéquat, a été rendue possible grâce à la collaboration fructueuse qui s'est engagée dès l'été 1990 avec Monsieur R. LESTOURNELLE, professeur de sciences naturelles au lycée d'altitude de Briançon et Président de la Société géologique et Minière du Briançonnais, ainsi qu'avec le service R.T.M. des Hautes-Alpes.

C'est d'un commun accord qu'il a alors été envisagé d'élaborer un Projet d'Action Educative, visant à la fois à sensibiliser les élèves à la notion de risque naturel par l'étude concrète d'un bassin versant particulièrement instable, mais aussi à apporter des données quantifiées concernant le déplacement d'un mouvement de masse. Parallèlement à ce travail de terrain, un questionnaire a été élaboré puis proposé à la population locale afin d'apprécier sa connaissance des risques naturels.

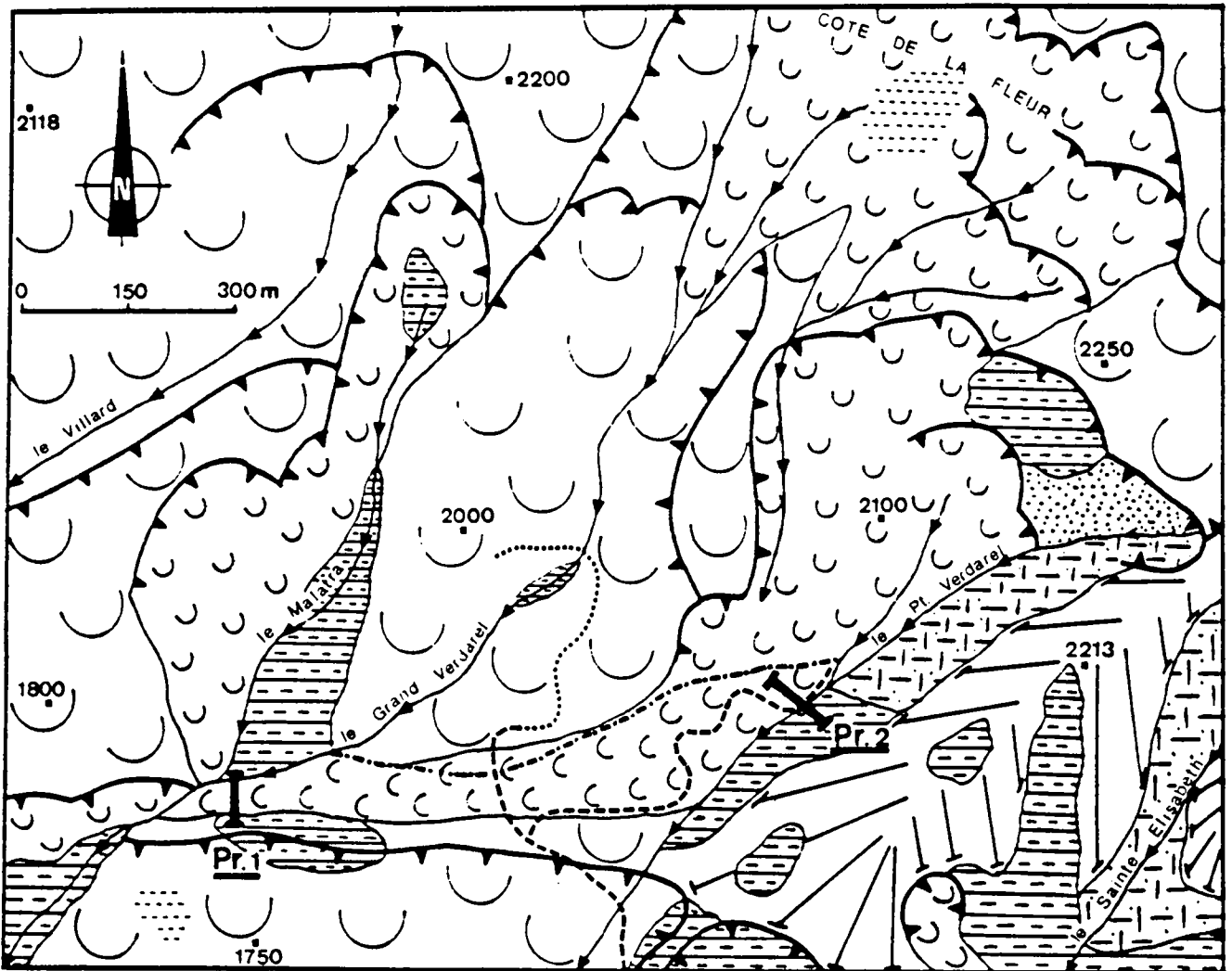
2. 2. 1 - Le coeur du projet : la vitesse de déplacement d'une coulée

2. 2. 1. 1 - Le choix du site














Le site retenu pour cette campagne de mesures devait répondre à trois préoccupations fondamentales :

- Compte tenu du contexte de ces recherches, la coulée choisie devait accuser un déplacement suffisamment rapide pour que l'on puisse obtenir, durant l'année scolaire 1990/91, des résultats significatifs.

FIG. 4 - SITUATION GÉOGRAPHIQUE ET CONTEXTE GÉOMORPHOLOGIQUE DES ÉQUIPEMENTS IMPLANTÉS SUR UNE COULÉE A BLOCS



LEGENDE

| | | | |
|--|--|---|--|
|  | LE SUBSTRAT Quartzites |  | MOUVEMENTS DE TERRAIN Niches d'arrachement |
|  | Houiller |  | Coulées anciennes (stabilisées ?) |
|  | L'HYDROLOGIE Torrents |  | Coulées actives |
|  | Zones humides |  | EQUIPEMENTS HUMAINS Chemins d'exploitation |
|  | DOMAINE PERIGLACIAIRE Eboulis actifs |  | Sentier |
|  | Eboulis stabilisés |  | Dérivation du Petit Verdarel |
| | |  | Pr. Lignes de piquets |

- Le terrain sélectionné devait également correspondre à un secteur reconnu dangereux, et dont l'évolution géomorphologique est susceptible de porter atteinte aux oeuvres humaines, ceci afin d'être soutenu, voire aidé, par les institutions locales et régionales préoccupées par ces problèmes (mairie, Conseil Régional, Conseil Général).

- La participation des élèves de trois classes de seconde à la mise en place de l'équipement sur le terrain, imposait des contraintes logistiques qui ne pouvait être négligées. C'est pour cette raison que le choix de la coulée devait être également guidé par l'accessibilité du site.

Dans ces conditions, le bassin versant du torrent du Verdarel s'est résolument imposé. En effet, durant la dernière décennie, les débordements de celui-ci ont occasionnés des dégâts considérables dans la commune de St-Chaffrey. Ces crues à laves torrentielles, consécutives à de violents orages, sont également liées à la présence de nombreux mouvements de terrain dont la plupart semblent aujourd'hui encore actifs. Le choix s'est donc porté sur l'un d'entre eux, et plus précisément sur la coulée qu'empreinte la dérivation du Petit Verdarel, dont l'accès rapide est autorisé par le chemin carrossable d'Izouard (Fig. 4).

2. 2. 1. 2 - La technique employée

La coulée a été équipée de deux lignes de piquets métalliques (fig. 4), d'un diamètre de 1 cm et d'une longueur de 1,20 m. Ils ont été enfoncés dans le sol sur une profondeur de 50 cm. Dix piquets espacés d'environ 5 m ont ainsi été mis en place le long de chaque profil.

En raison de l'irrégularité de la topographie, il était inconcevable d'obtenir un alignement irréprochable des jalons lors de l'implantation. Ceux-ci ont donc été approximativement alignés à l'aide d'un fil tendu, puis nous avons mesuré, à l'aide d'un théodolite, le décalage des piquets par rapport à cette ligne de référence (avec une précision de l'ordre du demi centimètre).

Le choix de l'emplacement exact de ces lignes repères fut subordonné à la recherche de points fixes, nécessaires à la détermination des vitesses de déplacement d'un mouvement de terrain. Dans la partie inférieure, l'existence d'affleurements rocheux (grès houillers), de part et d'autre de la coulée, a permis de résoudre rapidement ce problème. En revanche, vers l'amont, l'instabilité générale de la rive droite (fig. 4) nous a contraint à utiliser le piquet n° 1 (situé à l'ouest de l'alignement) comme second point de référence. Dans ce cas, le mouvement de la coulée ne peut bien évidemment pas être estimée avec précision, cependant on pouvait escompter obtenir un déplacement relatif des repères.

Mis en place le 8 novembre 1990, ce dispositif a fait l'objet de nouvelles mesures le 18 avril 1991, ainsi que le 7 juin 1991. Bien que la technique employée soit assez rudimentaire, l'objectif recherché fut atteint, et un déplacement en masse de la coulée a pu être mise en évidence.

2. 2. 2 - L'enquête conduite auprès de la population locale

Naturellement, l'ambition de ce projet n'était pas de réaliser une enquête sociologique au sens strict du terme, qui exigeait l'établissement d'un échantillon représentatif et l'interrogation de 1000 personnes, mais plutôt de réaliser un sondage d'opinion sans méthode de quota, technique d'investigation plus adaptée au contexte de ces recherches.

Ainsi, en s'inspirant quelque peu des enquêtes aréolaires rétrospectives, les élèves de trois classes du Lycée de Briançon ont proposé dans leur entourage, un questionnaire (Fig. 5) visant essentiellement à apporter des éléments supplémentaires concernant les phénomènes géologiques passés (notamment au niveau du déroulement des faits), et par voie de conséquence, compléter le répertoire des risques naturels dans la région.

Au-delà de cet objectif premier, le dépouillement de près de 100 fiches, a permis d'extraire un certain nombre de données pertinentes à propos de la perception des risques naturels dans la population locale. Considérant bien que ces informations ne peuvent, étant donné la méthode utilisée, en aucun

Lieu de résidence précis (commune, quartier, lieu-dit) :

Age :

1 - Avez-vous eu **connaissance de phénomènes naturels** ayant un caractère exceptionnel, qui se soit produits en Briançonnais : *Oui - Non*

2 - Si oui, de **quel phénomène** naturel s'agissait-il (plusieurs fiches peuvent être utilisées)

3 - A **quel endroit** précis s'est-il produit

4 - A **quelle date** (Jour, mois, année)

5 - A **quel moment de la journée**

6 - Comment en avez-vous été **informé**

6. 1 - Constat personnel (précisez le contexte)

6. 2 - On vous en a parlé

6. 2. 1 - Des parents 6. 2. 2 - Des amis 6. 2. 3 - Des connaissances

6. 3 - Vous en avez eu connaissance par les médias

6. 3. 1 - Le journal local 6. 3. 2 - Un journal national

6. 3. 3 - La radio locale 6. 3. 4 - La radio nationale

6. 3. 5 - La télévision 6. 3. 6 - Autres cas (précisez)

7 - Quelles en ont été les **conséquences**

7. 1 - Impressionnantes sans plus (décrivez)

7. 2 - Destruction d'oeuvres humaines (veuillez précisez de manière précise)

7. 2. 1 - Route 7. 2. 2 - Pont

7. 2. 3 - Bâtiment 7. 2. 4 - Autre édifices

7. 3 - Victimes humaines

7. 3. 1 - Combien au total (blessés et morts éventuels)

7. 3. 2 - Dans quelles conditions ont eu lieu ces accidents

8 - Disposez vous de **documents concernant ces événements** (photographies, coupures de journaux, etc.). Si oui, accepteriez vous de les prêter pour que des reproductions puissent être réalisées.

FIG 5 - Questionnaire d'enquête sur "La connaissance par la population locale des risques naturels dans le Briançonnais"

cas faire office de référence inébranlable, elles possèdent néanmoins l'avantage d'être le fruit d'une approche encore trop peu répandue en France en matière de risques naturels. Celle-ci est le résultat d'un travail d'équipe inédit, issu de la collaboration fructueuse entre scientifiques, techniciens et non-spécialistes sensibilisés par ces problèmes.

III - TRANSCRIPTION ET CARTOGRAPHIE DES DONNÉES

1 - LA CARTE GÉOMORPHOLOGIQUE A 1/10.000

La maquette de la carte géomorphologique à 1/10.000 qui est associée à ce mémoire s'éloigne sensiblement des normes d'établissement habituellement respectées en ce domaine (Tricart, 1972). C'est pourquoi, il convient ici d'insister sur les options qui ont été retenues pour cet essai cartographique, et de les justifier en présentant les motifs qui ont amené ces choix.

1. 1 - LA REPRÉSENTATION DU SUBSTRAT ET DES FORMATIONS SUPERFICIELLES

Situé sur une remarquable zone de contact géologique, le haut bassin versant de la Guisane s'étend d'une part sur le domaine pennique briançonnais, d'autre part sur la terminaison septentrionale du môle cristallin externe des Ecrins-Pelvoux, essentiellement représentée par le massif du Combeynot. A la fois socle et nappe parautochtone chevauchante sur le synclinale jurassique du col d'Arsine, l'originalité géologique de ce dernier le rendait difficilement intégrable dans la classification des grands types de régions structurales couramment employée dans la cartographie géomorphologique.

De plus, la grande hétérogénéité des roches sédimentaires qui composent la région m'aurait contraint à multiplier les figurés de couleur rouge (correspondant aux chaînes plissées), qui seraient rapidement devenues indiscernables sur la maquette.

Dans ces conditions, l'affectation d'un seul coloris à chaque grand type de région structurale devenait illusoire. C'est pour cette raison que j'ai eu recours à plusieurs teintes plates appliquées au feutre (parfois assorties de figurés ponctuels noirs en surcharge) pour représenter le substrat, en prenant garde de réserver les nuances roses pour les roches magmatiques et

cristallophylliennes afin que le contraste visuel avec les terrains sédimentaires soit préservé.

Cette méthode de représentation se distingue de celle utilisée pour signifier les formations superficielles, pour lesquelles j'ai eu recours à une trame de fond apposée au crayon de bois et assortie de figurés ponctuels de même couleur, symbolisant l'aspect et la granulométrie des débris. Ce procédé, qui ne respecte pas le principe d'un fond blanc pour les roches meubles édicté par la R.C.P. 77 (Tricart, 1972), a été motivé à la fois par des raisons purement pratiques, mais aussi par le souci d'offrir aux aménageurs un documents sur lequel les recouvrements quaternaires apparaissent à égale valeur que le substratum.

1. 2 - DES CHOIX CARTOGRAPHIQUES ADAPTÉS A L'UTILISATION D'UNE GRANDE ÉCHELLE

On sait à quel point les rapport entre le cadre structural et les formes du relief changent de nature en fonction de l'échelle à laquelle on se place. C'est pourquoi, l'utilisation du 10.000^{ème} m'a amené a faire un certain nombre de choix quant aux données à reporter sur la carte géomorphologique.

Comme il fut précisé dans le premier chapitre ("Outils et données de bases utilisés"), cette échelle est particulièrement bien adaptée à la représentation des processus morphodynamiques et des formes qu'ils engendrent. C'est dans cette optique, que le cadre morphostructural a été délaissé, au profit de la représentation des liens génétiques qui relient les formes voisines. Par exemple, les symboles se rapportant aux crêts, barres ou escarpements de chevauchement n'ont pas été reportés sur la carte, afin que ceux réservés aux types de roches, avalanches, ou encore chutes de blocs soient mieux mis en valeur. Il en va de même pour les délimitations de cirques glaciaires, dont on pourra déduire la présence à partir de données corrélatives (existence effective d'un glacier, dépôts morainiques, tracé des lignes de crêtes, altitude, etc.).

Cette sévère sélection cartographique, dont l'objectif principal est d'éviter l'adjonction de données inadaptées qui rendrait le document complexe et hermétique, n'est justifiable que par l'utilisation systématique de

cartes complémentaires qui rendent compte, à des échelles plus petites, (1/100.000), des données du relief qui n'apparaissent pas sur la feuille géomorphologique originale.

1. 3 - LA REPRÉSENTATION DES MOUVEMENTS DE TERRAIN

La représentation uniforme (dans une seule teinte) des mouvements de terrain sur une carte géomorphologique se heurte à deux concepts antagonistes :

- D'une part, l'expression "mouvement de terrain" rassemble toutes les formes de déplacements subies par les roches, les formations superficielles et les sols. De ce fait, certains phénomènes spécifiques à un système morphoclimatiques déterminé sont englobés par cette notion. C'est ainsi que la chute de pierre, sous l'effet conjugué de la gravité et de la gélifraction, peut être considérée comme un mouvement de terrain, au même titre que la reptation, ou encore la solifluction/gélifluxion.
- D'autre part, les normes de réalisation des cartes géomorphologiques préconisent l'utilisation de couleurs arrêtées pour individualiser les divers systèmes morphogéniques.

Dans ces conditions, il est impossible de représenter de manière homogène tous les mouvements de masse recensés sur le terrain. C'est pourquoi, il convient de distinguer les phénomènes endémiques qui sévissent dans des conditions climatiques particulières, des processus exceptionnels qui s'exercent dans des contextes environnementaux différents, et auxquels il faut adjoindre les formes qu'ils engendrent. Dans le premier cas, le report des informations sur la carte se fera dans la teinte attribuée au système morphogénique correspondant (par exemple violet pour les processus périglaciaires). Dans le second cas, on aura recours à la couleur brune, sans que celle-ci ait une quelconque connotation climatique.

Sur le modèle des cartes géomorphologiques françaises, des nuances d'intensité dans la teinte ont alors été apportées en fonction de l'âge des

formes et du degré d'activité des processus en cours. Les subdivisions qui ont été introduites s'organisent de la manière suivante :

- Les mouvements actifs qui subissent une évolution cyclique annuelle. Celle-ci se manifeste principalement au printemps, saison durant laquelle les conditions climatiques concourent amplement à la saturation en eau des matériaux (fontes des neiges et pluies fines qui pénètrent les terrains).
- Les mouvements dont la prospection rigoureuse a dévoilé un déclenchement et une activité récentes (période historique), mais qui semblent aujourd'hui plus ou moins assoupis. Cette catégorie rassemble également des cas de coulées au modelé peu révélateur, mais dont la mémoire collective atteste l'activité passée.
- Les mouvements anciens pour lesquels la stabilisation progressive des matériaux a entraîné un processus d'estompage du modelé primitif, sans pour cela en modifier fondamentalement l'aspect initial.

Ces derniers se distinguent des mouvements de terrain fossilisés dont la forme originelle est quasiment masquée sous des recouvrements quaternaires postérieurs. Par suite, ils souffrent d'une sous-représentation cartographique qui n'est relativisée que par l'emploi de flèches et de limites très incertaines en surcharge brune évoquant leur présence.

1. 4 - UNE SIMPLIFICATION CARTOGRAPHIQUE LIÉE AUX INCERTITUDES CONCERNANT LA DÉFINITION DES CHRONOSÉQUENCES MORPHOGÉNIQUES D'ALTITUDE

Si les palynologues, géomorphologues et quaternaristes alpins semblent aujourd'hui tous s'accorder sur un retrait précoce (antérieur à 15.000 B.P.) des grands appareils glaciaires de vallées, la définition des chronoséquences morphogéniques qui ont suivi est ici d'autant plus délicate que le bassin versant de la Guisane se situe au carrefour de deux zones géographiques (Alpes du Nord et Alpes du Sud) pour lesquelles les conceptions concernant les oscillations climatiques post-würmiennes divergent sensiblement.

Les incertitudes qui découlent de cette situation ne sont pas sans conséquences quant à la cartographie géomorphologique, pour laquelle la représentation des générations de formes successives constitue l'un des objectifs fondamentaux. En effet, plutôt que d'apporter au document des précisions illusoire et insidieuses, j'ai été contraint à limiter à un stade élémentaire les distinctions à propos des dispositifs morainiques et des glaciers rocheux.

Bien évidemment, certains secteurs feront l'objet d'une analyse plus détaillée sur les bases d'une argumentation géomorphologique. Néanmoins, en l'absence de toute datation absolue, ces considérations sur l'âge de ces formes restent sujettes à discussion et par conséquent, leur report sur la carte géomorphologique dénué de toute honnêteté scientifique.

2 - LES FICHES DE TORRENTS

2.1 - OBJECTIF VISÉ

Contrairement à la fiche questionnaire sur les mouvements de terrain, proposée par l'Institut Dolomieu et le B.R.G.M. (Antoine et *al.*, 1973), le document présenté ici n'est pas destiné à être utilisé durant la phase de prospection sur le terrain. A ce stade des recherches, il constitue tout au plus un aide-mémoire concernant les observations à effectuer *in situ* et les diverses données à collecter.

Au-delà de la description complète du bassin versant, la fiche a été élaborée dans le but d'obtenir une première interprétation concernant sa sensibilité face aux phénomènes naturels à caractère exceptionnel. C'est pour cette raison que sa réalisation exige le rapprochement des diverses informations recueillies (relevés, enquêtes, bibliographie, etc.), nécessaire à l'appréhension intégrale des processus morphodynamiques qui régissent l'évolution des versants. Par suite, le remplissage d'une telle fiche ne peut être envisageable que lors d'une phase ultime de synthèse, qui assurera au document son indispensable cohésion.

Bien que perfectibles, ces fiches signalétiques de torrents présentent un intérêt certain pour une étude telle que celle-ci. En effet, en associant

l'approche historique et l'analyse détaillée des contextes géographique et géologique, elles permettent de déboucher sur l'estimation des risques de déclenchement de laves torrentielles, nécessaire à la réalisation d'une carte des aléas naturels circonspecte.

De plus, la multiplication de ces fiches pourrait aisément conduire à la création d'une banque de données informatisée qui viendrait compléter l'atlas des risques majeurs dans les Hautes-Alpes (Fanthou, 1991). Celle-ci permettrait un traitement statistique des informations sur l'ensemble du département, et peut être de dégager un certain nombre de similitudes dans le comportement des torrents.

2. 2 - PRÉSENTATION DU CONTENU

Le cas du torrent de St-Joseph, situé au Nord du village de Monétier-les-Bains, constitue une bonne illustration de ces fiches signalétiques. En effet, son bassin versant rassemble sur environ 350 hectares (non compris le cône de déjection qui s'étend sur 75 hectares) la majeure partie des problèmes posés par le contrôle de l'activité torrentielle.

Jusqu'à 1880, date de la dernière crue torrentielle répertoriée, le St-Joseph débordait fréquemment, détruisant les cultures qui se développaient sur le cône, et coupant la route nationale. Ainsi, entre 1878 et 1903, de multiples aménagements ont été apportés au bassin versant (reboisement, implantation de seuils et barrages, drainages et clayonnages). Depuis une dizaine d'années, ce torrent entre à nouveau dans les préoccupations majeures du service R.T.M. de Gap, car la détérioration des équipements a entraîné une reprise d'érosion qui se manifeste par des ravinements et des coulées actives qui remanient des mouvements de terrain plus anciens. Dès lors, un état des lieux s'impose, besoin en grande partie satisfait par la réalisation d'une fiche signalétique (Fig. 6).

Celle-ci comporte d'abord une partie descriptive dont le but est de définir les contextes géographique et géologique du bassin versant considéré. Dans le cas d'une extension de l'aire d'étude (échelle départementale notamment), un feuillet destiné à recevoir les données climatologiques de la station la plus proche devrait bien évidemment être

adjoint. Le climat de la vallée de la Guisane faisant ultérieurement l'objet d'une analyse détaillée, cette option n'a pas été retenue pour l'exemple présenté ici.

Le second volet dresse l'inventaire des crues torrentielles qui ont pu être répertoriées. Même si le nombre, toujours trop restreint, d'événements survenus pour un torrent n'autorise pas de calculs statistiques significatifs, il permet néanmoins d'apprécier correctement l'intensité de l'activité torrentielle récente, et dans une certaine mesure, d'en appréhender la fréquence. C'est ainsi que dans le cas du St-Joseph, l'absence totale de sinistre durant le XX^{ème} siècle témoigne de l'efficacité des travaux de correction qui ont été réalisés.

L'ultime partie de la fiche a pour objectif de faire le bilan de la dynamique actuelle du milieu naturel, mais aussi d'apprécier l'état des éventuels ouvrages de correction. Pour cela, des figures peuvent être jointes au dossier, et notamment un croquis géomorphologique général (Fig. 6b), ainsi qu'un profil en long (Fig. 6c) Dès lors, il devient possible d'évaluer raisonnablement l'évolution probable des versants de l'unité orohydrographique, et d'exposer un certain nombre de propositions pour en limiter, voire annihiler l'efficacité.

Fig. 6a - Fiche signalétique du torrent de St-Joseph**IDENTIFICATION**

Département : Hautes-Alpes (05)

Commune : Le Monétier-les-Bains

Nom du torrent : Saint-Joseph (série R. T. M.)

Carte(s) topographique(s) I.G.N. à 1/25.000 : 3536 Ouest et 3435 Est
(Extrémité amont du bassin versant)

Carte(s) géologique(s) : Briançon à 1/80.000 n° 189, Briançon à 1/50.000 n°823
(feuille prévue au programme 1993)

Couverture aérienne utilisée : Mission 1981 à 1/17.000, n° 597, 598, 599, 600, 601, n° 1472, 1473, 1474, 1745. Mission 1986 à 1/30.000, n° 06, 08, 10, 12, n° 118, 120, 122, 124, n° 156, 158, 160, 162.

I - CADRE GÉNÉRAL DU BASSIN VERSANT**1 - L'ENVIRONNEMENT GÉOGRAPHIQUE****1. 1 - Caractéristiques orohydrographiques**

1. 1. 1 - Superficie : 350 ha environ + 75 ha pour le cône de déjection

1. 1. 2 - Altitude sommet : 2810 m

1. 1. 3 - Altitude confluence avec rivière principale : 1480 m avec la Guisane

1. 1. 4 - Pente moyenne : 36%

1. 1. 5 - Remarques complémentaires : Au-dessus de la cote 1812 m, le chenal d'écoulement principal se divise en une ravine occidentale et une ravine orientale.

1. 2 - Le couvert végétal

(Fig. 6a, feuille n° 2)

1. 2. 1 - Surface boisée :

- 26% du bassin versant.
- Forêt dominante en rive gauche jusqu'à 2250 m. Celle-ci est moins développée en rive droite, sauf entre 1800 et 2200 m.
- Il s'agit d'un reboisement de protection effectué entre 1878 et 1903. Les essences se répartissent de la manière suivante : pins à crochets (60%), mélèzes (30%), pin cembro (9%), aulnes dans les ravines et le lit du torrent (1%).

1. 2. 2 - autre(s) : pelouse jusqu'à 2300 m, puis éboulis vifs au-dessus.

1. 3 - Occupation humaine

Même s'il est à l'écart du chenal d'écoulement, le village de Monétier-les-Bains est entièrement construit sur les cônes de déjection. La route Nationale 91 franchit le torrent à l'altitude 1511 m.

Dans le bassin versant lui-même, hormis les sentiers de randonnées et les chemins d'exploitation, aucune occupation humaine n'est à signaler.

2 - LE CONTEXTE GÉOLOGIQUE

2. 1 - Les formations superficielles

2. 1. 1 - Nature (s) :

- Au-dessus de 2250 m dominant les éboulis de schistes, grès et conglomérats houillers.
- Une grande superficie du B.V. est affectée par des glissements, des coulées et des écroulements affectant principalement le substratum houiller.
- Seule la partie occidentale du B.V. est nappée par des dépôts morainiques qui semblent stables.

(Fig. 6a, feuille n° 3)

2. 1. 2 - *Extension et épaisseur éventuelle* : Les mouvements de terrain sont généralement anciens et volumineux. Ajoutés aux autres formations superficielles, ils laissent peu de place aux affleurements rocheux.

2. 1. 3 - *Éléments complémentaires* : La matrice d'une coulée active (éch. 21) a révélé un indice de plasticité de 22,1 pour une limite de liquidité de 39,1 (annexe 2.2), ce qui la place dans les matériaux de moyenne plasticité

2. 2 - Le substratum

2. 2. 1 - *Stratigraphie et lithologie* :

- Terrains houillers dans la partie supérieure du B.V. Ceux-ci sont particulièrement instables lorsqu'il s'agit des schistes namuriens (Crête du Grand Vallon - Roche Chevalier).
- Le chevauchement briançonnais qui recoupe le B.V. dans sa partie médiane, selon une direction générale NW/SE, est souligné par une bande discontinue de gypses triasiques.
- La partie inférieure du B.V. est principalement constituée d'un soubassement de calschistes néocrétacés-paléocènes dont la cohésion apparente est faible.
- A ces terrains sensibles s'ajoutent quelques affleurements de roches plus cohérentes (quartzites werféniens, calcaires triasiques et jurassiques), au demeurant très fracturées.

2. 2. 2 - *Pendage(s), structure* : Hormis les replis locaux, l'orientation générale du pendage vers le Nord-Est est constante, mais ses valeurs sont très variables (de 20 à 70°).

3 - LA CIRCULATION DES EAUX

3. 1 - Les eaux superficielles

3. 1. 1 - *Type(s) d'écoulement* : L'écoulement pérenne des eaux est réservé au chenal principal et à la ravine orientale, jusqu'à une altitude d'environ 2000 m.

(Fig. 6a, feuille n° 4)

3. 1. 2 - Zones humides : Elles sont nombreuses, et la plupart du temps en étroite liaison avec les mouvements de terrain. Elles se localisent également sur les dépôts glaciaires, au voisinage des zones d'écoulement épisodique.

3. 1. 3 - Action morphodynamique des eaux courantes :

Les ravinements sont fréquents et affectent aussi bien les formations superficielles (moraines en rive droite, entre 1730 et 1770 m), que le substratum lorsque celui-ci est peu cohérent (calcaires marneux du Jurassique et surtout les calschistes néocrétacés-paléocènes)

A ceci s'ajoute une forte dissolution des gypses triasiques qui se traduit notamment par une petite doline dans la partie occidentale du bassin versant (Roche Chevalier)

3. 1. 4 - Remarque(s) complémentaire(s) : L'ordre de grandeur du débit d'orage possible (eau seulement) est de 10 m³/s (service R.T.M. de Gap).

3. 2 - Les eaux souterraines (sources, pertes, suintements, etc.)

Outre les *suintements* localisés sur les coulées actives (Fig. 6b), il faut noter la présence d'une *source captée*, située à environ 1870 m d'altitude (Cime des Conchiers). A celle-ci s'ajoutent deux *sources thermominérales*, localisées sur le cône de déjection :

- Source de la Rotonde située au Nord du village de Monétier, et dont le débit s'étale de 23 l/s à 100 l/s pour une température respective de 38°C et 16°C (Carengo, 1982).

- Source de Font-Chaude des Près Bagnols, située dans la plaine alluviale, au SE du village. Son débit est assez constant (environ 1,2 l/s, pour une température légèrement inférieure à 40°C).

3. 3 - Les travaux de correction :

Entre 1878 et 1903, les reboisements vont s'accompagner d'importants travaux de correction : 11 barrages, 118 seuils en pierres sèches, clayonnages, drainages.

Depuis cette date, seuls des travaux d'entretien de faible importance ont été assurés, entraînant une dégradation progressive des équipements.

(Fig. 6a, feuille n° 5)

II - HISTORIQUE DU TORRENT

Crue n° 1

Source : MOUGIN. P (1931) - *La restauration des Alpes*, Imp. Nat., Paris, 584 p.

Date de l'événement : 1434

Dégâts et/ou victimes : Terres agricoles engravées.

Crue n° 2

Source : MOUGIN. P (1931) - *La restauration des Alpes*, Imp. Nat., Paris, 584 p.

Date de l'événement : 1447

Dégâts et/ou victimes : Terres agricoles engravées et cultures détruites.

Crue n° 3

Source : MOUGIN. P (1931) - *La restauration des Alpes*, Imp. Nat., Paris, 584 p.

Date de l'événement : 1449

Dégâts et/ou victimes : Terres agricoles engravées et cultures détruites.

Crue n° 4

Source : MOUGIN. P (1931) - *La restauration des Alpes*, Imp. Nat., Paris, 584 p.

Date de l'événement : 11 juin 1725

Dégâts et/ou victimes : Terres agricoles engravées ; plusieurs mentions concernant une inondation du village de Monétier-les-Bains.

Crue n° 5

Source : MOUGIN. P (1931) - *La restauration des Alpes*, Imp. Nat., Paris, 584 p.

Date de l'événement : 4 juin 1731

Dégâts et/ou victimes : Actuelle Route Nationale 91 coupée par la lave torrentielle.

(Fig. 6a, feuille n° 6)

Crue n° 6

Source : MOUGIN. P (1931) - *La restauration des Alpes*, Imp. Nat., Paris, 584 p.

Date de l'événement : 1^{er} juin 1733

Dégâts et/ou victimes : Actuelle Route Nationale 91 coupée par la lave torrentielle.

Crue n° 7

Source : Archives Nationale n° F14 / 7564

Date de l'événement : 30 mai 1856

Dégâts et/ou victimes : Terres agricoles engravées ; quelques maisons inondées dont une endommagée ; une église menacée.

Crue n° 8

Source : Archives du service R.T.M. de Gap

Date de l'événement : 1880

Dégâts et/ou victimes : Nombreuses culture détruites ; actuelle Route Nationale 91 coupée.

III - ETAT ACTUEL DU BASSIN VERSANT ET PERSPECTIVES

1 - ETAT ACTUEL

1. 1 - Synthèse morphodynamique :

Voir planches annexées (Fig. 6b et 6c)

1. 2 - Etat des boisements

Malgré les quelques éclaircies pratiquées ces dernières années, les pins à crochets semblent encore très mal vieillir

(Fig. 6a, feuille n° 7)

1. 3 - Etat des équipements

Le seuil et le barrage de base ont été restaurés il y a une dizaine d'années. Par contre, sur les dix barrages restants du cours principal, 2 sont en bon état, 6 sont détériorés et 2 n'ont pas été retrouvés.

Sur les 118 seuils qui maintenaient les ravines secondaires, 63 seulement sont encore en bon état, les autres sont détériorés, enterrés ou disparus.

En ce qui concerne les clayonnages, ils ont totalement disparus. Quant aux canaux de drainage, les seuls qui ont pu être retrouvés sont devenus inefficaces, voire dangereux dans certains cas (ils provoquent des coulées superficielles)

2 - PERSPECTIVES ET PROPOSITIONS DIVERSES

2. 1 - Il est nécessaire de *reconstituer le réseau de drainage*, notamment dans les zones actuellement en évolution.

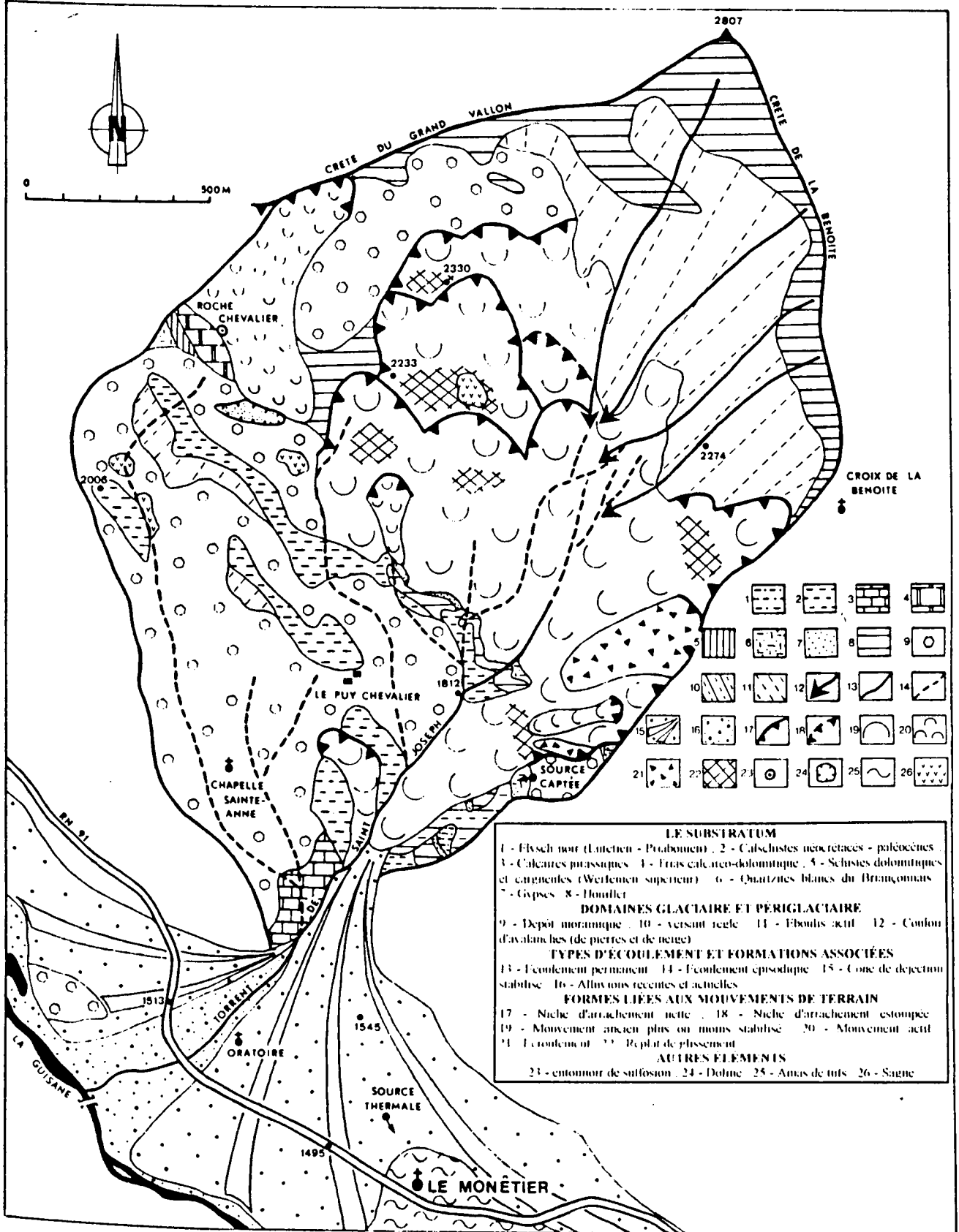
2. 2 - Il convient d'effectuer une visite régulière (minimum annuelle) du bassin versant afin d'assurer une *surveillance des secteurs sensibles, mais aussi l'entretien des drains*.

2. 3 - prévoir une étude devant déboucher sur la proposition d'un *programme d'intervention sylvicole d'urgence*, en vue de redonner de la vigueur aux peuplements forestiers.

2. 4 - *Curage du lit*, notamment aux alentours de la confluence entre les deux ravines supérieures (vers 1800 m d'altitude), où les troncs d'arbres encombrant abondamment le chenal d'écoulement (Fig. 6c).

2. 5 - Il faut enfin tenter de *stopper l'érosion régressive* qui affecte les rives à plusieurs reprises (Fig. 6c). Pour cela, il conviendrait au minimum de restaurer les seuils en pierres sèches les moins détériorés. Bien évidemment, une étude plus poussée pourrait être envisagée afin d'estimer de manière précise le nombre et la taille des ouvrages à implanter pour enrayer ces ravinements.

FIG. 6B - CROQUIS MORPHOLOGIQUE DU BASSIN VERSANT DU TORRENT DE SAINT-JOSEPH



LE SUBSTRATUM

- 1 - Flysch noir (Lutétien - Procrétien) ; 2 - Calcschistes néocrétacés - paléocènes
- 3 - Calcaires jurassiques ; 4 - Eras calcaire-dolomitique ; 5 - Schistes dolomitiques et argileux (Werfelenien supérieur) ; 6 - Quartzites blancs du Briançonnais ; 7 - Gypses ; 8 - Houiller

DOMAINES GLACIAIRE ET PÉRIGLACIAIRE

- 9 - Dépôt morainique ; 10 - versant reculé ; 11 - Éboulis actif ; 12 - Conlon d'avalanches (de pierres et de neige)

TYPES D'ÉCOULEMENT ET FORMATIONS ASSOCIÉES

- 13 - Écoulement permanent ; 14 - Écoulement épisodique ; 15 - Core de déjection stabilisé ; 16 - Alluvions récentes et actuelles

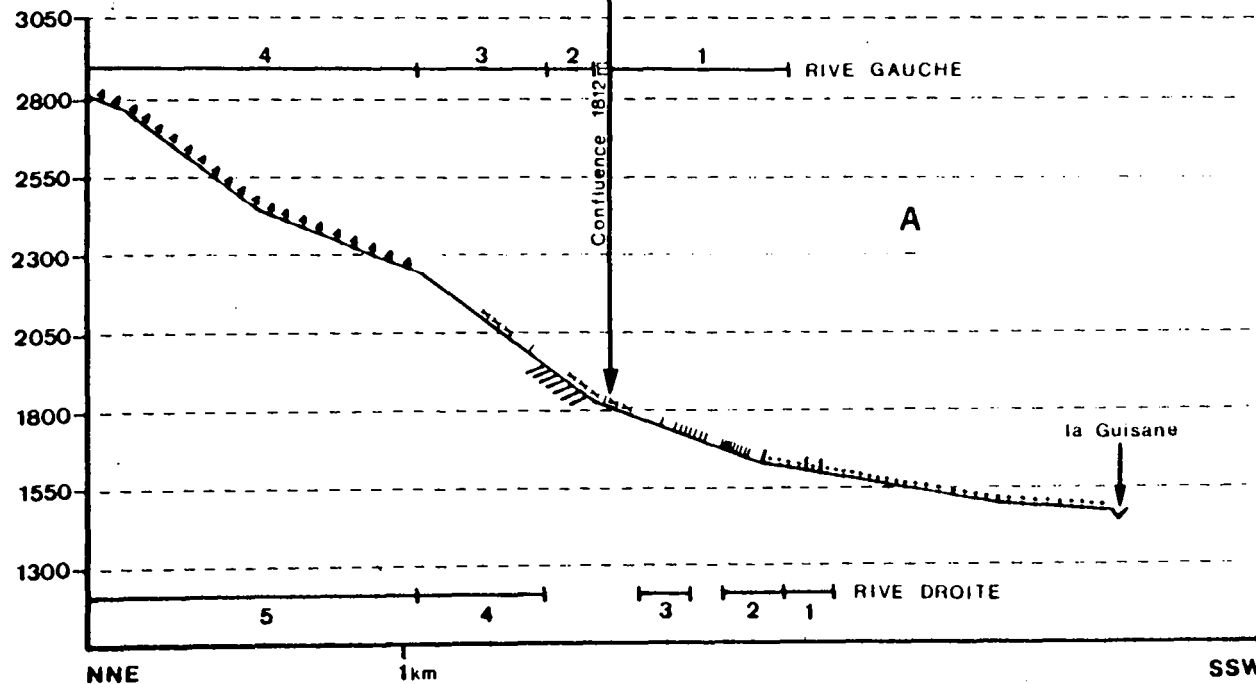
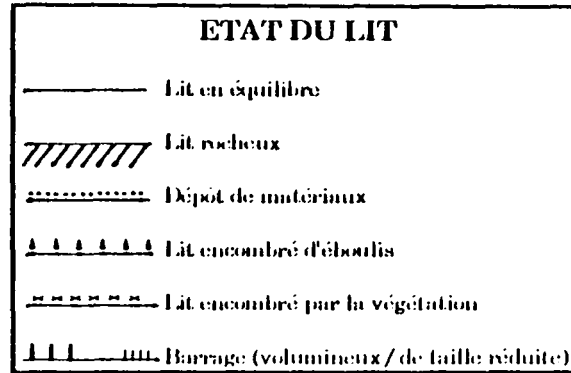
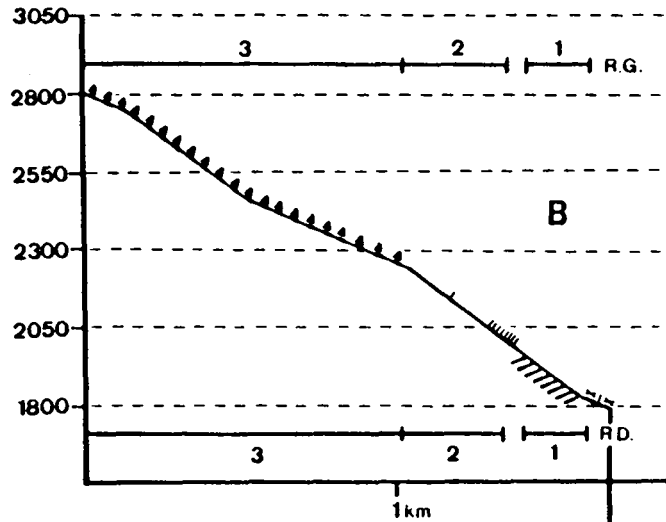
FORMES LIÉES AUX MOUVEMENTS DE TERRAIN

- 17 - Niche d'arrachement nette ; 18 - Niche d'arrachement estompée ; 19 - Mouvement ancien plus ou moins stabilisé ; 20 - Mouvement actif ; 21 - Écroulement ; 22 - Repli de pissement

AUTRES ÉLÉMENTS

- 23 - entonnoir de suffosion ; 24 - Doline ; 25 - Amas de trfs ; 26 - Saigne

FIG. 6c - PROFIL EN LONG DU TORRENT DE SAINT-JOSEPH



DYNAMIQUE DES VERSANTS

PROFIL A (ravine occidentale)

En rive droite

- 1 - Ravinement des calcaires marneux du Jurassiques entre 1590 et 1620 m.
- 2 - Coulée récente - plus ou moins stabilisée entre 1620 et 1680 m.
- 3 - Ravinement des terrains morainiques entre 1730 et 1770 m.
- 4 - Mouvement de terrain ancien plus ou moins stabilisé entre 1910 et 2250 m.
- 5 - Eboulisation et avalanches (de pierres et de neige).

En rive gauche

- 1 - Mouvement de terrain ancien plus ou moins stabilisé entre 1640 et 1810 m.
- 2 - Ravinement des calschistes néocrétacés entre 1850 et 1890 m.
- 3 - Mouvement de terrain ancien plus ou moins stabilisé entre 1910 et 2250 m.
- 4 - Eboulisation et avalanches (de pierres et de neige).

PROFIL B (ravine orientale)

Rive droite et gauche

- 1 - Ravinement des calschistes néocrétacés entre 1810 et 1970 m.
- 2 - Mouvement de terrain ancien plus ou moins stabilisé entre 1930 et 2250 m.
- 3 - Eboulisation et avalanches (de pierres et de neige).

II - LE CADRE GÉOGRAPHIQUE

**4 - Caractéristiques orohydrographiques du
bassin versant de la Guisane**

**5 - L'environnement
morphoclimatique actuel**

6 - Le milieu végétal

7 - Les mutations de l'économie locale

IV - CARACTÉRISTIQUES OROHYDROGRAPHIQUES DU BASSIN VERSANT DE LA GUISANE

«Lorsque le voyageur franchit le Lautaret ou le Galibier, il lui semble pénétrer dans un autre monde. Il quitte l'Oisans sévère et descend à grands lacets de route dans la vallée de la Guisane qui s'élançe, droite, jusqu'à Briançon»

G.SENTIS (1984)

1 - UN RELIEF CONTRASTÉ QUI S'ORDONNE AUTOUR D'UN VÉRITABLE SILLON ALPIN INTERNE

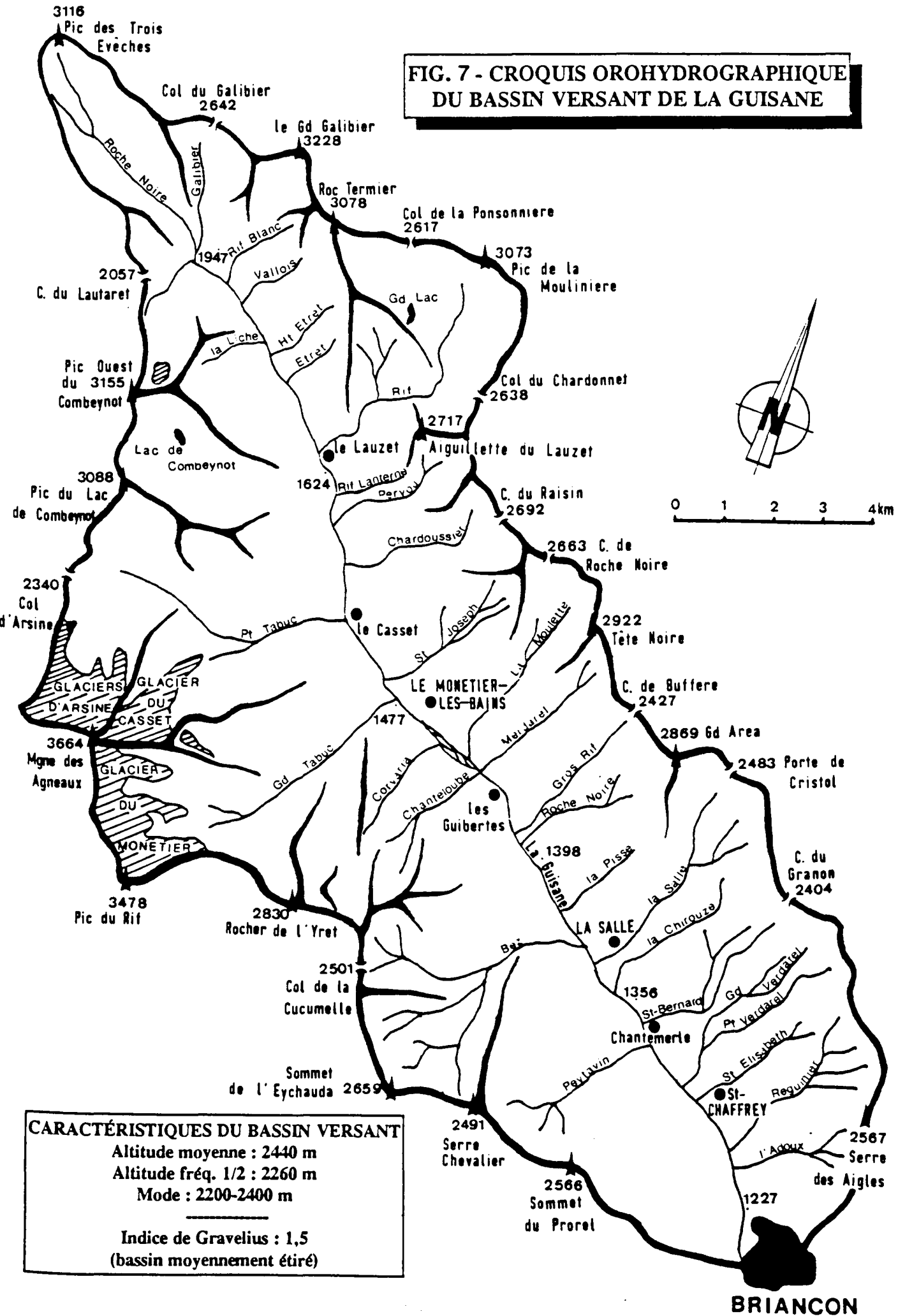
La vallée de la Guisane présente, sur une longueur d'environ 25 km, un tracé remarquablement rectiligne, orienté Nord-Ouest/Sud-Est (Fig. 7). Son talweg s'élève lentement de Briançon (1206 m, altitude de l'ancienne station limnigraphique du Pont Neuf qui ferme le bassin versant) au col du Lautaret (2057 m), avec cependant un pallier d'une dizaine de kilomètres entre Villeneuve-la-Salle et le village du Casset, où la pente moyenne n'excède pas 1,5% (contre 5,5% de part et d'autre de ce secteur). C'est d'ailleurs dans cette partie centrale, que la vallée atteint sa plus grande largeur, dernier trait fondamental de cette dépression.

Sa continuité, sa faible déclivité et son profil évasé font de la vallée de la Guisane une voie de pénétration privilégiée vers les Alpes internes. Néanmoins, ces caractères communs à tout le sillon ne doivent pas dissimuler un relief très contrasté qui détermine un certain nombre d'unités orographiques bien distinctes

1. 1 - LE RELIEF DU VERSANT MÉRIDIONAL DE LA GUISANE

Lorsque l'on vient du col du Lautaret, on peut d'abord contempler, sur la droite, le massif du Combeynot dont la sculpture en cirques, couloirs et arêtes acérées, le fait apparaître comme une annexe du massif des Ecrins-

FIG. 7 - CROQUIS OROHYDROGRAPHIQUE DU BASSIN VERSANT DE LA GUISANE



CARACTÉRISTIQUES DU BASSIN VERSANT
 Altitude moyenne : 2440 m
 Altitude fréq. 1/2 : 2260 m
 Mode : 2200-2400 m

Indice de Gravelius : 1,5
 (bassin moyennement étiré)

BRIANCON

Pelvoux. Néanmoins il s'en dissocie assez nettement par des altitudes plus modestes (de l'ordre de 3000/3100 m) qui le font culminer 400 à 600 mètres plus bas que l'Oisans lui-même. Ce massif n'est profondément entaillé que par le vallon de Fontenil qui débouche dans le fond de la Guisane aux alentours de 1600 m. L'emprise glaciaire est aujourd'hui limitée au seul glacier de Combeynot, blotti sur la face Nord, 500 mètres au-dessus de la source de la Guisane. En conséquence, le paysage est essentiellement dominé par l'empreinte du rocher, souvent façonné en puissantes corniches escarpées surplombant de longues traînées de blocailles.

Le massif du Combeynot est limité au Sud-Est par la vallée profondément encaissée du Petit Tabuc. En remontant cet ample vallon, on accède véritablement au massif des Ecrins-Pelvoux et à son cortège de hautes cimes dépassant très largement les 3000 mètres d'altitude. C'est là que se situe la Montagne des Agneaux qui, du haut de ses 3664 mètres, veille fièrement sur le bassin versant de la Guisane. Sur ce point culminant se greffent plusieurs arêtes rayonnantes ponctuées de pics (Pointe Cézanne vers l'Ouest : 3266 m, Pic des Prés les Fonts vers l'Est : 3358 m, etc.), qui déterminent autant de cirques encore partiellement emplis de glace (Glaciers d'Arsine, du Casset, des Prés les Fonds et du Monétier).

Vers le Sud, l'étroite ligne de crête qui s'allonge jusqu'au Pic des Pavéous (3384 m) laisse ensuite place au Dôme du Monétier, vaste plateau incliné vers l'Est, que le glacier du même nom nappe d'une élégante robe blanche. De cette surface englacée, culminant à près de 3500 mètres, se détache l'imposante crête des Grangettes qui domine ténébreusement le haut vallon du Grand Tabuc, selon une orientation Ouest/Est.

L'incision du Grand Tabuc annonce un changement radical dans le paysage. En effet, à l'Est le relief est marqué par une orientation commune des lignes de hauteurs selon une direction Nord-Sud (crête de Cibouit, crête des Lauzières, Rocher du Grand Pré, Tête du Grand Pré), ainsi que par une baisse rapide des altitudes (2800-2600m). De plus, l'ensemble des crêtes présente un profil nettement dissymétrique, avec de vigoureuses corniches rocheuses toutes tournées vers l'Ouest.

Ce relief original qui domine, en ubac, le village de Monétier-les-Bains, s'efface rapidement au-delà du torrent du Bez, pour ne plus donner qu'un

massif trapu qui, par son aspect lourd et ses pentes adoucies, tranche nettement avec les formes hardies décrites précédemment. Cette monotonie du relief n'est rompue que par quelques abrupts rocheux dissimulés au milieu de la forêt (crête de Châtelas au Sud du village le Bez), et par quelques corniches plus puissantes (notamment les deux abrupts de la crête du Rocher Blanc) qui se détachent assez nettement des sommets plus arrondis qui couronnent le massif (Sommet de l'Eychauda : 2650 m, Serre-Chevalier : 2491 m et le Sommet du Prorel : 2566 m).

1. 2 - LE RELIEF DU VERSANT SEPTENTRIONAL DE LA GUISANE

Dans le secteur compris entre les cols du Lautaret et du Galibier, l'empreinte du rocher est nettement moins encrée que sur la face Nord-Ouest du massif du Combeynot. En dehors de la petite échine grise que l'on franchit aisément lorsque l'on poursuit l'ascension vers la trouée du Galibier (2642 m), et les éboulis blanchâtres qui nappent les pentes de la Tête Noire (2842 m), ici c'est plutôt un paysage d'alpage qui domine.

Cependant, cette impression de moyenne montagne s'estompe rapidement avec le massif du Grand Galibier (3228 m). Celui-ci s'élance en un long escarpement ruiforme jusque l'Aiguillette du Lauzet (2717 m) qui se dresse au-dessus de la vallée de la Guisane telle une forteresse médiévale inexpugnable. Ces hautes parois rocheuses aux teintes ocrées dissimulent, en arrière, le massif des Cerces, représenté par le Pic de la Moulinière (3073 m) et la Tête de la Cassille (3069 m) dont les corniches verdâtres ou cuivrées, alimentent de grands éboulis d'un blanc jaunâtre et livide.

Plus en aval, les abrupts rocheux sommitaux se font moins réguliers et seuls les massifs de la Tête Noire (2922 m) et du Grand Aréa (2859), tous deux orientés NNW/SSE, marquent de nets ressauts au-dessus d'une montagne dont le profil s'adoucit en une série de cols plus accessibles : col de Buffère (2427 m), Porte de Cristol (2483 m), cols du Granon (2404 m) et de Barteaux (2382 m). A partir de ce dernier, la crête s'élève à nouveau (la Grande Peyrolle : 2645 m, Serre des Aigles : 2567 m) pour s'achever à la Croix de Toulouse en une corniche escarpée, comme pour signaler aux voyageurs que la haute montagne est proche. En contrebas de cette ligne de

faîte, se développent des pentes molles dont l'uniformité n'est entrecoupée que par de rares éperons rocheux (Cime des Conchiers au-dessus de Monétier-les-Bains, haut bassin du torrent de Ste-Elisabeth, etc.).

Ce versant d'adret est parcouru, sur toute sa longueur, par de nombreux torrents dont la majorité est issue de petits vallons suspendus à plusieurs centaines de mètres au-dessus du cours de la Guisane. Dans ces zones d'altitude, brûlées par les rayons du soleil, les eaux courantes circulent avec difficulté, et les secteurs marécageux sont fréquents.

2 - ÉLÉMENTS COMPLÉMENTAIRES APPORTÉS PAR L'ANALYSE MORPHOMÉTRIQUE

L'expression numérique des grandes lignes du relief a recueilli, durant la première moitié de ce siècle, les faveurs de plusieurs géographes qui ont travaillé dans la région. Leur objectif était à la fois de fixer avec un peu plus de précision les caractères topographiques de chaque vallée, mais aussi d'en tirer un certain nombre d'enseignements quant au comportement des différentes roches face aux agents de creusement. C'est ainsi qu'ils ont apporté des données chiffrées parfois très pertinentes qui permettent de concrétiser les traits dominants du relief.

Dans cette double perspective, Ch. P. PEGUY (1946) a déterminé les pentes moyennes des versants de la vallée de la Guisane (Tabl. 1). Ces valeurs illustrent parfaitement la dissymétrie qui existe en amont du village de Monétier-les-Bains, où le rebord septentrional du massif des Ecrins-Pelvoux est nettement plus escarpé que le versant qui lui fait face. Plus en aval, la vallée s'évase largement, et aux versants fuyants du massif du Prorel, répondent les douces pentes qui descendent des massifs de Tête Noire et de l'Aréa.

| Secteur considéré | Moyenne | Rive droite | Rive gauche |
|----------------------|---------|-------------|-------------|
| En amont de Monétier | 31,4° | 35,8° | 26,1° |
| En aval de Monétier | 20,3° | 18,3° | 22,3° |

TABLEAU I - Pente moyenne des versants de la vallée de la Guisane

(d'après Ch.P. Péguy, 1946)

FIG. 8 - FRÉQUENCE ALTIMÉTRIQUE ET COURBE HYSOMÉTRIQUE DU BASSIN VERSANT DE LA GUISE FERMÉ A BRIANCON

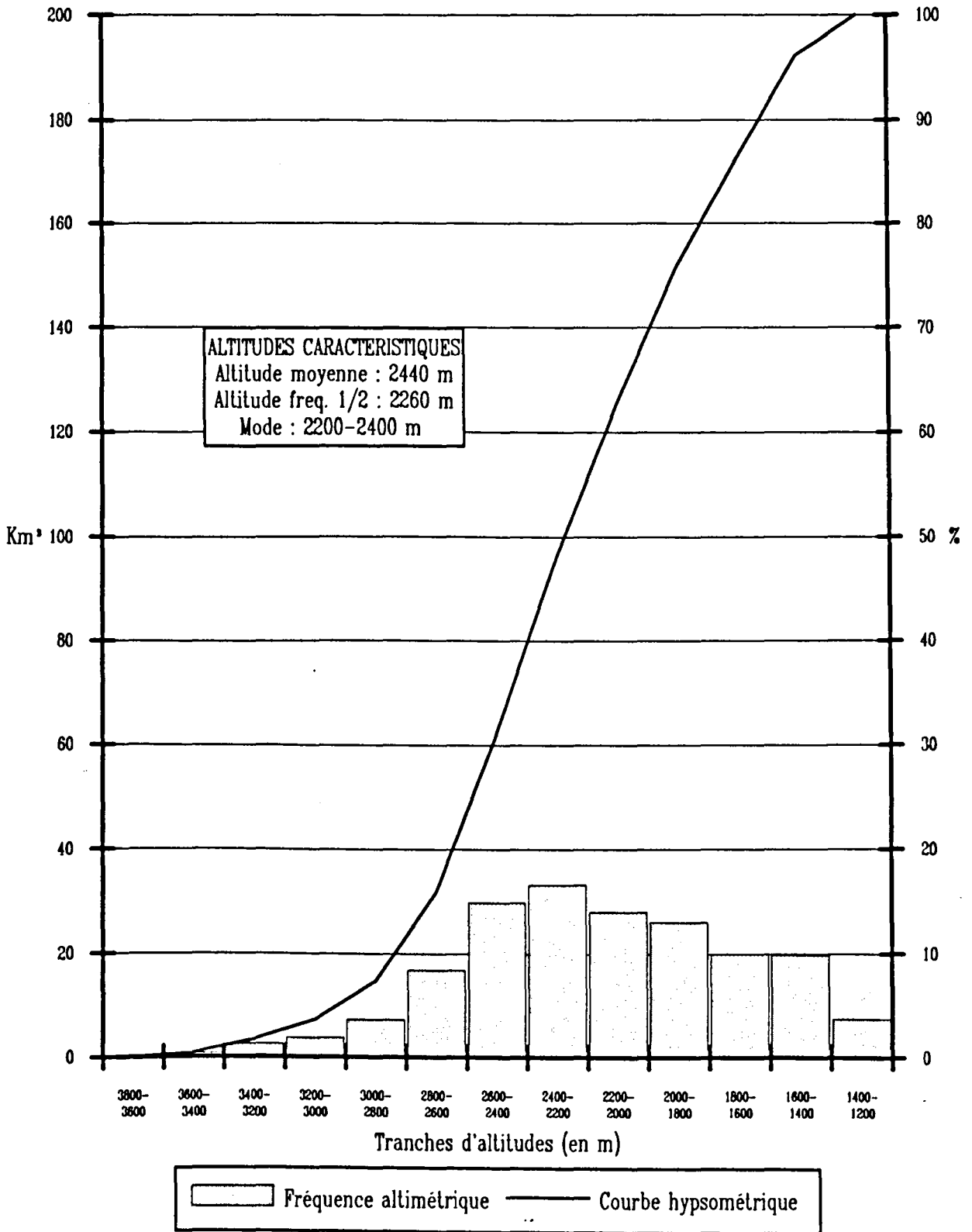


FIG. 9 - FRÉQUENCE ALTIMÉTRIQUE ET COURBE HYSOMÉTRIQUE DU BASSIN-VERSANT DE LA GUISANE FERMÉ A CHANTEMERLE

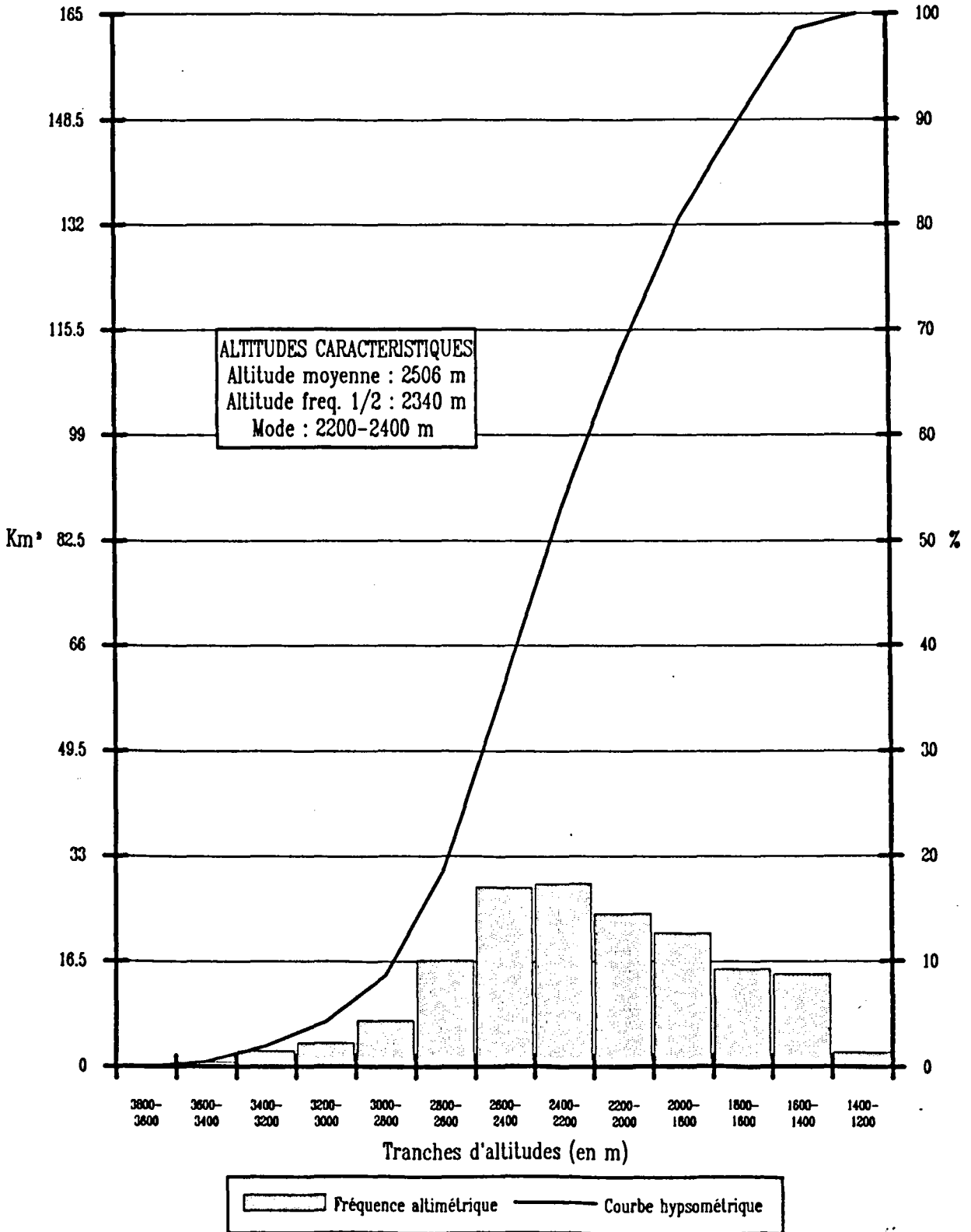
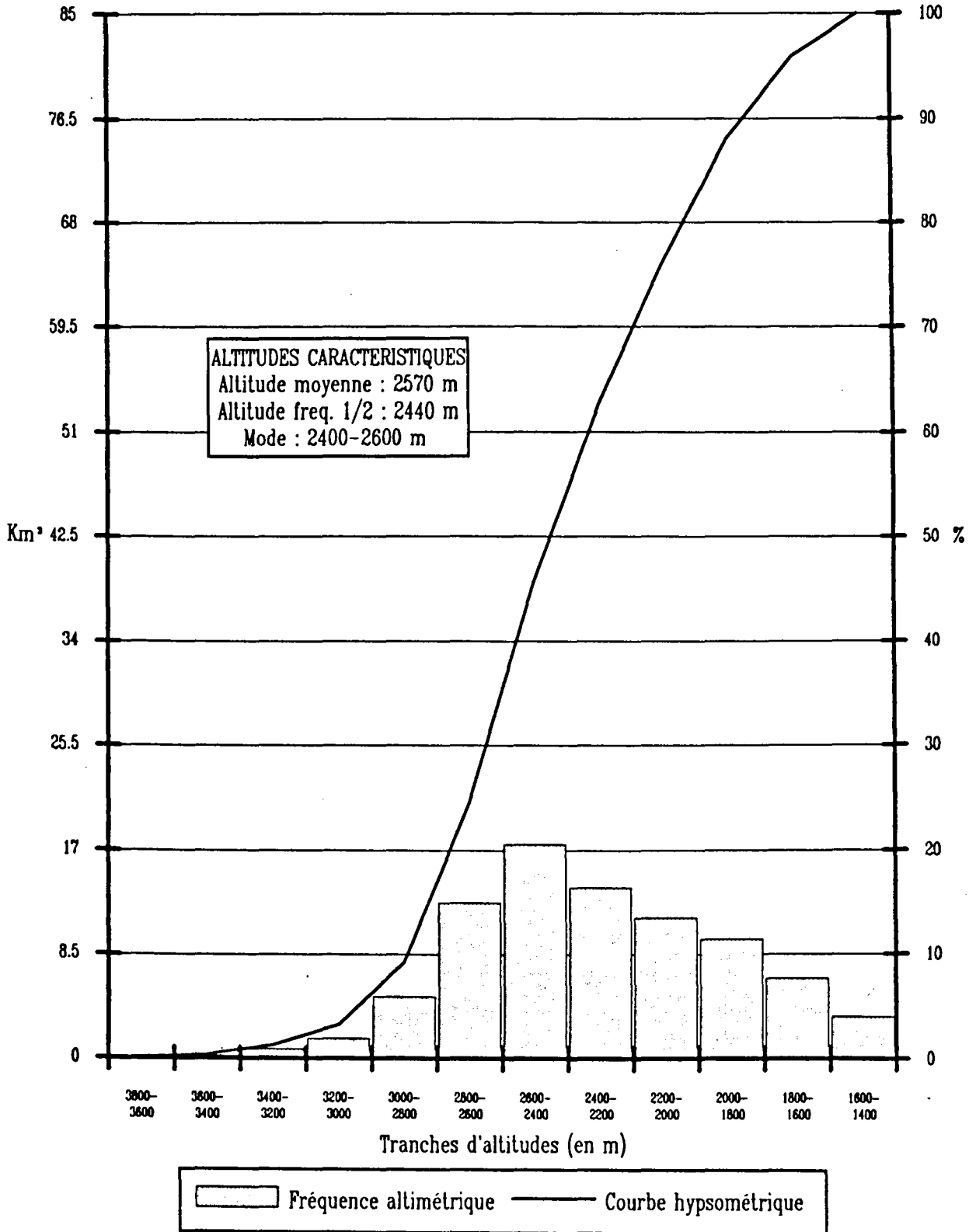


FIG. 10 - FRÉQUENCE ALTIMÉTRIQUE ET COURBE HYSOMÉTRIQUE DU BASSIN VERSANT DE LA GUISANE FERMÉ AU PONT DES GRANGES



Outre ces quelques chiffres significatifs, je ne retiendrai de l'approche morphométrique, que les résultats publiés par CARENCO (1982), concernant le planimétrage par zones d'altitudes du bassin versant de la Guisane (Fig. 8, 9 et 10). En effet, cette analyse altimétrique présente, au-delà des possibilités de comparaison avec d'autres grandes vallées alpines, deux intérêts fondamentaux pour cette étude :

- Sachant que dans la région, les conditions morphoclimatiques périglaciaires sont optimales entre 2400 et 3000 mètres, la répartition par tranche d'altitudes permet d'estimer, à près de 30% la surface de la vallée de la Guisane dont la dynamique actuelle est dominée par les processus cryergiques. Ce pourcentage s'élève à plus de 40% si l'on considère le bassin versant fermé au Pont des Granges (Monétier).
- Le mode de l'histogramme de fréquence altimétrique correspond, pour chaque sous-bassin versant, à la tranche d'altitude pour laquelle la fonte du manteau neigeux, libérera la hauteur d'eau maximale. Pour la vallée de la Guisane, ceci est d'autant plus incontestable, que la portion altitudinale 2200-2400 m s'étend principalement dans le fond des cirques et vallons d'altitude, là où la neige a tendance à s'accumuler en grande quantité.

3 - CONCLUSION

De par le morcellement des massifs, le relief du bassin versant de la Guisane manque singulièrement d'unité. Celle-ci n'est assurée que par la rectitude du tracé et l'envergure de la vallée, qui en font une véritable porte d'entrée du Briançonnais.

Cette situation de cuvette alpine interne, à la fois abritée des circulations atmosphériques atlantiques et piémontaises par les massifs de l'Oisans et des Cerces-Grand-Galibier, mais aussi très largement ouverte vers le bassin de la Durance, la fait participer au climat continental intra-alpin à affinités méridionales du Briançonnais.

V - L'ENVIRONNEMENT MORPHOCLIMATIQUE ACTUEL

Si l'intégralité du bassin guisanais est baignée dans une ambiance climatique continentale intra-alpine, les 2457 mètres qui séparent le Pont Neuf de Briançon (1206 m) au Pic des Agneaux (3663), et l'exposition des versants, déterminent des contrastes sensibles concernant l'environnement climatique. Bien que de nombreux relevés météorologiques aient été effectués durant des périodes différentes et sur des laps de temps réduits, ils permettent de saisir quelque peu ces nuances, notamment au niveau de l'étagement des conditions morphoclimatiques actuelles.

1 - UNE VALLÉE FORTEMENT ENSOLEILLÉE

Il n'est d'ouvrages géographiques ou touristique sur la région, qui ne mentionnent le ciel déjà provençal de la haute Durance. Cette qualité de l'insolation, qui a fait depuis fort longtemps la réputation du Briançonnais, est d'ailleurs largement soulignée dans tous les dépliants publicitaires de la station de Serre-Chevalier, sur lesquels on n'hésite pas à chiffrer la fréquence de l'ensoleillement à une valeur exceptionnellement élevée : "Briançon, 300 jours de soleil par an !".

Il faut toutefois apporter quelques précisions à cette estimation trop subjective. Ceci est possible grâce aux mesures d'insolation qui ont été effectuées au poste C.B.R.B.C. de Briançon, entre 1961 et 1975, et dont les résultats sont rapportés dans le tableau ci-dessous.

| Donnée | J | F | M | A | M | J | Jt | A | S | O | N | D | Année |
|---------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------|
| Durée (en heures) | 147 | 150 | 192 | 208 | 231 | 237 | 277 | 255 | 211 | 195 | 136 | 144 | 2383 |
| Seuil Ij > 6h (1) | 113 | 120 | 165 | 179 | 200 | 212 | 255 | 230 | 188 | 169 | 96 | 105 | 2032 |
| Seuil R > 0,6 (2) | 132 | 131 | 170 | 174 | 180 | 190 | 237 | 217 | 188 | 180 | 116 | 133 | 2048 |
| Rpt. Insolation (3) | 0,65 | 0,66 | 0,67 | 0,67 | 0,63 | 0,64 | 0,74 | 0,75 | 0,72 | 0,66 | 0,60 | 0,66 | 0,68 |

(1) Ne retient que les insolutions journalières d'une durée supérieure à 6 heures - (2) Ne retient que les durées journalières des jours dont le rapport d'insolation a dépassé 0,6 - (3) rapport entre l'insolation mesurée et l'insolation potentielle (en tenant compte du "masque montagneux" qui diminue la seconde valeur d'environ 20%)

TABLEAU II - BRIANCON : durées et rapports d'insolation 1961-1975

(d'après Péguy, 1978)

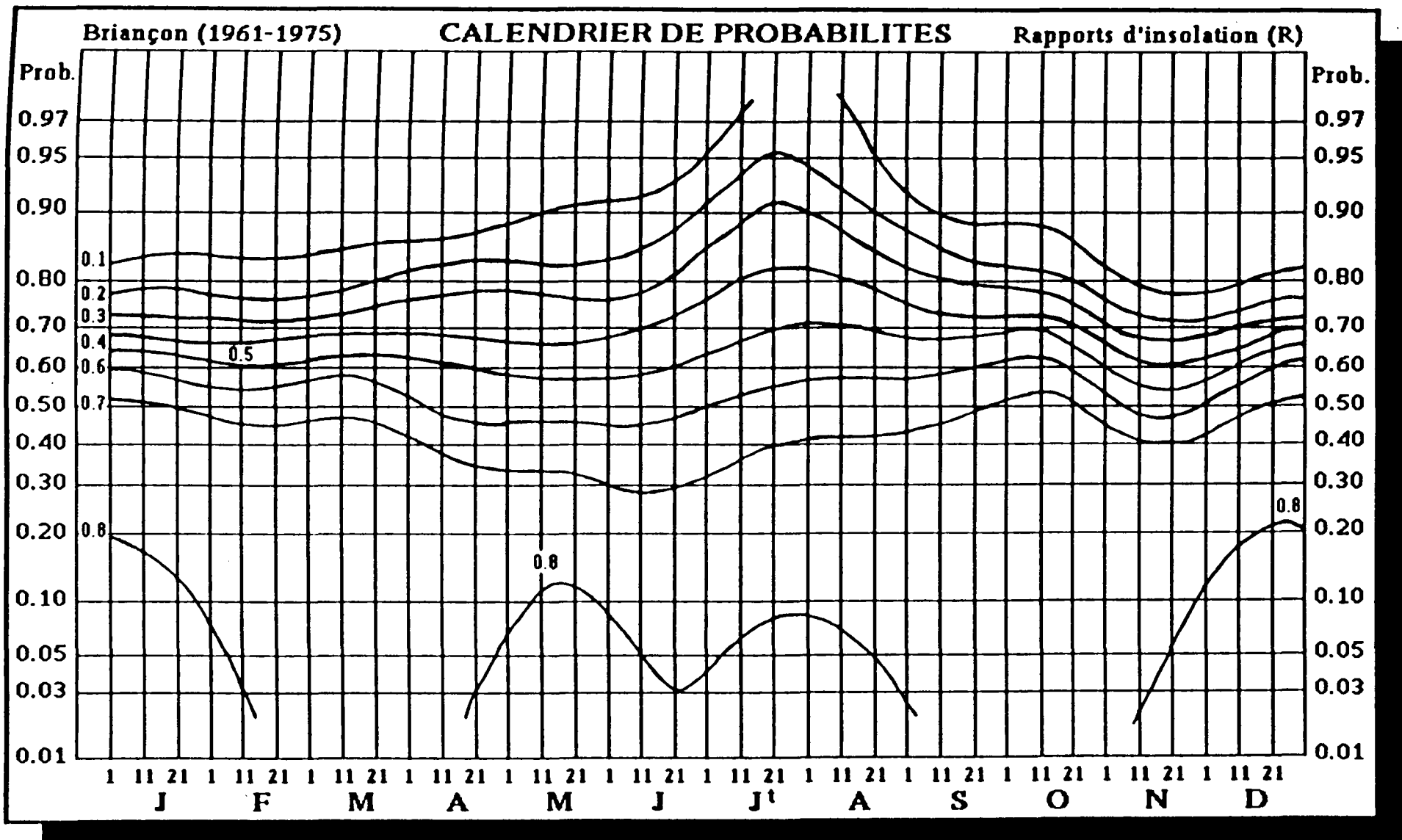


Fig. 11 - BRIANCON : Calendrier de probabilités des rapports d'insolation (D'après le P.I.R.D.E.S., 1980)

Il ressort de ces données, que le bilan radiatif est sensiblement supérieure à celui des Alpes du Nord, où les durées d'insolation ne dépassent jamais 2250 heures/an. Cependant, bien plus que la longueur de l'ensoleillement, l'analyse des séquences de types de temps permet d'apprécier l'originalité du climat de la région.

Dans cette perspective, les rapports d'insolation⁽¹⁾ ont récemment fait l'objet d'une analyse fréquentielle (P.I.R.D.E.S., 1980) qui a débouché sur l'élaboration d'un calendrier de probabilités (Fig. 11). Ce graphique, dont on peut considérer qu'il constitue une première approche de la variabilité du climat dans le Briançonnais, permet de subdiviser l'année en deux parties bien distinctes :

- D'octobre à mars, alternent des périodes de très beau temps (la courbe $R = 0,7$ culmine vers le 11 octobre, puis fin décembre-début janvier) avec d'autres de temps médiocre (notamment en novembre), tandis que les fréquences des cas moyens sont relativement faibles.
- D'avril à septembre, les périodes de très mauvais temps ($R < 0,2$) disparaissent quasiment, pendant que les fréquences de "grand beau" diminuent sensiblement (la courbe $R = 0,7$ est au plus bas durant le mois de juin). Par suite, se sont les situations intermédiaires qui dominent (particulièrement durant le mois de juillet).

Cette transparence de l'air briançonnais confère au rayonnement solaire un rôle morphogénique primordial, car il exagère les contrastes de températures entre l'air et la surface topographique. Bien évidemment, ce phénomène tend à accentuer l'opposition entre les deux versants de la Guisane, pour lesquels le comportement du manteau neigeux et le rythme des alternances gel/dégel sont différents.

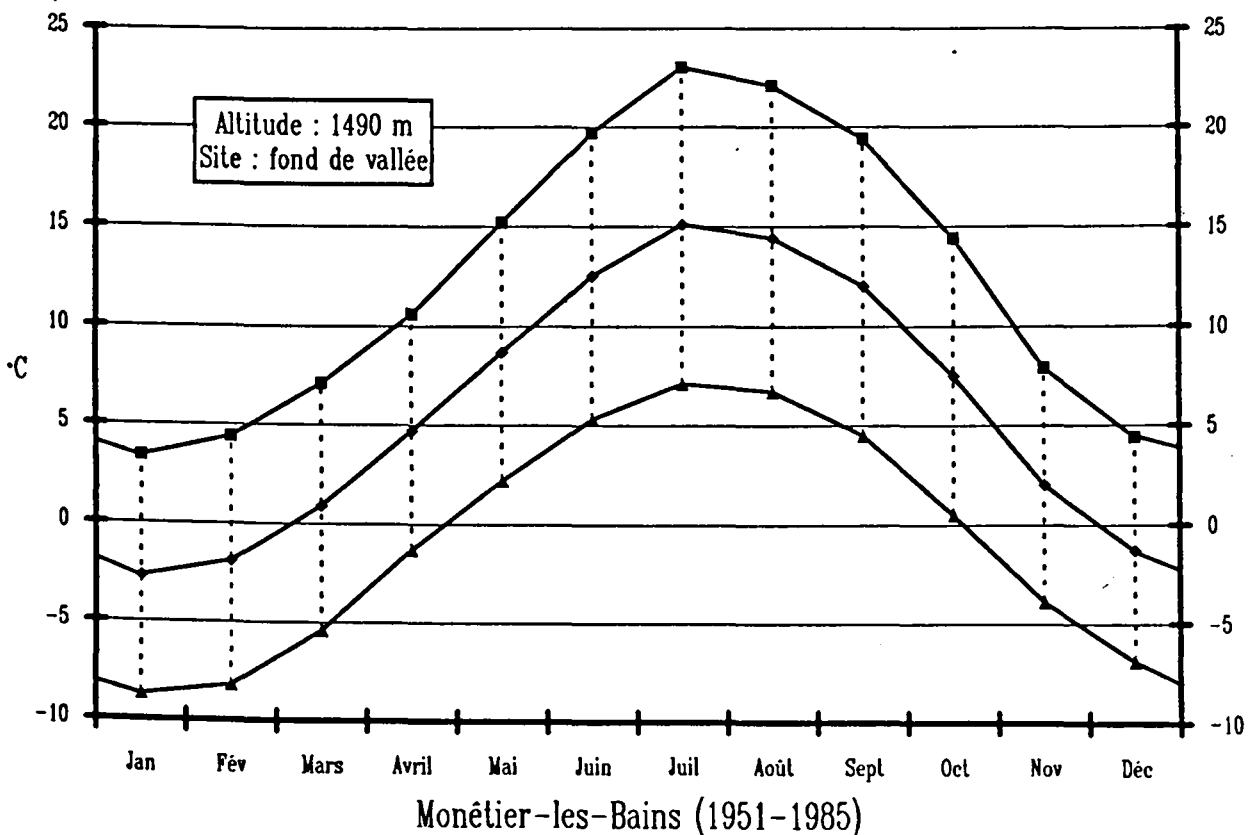
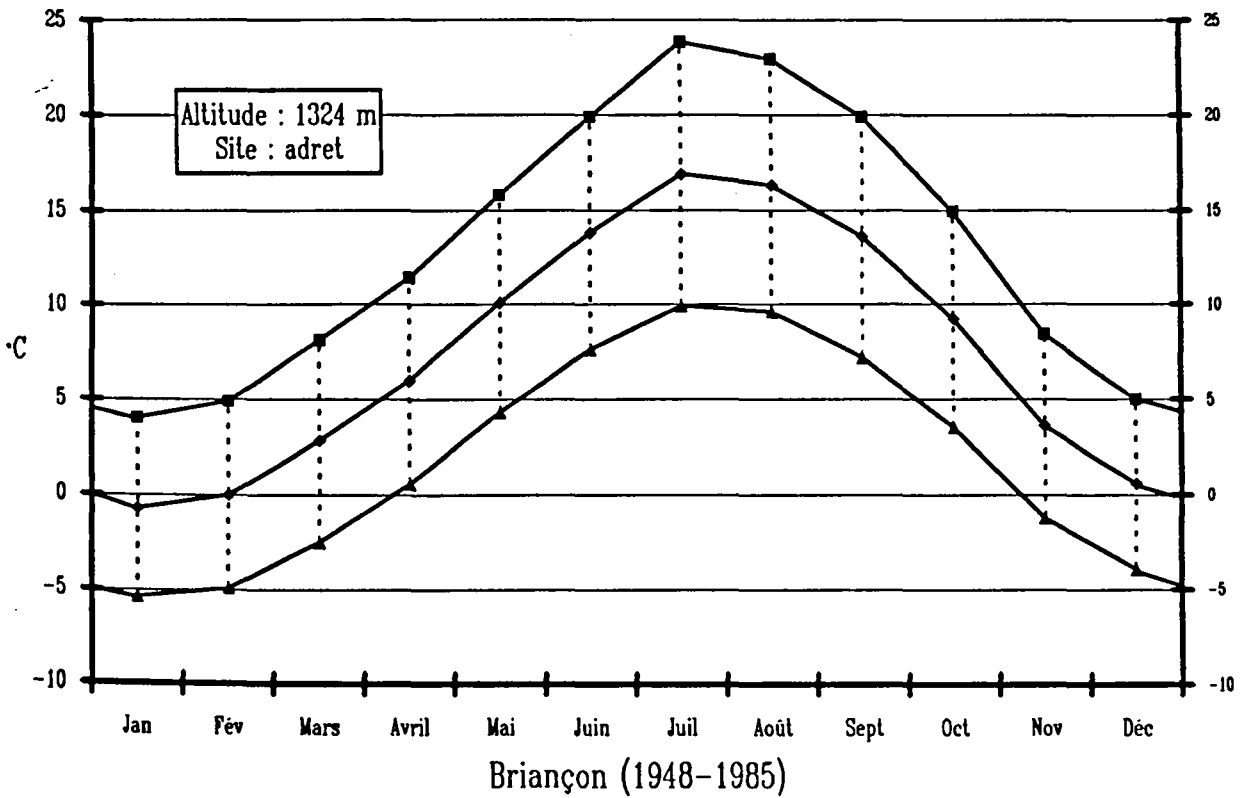
2 - LES TEMPÉRATURES

2.1 - LES RÉGIMES THERMIQUES MOYENS

Les régimes thermiques moyens des stations de Briançon, Monétier-les-Bains et Sestrière (Fig. 12, 13) montrent que les moyennes mensuelles

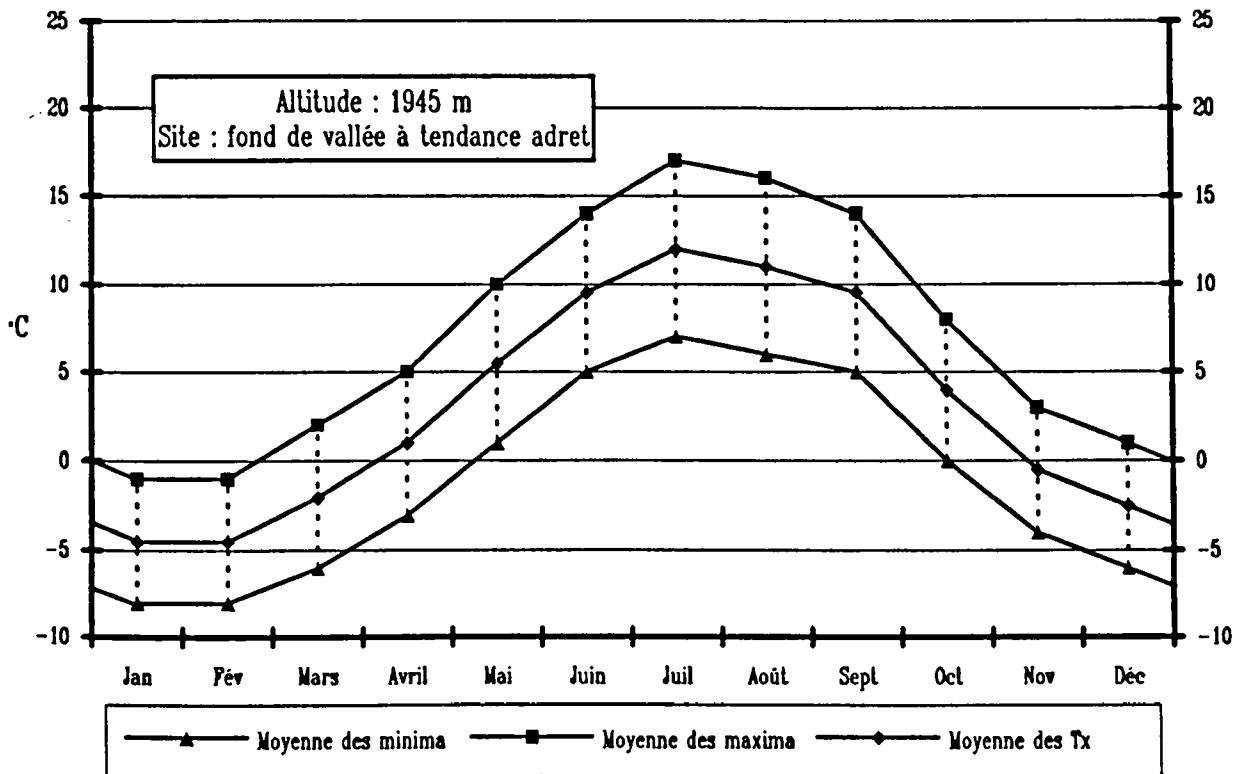
(1) Rapport entre la durée effective de l'ensoleillement et la durée totale d'illumination. Ce rapport tient compte ici du masque montagneux qui, sur l'ensemble de l'année, diminue d'environ 20% l'insolation potentielle liée à l'horizon astronomique

FIG. 12 - RÉGIMES THERMIQUES A BRIANCON ET A MONÉTIER-LES-BAINS



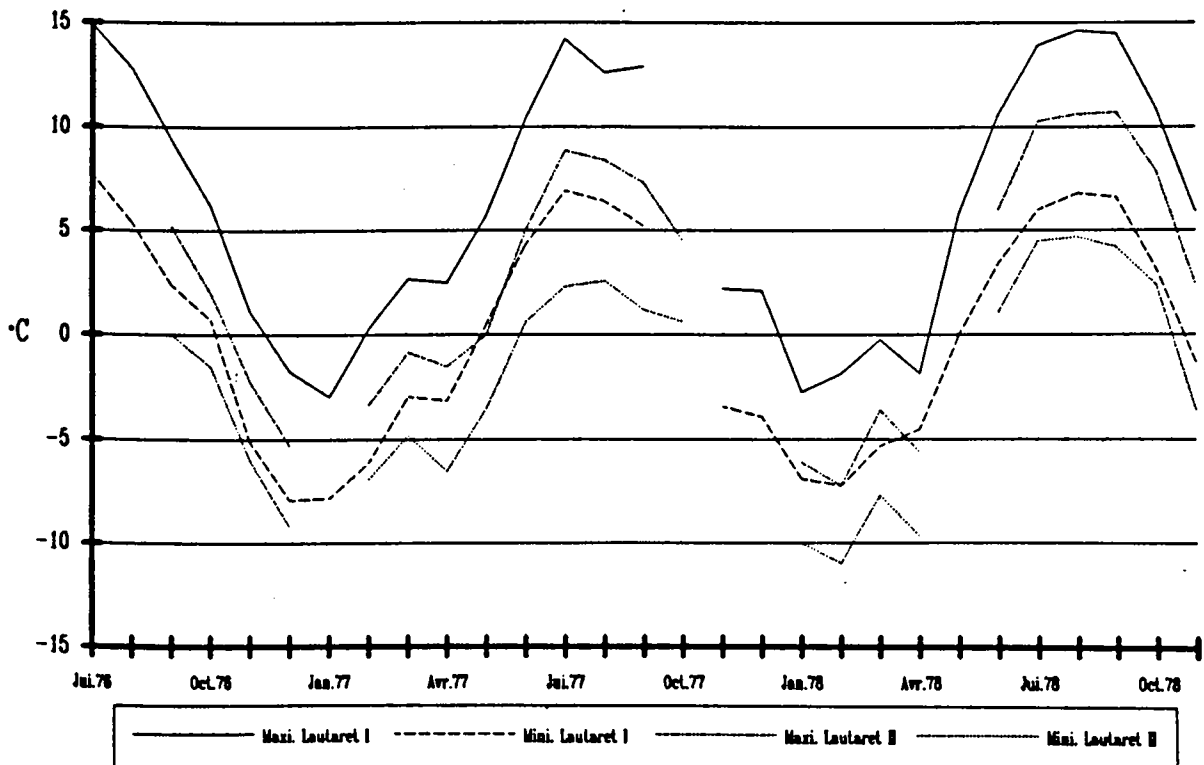
—▲— Moyenne des minima —■— Moyenne des maxima —◆— Moyenne des Tx

FIG. 13 - RÉGIME THERMIQUE AU LAUTARET-SESTRIERE (1951-1960)



Source : BALSCHNYE R. (1966)

FIG. 14 - TEMPÉRATURES MOYENNES MENSUELLES (MINIMA ET MAXIMA) RELEVÉES AUX STATIONS DE LAUTARET 1 (2030 m) ET 2 (2510 m) POUR LA PÉRIODE JUILLET 1976 - NOVEMBRE 1978



Source : LECOMTE et ROMCHAL (1981)

des minima et des maxima les plus fortes interviennent en majorité au mois de juillet. Cependant, l'examen détaillé des données disponibles révèle qu'il n'est pas rare de les rencontrer au mois d'août. C'est d'ailleurs le cas durant l'été 1978 (Fig. 14) pour les stations implantées au Lautaret (et même en septembre pour les maximums de L.II).

A l'opposé, les moyennes mensuelles les plus faibles sont principalement enregistrées au mois de janvier (secondairement en février). La remontée printannière des températures accuse fréquemment un fléchissement durant le mois d'avril. Proportionnel à l'altitude, celui-ci est souvent à l'origine d'un refroidissement sensible de l'air vers les sommets. Cette situation a du reste été observée aux stations du Lautaret, et notamment en avril 1978, où les températures moyennes minimales et maximales sont pratiquement retombées au niveau de celles relevées durant le mois le plus froid (Fig. 14).

En ce qui concerne les valeurs absolues des températures moyennes, les données de base sont réunies dans le tableau ci-dessous.

| Données considérées | Stations (altitude) | Maxima | Minima | Moyennes |
|---|-------------------------|-------------|-------------|-------------|
| Températures Moyennes mensuelles les plus fortes | Briançon (1324 m)* | 23,8 | 9,9 | 16,9 |
| | Le Monétier (1490 m)* | 23,0 | 7,1 | 15,1 |
| | Sestrière (1945 m)** | 17,0 | 7,0 | 12,0 |
| | Lautaret I (2030 m)*** | 14,9 / 14,2 | 7,7 / 6,9 | 11,3 / 10,5 |
| | Lautaret II (2510 m)*** | 10,7 / 8,9 | 4,7 / 2,6 | 7,6 / 5,6 |
| Températures moyennes mensuelles les plus faibles | Briançon (1324 m)* | 4,0 | -5,4 | -0,7 |
| | Le Monétier (1490 m)* | 3,4 | -8,7 | -2,7 |
| | Sestrière (1945 m)** | -1,0 | -8,0 | -4,5 |
| | Lautaret I (2030 m)*** | -2,7 / -2,9 | -7,2 / -7,9 | -4,8 / -5,3 |
| | Lautaret II (2510 m)*** | -5,3 / -7,2 | -9,2 / -11 | -7,3 / -9,1 |

* moyenne sur 35 ans (1951 - 1985) ; ** moyenne sur 10 ans (1951 - 1960) ; *** Les mesures n'ayant été effectuées dans ces deux stations que pendant trois années consécutives, seules sont reportés les valeurs correspondant à l'année la plus chaude (1^{er} chiffre) et à celle la plus froide (2^{ème} chiffre)

TABLEAU III - Valeurs extrêmes des moyennes mensuelles de températures dans la vallée de la Guisane (sources : Météo France et LECOMPTE ET RONCHAIL : 1981)

On notera que les moyennes mensuelles minimales diffèrent assez peu entre Briançon et la station Lautaret II, ceci malgré la forte dénivelée qui sépare les deux sites (1186 m). Ce phénomène, connu dans toutes les

régions montagnardes, traduit le refroidissement intense du fond des vallées par suite de la stagnation d'air froid nocturne, tandis que *"les sommets participent davantage des conditions turbulentes de l'air libre"* (Lecompte et Ronchail, 1981).

Cette particularité disparaît avec les températures moyennes mensuelles des maxima, qui baissent beaucoup plus nettement avec l'altitude. En conséquence, les amplitudes thermiques mensuelles décroissent vers les sommets ; durant la période juil. 1976/Nov. 78, les valeurs enregistrées selon la saison varient de 8/14° C à Briançon (moyenne de 10,9° C), à 4/8° C à la station inférieure du Lautaret (moy. de 6,3° C), et 3,5/6,5° C à Lautaret II (moy. de 4,9° C).

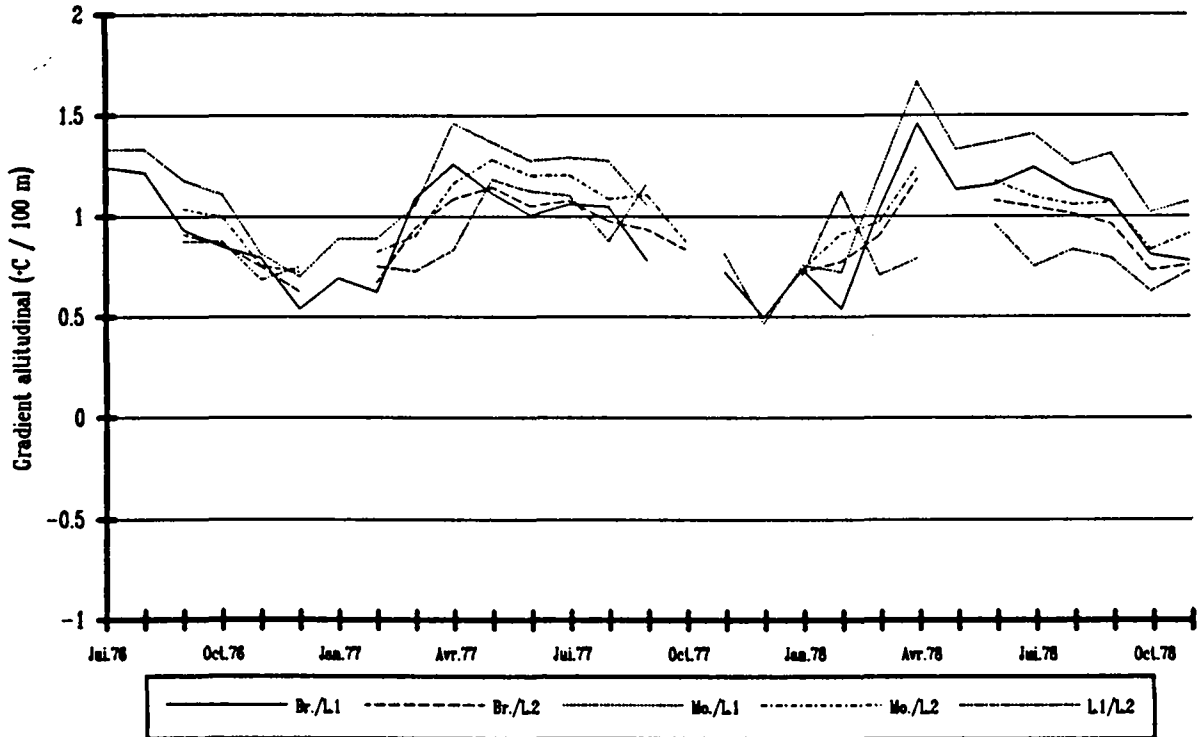
2. 2 - LES VALEURS MOYENNES MENSUELLES DU GRADIENT ALTITUDINAL

Plusieurs tentatives ont été faites pour évaluer le gradient thermique moyen dans le Briançonnais. Cependant, la signification d'une telle donnée est, compte tenu de son caractère trop synthétique, relativement réduite (Douguedroit et De Saintignon, 1970). En conséquence, il convenait d'étudier séparément les valeurs du gradient pour les températures moyennes maximales et minimales.

Les premières analyses portent sur les données enregistrées entre juillet 1976 et novembre 1978, aux stations de Briançon (1324 m), Monêtier-les-Bains (1490 m), Lautaret I (2030 m) et Lautaret II (2510 m). En premier lieu, il ressort que les gradients moyens mensuels de températures maximales sont toujours mieux affirmés que ceux correspondant aux minimums (Fig. 15a et 15b). Ces derniers, souvent largement inférieurs à 1 °C/100 m, peuvent d'ailleurs s'annuler, voire s'inverser, durant la période hivernale. Ce phénomène témoigne du développement de brises nocturnes qui acheminent, vers le bas des versants, l'air froid d'altitude. Il en résulte, compte tenu du faible brassage aérologique dans les fonds de vallées, une accumulation importante d'air froid qui entraîne une baisse sensible des températures.

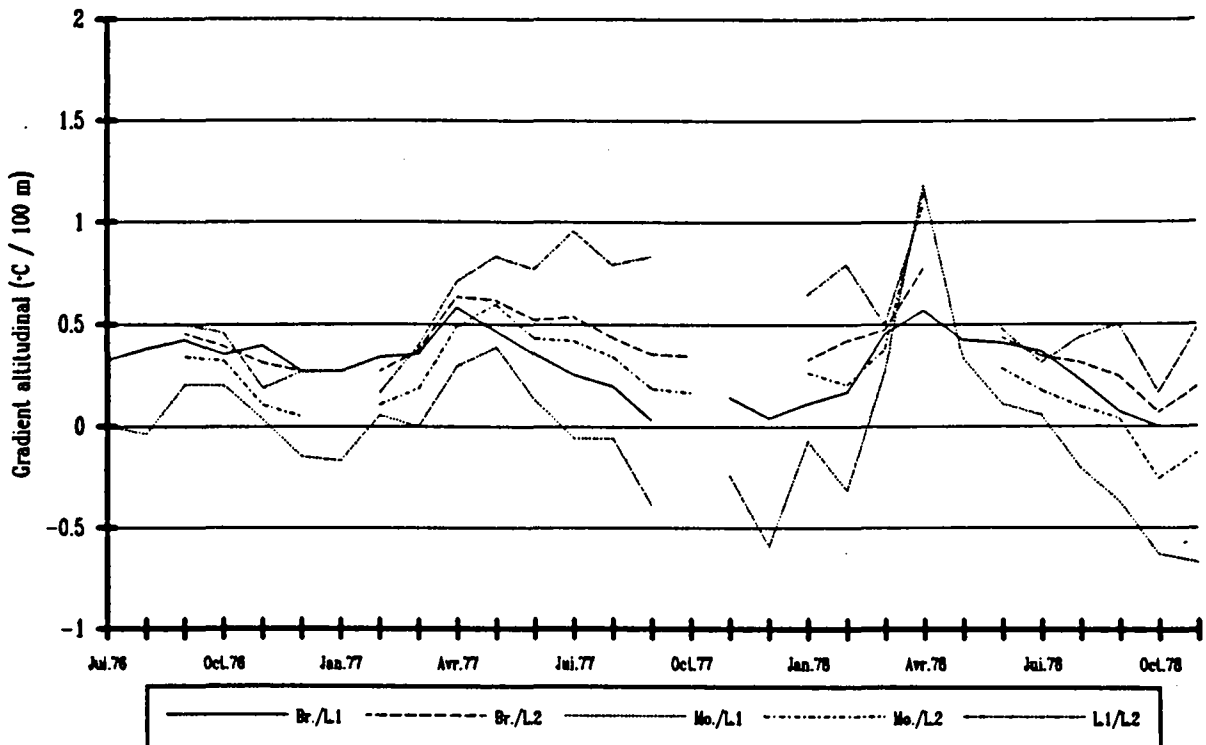
Les gradients moyens mensuels sont également marqués par des contrastes saisonniers, en partie calqués sur l'évolution du bilan radiatif.

FIG. 15a - VALEURS MOYENNES MENSUELLES DU GRADIENT ALTITUDINAL POUR LES TEMPERATURES MAXIMALES (juillet 1976 - novembre 1978)



Source : LECOMPTÉ ET RONCHAIL (1981) et Météo France

FIG. 15b - VALEURS MOYENNES MENSUELLES DU GRADIENT ALTITUDINAL POUR LES TEMPERATURES MINIMALES (juillet 1976 - novembre 1978)



Source : LECOMPTÉ ET RONCHAIL (1981) et Météo France

Br - Briançon (1324 m) ; Mo - Le monastier (1490 m) ; L.1 - Lautaret I (2030 m) ; L.2 - Lautaret II (2510 m)

C'est en effet le semestre chaud (d'avril à octobre) qui recueille les valeurs les plus importantes.

Ces variations en fonction de la saison, et selon qu'il s'agit de températures minimales ou maximales, se retrouvent si l'on apparie les stations de Briançon et de Monétier-les-Bains, avec les postes de Sestrière et de la Combe de Laurichard (Tab. IV).

| Mois | Monétier - Sestrière** | | | Briançon - Laurichard* | | | Monétier - Laurichard* | | |
|-------|------------------------|--------|----------|------------------------|-------------|-------------|------------------------|-------------|-------------|
| | Minima | Maxima | Moyennes | Minima | Maxima | Moyennes | Minima | Maxima | Moyennes |
| Jan. | -0,5 | 1,0 | 0,3 | <i>-0,01</i> | <i>1,12</i> | <i>0,53</i> | <i>-0,21</i> | <i>1,25</i> | <i>0,50</i> |
| Fév. | -0,2 | 1,2 | 0,5 | 0,38 | 0,78 | 0,58 | 0,06 | 0,86 | 0,47 |
| Mars | 0,2 | 1,4 | 0,7 | 0,56 | 0,96 | 0,75 | 0,38 | 1,11 | 0,73 |
| Avr. | 0,3 | 1,4 | 0,8 | 0,38 | 1,09 | 0,74 | 0,34 | 1,28 | 0,81 |
| Mai | 0,3 | 1,4 | 0,8 | 0,54 | 0,99 | 0,78 | 0,53 | 1,04 | 0,80 |
| Juin | 0,1 | 1,4 | 0,7 | 0,45 | 1,09 | 0,76 | 0,32 | 1,26 | 0,78 |
| Juil. | 0,0 | 1,3 | 0,7 | 0,33 | 1,07 | 0,71 | 0,09 | 1,27 | 0,69 |
| Août | 0,0 | 1,3 | 0,6 | 0,28 | 1,07 | 0,51 | 0,16 | 1,17 | 0,67 |
| Sept. | -0,1 | 1,2 | 0,6 | 0,20 | 0,98 | 0,56 | -0,03 | 1,16 | 0,56 |
| Oct. | 0,0 | 1,2 | 0,5 | 0,16 | 0,93 | 0,58 | 0,09 | 1,07 | 0,61 |
| Nov. | 0,0 | 1,3 | 0,5 | 0,34 | 0,79 | 0,57 | 0,22 | 0,88 | 0,55 |
| Déc. | 0,0 | 1,0 | 0,3 | 0,23 | 0,75 | 0,50 | 0,08 | 0,81 | 0,45 |
| Année | 0,0 | 1,3 | 0,5 | 0,32 | 0,97 | 0,65 | 0,17 | 1,09 | 0,64 |

* Gradients de l'année 1980. Les chiffres en italique ne sont donnés qu'à titre indicatif, car ils reposent sur des données incomplètes, pour la station de Laurichard (sources : Météo France et FRANCOU, 1981). ** Moyenne sur 14 ans, de 1951 à 1964 (source : PEGUY, 1978)

TABLEAU IV - Valeurs du gradient altitudinal pour les températures moyennes mensuelles entre les stations de Briançon (1324 m), Monétier-les-Bains (1490 m), Sestrière (1945 m) et Laurichard (2450 m)

En définitive, quelle que soit la position du site, et la configuration générale du relief environnant qui influent directement sur les conditions d'ensoleillement, les régimes thermiques s'individualisent modérément par leurs températures moyennes mensuelles (notamment les minimales). Par contre, la durée et l'intensité du gel, ainsi que la fréquence et la répartition des cycles gel/dégel, vont permettre d'apporter des distinctions fondamentales dans les conditions morphoclimatiques qui règnent actuellement dans la vallée de la Guisane.

2. 3 - UN MILIEU MORPHOCLIMATIQUE INÉGALEMENT MARQUÉ PAR L'EMPREINTE DU FROID

2. 3. 1 - Emprise et intensité du gel dans l'air

Les nombreux relevés météorologiques qui ont été effectués dans la vallée de la Guisane permettent d'apprécier correctement l'évolution du gel (durée et intensité) avec l'altitude et en fonction des conditions d'exposition.

Si l'on retient tout d'abord les données recueillies aux stations de Briançon, Monétier-les-Bains et Laurichard (Tab. V), on s'aperçoit que le nombre de jours de gel ($T_{\min} < 0^{\circ} \text{C}$) croît progressivement vers les sommets. En effet, alors qu'il ne représentent à Briançon que 40% de l'année, il passent à 54% au Monétier, pour atteindre entre 60 et 75% (environ 65% de moyenne pour quatre ans) dans le secteur de la Combe de Laurichard.

| Stations météorologiques | Périodes hivernales | Nbr. jours avec gel ($T^{\circ} \text{ min.} < 0^{\circ} \text{C}$) | Nbr. jours sans dégel ($T^{\circ} \text{ max.} < 0^{\circ} \text{C}$) |
|-------------------------------|------------------------|--|--|
| BRIANCON Alt. 1324 m | 1979 - 1980 | 155 | 11 |
| | 1980 - 1981 | 144 | 17 |
| | 1981 - 1982 | 168 | 14 |
| | 1982 - 1983 | 143 | 12 |
| | <i>Mov. 1951/85</i> | <i>147.5</i> | <i>16.3</i> |
| MONÉTIER Alt. 1490 m | 1979 - 1980 | 184 | 17 |
| | 1980 - 1981 | 182 | 26 |
| | 1981 - 1982 | 192 | 21 |
| | 1982 - 1983 | 197 | 16 |
| | <i>Mov. 1951/85</i> | <i>197</i> | <i>19.2</i> |
| LAURICHARD Alt. 2450 m | 1979 - 1980 | 274 | 193 |
| | 1980 - 1981 | 245 | 152 |
| | 1981 - 1982 | 225 | 117 à 187 ? |
| | 1982 - 1983 | 216 | 140 |

TABLEAU V - L'emprise du gel dans la vallée de la Guisane de 1979 à 1983, et comparaison avec les moyennes 1951-1985 (sources : Météo France et FRANCOU : 1988)

A l'image du travail réalisé par PEGUY sur le climat de Monétier-les-Bains et Briançon (1978 et 1981), l'examen de la date des premières et des dernières gelées nocturnes confirme l'emprise croissante et régulière du gel

FIG. 16a - NOMBRE MENSUEL DE JOURS "FROIDS" A BRIANCON (1948-1985)

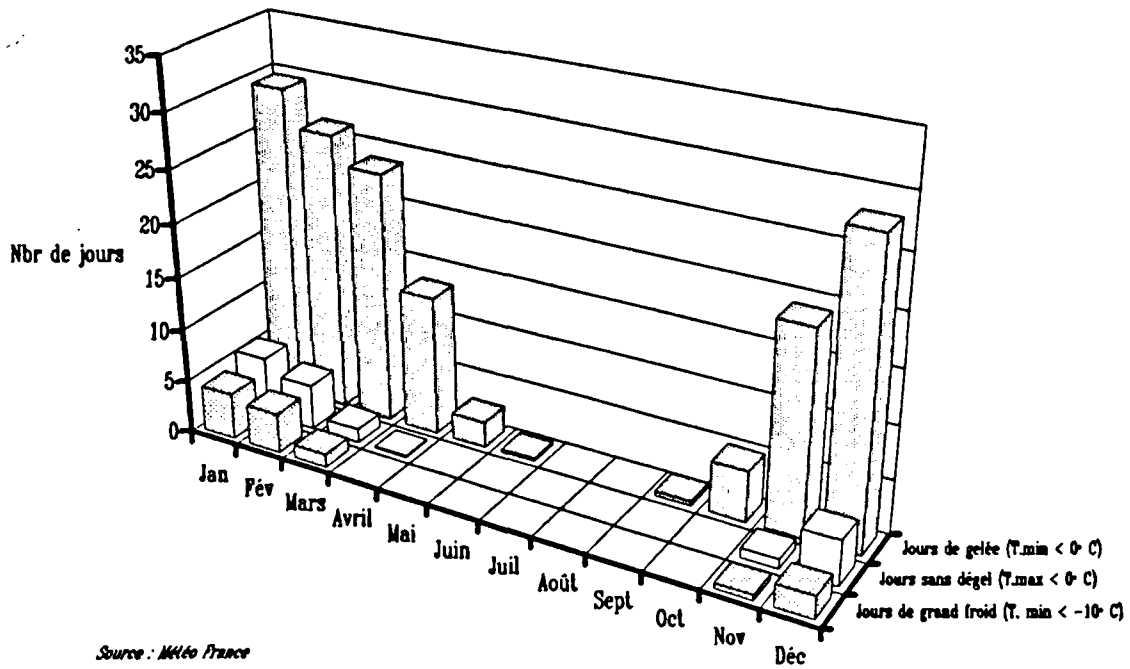
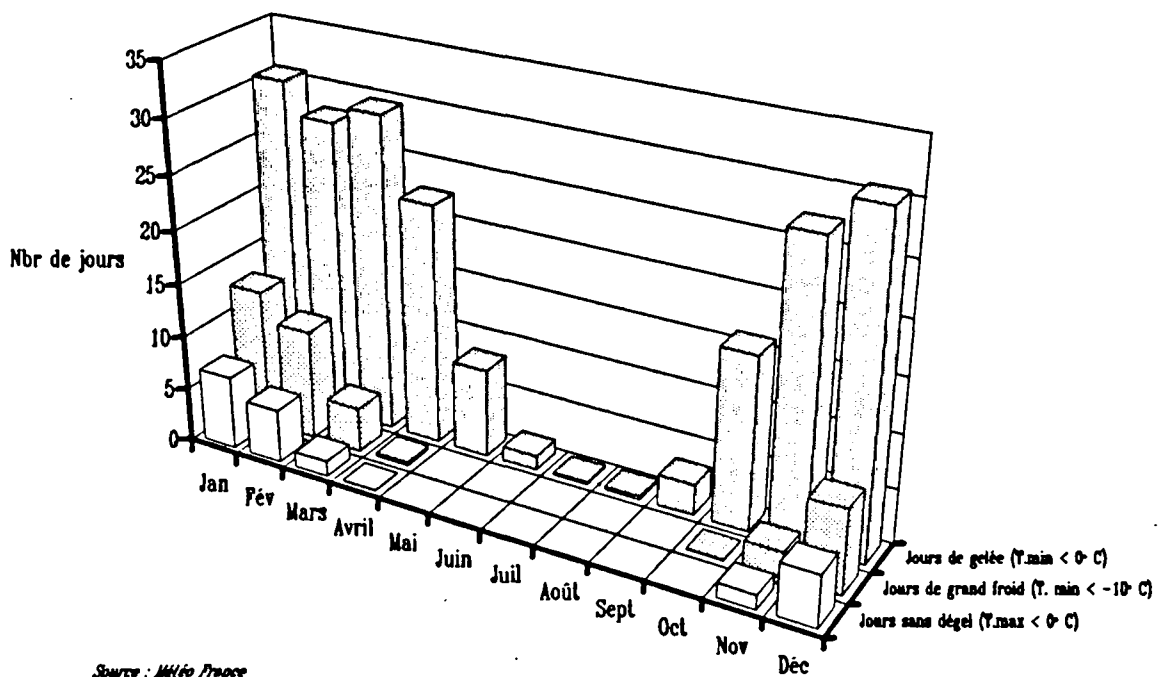


FIG. 16b - NOMBRE MENSUEL DE JOURS "FROIDS" AU MONÉTIER (1948-1985)



avec l'altitude. Ainsi, si l'on excepte les mois accusant moins de cinq jours de gel (correspondant globalement à des "coups de froid" isolés et faiblement marqués), les enregistrements font état, à Briançon, de gelées nocturnes pendant 6 mois (de novembre à avril), avec un optimum en janvier (Fig. 16a). Pour le poste de Monêtier-les-Bains, cette période s'étale sur 7 à 8 mois (d'octobre à avril/mai), avec une fréquence élevée de décembre à mars (Fig. 16b). Dans la haute Guisane, les jours de gel interviennent pendant 8 à 9 mois au niveau de la station Lautaret I (2030 m), tandis que sur le site de Laurichard (2450 m), les gelées nocturnes ne sont absentes que durant 2 à 3 mois (de juin à septembre).

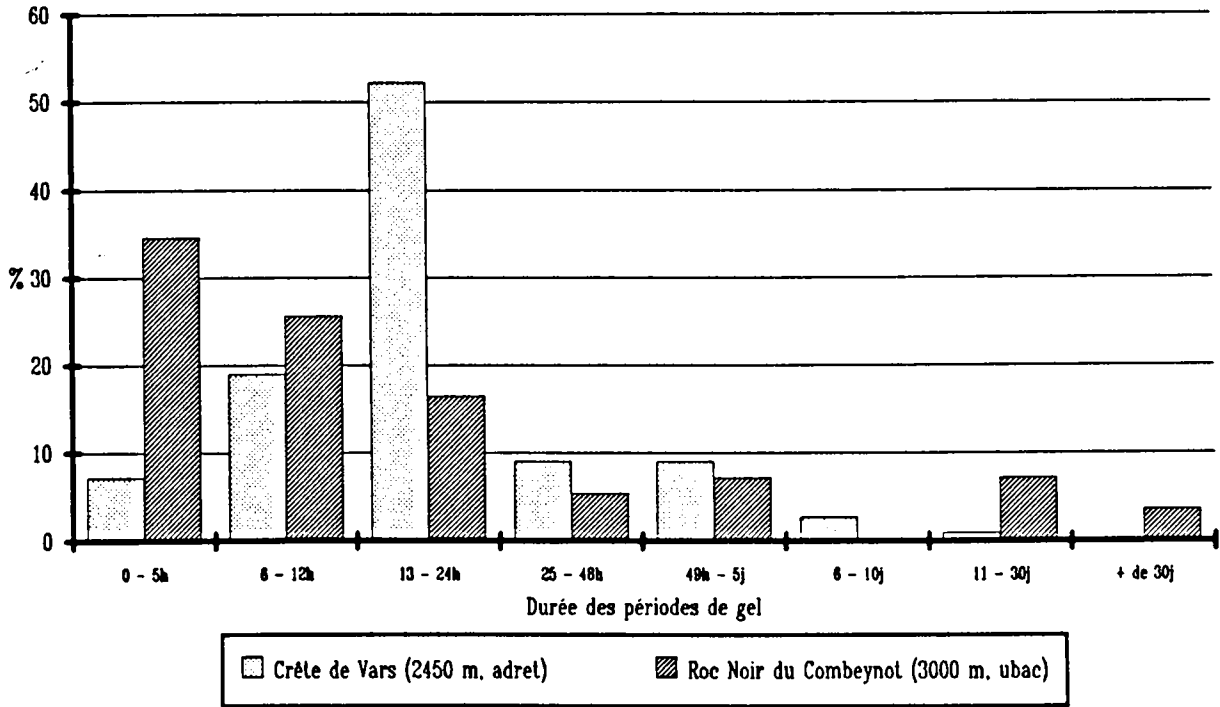
Cette progression n'est pas aussi régulière en ce qui concerne les périodes de gel continu ($T_{\max} < 0^{\circ} \text{C}$). Alors que les stations de Briançon et du Monêtier ne totalisent respectivement que 4,5 et 5,3% de jours sans dégel (recensés de décembre à février), ceux-ci représentent entre 40 et 50% de la durée de l'année à 2450 mètres d'altitude (sur 8/9 mois de l'année). Ici, les conditions d'un engel profond des formations géologiques sont d'autant plus réunies que les séries de plusieurs jours consécutifs de gel permanent sont nombreuses (Francou, 1982 et 1983c).

Cet aspect, qui concerne la durée des périodes de gel, a récemment été abordé à l'occasion de mesures de températures sur deux parois rocheuses de la région. Le premier des sites retenus correspond à une petite corniche calcaire en exposition W.S.W., située sur l'adret de la crête de Vars (au Sud-Est de Guillestre). Les enregistrements sont effectués depuis août 1981, à 2450 mètres d'altitude (position de l'isotherme 0°C). Cependant, ils n'ont fait l'objet, à ma connaissance, que d'une seule publication (Coutard, 1985) présentant le dépouillement des données pour la période du 20 août 1983 au 16 juin 1984. La seconde station a été installée sur l'ubac du Roc Noir du Combeynot, en exposition Nord-Ouest et à 3000 mètres d'altitude (isotherme -3°C). Les mesures disponibles s'étendent de septembre 1985 au 9 août 1986 (Francou, 1988).

Les résultats obtenus par ces deux chercheurs montrent que la distribution des durées de périodes de gel diffère sensiblement entre les deux sites. Dans l'ensemble, et cela se confirme en construisant un diagramme de répartition (Fig. 17), la représentation des gels liés aux cycles journaliers est comparable⁽¹⁾ (78,5% à la crête de Vars et 76,5% au Roc Noir du Combeynot). Par contre, si les longues périodes de gel ininterrompu (plus de

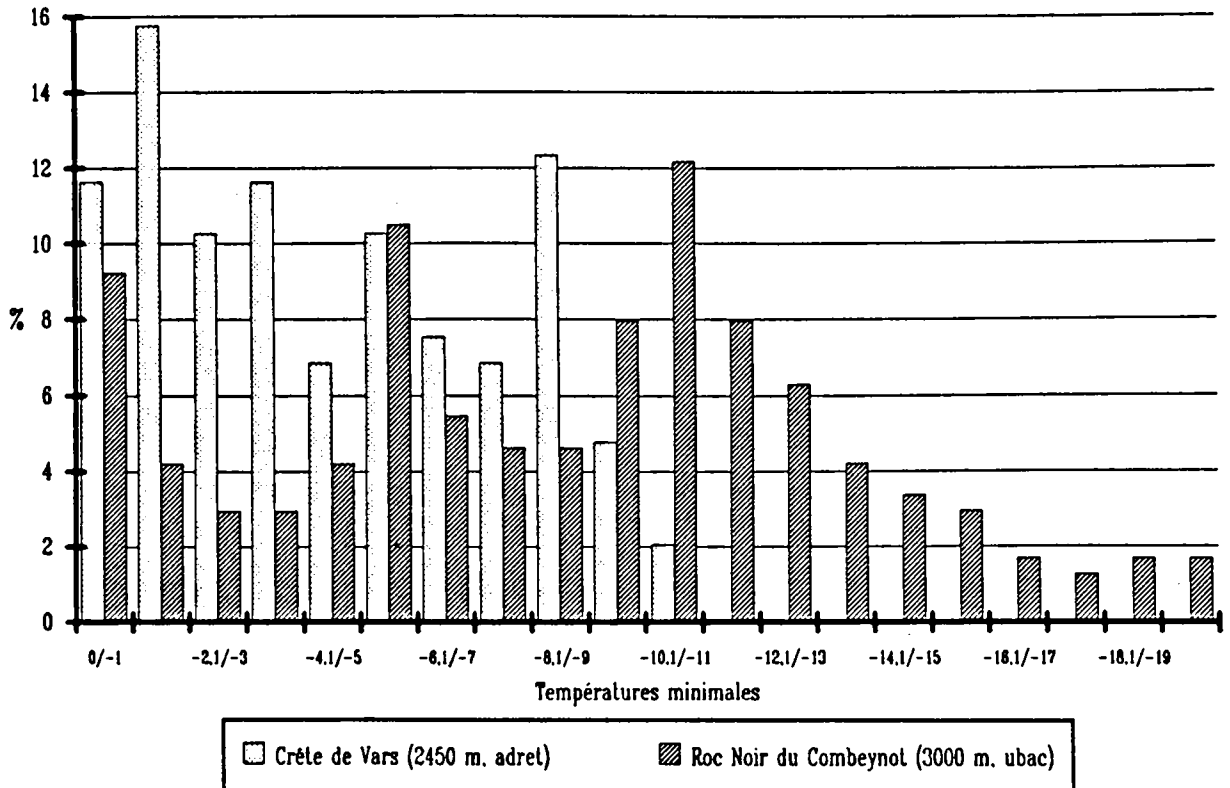
(1) On remarquera toutefois, sans pour autant y apporter de réponse satisfaisante, que la durée des périodes de gel la plus fréquente est de 0-5 h au Combeynot, alors qu'à Vars, c'est l'intervalle 13-24 h qui l'emporte largement.

FIG. 17 - DURÉE DES PÉRIODES DE GEL AU ROC NOIR DU COMBEYNOT (sept. 85 - juil. 86) ET A LA CRÊTE DE VARS (sept. 83 - juin 84)



Sources : FRANCOU (1988) et COUTARD (1985)

FIG. 18 - DISTRIBUTION DES MINIMA JOURNALIERS NEGATIFS AU ROC NOIR DU COMBEYNOT (sept. 85 à juil. 86) ET A LA CRÊTE DE VARS (sept. 83 à juin 84)



Sources : FRANCOU (1988) et COUTARD (1985)

10 jours) sont minoritaires en adret (moins de 1%), elles représentent une proportion notable pour la station du Roc Noir (près de 11%). De plus, apparaissent des gels permanents de plus de 30 jours, inconnus sur les faces bien exposées au rayonnement solaire.

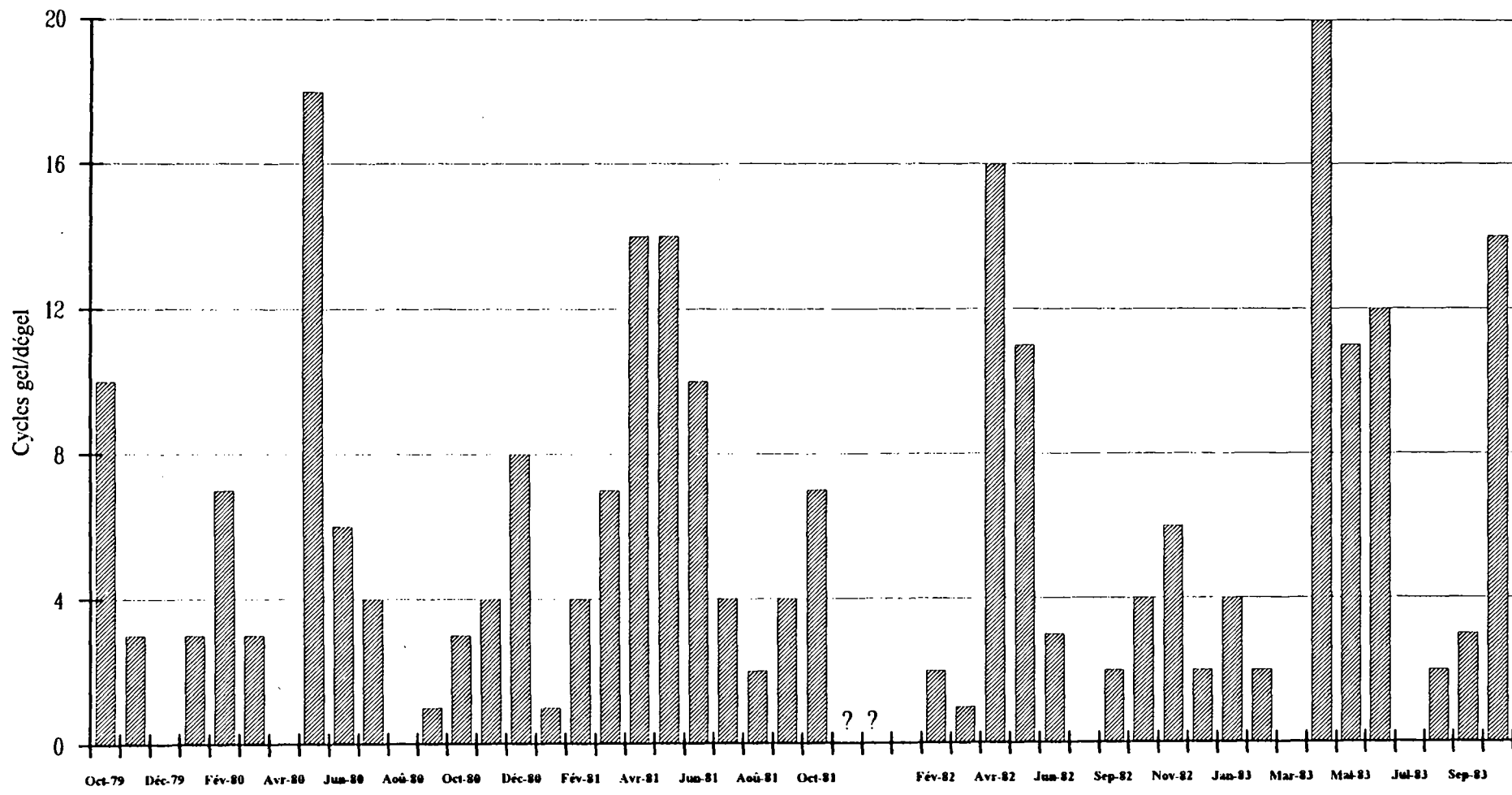
Si l'on s'attache à l'intensité du gel (Fig. 18), on s'aperçoit qu'à la station de Vars, les températures minimales journalières ne baissent pas au-dessous de -11°C , alors que sur l'ubac du Combeynot, plus de 30% des journées accusent des minimas inférieurs à ce seuil (toutes les valeurs étant bien représentées jusqu'à $-15,5^{\circ}\text{C}$). En outre, l'examen des enregistrements révèle que la vigueur du froid est d'autant plus élevée que la durée de la période de gel est longue.

Même si la comparaison présentée ici souffre de la non-concordance des périodes d'enregistrement sur les deux sites, sa pertinence ne peut être intégralement remise en cause, car il s'agit là d'années que l'on peut considérer comme moyennes du point de vue thermique. C'est pourquoi, il est raisonnable de penser que les caractéristiques du gel varient profondément en fonction de l'altitude et de l'exposition. Ainsi, aux hautes parois d'ubac, soumises à un froid intense et durable, s'opposent les secteurs jouissant d'une bonne exposition, et pour lesquels l'évolution des températures sera plus étroitement liée à la succession des types de temps. Ces résultats sont essentiels, car l'intensité et la persistance du gel vont en conditionner la pénétration dans les terrains, et par voie de conséquence, déterminer les modalités et l'efficacité de son action géomorphologique, au même titre que la fréquence des cycles gel/dégel.

2. 3. 2 - Fréquence et répartition des cycles gel/dégel

La confrontation des données recueillies aux stations de Laurichard et de Vars, toutes deux placées à proximité de l'isotherme 0°C (2450 m), montre à quel point l'exposition des versants joue un rôle fondamental dans la fréquence des cycles gel/dégel. On constate effectivement que leur nombre est bien plus élevé sur l'adret de la crête de Vars (au moins 115 cycles), qu'au fond de la Combe de Laurichard, où ont été dénombrés, selon les années, entre 50 et 60 alternances gel/dégel (exceptionnellement 75 en 1980/81).

FIG. 19 - NOMBRE DE CYCLES GEL/DEGEL RELEVES SOUS ABRI A LA STATION DE LAURICHARD (2450 m) DE 1979 A 1983



Source: FRANCOU (1988)

? = manque de données

A cette altitude, la distribution saisonnière des oscillations gel/dégel est marquée par une forte concentration printannière (principalement en avril/mai), et par une phase optimale secondaire, centrée sur octobre/novembre (Tab. VI et Fig. 19). Cette répartition n'est pas sans conséquences, car ces périodes sont également caractérisées par une imbibition profonde des massifs rocheux (fusion nivale déjà largement entamée sur les adrets et installation progressive du manteau neigeux à partir d'octobre), situation qui semble éminemment favorable à l'activité cryoclastique et sur laquelle je reviendrai ultérieurement.

| Roc Noir du Combeynot (3000 m)* | | crête de Vars (2450 m)** | |
|------------------------------------|-------------|-----------------------------|------------|
| Période | Nbr. Cycles | Période | Nbr cycles |
| Sept. 85 | 7 | Sept. 83 | 3 |
| Octobre | 7 | Octobre | 9 |
| Novembre | 8 | Novembre | 20 |
| Décembre | 8 | Décembre | 14 |
| Jan. 86 | 1 | Jan. 84 | 8 |
| Février | gel continu | Février | 7 |
| Mars | 3 | Mars (1-9) | 4 |
| Avril | 2 | Avril (5-30) | 17 |
| Mai (11-31) | 9 | Mai | 25 |
| Juin | 11 | Juin (1-10) | 8 |
| Juillet | 7 | ---- | ---- |
| Total | 57 | Total | 115 |

* Situation d'ubac ; ** Situation d'adret

TABLEAU VI - Nombre de cycles gel/dégel relevés dans l'air au sommet du Roc Noir du Combeynot (d'après FRANCOU, 1988) et sur le site de la crête de Vars (d'après COUTARD, 1985)

A l'altitude du Roc Noir du Combeynot (Tab. VI), l'optimum principal de printemps s'estompe sensiblement, et se décale vers les mois de mai/juin, période durant laquelle la fonte de la couverture neigeuse des ubacs libère la quantité d'eau la plus importante (Risser, 1979). Le rythme saisonnier des alternances gel/dégel se distingue aussi par la quasi-disparition, à la faveur des périodes de gel continu, des oscillations hivernales. Par contre, le nombre total des cycles relevés est ici comparable à ceux enregistrés à la station inférieure de Laurichard. Il apparaît donc clairement que les alternances gel/dégel plafonnent à partir d'une altitude voisine de l'isotherme

0° C (Gabert, 1971), en raison de la multiplication et de l'allongement des périodes de gel permanent vers les sommets. Par suite, les oscillations de températures autour de 0° C, relevées sur l'ubac du Roc Noir du Combeynot, se décalent vers la saison "chaude", où l'absence totale de gelée nocturne n'a été observée que durant le mois d'août.

2. 3. 3 - Conclusion

Il apparaît, à la lumière des mesures effectuées sur les sites de la Combe de Laurichard et de la crête de Vars, que pour une altitude équivalente, les versants bien exposés au rayonnement solaire subissent un nombre plus élevé de cycles gel/dégel que les ubacs. Néanmoins, les chocs thermiques y sont nettement moins violents que sur les pentes recevant un ensoleillement médiocre. En outre, les conditions d'un engel profond des terrains sont mieux réunies sur les faces ombragées, car les périodes de gel ininterrompu sont plus fréquentes, et leur durée s'allonge sensiblement (la plus longue période de gel permanent enregistrée à la station de base de Laurichard, le fut en 1979/80, avec 83 jours consécutifs) ; *a fortiori* lorsque l'altitude augmente.

Force est de constater que la limpidité du ciel haut-alpin impose aux massifs rocheux et à leur couverture quaternaire des conditions thermo-stationnelles très contrastées. En conséquence, les modalités d'intervention des processus cryergiques sont diverses, et leur empreinte dans le paysage, inégalement ancrée. Pour l'heure, je ne développerai pas davantage cet aspect morpho-dynamique auquel l'un des chapitres ultérieurs sera amplement consacré.

3 - LES PRÉCIPITATIONS

3. 1 - LES VOLUMES ANNUELS

3. 1. 1. - Les valeurs moyennes et leur variabilité interannuelle

En dépit de l'altitude moyenne élevée du bassin versant de la Guisane (2440 m), les précipitations annuelles y sont relativement faibles. Ainsi, les stations de Briançon et de Monêtier-les-Bains ne totalisent respectivement

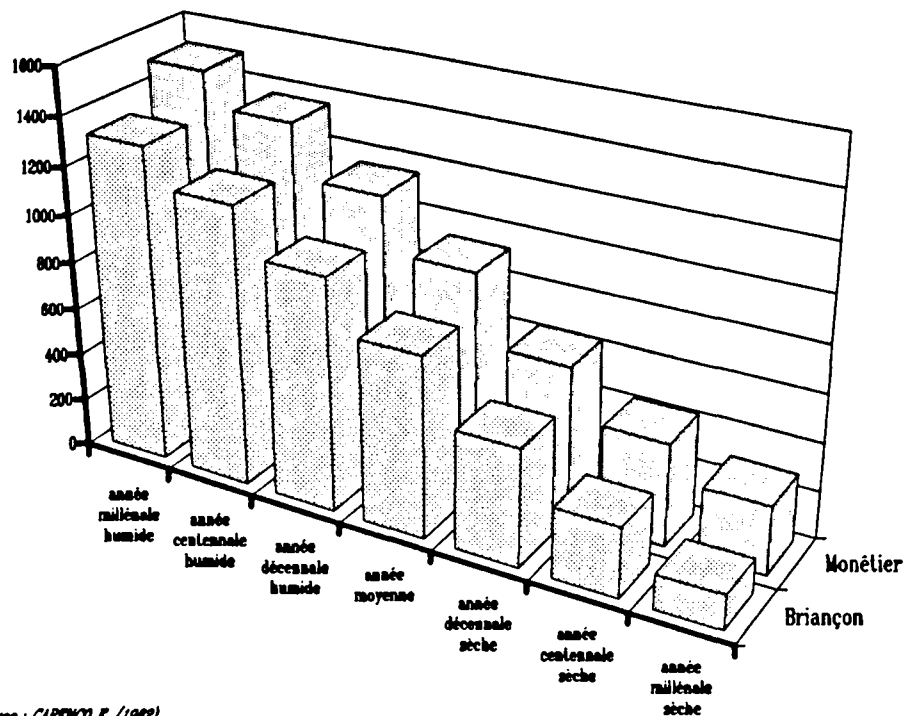
que 756 et 925 mm (moyenne sur 35 ans ; 1951 - 1985). Dans la vallée supérieure, seule la longue série de mesures effectuées entre 1932 et 1965, au lieu-dit Sestrière (1945 m), aurait permis d'apprécier correctement le volume annuel des précipitations à cette altitude. Toutefois, la valeur de 891 mm dont je dispose semble sous-évaluée, puisqu'elle est comparable à celle dont font état, pour la même période, les relevés du Monétier, situé à plus de 450 mètres au-dessous.

Par suite, il faut se contenter d'une simple approximation à partir des relevés disponibles. Celle-ci est rendue possible grâce à la droite de régression linéaire établie par LECOMPTE et RONCHAIL (1981), sur les bases de 336 journées de la période estivale (d'août 1976 à octobre 1978), et qui permet d'extrapoler les données de Briançon à la station de Lautaret I. Ainsi, à 2030 mètres d'altitude, le volume annuel des précipitations peut être estimé à environ 1250 mm. Ce chiffre est du même ordre que celui mentionné par ALLIX (1929) dans le secteur du Lautaret, à 2058 mètres d'altitude (1261 mm pour la période 1881 - 1910).

En revanche, la comparaison entre les mesures effectuées aux stations de Lautaret I et II (2510 m), témoigne de l'absence totale de gradient altitudinal entre la base et la partie supérieure du versant méridional de la Tête Noire du Galibier. Sans doute faut-il y voir la manifestation d'un optimum pluviométrique, dont on peut penser qu'il se situe, sur cet adret, aux alentours de 2000 mètres d'altitude ; tout au moins durant la saison chaude.

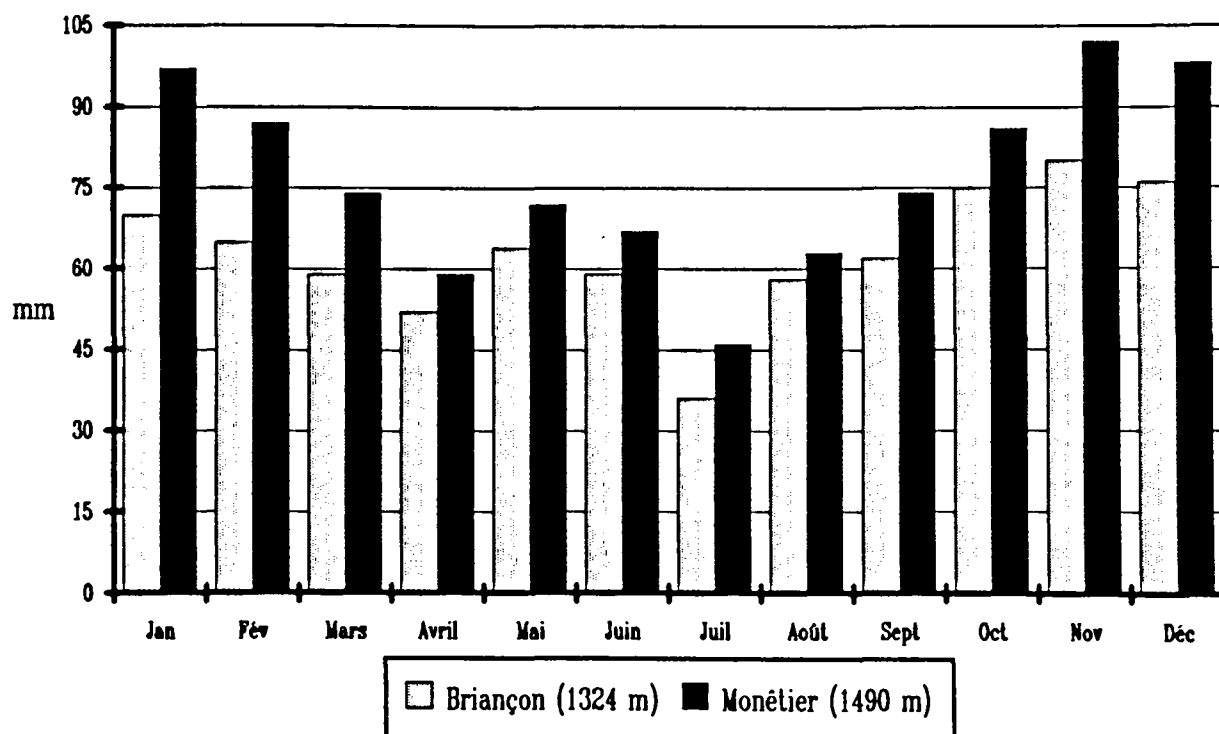
Les précipitations se caractérisent également par une importante variabilité interannuelle. Ainsi, pour le poste du Monétier, alors que l'année hydrologique (d'octobre à septembre) la plus arrosée a reçu 1661 mm (1960/61), la plus sèche ne totalise que 492 mm (1948/49) ; soit 3,4 fois moins qu'en 1960/61. A Briançon, si c'est aussi 1948/49 qui correspond à l'année hydrologique la moins pluvieuse avec 423 mm, c'est en 1935/36 que le volume annuel le plus important a été relevé, avec 1131 mm (soit un rapport de 2,7). En outre, de telles anomalies de signes inverses peuvent intervenir sur deux années successives. L'écart le plus extrême observé depuis la création des deux stations guisanaises, a été enregistré durant les années hydrologiques 1975/76 et 1976/77 (Tab. VII).

FIG. 20 - QUANTILES CARACTERISTIQUES EXTREMES DES PRECIPITATIONS A BRIANCON (1947-1980) ET A MONETIER-LES-BAINS (1929-1979)



Source : CARENCO B. (1982)

FIG. 21 - MOYENNES MENSUELLES DES PRECIPITATIONS A BRIANCON ET MONETIER-LES-BAINS (1951-1985)



Sources : Météo France

| Année hydrologique | BRIANCON | MONÉTIER |
|------------------------|----------|----------|
| Oct. 1975 - Sept. 1976 | 471 mm | 570 mm |
| Oct. 1976 - Sept. 1977 | 1113 mm | 1301 mm |

TABLEAU VII - Années pluviométriques successives les plus contrastées depuis 1929
(source : Météo France)

3. 1. 2 - Approche probabiliste

Les travaux de CARENCO (1982) ont montré que les volumes annuels de précipitations au Monétier (1929 - 1979) et à Briançon (1947 - 1980) obéissent à une loi de distribution gaussienne. En conséquence, il est possible de définir les quantiles caractéristiques extrêmes des précipitations annuelles (Fig. 20).

On notera, qu'eu égard au caractère très hypothétique de l'ajustement des volumes pluviométriques millénaux à la loi de Gauss, les données correspondantes ne sont reportées sur le graphique qu'à titre indicatif, et ne peuvent en aucun cas faire figure de valeurs significatives.

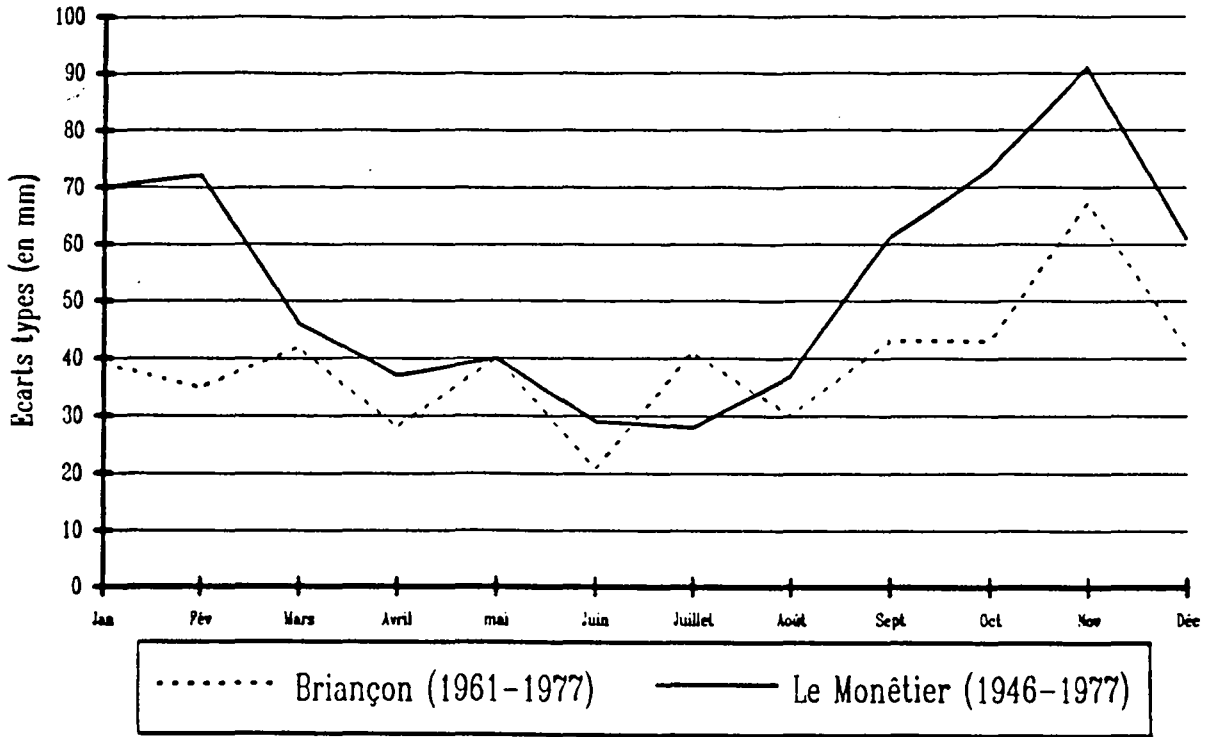
3. 2 - LES RÉGIMES PLUVIOMÉTRIQUES

L'indicatif saisonnier, de type A.H.P.E., place les stations de Monétier-les-Bains et de Briançon dans la zone de régime de transition à tendance méditerranéenne. La distribution saisonnière est légèrement différente au lieu-dit Sestrière, puisque l'été se trouve être un peu plus humide que le printemps (Tab. VIII). Ce phénomène traduit l'affaiblissement des influences méridionales vers le col du Lautaret, à la faveur d'un accroissement, déjà perceptible, des pluies continentales de saison chaude.

| Saisons | BRIANCON | MONÉTIER | SESTRIERE |
|-----------|----------|----------|-----------|
| Printemps | 23,1 | 21,4 | 22,6 |
| Ete | 20,6 | 19,8 | 23,9 |
| Automne | 30,6 | 30,9 | 27,4 |
| Hiver | 25,7 | 27,9 | 26,1 |

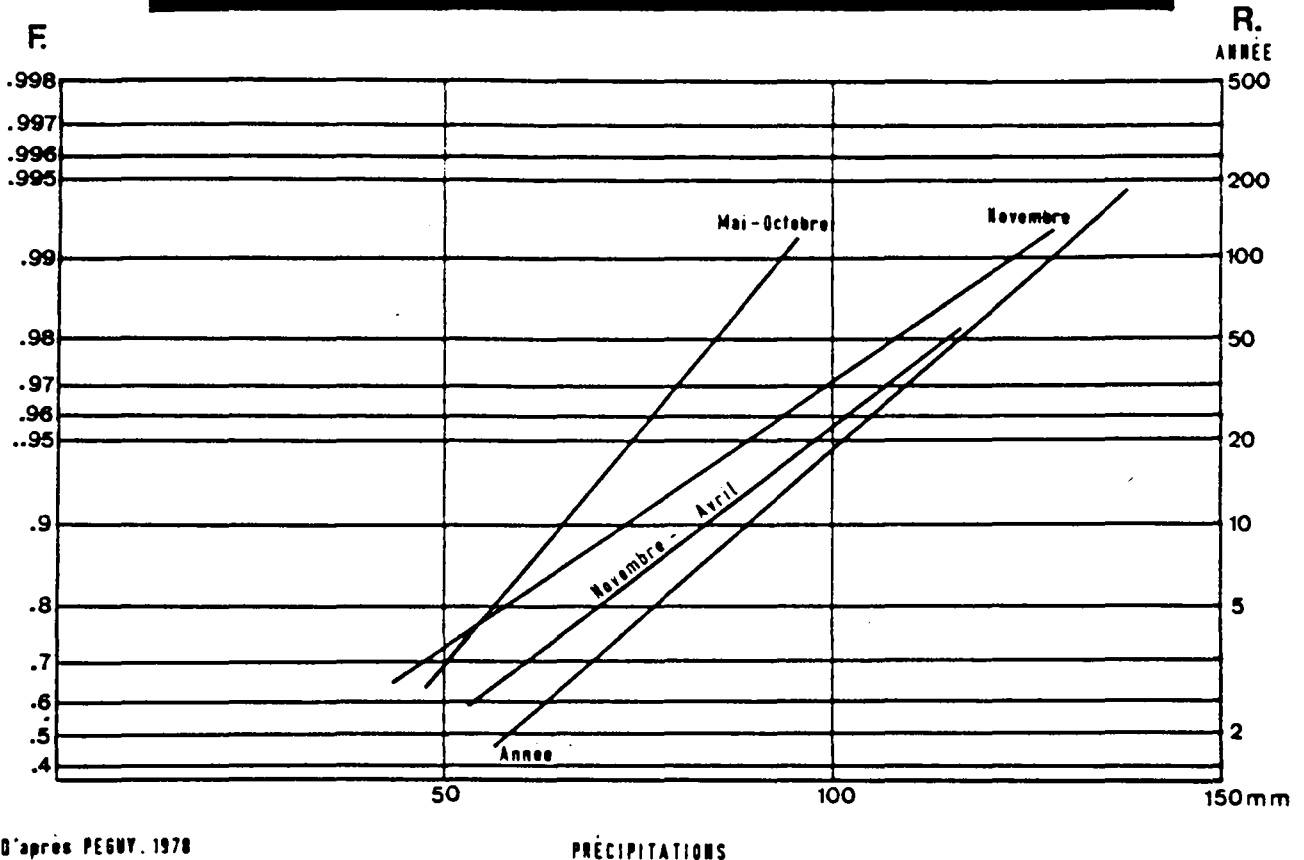
TABLEAU VIII - Répartition saisonnière (en pourcentages) des précipitations aux stations de Briançon, Monétier-les-Bains (1951 - 1985) et Sestrière (1932 - 1965)

FIG. 22 - VARIABILITÉ INTERANNUELLE DES MOYENNES MENSUELLES DE PRÉCIPITATIONS A BRIANCON ET AU MONÉTIER



Source : PEGUY, 1978 et 1981

FIG. 23 - DROITES D'AJUSTEMENT SUR PAPIER DE GUMBEL DES PROBABILITES DE PRECIPITATIONS MAXIMALES EN 24 HEURES A MONETIER-LES-BAINS



D'après PEGUY, 1978

PRÉCIPITATIONS

En ce qui concerne la répartition mensuelle de précipitations (Fig. 21) et leur variabilité interannuelle (Fig. 22), pour les postes de Briançon et de Monêtier-les-Bains, le mois de novembre vient assez nettement en tête, autant par le total pluviométrique (respectivement 80 et 102 mm), que par l'irrégularité des volumes mensuels d'une année à l'autre (écart-type de 67 mm à Briançon et 91 mm au Monêtier). Durant cette période automnale, les précipitations sont essentiellement liées à des flux atmosphériques de Sud et de Sud-Ouest.

Cette influence méridionale se retrouve également au printemps, mais ici les volumes mensuels sont considérablement amoindris, notamment au mois d'avril, qui débute fréquemment par la prolongation d'une période de sécheresse relative, dont les prémices apparaissent dès la fin mars. La période printanière est aussi marquée par une faible variabilité interannuelle des précipitations qui persiste jusqu'au coeur de l'été (fin du mois d'août). Au cours de cette saison estivale, les faibles précipitations (les coefficients pluviométriques s'abaissent en juillet, à 0,56 à Briançon et 0,58 au Monêtier) sont principalement associées aux circulations atmosphériques septentrionales.

A l'opposé, les pluies hivernales sont souvent apportées par les flux d'Ouest. On notera également que la forte variabilité interannuelle des volumes mensuels n'est le fait que de la station du Monêtier, pour laquelle l'écart-type s'élève à environ 70 mm durant les mois de janvier et février.

3. 3 - L'INTENSITE DES PRECIPITATIONS JOURNALIERES

Comparée aux véritables décharges d'eau que connaissent, plus au Nord, la vallée de la Maurienne, ou plus au Sud, le bassin versant du Guil, l'intensité des précipitations journalières est ici relativement faible. En effet, les enregistrements effectués au Monêtier ne font état que de deux journées ayant reçu plus de 100 mm (le 24 novembre 1950 avec 120,8 mm ; le 9 novembre 1951 avec 131,2 mm). Viennent ensuite des valeurs nettement inférieures, telles les 83,5 mm relevés à Briançon, le 14 janvier 1978, ou encore les 81 mm totalisés le 10 octobre 1981, au poste inférieur du Lautaret (2030 m).

L'analyse des probabilités de récurrence des fortes précipitations journalières, menée par Péguy pour la station de Monêtier-les-Bains (1978), a abouti à la réalisation de droites d'ajustement qui permettent d'estimer la



fréquence des volumes pluviométriques recueillis en 24 heures, pour l'année entière, les semestres chaud et froid, et uniquement le mois le plus humide (Fig. 23). On retiendra de ce graphique les éléments suivants :

- A l'échelle de l'année, le seuil des 100 mm/24 h est en moyenne atteint tous les 20 ans, tandis que les précipitations journalières ayant une récurrence décennale, sont de l'ordre de 90 mm (65 mm seulement à Briançon)
- les journées les plus arrosées sont, en règle générale, concentrées entre novembre et avril, c'est-à-dire lorsque les précipitations surviennent en grande partie sous forme de chutes de neige. A l'opposé, si la période de récurrence des précipitations journalières de 50 mm est d'environ 4 ans durant le semestre chaud, elle s'allonge à environ deux siècles pour les averses de 100 mm/24 h.

Même si les relevés effectués par Chalaux dans le secteur de la Tête Noire du Galibier (Lautaret I ; 2030 m), entre 1976 et 1985 (à l'exception de 1979, 1980 et 1982), ne permettent pas une approche statistique similaire, les sept années d'enregistrements semblent néanmoins indiquer que la fréquence d'occurrence des fortes précipitations journalières est ici plus élevée qu'à la station de Monêtier-les-Bains, tout au moins durant la saison chaude (les mesures n'ayant été pratiquées, au Lautaret, que de juin à novembre).

| Fréquence des P/24h | 10 -20 | 21 -30 | 31 -40 | 41 -50 | 51 - 60 | 71 -80 | + de 80 |
|---------------------|--------|--------|--------|--------|---------|--------|---------|
| Nombre de cas | 43 | 16 | 12 | 7 | 3 | 1 | 1 |
| Fréq. Relative (%) | 51,8 | 19,3 | 14,5 | 8,4 | 3,6 | 1,2 | 1,2 |

TABLEAU IX - Fréquence des précipitations journalières à la station inférieure du Lautaret I (1976/78, 1981 et 1983/85), selon des classes d'intensité croissante exprimées en millimètres (d'après Francou, 1988 et Chalaux, 1984)

Pour exemple, on notera que les journées recueillant entre 40 et 50 mm ont une fréquence annuelle au bas du versant de la Tête Noire (Tab. IX), alors que leur récurrence moyenne, au Monêtier, est de l'ordre de 2 à 4 ans. De même, durant la période d'observation à la station du Lautaret I, deux journées ont totalisées plus de 75 mm (81 mm le 10 octobre 1981, et 76 mm deux jours plus tard), valeur qui n'est atteinte, en moyenne, que tous les 20 ans à Monêtier-les-bains.

4 - HAUTEUR ET PERSISTANCE DU MANTEAU NEIGEUX

Etant donné le régime pluviométrique de la Guisane, qui accorde une place de choix aux averses de saison froide, et l'altitude moyenne élevée du bassin versant (2440 m), les précipitations sous forme neigeuse représentent un aspect très important du climat local. En effet, on peut d'ores et déjà signaler que les chutes de neige équivalent à près de 40% du volume annuel des précipitations à Monêtier-les-Bains (1490 m) ; cette valeur atteignant environ 70% vers 2500 mètres d'altitude. Si l'installation du manteau neigeux procure des avantages touristiques qu'il n'est plus nécessaire de démontrer, l'analyse détaillée de son évolution saisonnière n'en présente pas moins un grand intérêt du point géomorphologique, car la dynamique des versants en est partiellement tributaire.

Bien évidemment, l'un des caractères les plus saillants de l'enneigement de la vallée, est l'accroissement substantiel de sa durée au sol avec l'altitude ; alors que le tapis neigeux n'est présent que pendant 6 mois à Briançon (de novembre à avril), il recouvre les terrains durant 7 à 8 mois au col du Lautaret (de novembre à juin), et s'impose d'octobre à début juillet dans la Combe de Laurichard, à 2450 m (Tab. X).

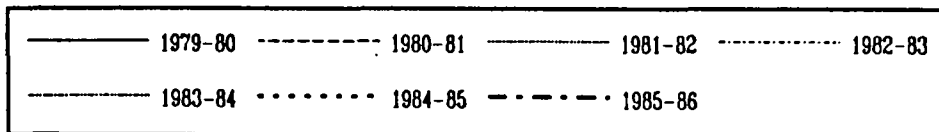
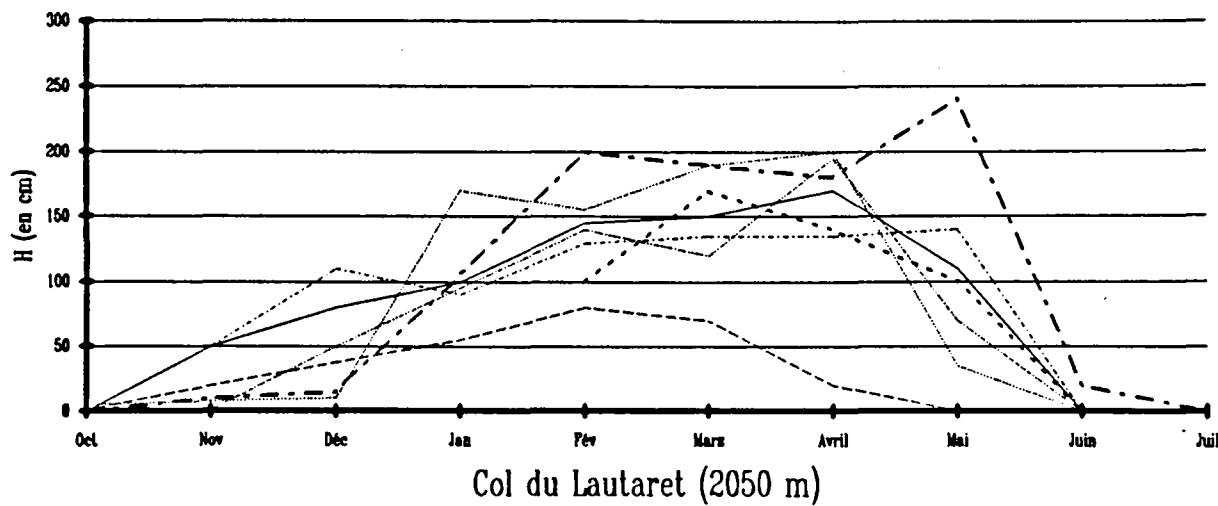
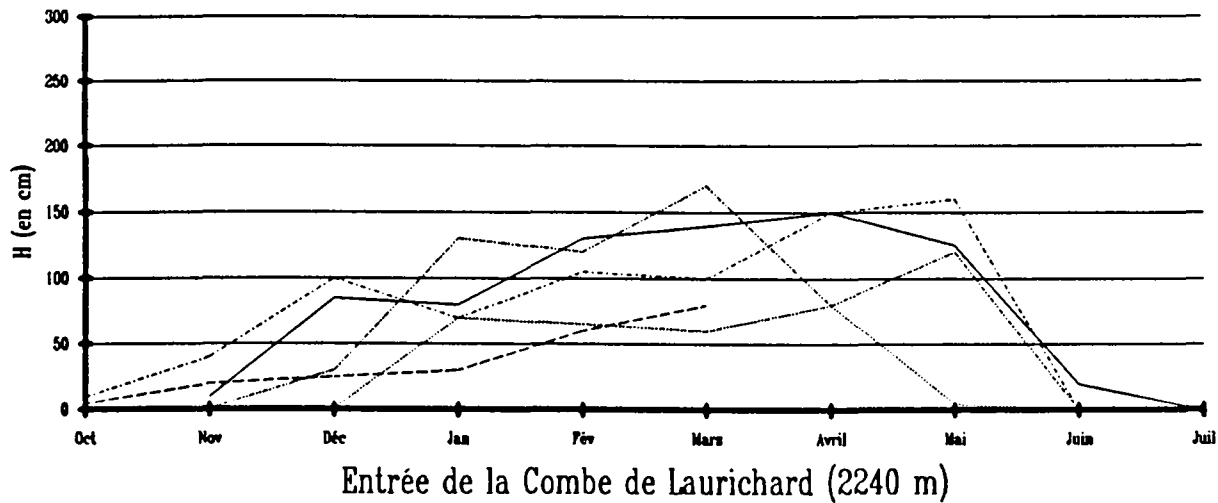
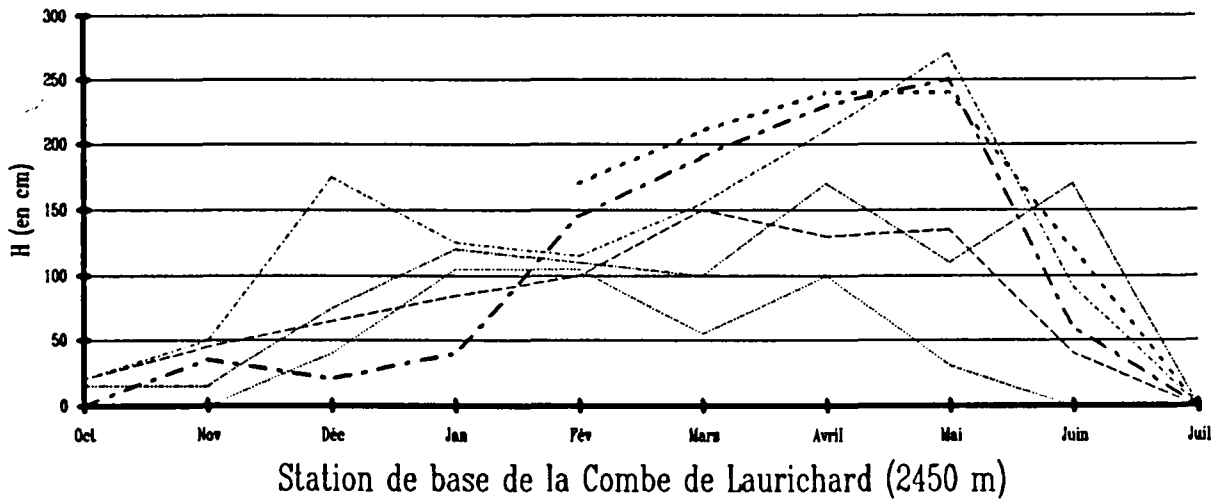
| Données considérées | | 1979-80 | 1980-81 | 1981-82 | 1982-83 | 1983-84 | 1984-85 | 1985-86 |
|---|--------|------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| Date d'installation (2450m) | | 2 déc./10 (1) | 1 déc./10 | 1 déc./10 | 1 déc./10 | 2 déc./10 | 3 déc./09 | 2 déc./10 |
| Disparition totale | 2050 m | 2 déc./06 | 2 déc./05 | 3 déc./05 | 3 déc./06 | 3 déc./06 | 1 déc./06 | 1 déc./06 |
| | 2450 m | 3 déc./06 | 3 déc./06 | 3 déc./06 | 2 déc./07 | 3 déc./06 | 1 déc./07 | 3 déc./06 |
| Durée au sol de l'enneigement ⁽²⁾ | 2050 m | 7,5 | 6,5 | 7 | 8 | 8 | 8 | 6,5 |
| | 2450 m | 9,5 | 9 | 9 | 9,5 | 8,5 | 9,5 | 7,5 |
| Hauteur maximale atteinte ⁽³⁾ | 2050 m | 170 | 80 | 200 | 140 | 195 | 170 | 270 |
| | 2240 m | 150 | 80 | 80 | 160 | 170 | ? | ? |
| | 2450 m | ? | 150 | 105 | 270 | 180 | 240 | ? |

(1) lire deuxième décade d'octobre ; (2) en mois ; (3) en centimètres

TABLEAU X - Caractéristiques du manteau neigeux au sol, entre le col du Lautaret et la Combe de Laurichard (d'après Francou, 1988)

Le régime nivométrique est principalement marqué par une forte dissymétrie, qui oppose une longue phase de constitution de la chape

FIG. 24 - PROFILS MOYENS ANNUELS DU MANTEAU NEIGEUX ENTRE LE COL DU LAUTARET ET LA COMBE DE LAURICHARD (sept. 1979 - Juil. 1986)



neigieuse, et une période d'ablation écourtée. C'est ainsi que la croissance de la couverture neigeuse s'étend sur 5,5 mois au Lautaret (jusqu'à mars-début avril), tandis qu'elle se prolonge jusqu'à avril-mai à 2450 mètres d'altitude, soit une durée de 6,5 mois (Fig. 24). Ce sont là des données compatibles avec les résultats obtenus par Risser (1979) pour le poste intermédiaire de Serre-Chevalier (2230 m), où les hauteurs maximales de neige se situent régulièrement dans la première moitié du mois d'avril (Fig. 25a). Cent quarante mètres au-dessous du col du Lautaret, à Serre-Ratier (1910 m), la phase d'édification du manteau neigeux ne s'étale plus que sur environ 5 mois, pour souvent s'achever en février-mars (Fig. 25b).

Le caractère tardif du maximum de puissance de l'enneigement vers les sommets, entraîne la mise en place de couches de neige lourde, d'autant plus instables, qu'elles recouvrent parfois des versants dont la bonne exposition au rayonnement solaire a provoqué le déneigement précoce. Dès lors, des avalanches de fond peuvent se déclencher et racler les roches et la couverture végétale sous-jacentes.

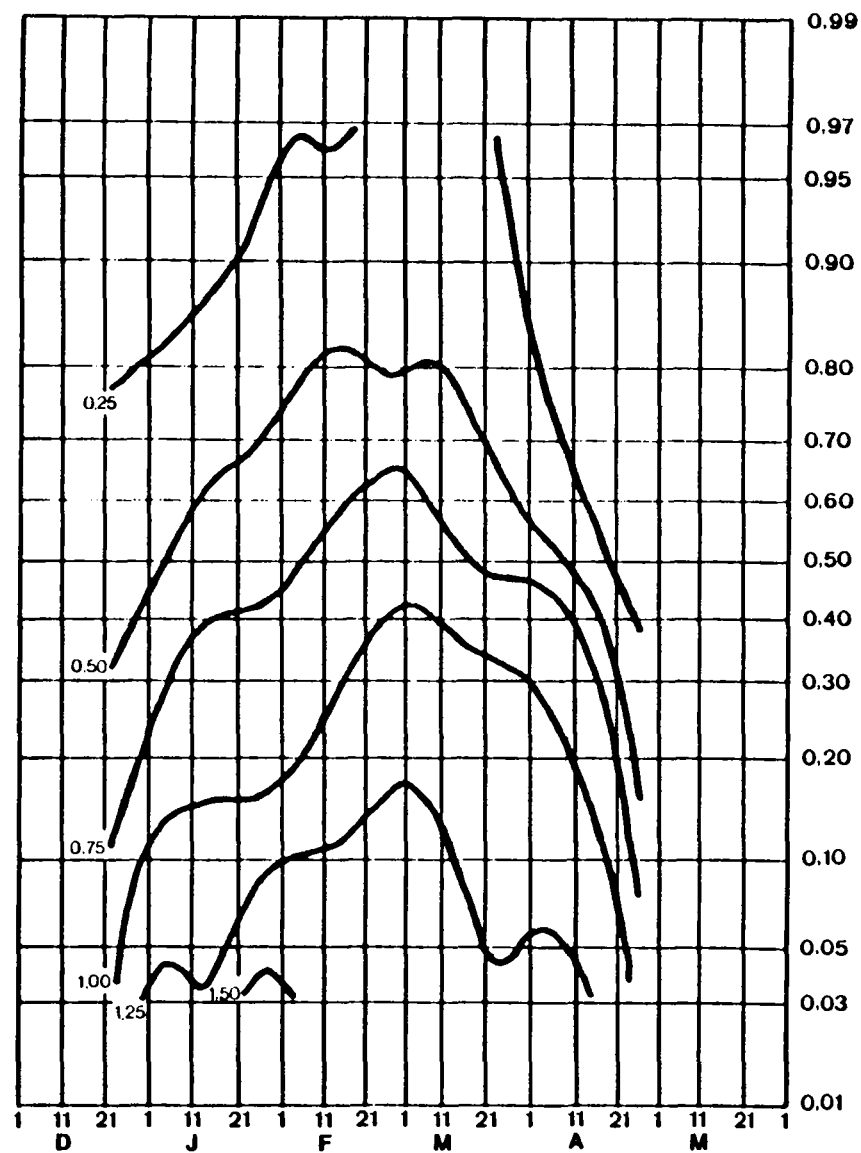
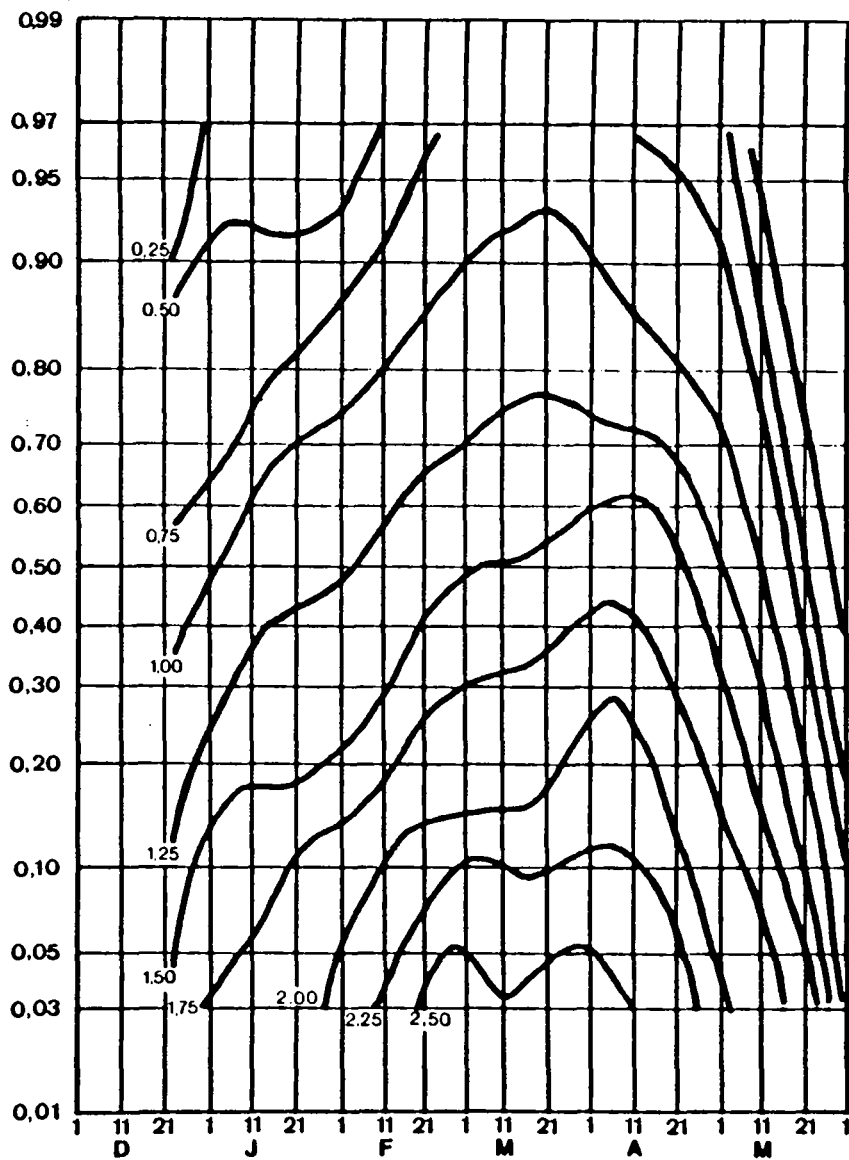
Si l'épaisseur du tapis neigeux subit également un accroissement général avec l'altitude (fig. 25), on ne peut négliger l'importance des conditions topo-climatiques qui déterminent en partie la hauteur de l'enneigement au sol. Outre le rôle primordial joué par l'exposition des versants au rayonnement solaire, je signalerai celui, tout aussi décisif, de la déflation éolienne, contre laquelle l'agencement du relief prémunit inégalement (zones dépressionnaires associées à une suraccumulation nivale, formes saillantes plus exposées à l'ablation de leur protection neigeuse). Pour exemple, on notera le plafonnement vers 150 -170 cm de la couverture neigeuse sur le site inabrité de l'entrée de la Combe de Laurichard (2240 m), alors que les conditions plus favorables de la station du col du Lautaret (2050 m), ont autorisé une croissance du manteau neigeux bien au-delà de 200 cm (Fig. 24).

En ce qui concerne la période d'ablation, les différences entre les stations sont beaucoup moins accusées, et l'on peut admettre globalement que la disparition de la couverture neigeuse dans les fonds de vallons d'altitude, se réalise en une durée comprise entre 2 et 2,5 mois. Cette fusion printannière, relativement rapide, provoque une décharge hydrique

FIG. 25 - CALENDRIER DE PROBABILITÉS DE L'ENNEIGEMENT (hauteur de neige en mètres)

a - SERRE CHEVALIER (1951-1976)
Altitude - 2230 m

b - SERRE RATIER (1960-1976)
Altitude - 1910 m



R = -2,0

D'après RISSER, 1979

substantielle que Risser (1979) a réussi à modéliser pour la station de Serre-Chevalier, en fonction des paramètres météorologiques de Briançon (Tab. XI).

| Décades et dates limites | Fusion moyenne (en cm) | Equivalent en eau (en mm) | Lame quotidienne (en mm/jour) |
|--------------------------|------------------------|---------------------------|-------------------------------|
| 11 avril | 17 | 16 | 1,5 |
| 21 avril | 27 | 66 | 7 |
| 1 mai | 31 | 96 | 10 |
| 11 mai | 39 | 151 | 15 |
| 21 mai | 47 | 200 | 20 |
| 1 juin | 50 | 214 | 21 |
| 11 juin | 52 | 234 | 24 |
| 21 juin | 58 | 270 | 27 |
| 1 juillet | 68 | 315 | 31 |

TABLEAU XI - Modélisation statistique de la fusion du manteau neigeux au poste de Serre-Chevalier ; 2230 m (d'après Risser, 1979)

Cependant, ces valeurs moyennes, comparables à celles enregistrées dans la Combe de Laurichard, occultent des phases de fusion plus active, durant lesquelles la hauteur d'eau libérée quotidiennement peut atteindre près de 50 mm (Franco, 1988) ; c'est-à-dire quasiment l'équivalent des précipitations journalières de saison chaude ayant une récurrence quinquennale au Monêtier. De surcroît, la variabilité interannuelle de l'enneigement de la région est telle, qu'il faut se garder de raisonner exclusivement en terme de moyenne : une année sur dix, au 1^{er} avril, le stock d'eau sous forme de neige approche les 900 mm à Serre-Chevalier (2230 m), mais une année sur dix, en hiver déficient, il n'atteint pas les 350 mm. Enfin, le rôle des conditions topo-climatiques est assurément capital au moment de la fonte, et il est incontestable que la disparition du tapis neigeux ne se réalise pas de manière homogène. C'est pourquoi, il convient de terminer l'analyse du manteau neigeux par quelques constatations concernant ses différents comportements lors de la phase d'ablation.

A ce propos, les observations effectuées par FRANCOU dans la Combe de Laurichard, en 1985, font état d'un décalage d'une vingtaine de

jours entre l'ouverture du manteau neigeux sur les éboulis en situation d'adret et les talus ombragés. A partir de ce stade, le déneigement intégral des versants bénéficiant d'un bon ensoleillement se réalise en une période d'environ 20 jours, tandis que la phase résiduelle de l'enneigement n'est atteinte qu'en 40 jours sur les ubacs.

Avec de telles variations dans la vitesse d'amenuisement du tapis neigeux, il faut s'attendre à ce que les modalités et les effets de l'action géomorphologique des eaux de fusion ne soient pas identiques partout. De même, la disparition précoce de la couverture neigeuse sur les versants ensoleillés (qui peut intervenir épisodiquement en plein hiver à des altitudes un peu plus basses) expose, d'une part, les eaux libérées au regel nocturne, d'autre part, prive le substrat du rôle protecteur de la neige vis-à-vis des contrastes thermiques dans l'air. A l'opposé, sur les versants mieux protégés du rayonnement solaire, la persistance plus élevée des taches résiduelles prolonge, parfois jusqu'au coeur de la saison chaude, le rôle de la neige dans le transfert des produits gélifracés sur les dépôts de pied de paroi ; c'est notamment le cas au pied de certaines corniches rocheuses d'ubac où, au contact avec les talus d'éboulis sous-jacents, sont préservés des amas de neige très compactée, dont la densité approche celle du névé. En outre, ces résidus neigeux peuvent également se faire entièrement recouvrir par les débris rocheux, et par voie de conséquence, être incorporés au talus d'éboulis (Francou, 1988).

5 - CONCLUSION

Par sa position géographique, le bassin de la Guisane participe au climat continental intra-alpin caractérisé, entre autre, par le plus fort ensoleillement des Alpes françaises. Cette particularité confère au rayonnement solaire un rôle géomorphologique d'autant plus renforcé, qu'étant donné l'orientation générale de la vallée Nord-Ouest/Sud-Est, il est légitime d'opposer un versant Sud à tendance ubac, et un versant septentrional rapidement déneigé l'hiver et brûlé durant la saison estivale.

L'autre trait principal du climat de la Guisane, est son extrême variabilité interannuelle, de sorte que sa description en termes fréquentiels

est nécessaire à l'évaluation de certains aléas naturels (crues torrentielles, mouvements de terrain, etc.). A ce titre, les études menées par PEGUY (1978 et 1981) et RISSER (1979) sont essentielles, car elles permettent d'apprécier aisément les oscillations subies par les paramètres climatiques selon les périodes de récurrence considérées.

VI - LE MILIEU VÉGÉTAL

Si l'action stabilisatrice d'un couvert végétal, et notamment des forêts, sur les versants affectés par des mouvements de masse est aujourd'hui sujette à discussion, elle demeure un fait résolument acquis en ce qui concerne l'érosion hydrique. C'est pour cette raison que depuis la fin du XIX^{ème} siècle, les services forestiers des pays de montagnes s'attachent avec ténacité à reboiser les secteurs pour lesquels la déforestation est précisément rendue responsable de la recrudescence des phénomènes (Surrel, 1870). En conséquence, l'analyse des risques induits par l'évolution des versants nécessite une excellente connaissance de la couverture végétale et de sa dynamique.

A ce propos, dans le cadre de l'action soutenue par la Délégation Générale à la Recherche Scientifique et Technique (D.G.R.S.T.) dans le Briançonnais, la vallée de la Guisane a fait l'objet d'une analyse détaillée des groupements végétaux (Ozenda et Cadel, 1981). Les quelques développements qui suivent sont donc pour une bonne part inspirés de ce travail, avec néanmoins quelques précisions supplémentaires concernant les reboisements d'adret dont l'analyse n'avait pas été jugée, à l'époque, comme prioritaire, compte tenu de leur caractère purement artificiel.

1 - PHYSIONOMIE GÉNÉRALE DE LA VÉGÉTATION

La répartition au sol des 20.000 hectares de la vallée de la Guisane (Fig. 26) fait apparaître une très nette domination des pelouses qui s'étalent sur 11400 hectares. Les surfaces boisées (en majorité des peuplements de pins et de mélèzes) représentent environ 4000 hectares, dont près de 15% correspondent à des forêts de protection d'adret. Quant aux zones actuellement cultivées, elles sont blotties en fond de vallée (notamment autour du hameau du Casset), et ne s'étendent plus que sur 1000 hectares. Le reste du bassin versant, soit 3600 hectares, est occupé par les glaciers, les affleurements rocheux, les éboulis et les ravinements.

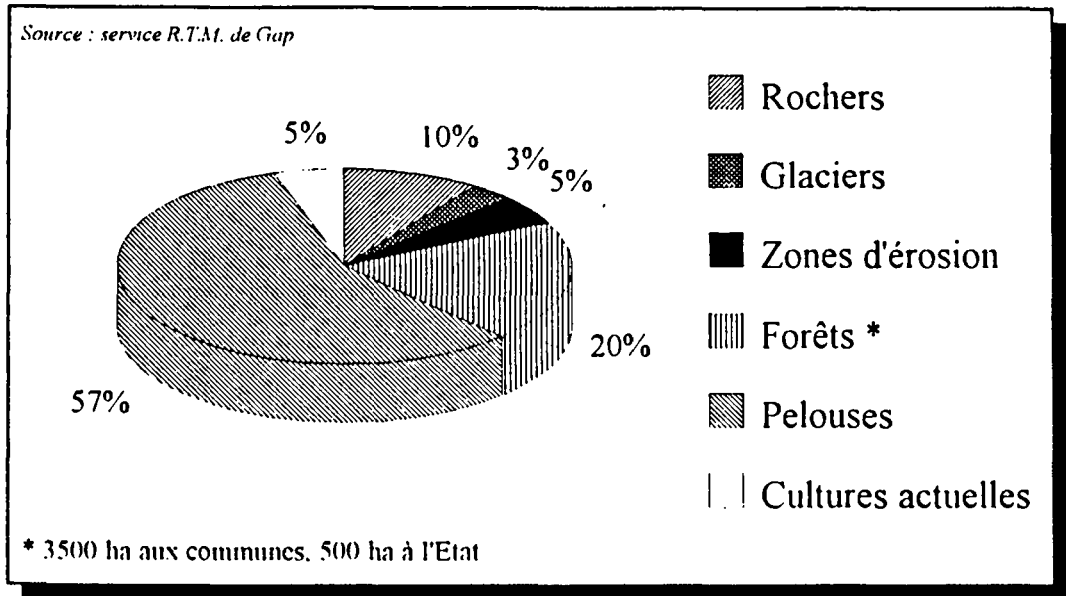


Fig. 26 - Répartition au sol des 20.000 hectares de la vallée de la Guisane

L'âpreté du relief détermine l'existence de trois étages bien individualisés dont les limites altitudinales varient selon l'exposition des deux versants principaux :

- *L'étage montagnard* peut être subdivisé en une portion dite humide qui occupe le fond de la vallée jusqu'à la route nationale 91 en adret (un peu plus haut en ubac), et une bande sèche se développant exclusivement sur le versant septentrional jusque vers 1900 mètres d'altitude. Cet étage montagnard, anciennement très cultivé, se lamine progressivement à partir du hameau du Casset, pour disparaître complètement un peu en amont du Lauzet.

- *L'étage subalpin* se déploie entre 1900 et 2500 m sur l'adret, tandis que sur le versant méridional de la vallée, il est présent entre 1650 et 2200 mètres. Il se caractérise, dans le premier cas, principalement par des landes basses et des pelouses, alors que sur l'ubac, cette bande de 1,5 à 2 km de largeur est densément tapissée de forêts de mélèzes.

- Au-dessus, s'étend *l'étage alpin*, dont la végétation est directement conditionnée par le substrat.

2 - LES TYPES DE FORÊTS

2.1 - LES PINEDES D'ADRET

Elles sont essentiellement représentées par les Bois de l'Ours, des Rousses et du Villard, qui forment un vaste placage d'un millier d'hectares entre Briançon et la route du Granon. Il s'agit d'un complexe situé entre 1400 et 2250 mètres d'altitude, et par conséquent à cheval sur deux étages distincts :

- Les pinèdes de l'étage montagnard sont à Pin sylvestre, parfois associé au Pin à crochets. La nature de la roche-mère peut être aisément identifiée au *Deschampsio-Pinetum* sur silice (Bois des Rousses et du Villard), et à l'*Ononido-Pinetum* sur calcaire (partie supérieure du Bois de l'Ours).
- Les pinèdes de l'étage subalpin (au-dessus de 1800/1900 m) sont uniquement à Pin à crochets, et se subdivisent également en deux groupes climaciques suivant la composition du substrat.

Sur la commune de Monétier-les-Bains, ces pinèdes n'ont pas survécu aux défrichements. Bien que les activités agricoles soient aujourd'hui marquées par une irréversible dégénérescence, le climax forestier semble ici ne pouvoir se reconstituer de lui-même. En effet, si l'on prend l'exemple de l'étage montagnard (jusqu'à 1900 m d'altitude), il apparaît que depuis l'abandon des terres par les agriculteurs, l'évolution naturelle de la végétation se soit arrêtée à un stade bocager, où la lande à Genévrier se hérissé de frênes, trembles, noisetiers, et secondairement de bouleaux. Il s'établit donc un groupement subclimax constituant généralement le terme ultime de la dynamique naturelle de la végétation, et que par conséquent la pinède ne paraît pouvoir coloniser spontanément.

Les étendues de pins à crochets (localement associés aux mélèzes) qui se développent sur ce même versant, en amont du village de la Salle, correspondent donc à des peuplements artificiels qui, compte tenu de leur caractère préventif ou protecteur face aux processus d'évolution des versants, feront l'objet d'une analyse particulière.

2. 2 - LES MÉLÉZINS D'UBAC

Ils s'étendent en ubac sur une longue frange de 15 km de long, entre Briançon (Bois du Prorel) et le hameau du Lauzet (Bois des Bergers). Selon l'altitude, trois niveaux peuvent être distingués :

- Au-dessous de 1650 m, les mélèzes ont envahi les surfaces anciennement cultivées, pour former un pré-bois ou un bois clair où ils sont souvent associés à divers feuillus, tels que le Frêne et l'Erable. Ils constituent par là-même un groupement de substitution, probablement aux dépens d'une pinède sylvestre mésophile qui semble être, à altitude identique, le climax forestier en aval de Briançon.

- Dans les portions inférieure et moyenne de l'étage subalpin (entre 1650 et environ 1900 m d'altitude), se situent les forêts de mélèzes les plus pures, et dans lesquelles les individus sont les plus vigoureux (plus de 20 m de hauteur lorsque les conditions stationnelles sont idéales).

- Au-dessus, dans l'étage subalpin supérieur (jusqu'à 2200 m), les mélézins s'éclaircissent, et laissent progressivement apparaître un fond de lande à Ericacées.

A ces subdivisions fondamentales, s'ajoutent des distinctions secondaires qui s'opèrent en fonction de la nature de la roche-mère (les dissemblances restent toutefois moins marquées qu'en adret), et suivant les conditions d'exposition. C'est ainsi que sur le versant septentrional du vallon du Petit Tabuc, orienté Sud-Est, le mélézin est de type sensiblement différent (Ozenda et Cadel, 1981).

Aujourd'hui, la préservation *in extenso* des écosystèmes forestiers du versant méridional de la vallée de la Guisane s'avère difficilement compatible avec le développement des activités touristiques. En effet, les importants défrichements réalisés à travers les mélézins pour permettre le passage des remontées mécaniques, des pistes de ski et des chemins de desserte, compromettent sérieusement leur pérennité. Face à ce problème, les services forestiers ont réagi en créant une "zone de protection nature" dans le Bois du Prorel, et en interdisant le ski hors piste dans certains secteurs sensibles, afin d'assurer de bonnes conditions de croissance aux

jeunes sujets. Néanmoins, ces mesures semblent insuffisantes, et il apparaît nécessaire d'envisager une étude approfondie concernant l'impact des aménagements sportifs sur les mélézins, devant éventuellement déboucher sur un programme d'intervention sylvicole.

3 - LA RESTAURATION DU PATRIMOINE VÉGÉTAL

«Abusant des richesses naturelles de leurs montagnes, les habitants sont parvenus à déboiser presque entièrement tous les versants de la rive gauche, et sur un grand nombre de points du bassin, le sol mis à nu n'est plus protégé par le gazonnement contre la force destructrice des eaux et autres agents atmosphériques, si énergiques dans ces hautes régions. Les conséquences inévitables de cette fatale imprudence ne se sont pas faites attendre.»

Mémoire descriptif des délibérations municipales de St-Chaffrey en 1862 (in Moyrand-Gattefossé, 1982)

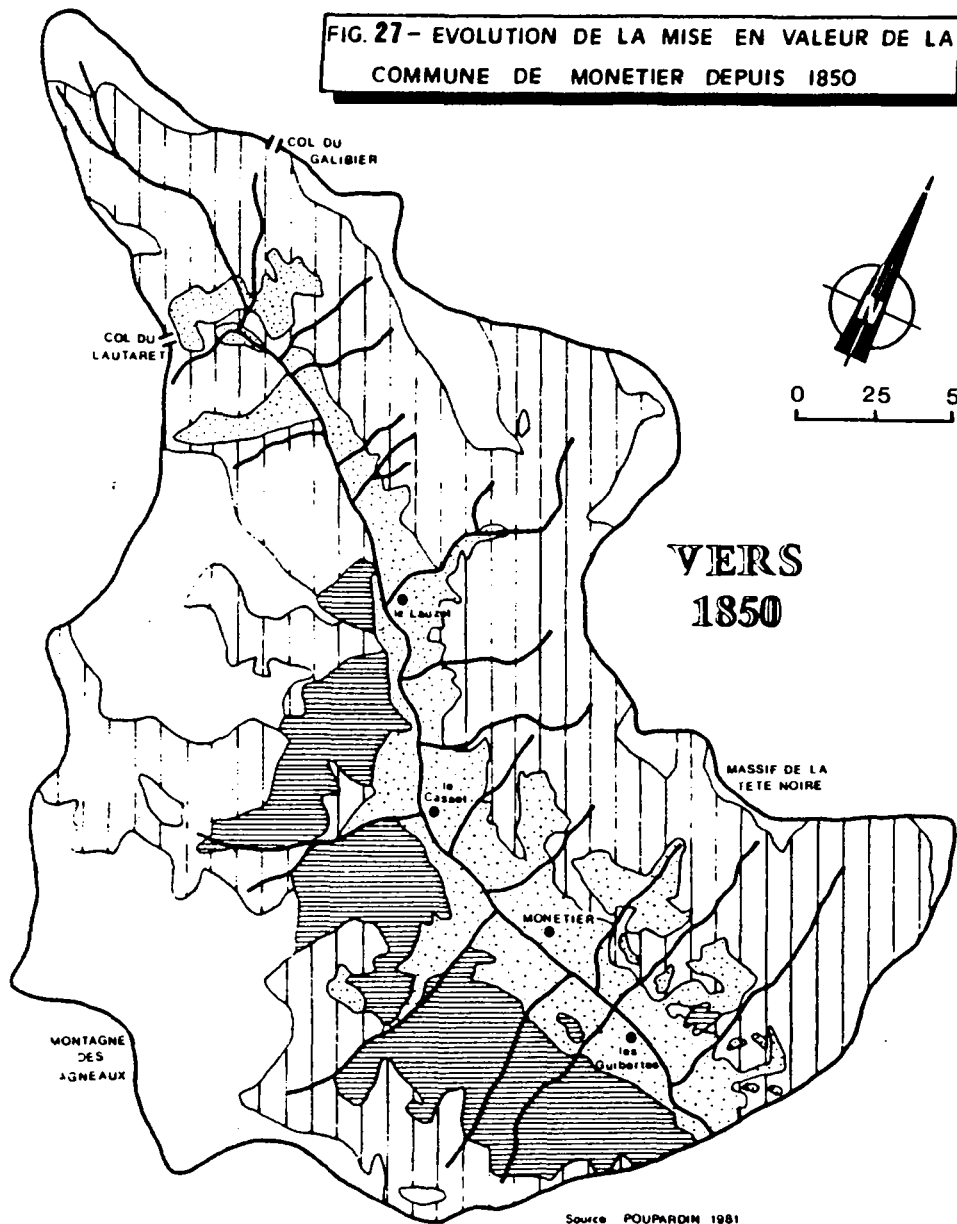
Cette situation alarmante va conduire les pouvoirs publics à promulguer la constitution de périmètres de reboisement dans la commune de Monétier-les-Bains (1248 hectares), par un décret de 1874. Toutefois, le vote de la loi forestière du 4 avril 1882, qui consacre l'irruption de l'Etat dans le système de gestion de la sécurité des biens et des hommes, amène une révision de ces zones périmétrées et une réduction de leur superficie totale de moitié (Tab. XII). Il faudra attendre le siècle suivant pour que les communes de St-Chaffrey et de la Salle soient également concernées par ces mesures.

| COMMUNE | SURFACE | ANNÉE D'ACQUISITION |
|-------------|---------|---------------------|
| Le Monétier | 567 ha | 1882 |
| St-Chaffrey | 93 ha | 1927 |
| La Salle | 19 ha | 1955 |

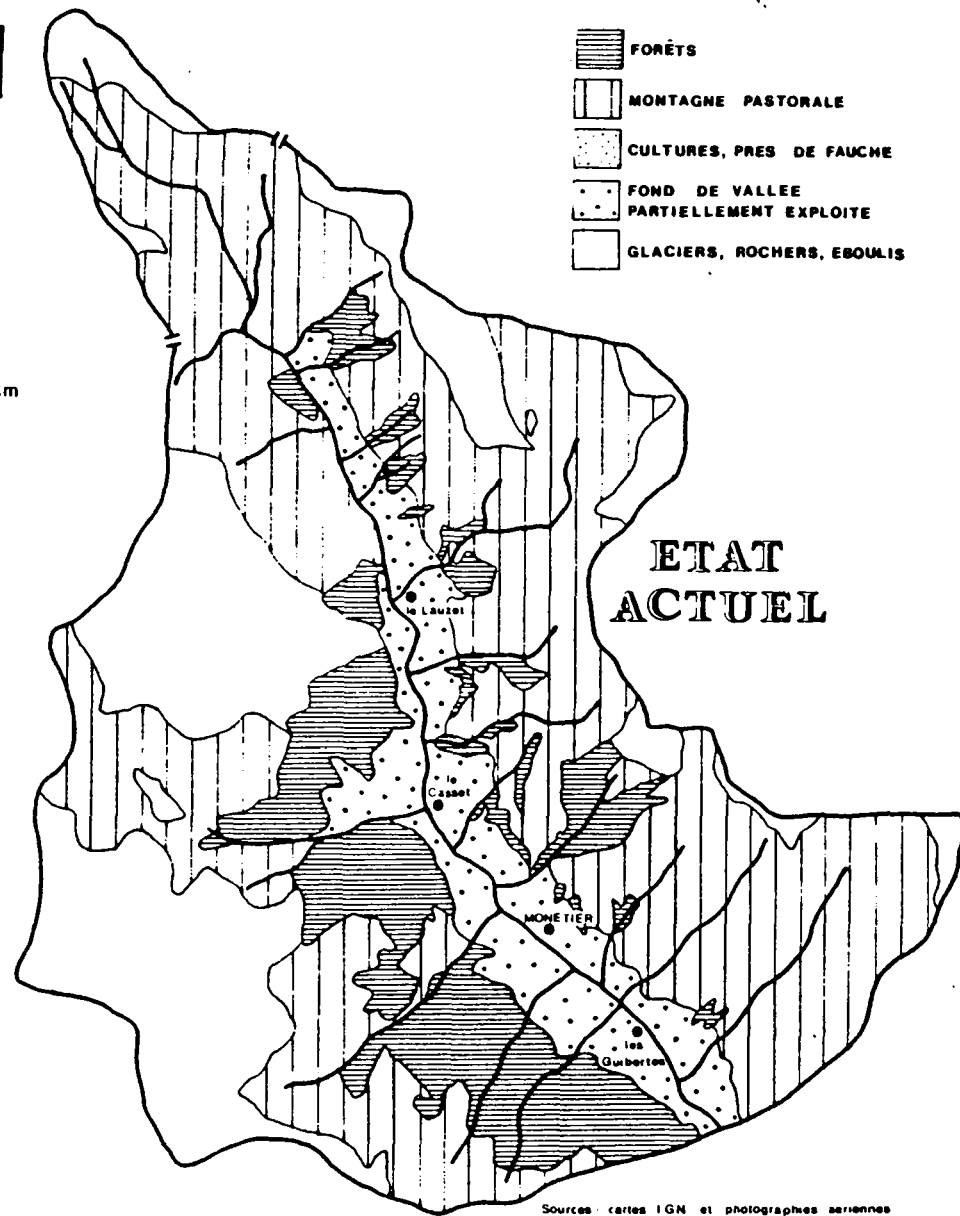
TABLEAU XII - Les périmètres R. T. M. dans la vallée de la Guisane

Néanmoins, Monétier-les-Bains demeure la commune pour laquelle l'intervention des services forestiers fut la plus importante. Ainsi, outre les recépages et les surfaces engazonnées artificiellement, ce sont près de 500 hectares qui ont été reboisés entre 1878 et 1903 (Tab. XIII). Cette série de

FIG. 27 - EVOLUTION DE LA MISE EN VALEUR DE LA COMMUNE DE MONETIER DEPUIS 1850



Source POUPARDIN 1981



Sources : cartes IGN et photographes aeriennes

restauration comprend neuf tènements distincts (correspondant chacun à un bassin de réception torrentiel), tous situés sur le versant septentrional de la Guisane (Fig. 27). A l'origine, les nouveaux peuplements comportaient 60% de pins à crochets, 30% de mélèzes, 9% de pins cembro et 1% d'aulnes dans les ravines et le lit des torrents.

| Type d'intervention | Surface concernée |
|-----------------------|-------------------|
| Plantations en potets | 365 ha |
| Semis en potets | 116 ha |
| Recépages | 48 ha |
| Enherbement | 134 ha |

TABLEAU XIII - L'intervention des services forestiers dans la commune de Monêtier-les-Bains, entre 1878 et 1903

Actuellement, si il est raisonnable d'espérer un renouvellement naturel dans les zones d'altitudes, là où les peuplements sont lâches, la situation est beaucoup plus critique lorsque les taux de recouvrement s'élèvent. En effet, dans les parties moyenne et inférieure des versants, les peuplements ont considérablement souffert du manque d'éclaircies, particulièrement sur les sols médiocres où aucune sélection naturelle ne semble s'opérer. Ainsi, depuis le début des années quatre-vingt, l'O.N.F. a engagé une opération de régénération des forêts de protection d'adret. Néanmoins, le manque de moyens financiers a contraint les services forestiers à limiter leur intervention aux secteurs les plus sensibles (essentiellement situés dans le bassin de réception du torrent de St-Joseph).

VII - LES MUTATIONS DE L'ÉCONOMIE LOCALE

Bien avant le plaidoyer écrit en 1838 par l'ingénieur des Ponts et Chaussée Alexandre SURELL, et publié en 1841 par ordre du Ministre des Travaux Publics, la déforestation et le surpâturage étaient rendus responsables de l'érosion désastreuse qui affectait alors les zones montagnardes. Si ces causes historiques peuvent être encore invoquées dans de nombreux cas de déstabilisation des versants, les mutations récentes subies par l'économie locale, en particulier la dégénérescence de certaines pratiques culturelles et l'implantation de nouvelles infrastructures (routes d'altitude, remontées mécaniques, pistes de ski, etc.), sont aujourd'hui couramment mises en cause pour expliquer la dégradation de certains secteurs.

1 - L'ÉVOLUTION DES ACTIVITES AGRICOLES ET SES INCIDENCES SUR LA DYNAMIQUE DES VERSANTS

Organisé autour d'un réseau de vallées profondes et convergentes, le Briançonnais constitue un carrefour intra-montagnard remarquablement accessible. Cette situation privilégiée, lui valut un passé commercial prestigieux qui, compte tenu de la richesse pastorale de son arrière-pays, était principalement fondé sur la transaction du bétail avec les éleveurs piémontais. Cet intense courant d'échanges dynamisait considérablement l'économie agricole locale, qui trouvait là un moyen d'écouler aisément ses produits : seigle, orge, avoine, pomme de terre et un peu de froment.

De ce système agro-pastoral traditionnel, basé sur le pacage des animaux dans les alpages et sur la mise en culture des fonds de vallées et des premières pentes, alors façonnées en terrasses, il ne subsiste aujourd'hui qu'un système d'exploitation exclusivement pastoral. Ainsi, les champs de céréales et les prés de fauche qui s'étendaient autrefois jusqu'à une altitude relativement élevée (Fig. 27) sont depuis longtemps abandonnés, au même titre que l'irrigation, le drainage et la confection de banquettes.

Cette disparition des tâches d'entretien des versants a entraîné des modifications importantes au niveau des circulations aquifères. En effet, le colmatage progressif des canaux d'irrigation et, dans les secteurs hydromorphes, la détérioration du réseau d'assainissement traditionnel ont provoqué des concentrations d'eau superficielles dangereuses et une augmentation substantielle des infiltrations.

Conscient de ce problème, le service R.T.M. a parfois été amené à réaliser des travaux de drainage, susceptibles de suppléer à l'abandon des anciens ouvrages d'évacuation des eaux concentrées, dont l'efficacité résultait de l'expérience ancestrale. Ainsi, suite à une étude menée par l'Association pour le Développement des Recherches sur les Glissements de Terrain (A.D.R.G.T., 1986), le service R.T.M. de Gap a pris le parti de mettre en place un réseau de drainage sur le vaste replat du lieu-dit les Compes (commune de La Salle), afin de limiter les infiltrations dans la masse glissée qui s'étend de part et d'autre du torrent de la Chirouze. De même, le bassin du St-Joseph (commune de Monétier-les-Bains) a été équipé de plusieurs drains superficiels, dans le but de contrôler les mouvements de terrains qui se sont manifestés depuis la fin des années soixante-dix.

La déprise agricole s'est également accompagnée d'un fléchissement des spéculations laitières et d'un glissement de l'élevage briançonnais vers les activités ovines ; alors que le cheptel bovin a subi une réduction de près de 60% entre 1955 et 1972, les effectifs ovins ont augmenté dans la moitié des communes du Briançonnais, limitant ainsi la perte globale des moutons à 0,8%. En plus de ces troupeaux locaux, les alpages briançonnais accueillent, chaque année, les bêtes en provenance d'autres communes du département des Hautes-Alpes, ainsi que les moutons transhumants de Provence. D'après l'enquête pastorale de 1972, ce sont près de 1200 bovins et 11400 ovins qui parcouraient les pâturages des trois communes guisanaises au début des années soixante-dix (Tab. XIV). A ces chiffres, il faut ajouter une partie du bétail estivé sur les communes de Briançon et de Puy-St-Pierre, dont les domaines pastoraux empiètent sur la basse vallée de la Guisane.

| | MONËTIER | LA SALLE | ST-CHAFFREY | TOTAL |
|----------------------------|----------|----------|-------------|--------|
| Surface (en ha) | 10.230 | 2.860 | 1.250 | 14.670 |
| Bovins locaux * | 450 | 250 | --- | 700 |
| Autres bovins des H.A. * | 350 | --- | 100 | 470 |
| Ovins locaux * | 2.000 | 800 | 700 | 3.500 |
| Autres ovins des H.A. * | 1.000 | 1.200 | 500 | 2.700 |
| Ovins grands transhumants* | 3.900 | 1.300 | --- | 5.200 |

* Provenance du bétail estivé, exprimé en nombre de têtes

TABLEAU XIV - Physionomie du domaine pastoral dans les communes guisanaises, d'après l'enquête pastorale de 1972 (in Bernard-Brunet, 1981)

En définitive, bien que le cheptel total du Briançonnais connaisse une diminution sensible (hormis au Monêtier), l'élevage ovin se maintient, et connaît même une progression dans certaines communes (Monêtier-les-Bains et Briançon pour le bassin guisanaise). Cette persistance du pastoralisme représente un élément essentiel pour une étude morphodynamique, dans la mesure où le passage répété des troupeaux de moutons provoque une dégradation de la couverture végétale, et par voie de conséquence, favorise le déclenchement de l'érosion hydrique. En outre, le piétinement ovin entraîne un remaniement des horizons superficiels et tend à modifier les conditions du ruissellement et de l'écoulement hypodermique (Serrate, 1978 et 1981). Ces processus sont d'autant plus efficaces, que la charge pastorale est concentrée sur des terrains de parcours de plus en plus restreints, en raison d'un abandon progressif des pâturages difficiles d'accès ou de trop faible contenance pour être rentables.

2 - L'AVENEMENT DU TOURISME ET LES AMÉNAGEMENTS RÉCENTS APPORTÉS A LA MONTAGNE

L'histoire du tourisme guisanaise débute véritablement avec l'inauguration, le 20 décembre 1941, du premier téléphérique reliant Chantemerle au sommet de Serre-Chevalier (2491 m). Certes, le caractère bienfaisant du climat briançonnais, l'ouverture de la voie ferrée jusqu'à Briançon en 1884 et la renommée de la source thermale de Monêtier-les-Bains, avaient entraîné la construction de quelques équipements hôteliers. Toutefois, la clientèle n'était composée que de quelques privilégiés, dont la

présence peu massive ne pouvait stimuler la reconversion de la vallée dans les activités touristiques.

Après la période de stagnation liée à la seconde guerre mondiale, le développement de la pratique du ski débute à grand peine, et il faut attendre le début des années soixante pour que le mouvement touristique soit réellement lancé : la croissance explosive du tissu urbain va alors permettre de porter la capacité d'accueil de la vallée à 30.000 lits en 25 ans, ce qui la place au premier rang des complexes de sports d'hiver des Alpes du Sud.

L'essor rapide de la station a souvent conduit à implanter les structures d'hébergement (chalets, immeubles, camping du Casset, caravaneige de Chantemerle, etc.) dans des zones sensibles, exposées aux crues torrentielles ou aux débordements de la Guisane. Cette situation a nécessité le renforcement de la politique de prévention des risques naturels, afin d'assurer la sécurité des sites touristiques contre les contraintes du milieu montagnard. Néanmoins, il semble que les mesures de protection prises durant cette période aient été insuffisantes, et plusieurs catastrophes (notamment la crue torrentielle du Verdarel en 1981) ont rappelé que certains torrents, oubliés par les services de l'aménagement, étaient susceptibles d'engendrer des dégâts considérables sur leurs cônes de déjection à la faveur de précipitations exceptionnelles.

Parallèlement à l'implacable urbanisation qui envahit le fond de la vallée, d'importants défrichements ont été opérés dans les mélézins d'ubac afin de permettre le passage des remontées mécaniques, des pistes de ski et des chemins d'exploitation. Les conséquences pernicieuses de tels aménagements (dégradation des écosystèmes forestiers, terrassements inesthétiques et ouvrant la voie à l'érosion galopante, etc.) ont été récemment remises au goût du jour avec la constitution d'un champ skiable propre à Briançon (25 kms de pistes, 1 téléphérique, 1 télésiège, 6 téléskis), mais relié à celui de Serre-Chevalier par la crête du Rocher Blanc. En effet, les dépenses excessives occasionnées par l'extension du domaine (150 millions de francs et un passif d'exploitation dès la mise en service du téléphérique du Prorel), associées à la montée du mouvement écologiste et à la prise de conscience des risques naturels ont fait reparaître de nombreuses critiques concernant la gestion et l'occupation des sols dans la vallée de la Guisane.

De surcroît, le faible enneigement des dernières années a poussé les communes à s'équiper de canons à neige, et par voie de conséquence, a pratiqué un remodelage superficiel de certaines pistes, afin de garantir une chape neigeuse artificielle de bonne qualité. Même si les terrains dégradés ont immédiatement fait l'objet de réengazonnements, le tapis végétal reste encore très insuffisant, et les premières manifestations de l'érosion hydrique (rigoles et ravines) commencent à apparaître dans certains secteurs.

Cette situation déplorable montre à quel point il est aujourd'hui difficile, pour les stations de sports d'hiver, de réaliser un équilibre entre les contraintes imposées par la spécificité du milieu montagnard, et les aspirations d'une clientèle aussi exigeante que variée (skieurs de piste, amateurs de poudreuse au milieu des mélézins, randonneurs épris de paysages non-souillés, etc).

III - LE CADRE MORPHOSTRUCTURAL

8 - Le contexte structural

9 - Les reliefs structuraux

VIII - LE CONTEXTE STRUCTURAL

Introduction : APERÇU STRUCTURAL

La vallée de la Guisane se situe au contact de plusieurs unités à valeur paléogéographique et structurale, séparées par des contacts anormaux majeurs chevauchant vers l'extérieur de la chaîne alpine (Fig. 28). A l'Ouest, on distingue la bordure Nord-orientale du môle cristallin des Ecrins-Pelvoux (zone externe dauphinoise), et ses écailles parautochtones (zone ultra-dauphinoise). A l'Est de cet édifice delphino-helvétique, s'étendent les unités du domaine pennique briançonnais (zones subbriançonnaise et briançonnaise), localement couronnées de lambeaux de charriage d'origine plus interne ("Quatrième écaille" et nappe du flysch à Helminthoïdes).

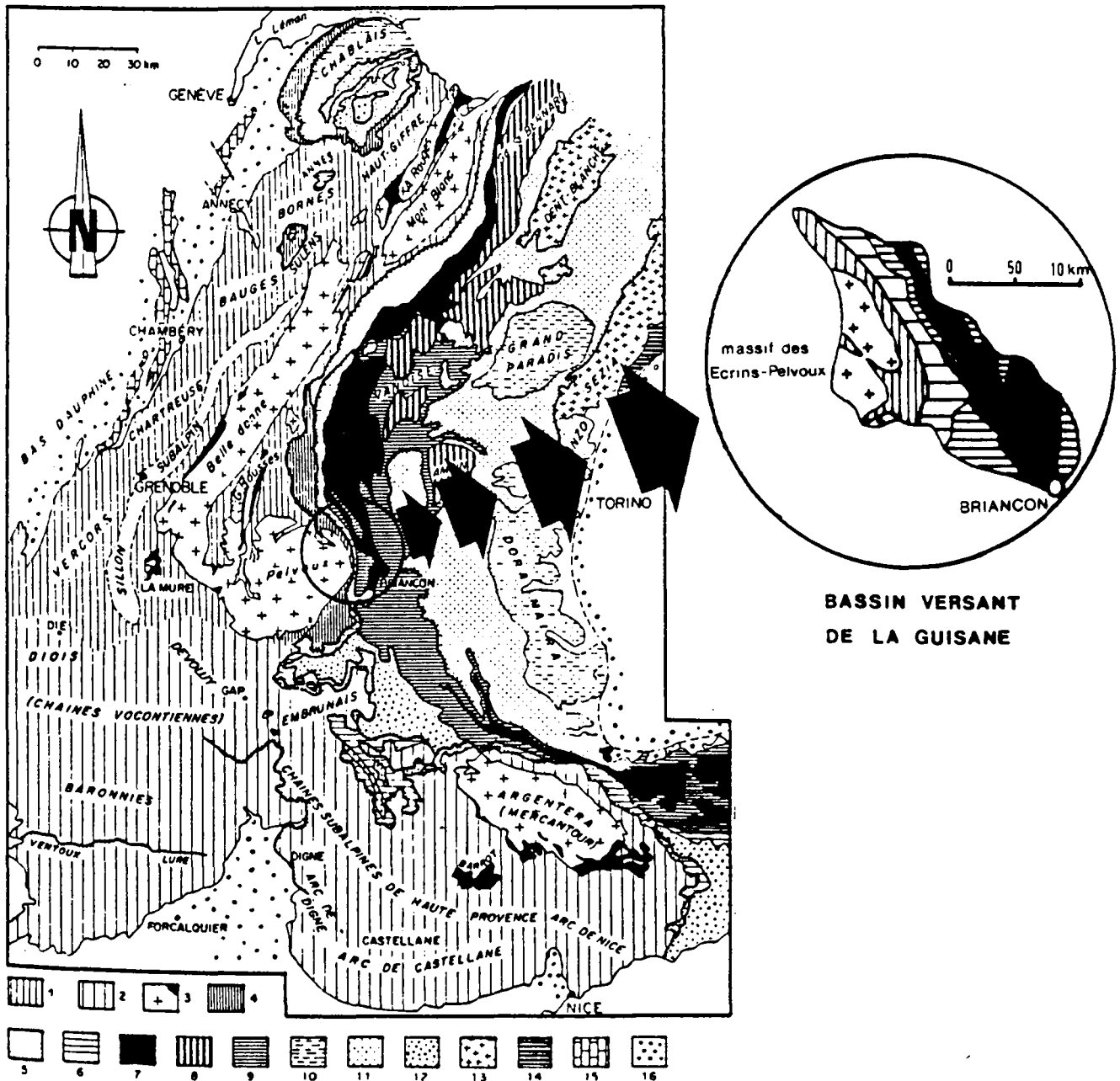
Les unités externes (zones dauphinoise et ultradauphinoise)

La zone dauphinoise externe est représentée par la Montagne des Agneaux qui constitue la partie culminante du bassin. Principalement formée de roches cristallophylliennes souvent migmatitiques, elle comporte également des granitoïdes hercyniens sur sa retombée orientale (crête du Lauzas et base de la crête des Grangettes), ainsi que des placages résiduels de la couverture sédimentaire autochtone (Roche Baron sur la rive droite du torrent du Petit Tabuc, extrémité orientale des Pics du Casset, crête des Grangettes).

Cette première unité structurale est limitée, à l'Est, par un accident chevauchant, exploité par le Petit Tabuc en amont du Lac de la Douche, et souligné par un large couloir d'avalanche sur le flanc Nord des Têtes de Sainte-Marguerite. En arrière de ce contact anormal majeur, s'étend la zone ultradauphinoise, caractérisée par l'apparition du Nummulitique (Flysch des Aiguilles d'Arves) et par le développement d'écailles parautochtones à dominante cristalline (écailles de la Madeleine, du Combeynot, de la crête

FIG. 28- SITUATION GÉOLOGIQUE DU BASSIN VERSANT DE LA GUISANE

d'après DEBELMAS, 1974



BASSIN VERSANT
DE LA GUISANE

- 1 - Chaînes subalpines septentrionales. 2 - Chaînes subalpines méridionales. 3 - Massifs cristallins externes et bassins houillers. 4 - Zone ultradauphinoise. 5 - Zone valaisane. 6 - Zone subbriançonnaise. 7 - Zone houillère briançonnaise. 8 - Zone Vanoise/Mont Pourri (Permo-Houiller briançonnais métamorphique). 9 - Mésozoïque briançonnais. 10 - Massifs cristallins internes piémontais. 11 - Zone des schistes lustrés piémontais. 12 - Nappes de Flyschs néocrétaçés (Flysch à Helminthoïdes, Flysch de la Simme s.l.). 13 - Zone Sesia/Dent Blanche. 14 - Zones du Canavèse et d'Ivrée. 15 - Jura. 16 - Bassins molassiques péri-alpins.

des Grangettes, etc) ou sédimentaire (écailles des Trois évêchés, du Lautaret, etc.).

La zone subbriançonnaise

Cette première zone de l'ensemble pennique dessine à l'affleurement une bande étroite (1 à 2 km de largeur), mais continue, qui s'étire depuis le col du Galibier jusqu'à celui de l'Eychauda, en recoupant la vallée de la Guisane au niveau de Monêtier-les-Bains. Il s'agit d'un empilement d'écailles décollées au sommet du Trias (Keuper), et communément regroupées en deux digitations :

- La digitation du Petit-Galibier qui forme, au front de l'unité subbriançonnaise, un ensemble d'écailles isoclinales discontinues, constituées de minces séries allant du Lias à l'Oxfordien.
- En arrière, se développe la digitation du Lauzet-Roche Olvera (Barbier, 1963b), comprenant un ensemble oxfordien-éocène à dominante schisteuse et, en aval du torrent des Vallois, une ossature rigide de calcaires massifs du Lias-Dogger, généralement ployée en un anticlinal étroit aux flancs subverticaux.

A l'intérieur de cette seconde unité, ou entre elle et la digitation du Petit-Galibier, s'insèrent plusieurs lames isoclinales de terrains briançonnais (groupe d'écailles du ravin de Chanteloube et de la Montagne des Guibertes au Sud de Monêtier-les-Bains ; écailles de la crête du Galibier sur la rive gauche de la haute Guisane).

La zone briançonnaise

La zone briançonnaise occupe la partie orientale de la vallée de la Guisane, au-delà d'un plan de chevauchement sinueux que l'on suit du Grand Galibier à la Roche Gauthier. Elle comporte un noyau de terrains siliceux (Houiller, Permien et Trias inférieur) et une couverture post-werfénienne,

constituée par une base calcaréo-dolomitique sur laquelle sont plaqués quelques modestes dépôts jurassiques, crétacés et éocènes.

L'ensemble de cette zone se caractérise par une structure anticlinoriale dissymétrique ("éventail briançonnais") qui s'organise autour d'un axe principal joignant le col du Granon à Briançon : à l'Est (Briançonnais oriental ou interne), se développe un style isoclinal où les terrains apparaissent en séries renversées (crête de Peyrolle, Croix de Toulouse) ; à l'Ouest (Briançonnais occidental ou externe), la tectonique est nettement dominée par l'enchevêtrement d'écailles et de nappes de décollement, glissées vers l'avant de la zone houillère. Celles-ci intéressent essentiellement la couverture carbonatée qui s'est désolidarisée des termes siliceux sous-jacents au niveau gypsifère du Werfénien supérieur (massif de la Tête du Grand Pré, crête de la Balme, unité supérieure du massif du Grand Aréa). Toutefois, certaines de ces unités charriées ont conservé une semelle siliceuse à leur base (terrains permo-werfénien, et même parfois houillers) qui atteste de l'existence de cisaillements à l'intérieur du substratum carbonifère (massifs du Grand Galibier - Roche Colombe).

Les unités exotiques

A l'Ouest de Briançon, la masse de terrains Briançonnais est couronnée par des affleurements de schistes métamorphiques (micaschistes et amphibotites) et de conglomérats d'âge indéterminé (à galets de Trias, de Permien et de cristallin) formant les sommets de l'Eychauda, de Serre Chevalier et du Prorel. Il s'agit là de lambeaux de charriage issus de la zone plus interne d'Acceglio, et que P. TERMIER (1903) groupa sous le nom désormais célèbre de "Quatrième écaille".

Le flanc oriental de la klippe du Prorel repose sur des schistes noirs évoquant le complexe de base du flysch à Helminthoïdes. A l'extrémité amont du bassin de la Guisane, le sommet de la Tête Noire du Galibier est constitué d'une lame de calcaires blonds ou bleutés à pistes méandriques, reposant sur un coussinet de schistes noirs comparables à ceux du Prorel.

Ces deux formations sont considérées comme des témoins de la nappe du flysch à Helminthoïdes, largement développée dans la région d'Embrun.

1 - DESCRIPTION DES ASSISES

1.1 - LES MATÉRIAUX DE LA ZONE EXTERNE

1.1.1 - Le socle

1.1.1.1 - L'ensemble dauphinois (Montagne des Agneaux)

Le soubassement de la Montagne des Agneaux est essentiellement formé de gneiss quartzo-feldspathiques à petits lits micacés (gneiss acides de la Lavey) ayant subi deux épisodes de migmatisation. A un stade rudimentaire, la mobilisation s'est traduite *"par la blastèse du feldspath en petits ocelles centimétriques (gneiss perlés), par l'apparition de petites masses diffuses de mobilisat à taches de cordièrites pinnitisée, ou par un réseau de veines granitoïdiques recoupant les structures antérieures du gneiss ; dans ses formes les plus intenses, on aboutit à des faciès nébulitiques (structures antérieures du gneiss préservée dans des schlierens à limites floues) ou à des anatexites et granites d'anatexie, avec dissolution presque complète du paléosome dans le néosome granitique"* (Barfety et al., 1984).

L'ensemble de ces formations migmatitiques est injecté de plusieurs filons de nature variée (diorites quartzitiques à biotite-hornblende dans le secteur du glacier du Monétier ; rhyolites très altérées par la tectonique alpine de la Pointe du Réou d'Arsine) qui, compte tenu de leur faible extension, n'ont pas été distingués sur la carte géomorphologique à 1/10.000.

Sur la retombée orientale de la Montagne des Agneaux (haut vallon du Grand Tabuc), les migmatites acides sont recoupées par un batholite de granite acide noir porphyroïde, relativement coloré et à texture grenue (granite d'Ailefroide), dont le contact avec l'encaissant est souligné à l'affleurement par un faciès microgranitique de bordure (face Sud de la crête du Lauzas).

1. 1. 1. 2 - L'écaille ultradauphinoise du Combeynot

Bien que représentant la partie nord-orientale du massif des Ecrins-Pelvoux, le môle cristallin du Combeynot (dont on retrouve l'équivalent dans l'ossature des Têtes de Ste-Marguerite, au-delà du vallon du Petit Tabuc) constitue une entité géologique autonome qui s'individualise surtout par un binôme granite/ complexe volcano-détritique peu métamorphique et modérément déformé, inconnu dans le reste du massif.

Le batholite hercynien est formé d'un granite clair à grains grossiers, chimiquement différent de celui d'Ailefroide par son caractère extrêmement potassique (K_2O/Na_2O supérieur à 2). Il est composé de 35% de quartz amassé en glomérules, 35% de feldspath potassique aisément identifiable à sa couleur rosée, environ 25% de plagioclase zoné (coeur d'oligoclase enrobé dans un cortex blanchâtre composé d'albite), moins de 5% de biotite le plus souvent chloritisée et d'un peu d'apatite et de zircon. A l'Ouest du glacier du Combeynot, le rocher présente un faciès de bordure à tendance microgranitique (gros quartz arrondis et grands phénocristaux automorphes de feldspaths potassiques roses, enrobés dans une pâte grisâtre finement cristalline), pouvant évoluer vers un type rhyolitique par diminution du grain de la pâte.

Ces terrains granitiques sont injectés dans un complexe volcano-sédimentaire cortical (par opposition aux formations migmatitiques du noyau) qui affleure dans la partie nord et nord-orientale du massif. Le terme le plus abondant de la série (plusieurs centaines de mètres) est représenté par des prophyroïdes arkosiques (mélange de tufs volcaniques acides et d'arkoses), dont l'aspect schisteux et verdâtre se rencontre sur le flanc nord de la Montagne de la Madeleine, entre 2000 et 2950 m d'altitude, sur l'arête des Clochettes et aux sources de la Guisane. Ces formations sont souvent associées à des niveaux peu épais (1 à 10 mètres) de rhyolites compactes, gris-vert foncé et vert très pâle, particulièrement bien développées sous les Pics Est et Ouest du Combeynot. Dans la partie inférieure de l'arête des Clochettes, le métamorphisme hercynien a donné un faciès de gneiss grossier à biotite (porphyroïdes psammitiques de la carte géologique de La Grave à 1/50.000), qui s'intercale entre les termes précédents selon des lames de quelques mètres d'épaisseur.

La terminaison orientale de l'ensemble volcano-détritique du Combeynot, qui affleure de part et d'autre des bas vallons de Fontenil et du Petit Tabuc (Rocher de Guerre, Bois des Bergers et du Casset), est formée par des roches sombres et finement stratifiées (grauwackes), constituées de petits éléments quartzeux ou feldspathiques, moulés dans une trame de biotite brun acajou.

1. 1. 2 - Les terrains sédimentaires et volcaniques

1. 1. 2. 1 - La couverture mésozoïque

La couverture mésozoïque débute le plus souvent (versant nord du Combeynot, Roche Baron, entre les Pics du Casset et les Têtes de Sainte-Marguerite, crête des Grangettes, Roc de la Montagnole) par un niveau peu épais (10 à 20 m) de grès quartziteux clairs, renfermant des débris volcaniques rouges ou verts et des intercalations de pélites violacées. Ces terrains, attribués au Werfénien, sont surmontés par un Trias calcaréodolomitique (50 à 60 m de dolomies et calcaires dolomitiques clairs, gris ou ocre), dont la base est parfois soulignée par des lentilles de brèches à gros blocs (crête des Grangettes), et le sommet par quelques mètres de schistes dolomitiques noirs à surface luisante. Le Trias est localement complété par des lames de gypse et de cargneules jaunes, intercalées dans les calcaires du Lias et du Dogger. Ces lentilles, qui minéralisent de nombreuses sources (tufs du Lautaret notamment), sont également responsables des entonnoirs de dissolution du col d'Arsine et de Prés les Fonts.

Sur la retombée orientale des Têtes de Sainte-Marguerite, le sommet du Trias est parsemé d'épanchements volcaniques atteignant parfois 50 mètres d'épaisseur. Il s'agit d'amas spilitiques se présentant soit sous forme de roches massives vertes ou violacées, soit avec un faciès schisteux et une teinte lie-de-vin. Au-dessus, apparaissent des calcaires compacts gris-bleu en bancs décimétriques (Sinémurien - Carixien), dont on retrouve l'équivalent dans les secteurs du Lautaret et d'Arsine, mais avec un développement plus important. Ils sont suivis d'une alternance de schistes et de calcaires gréseux en plaquettes ou en bancs, datés du Domérien - Bajocien. Ce dernier ensemble, épais de quelques dizaines de mètres, est recouvert par plusieurs placages de schistes sombres calcaréo-argileux

(Bathonien - Oxfordien), que l'on peut également observer sur l'autre rive du Grand Tabuc, sous l'écaille sommitale de la crête des Grangettes. Ici, ce faciès surmonte une formation constituée de grès quartzeux rosés, passant vers le haut à des calcaires gréseux clairs à patine rouille (Lias - Dogger).

1. 1. 2. 2 - Le flysch nummulitique des Aiguilles d'Arves

Le flysch nummulitique des Aiguilles d'Arves, largement développé entre le Pic des Trois Evêchés et le col du Lautaret, s'amenuise sur le flanc oriental du massif du Combeynot, où il forme une bande irrégulière se prolongeant jusqu'au Rocher de l'Yret. Il apparaît principalement sous l'aspect d'un flysch gréseux, correspondant à un ensemble rubané de gros bancs de grès calcaires et de petits lits de schistes jaunes ou noirs.

Toutefois, le flysch des Aiguilles d'Arves peut localement présenter des faciès différents, et notamment sur la bordure du Combeynot où la base de la formation est marquée par un conglomérat presque exclusivement formé de matériel cristallin. Plus en aval, de part et d'autre du torrent du Grand Tabuc, ces conglomérats de base disparaissent au profit d'un flysch calcaire (alternance de gros bancs calcaires et de schistes gris-bleu à patine jaunâtre), surmonté par un mince niveau (une dizaine de mètre) de schistes siliceux noirs luisants et de marnes bleues très fissiles (flysch schisteux).

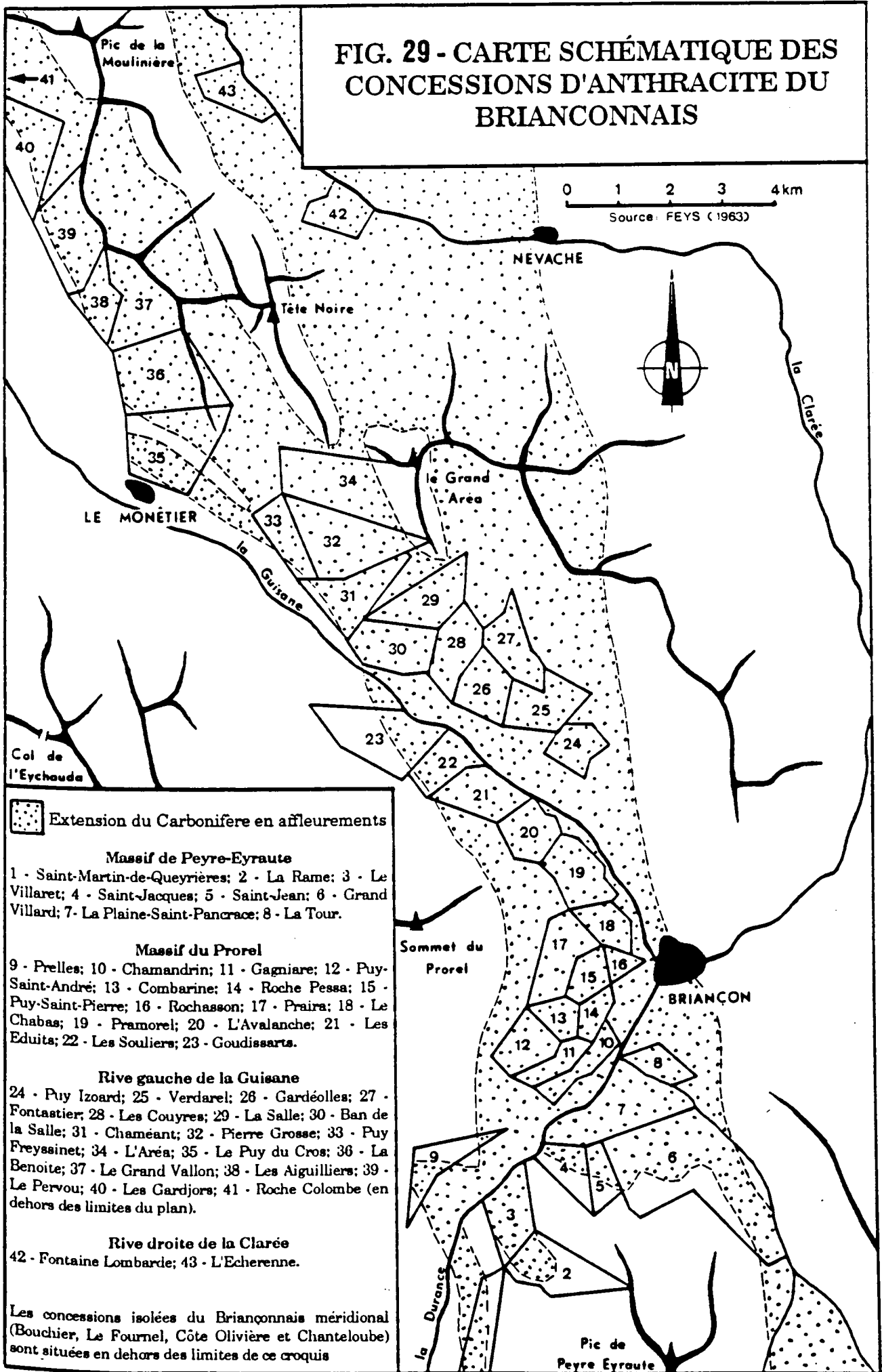
1. 2 - LE MATÉRIEL ROCHEUX DES ZONES BRIANÇONNAISES

1. 2. 1 - Le soubassement primaire

1. 2. 1. 1 - Le Houiller productif

Cette puissante assise détritique (plus de 1000 mètres d'épaisseur sous Notre-Dame-des-Neiges) affleure largement entre le col de la Ponsonnière, au Nord-Ouest de la vallée de la Guisane, et les flancs du Prorel, à l'extrémité sud-orientale du bassin. Il s'agit d'une série monotone composée d'une alternance de schistes pélitiques noirs ou gris dont la schistosité est soulignée par des délits micacés ou charbonneux, de grès quartzites ou micacés de granulométrie variée (depuis les schistes chargés en petits grains

FIG. 29 - CARTE SCHEMATIQUE DES CONCESSIONS D'ANTHRACITE DU BRIANCONNAIS



de quartz détritiques jusqu'aux grès grossiers), et de lentilles conglomératiques à galets de quartz blanc et de micaschistes, épaisses au maximum de quelques dizaines de mètres.

Du point de vue morphologique, les grès fins et les schistes imperméables correspondent à des pentes douces, parsemées d'une multitude de sources et de suintements. Ces versants sont entrecoupés par des ressauts plus ou moins marqués, correspondant à des affleurements de conglomérats ou de grès plus grossiers, massifs et sans délits. Ceux-ci se présentent d'autres fois sous l'aspect d'un amoncellement chaotique de blocs géométriques aux arêtes émoussées, résultant d'une altération intense le long des réseaux de diaclases (crête des Aiguilliers, au Nord du Casset).

Cet ensemble hétérogène renferme de nombreuses intercalations de roches volcaniques (microgranites très blancs du premier lacet de la route du Granon, microdiorites gris verdâtre de la Benoite, etc.) disposées en filons-couches ou laccolites. Les sills éruptifs se sont la plupart du temps mis en place à la faveur de niveaux anthracifères parfois épais, mais presque toujours discontinus. Ces derniers ont fait l'objet d'une exploitation intense (Fig. 29), aujourd'hui attestée par les traces d'innombrables grattages paysans (secteur du col du Chardonnet, haut vallon de Pervou, etc.), et par les mines semi-industrielles laissées en friche depuis les années vingt (mines des Eduits de Chantemerle, de la Benoite au-dessus du Monétier, etc.).

La stratigraphie de ce Houiller anthracifère repose uniquement sur des empreintes végétales. L'analyse qu'en ont fait GREBER (1952 à 1966) et FEYS (1952 à 1963) a permis de différencier, outre le Namurien riche en niveaux charbonneux et schisteux (assise de Pasquier particulièrement sensible aux phénomènes d'écoulements), le Wesphalien A (assise de la Benoite), B et C (assise de la Madeleine), disposés selon des bandes orientées NNW-SSE entre la Guisane et la Clarée.

1. 2. 1. 2 - Le Houiller conglomératique et stérile

Au-dessus, repose en discordance une épaisse série complètement stérile, ne contenant ni charbon, ni schistes, ni même de grès fins. Ces terrains, rapportés au Stéphaniens par analogie avec l'assise de Courchevel, affleurent exclusivement dans la partie inférieure de la vallée de la Guisane,

entre le col du Granon et Briançon (partie supérieure des bassins du Grand et du petit Verdarel, et cours inférieur des torrents de Ste-Elisabeth, de Réguinier et de l'Adoux). Ils sont formés de conglomérats gris clair très grossiers, renfermant surtout des galets de quartz blanc noyés dans un ciment arkosique extrêmement cristallin. L'ensemble de la formation, probablement épaisse de plusieurs centaines de mètres, est parcouru par un réseau complexe de fissures, parfois colmatées par du quartz blanc cicatriciel.

1. 2. 1. 3 - Le Permo-trias ou conglomérats du Verrucano

Hormis la crête de la Ponsonnière où affleure une série violacée à conglomérats, grès grossiers, schistes gréseux et petits bancs dolomitiques irréguliers (assise de la Ponsonnière attribuée par position au Néopermien inférieur), le Permien est uniquement représenté dans la vallée de la Guisane par des conglomérats bigarrés à dragées de quartz roses, rouges, vermeils, verts et blancs, associées à des galets de liparites rouges vif ou violacés, et plus rarement à des éléments houillers (essentiellement dans les couches de base). Cette assise conglomératique, localement entrecoupée de lentilles d'argilolites verdâtres et bariolées de violet (massifs du Grand Aréa et de Tête Noire notamment), s'achève fréquemment par des bancs de grès quartziteux mal consolidés, passant insensiblement aux quartzites sus-jacents du Trias par disparition progressive des grains de quartz colorés, puis de tous les galets quartzeux.

Les affleurements de ces terrains sont fréquents mais discontinus ; ils manquent notamment sous le Pic de la Ponsonnière et sur la retombée sud-occidentale de l'Aiguillette du Lauzet. D'une épaisseur ordinairement inférieure à 30 m, ils peuvent localement dépasser cinquante mètres, en l'occurrence dans le Bois des Rousses, au Nord-Ouest de Briançon.

1. 2. 2 - Le bloc résistant du Trias-Jurassique-Crétacé inférieur

La série sédimentaire allant du Werfénien inférieur au Néocomien, constitue un ensemble globalement résistant qui contraste vigoureusement avec la puissante masse de terrains houillers, pour laquelle l'indécision des

formes et la relative faiblesse des pentes est de rigueur. En raison de leur épaisseur toujours réduite ou de leur faible extension géographique à l'affleurement, les couches tendres n'ont ici qu'un rôle morphologique de second ordre. On ne les rencontre véritablement qu'à trois niveaux : au Werfénien supérieur, au Lias supérieur et à l'Oxfordien.

1. 2. 2. 1 - Le développement limité des terrains tendres

Le Werfénien supérieur est représenté, dans la zone Briançonnaise, par des schistes pélitiques versicolores (jaunes, verts ou noirs), à surface luisante ou membraneuse, alternant avec des petits bancs dolomitiques ocre, lardés de filons de calcite. Ces termes sont parfois associés à du gypse et des cargneules blanches ou jaune clair (butte jaunâtre coiffant les quartzites de la Montagne du Sachet, au Nord du village de la Salle). Réduites à un mince liseré (10 à 20 m), les formations tendres du Werfénien supérieur ne déterminent tout au plus que de petites vires schisteuses, si les couches sont subhorizontales ou des couloirs étroits, lorsque les strates sont verticales. Toutefois, les évaporites ne se rencontrent qu'exceptionnellement en place, et dans la plupart des cas, elles ont cheminé hors de leur position stratigraphique normale à la faveur de contacts anormaux (chevauchements briançonnais et subbriançonnais, écaillés du Galibier). Il en résulte des accumulations parfois importantes se traduisant, selon les cas, par des déchirures dans les versants (lieu-dit les Gypsières dans le Bois du Casset) ou par des entonnoirs de dissolution (Roche Chevalier, lieu-dit les Prés les Fonts, topographie chaotique de Notre-Dame-des-Neiges et du col du Galibier, etc.).

Le Lias supérieur, formé de calschistes zoogènes gris ou rosés, n'est représenté que par le modeste affleurement du lieu-dit la Lauzière (au Nord-ouest du Pont de l'Alpe) où il détermine une petite zone dépressionnaire soulignant la charnière anticlinale de la digitation du Lauzet-Roche Olvera. La série subbriançonnaise comporte également 20 à 30 mètres de schistes noirs très plastiques, renfermant quelques petits bancs calcaires à lits de microbrèches brunâtres. Cette formation, attribuée à l'Oxfordien, affleure de manière discontinue sur la rive gauche de la Guisane, en particulier dans le haut bassin du torrent des Vallois où elle enserme la petite corniche de calcaires jurassiques surplombant le Bois du Rif Blanc. On la retrouve

ensuite de part et d'autre de la crête des Lauzières, dans le fond des vallons de la Selle et de Corvaria.

En définitive, la présence de ces horizons tendres n'est sensible qu'au niveau du modelé de détail, et les petites formes qu'ils déterminent ne parviennent jamais à rompre la régularité des grands escarpements calcaires ou quartzitiques.

1. 2. 2. 2 - Les quartzites du Werfénien inférieur

Il s'agit des classiques quartzites blancs de la zone briançonnaise, dont le sommet est localement souligné par des rubéfections rouge sombre, parfois bariolées de vert (Roche Chevalier, versant oriental du massif de la Tête Noire, flanc Ouest du Grand Aréa, Montagne du Sachet, etc.).

Leur puissance est très variable : de l'ordre de 200-250 mètres à la crête de Châtelas, dans les massifs de Tête Noire et de l'Aréa, à la Cime des Conchiers, et à la Tête de la Cassille, elle ne dépasse guère 100-150 m à l'Aiguillette du Lauzet. Partout ailleurs, ils ont subi des laminages intenses (crête du Rocher Blanc, ravin de Chanteloube, massif du Galibier, écaillés briançonnaises du Galibier, etc.) qui se traduisent par une grande fracturation du rocher. Il se débite alors en une arène blanc mat très caractéristique du faciès (haut bassin du torrent de Ste-Elisabeth notamment). Lorsque les quartzites ont été mieux préservés des effets de la tectonique, ils peuvent donner des corniches abruptes, de fines aiguilles minutieusement sculptées et des crêtes acérées dominant d'immenses casses aux teintes cuivrées et verdâtres (liées en particulier au lichen *Lecidia geographica* qui les colonise, au même titre que les escarpements qui les alimentent).

1. 2. 2. 3 - Le Trias calcaréo-dolomitique

Le puissant empilement calcaréo-dolomitique du Trias (300 à 500 m) constitue, au-dessus des quartzites werfénien, l'ossature de la plupart des massifs mésozoïques du Briançonnais ; ils s'élancent communément en grands escarpements ruiniformes qui émergent de longs tabliers de gélifrac, dont la couleur gris cendré se distingue aisément des éboulis

quartzitiques. Au sein de l'unité subbriançonnaise, cette formation est réduite à l'état d'un chapelet de minces lames isoclinales qui soulignent, selon les cas, le plan de décollement primitif (dolomies à patine claire de la banquette des Neyzets ou du lieu-dit les Gypsière, au Sud-Ouest de Monêtier), ou les écaillages internes à la zone (dolomies et gypses carniens du torrent du Rif Blanc). Dans la zone briançonnaise, on y distingue les niveaux suivants :

a - Une base anisienne à dominante calcaire

Si l'on excepte le massif de la Tête du Grand Pré, l'ensemble débute régulièrement par une dizaine de mètres de calcaires dolomitiques bien lités, portant à leur surface des vermiculations bleu-noir. Ils sont encadrés par des bancs de dolomies claires, entrecoupées de délits schisteux, jaunâtres ou vert foncé. A la base de l'Arête de la Bruyère, des calschistes à pâte fine, gris-blanc ou rosés, se substituent à cette horizon daté de l'Anisien inférieur. Au-dessus, et cette fois dans l'intégralité des massifs guisanais, se dessine un rubannement de calcaires sombres (terme prédominant), de dolomies grises ou jaunes et de niveaux à accidents siliceux blonds, le tout représentant une épaisseur de 100 à 150 m.

L'Anisien supérieur correspond, sauf au Petit Aréa où la série s'interrompt au niveau précédent, à une centaine de mètres de calcaires gris sombre, à rares passées dolomitiques.

b - L'ensemble dolomitique du Ladinien

La transition avec les dolomies ladiniennes se réalise par l'intermédiaire d'un niveau calcaréo-dolomitique d'épaisseur variable (20 m sur le flanc oriental du Grand Aréa, 5 m à la Croix du Téra dans le massif de la Tête du Grand Pré), et d'attribution incertaine (Ladinien inférieur ?).

Au-dessus, les bancs calcaires disparaissent au profit de deux niveaux distincts de dolomies grises (30 à 60 m pour l'ensemble), bien cristallisées, et généralement couvertes d'un lichen noir qui leur confère une patine sombre. Ils encadrent un horizon de dolomies gris pâle souvent brèchique, dont la patine presque blanche dessine à l'affleurement une bande claire large d'une dizaine de mètres, et aisément repérable au sommet des corniches triasiques.

c - Le Trias supérieur dolomitique et brèchique

Le Trias supérieur débute généralement par des dolomies qui se dissocient des précédentes par leur teinte plus claire et un litage régulier. Elle acquièrent rapidement de fines intercalations de schistes argilo-dolomitiques versicolores (jaunes, verts et rouge brique). Vers le haut, les bancs se fragmentent en blocs anguleux, enrobés dans un ciment argilo-dolomitique jaune, vert ou violet. L'ensemble de la formation présente une épaisseur très inconstante : alors que sur la retombée orientale de la Tête du Grand Pré, le Trias se borne à 50 cm de brèches dolomitiques jaunâtres, il atteint une vingtaine de mètres dans le haut bassin du torrent de la Grande Chalance, au Nord du même massif.

Sur le flanc occidental de l'Aiguillette du Lauzet, en arrière du replat intermédiaire modelé dans les calschistes néocrétacés-paléocènes, les calcaires anisiens et les dolomies ladiniennes sont directement surmontés par des brèches à ciment calcaréo-dolomitique jaune et rouge vif, constituant la partie sommitale de l'escarpement.

La vigueur des reliefs façonnés dans la carapace calcaréo-dolomitique du Trias est souvent renforcée par les couches carbonatées sus-jacentes, et ceci malgré leur puissance nettement plus modeste et une résistance parfois moins élevée.

1. 2. 2. 4 - Les calcaires du Dogger (dits de Vallouise)

Hormis le banc conglomératique de 50 à 60 cm qui affleure sur le versant Est du synclinal du Grand Aréa, le Dogger n'est représenté, dans la zone briançonnaise, qu'au sommet du massif de la Tête du Grand Pré (environ 30 m) et sur la retombée orientale de la crête de la Tête Noire (ici, la série n'excède pas une dizaine de mètres), où il débute respectivement par une brèche à galets triasiques bien roulés, et une microbrèche grise à éléments anguleux exclusivement dolomitiques. On passe ensuite à des calcaires organo-détritiques et dolomitiques très plaquetés, à patine noire ou bleutée ; des passées microbrèchiques s'y individualisent fréquemment (Tête Noire), ainsi que des zones siliceuses blondes vers le haut.

Au coeur de la digitation du Lauzet - Roche Olvera (unité subbriançonnaise supérieure), le Dogger est constitué de gros bancs de calcaires clairs et d'aspect compact (150 m environ), se débitant pourtant sous le marteau en petites plaquettes (Bajocien ?). Ils sont surmontés par 200 à 250 m de calcaires marneux gris anthracite, alternant avec des niveaux de calschistes luisants (Bathonien-Callovien). Cette assise forme une corniche irrégulière dominant la R.N. 91, entre le lieu-dit la Lauzière (sous Roche Robert) et le village de Monétier-les-Bains, où elle s'enfonce sous le cône de déjection du torrent de St-Joseph. Il faut aller sur la rive droite de la Guisane pour retrouver des affleurements de Dogger, et notamment dans le ravin de Corvaria où il apparaît sous forme d'écaillés très chaotiques. Vers l'extrémité nord-occidentale de la vallée de la Guisane, les affleurements se réduisent rapidement pour disparaître complètement dans le haut bassin du torrent des Vallois.

En contrebas, au sein de la digitation du Petit-Galibier (unité subbriançonnaise inférieure), la série du Dogger n'affleure que de manière très ponctuelle. Par ailleurs, elle se restreint progressivement vers le Sud à ses niveaux les plus homogènes : de la route du Lautaret (point coté 2424 m sur la carte à 1/25.000) au lieu-dit les Sestrières, elle est constituée d'une cinquantaine de mètres de calcaires gris pâle, à cassure bleu sombre, suivis d'environ 20 m de calcaires marneux ou de calschistes. Plus en aval, immédiatement après le pont du torrent du Pervou (lieu-dit Puy Maubert), la R.N. 91 longe une petite corniche en partie modélée dans une barre⁽¹⁾ de calcaires compacts du Dogger, dont la puissance est ici réduite à environ 20 mètres. Au-dessus, une étroite vire sans extension latérale semble encore marquer la présence des niveaux plus schisteux du Bathonien-Callovien. De l'autre côté de la Guisane, la formation affleure de manière quasiment continue entre le ravin de la Selle et la Pointe des Neyzets, où les barres de calcaires plaquetés sont couronnées par 5 à 10 m de conglomérats à galets de dolomies triasiques (Debelmas, 1961a).

1. 2. 2. 5 - Les formations brèchiques du Malm

Dans la zone briançonnaise, le Malm est parfois représenté par un niveau brèchique (écaille de la route du Galibier, vallon du Grand Lac, Pic de la Bruyère) qui atteint localement une puissance comparable à celle du Trias calcaréo-dolomitique (massif de la Tête Noire). Les éléments

(1) Dans ce chapitre consacré à la géologie, le terme de "barre" n'est pas employé dans son acception géomorphologique. Il désigne plus généralement un affleurement de roche cohérente formant corniche.

constitutifs, généralement anguleux ou faiblement émoussés, sont essentiellement des calcaires anisiens et des dolomies ladiniennes. Toutefois, on y relève quelques rares blocs de quartzites blancs du Werfénien inférieur et de conglomérats du Verrucano. La cohésion de l'ensemble est assurée par un enduit argilo-dolomitique jaune ou rosé, dont la proportion n'excède jamais 10% (Barfáty, 1965). Vers le haut, on passe à un ciment plus calcaire blanc ou rosé, avec par place des rubéfactions de pélites calcaires.

Dans l'unité subbriançonnaise, l'horizon de brèches jurassiques est nettement plus diffus, voire même totalement absent (digitation du Lauzet-Roche Olvera). Cette formation, dite des "Brèches du Télégraphe", est généralement surmontée par des schistes noirs à petits bancs siliceux brunâtres (les Sestrières, sommet de la corniche du Puy Maubert), l'ensemble étant rapporté à l'Oxfordien.

1. 2. 2. 6 - Les calcaires du Malm-Néocomien

En plus des niveaux bréchiques décrits ci-dessus, le Malm est, en de nombreux endroits, représenté par une association de deux horizons superposés :

- Le terme inférieur débute par des schistes calcaireux roses, verts et violets, se chargeant rapidement de nodules calcaires à pâte fine, également pigmentés. Plus haut, on passe à des calcaires gris à zones siliceuses multicolores (blanches, roses, vertes et noires) et intercalations calschisteuses verdâtres. Cet ensemble, épais de quelques mètres au plus, correspond aux "marbres de Guillestre" des auteurs (Argovien ?).

- Au-dessus, se développent des calcaires massifs sublithographiques blancs ou crème, admettant à leur base des zones siliceuses et de rares silex (Tithonique). Leur épaisseur est très variable : 2 à 3 m au Sud du Grand Lac ; 10 à 15 m dans le massif de la Tête du Grand Pré ; 15 à 20 mètres au sommet du Grand Aréa ou dans le ravin du Rif Lanterne (lieu-dit la Maison Blanche) ; une cinquantaine de mètres sous Notre-Dame-des-Neiges.

Fréquemment, le Tithonique passe insensiblement à des calcaires bien stratifiés et des calschistes gris sombre ou légèrement bleutés, à zones siliceuses blanches franchement marquées et lits de microbrèches brunes. On y relève de temps à autre de fins intercalaires d'argilites vertes ou rouges (affleurement au-dessus du Pont de l'Alpe). Ces terrains, attribués au Néocomien, accusent des épaisseurs allant d'une dizaine de mètres (sommet de la Tête du Grand Pré et du Grand Aréa), jusqu'à environ 30 m au fond du ravin du Rif Lanterne (zone subbriançonnaise). A l'extrémité amont de la vallée de la Guisane, aux pointes du Galibier et de la Tête Noire, la puissance de la formation est exceptionnellement portée à plus de 100 m. Elle est ici associée à des terrains plus argileux qui constituent le sommet globalement peu résistant des séries briançonnaise et subbriançonnaise.

1. 2. 3 - Les terrains tendres du sommet de la série

1. 2. 3. 1 - Les calschistes et les brèches néocrétacées-paléocènes

Le Néocrétacé-Paléocène est principalement formé de calschistes fins fortement plissotés, se débitant en minces plaquettes ("marbres en plaquettes" des auteurs). Leur base est soulignée par des couleurs vives, rouges, roses ou verdâtres, puis ils passent rapidement vers le haut à une teinte gris clair uniforme, sauf au Pic de la Bruyère et à l'Aiguillette du Lauzet, où ils montrent localement des taches noirâtres de taille variable.

Au sein de la zone subbriançonnaise, ces terrains relativement fragiles atteignent des épaisseurs considérables qu'il est cependant difficile d'estimer convenablement, en raison des multiples replis et laminages qui caractérisent cette unité structurale. Ordinairement exploités par l'érosion différentielle qui a mis en saillie les calcaires sus-jacents (rive gauche de la Guisane, jusqu'à Monétier), ils n'en forment pas moins quelques beaux escarpements au profil fuyant, tel celui du Rocher du Grand Pré, au Nord du sommet de la Cucumelle.

Dans le domaine briançonnais, les calschistes néocrétacés-paléocènes affleurent de manière beaucoup plus sporadique, tandis que leur puissance s'élève rarement au-delà de quelques dizaines de mètres. Ici, et lorsque les

calcaires à zones siliceuses du Néocomien sont absents, ils reposent sur les termes sous-jacents tantôt par l'intermédiaire d'une mince croûte ferrugineuse et phosphatée (bel exemple sur la rive gauche du torrent du Grand Bois, au pied de la crête de la Balme), tantôt par un horizon de brèches très chaotiques, à éléments triasiques (calcaires anisiens, dolomies ladiniennes et quartzites blancs werféniens) et jurassiques (calcaires blancs et rosés du Malm). Ces dernières, bien développées dans les massifs du Grand Galibier (Tête de Colombe) et de Tête Noire, englobent régulièrement des rognons de silice rouge vif ou violets, ainsi que des poches de calschistes verts, rouges ou gris.

1. 2. 3. 2 - *Le flysch noir lutétien-priabonien*

Les calschistes du Crétacé supérieur-Paléocène sont surmontés par une succession de pélites noires très argileuses, de grès bruns micacés, et de grès quartzites à patine verdâtre. Dans la masse de ce flysch apparaissent des intercalations de calcaires blonds, à pâte très fine, ainsi que des lentilles de microbrèches calcaires à Nummulites. Il s'achève localement par des niveaux schisteux rouges et verts.

Dans la zone subbriançonnaise, le flysch tertiaire et les "marbres en plaquettes" sont toujours étroitement intriqués. De la sorte, en amont de Monétier-les-Bains, les affleurements de l'un ou de l'autre alternent de manière irrégulière sur les premières pentes de la rive gauche de la Guisane. Sur le versant méridional de la vallée, le flysch noir forme le flanc oriental de la Cucumelle ; le contact avec les calschistes inférieurs étant ici souligné par des blocs de gypse et des bancs de dolomies ladiniennes grises. En outre, de petits témoins sont visibles le long du talweg du torrent de Chanteloube, à la base des écailles briançonnaises

Dans l'unité briançonnaise proprement dite, le flysch lutétien-priabonien n'est véritablement développé que sous les klippes exotiques du massif du Prorel. A cet endroit, il présente localement des épaisseurs inhabituelles (au Nord-Est du sommet de l'Eychaуда), et surtout des lames de schistes rouges évoquant le complexe de base de la nappe du flysch à Helminthoïde (crête de Serre-Chevalier et lieu-dit les Gayets, dans le haut bassin du torrent de Peytavin). Néanmoins, on en retrouve un exemple au

Nord du Monétier (rive gauche du torrent de St-Joseph), où des schistes noirs, à gros bancs de grès quartzites verts, sont emballés dans une injection de gypse indiquant le chevauchement Briançonnais.

2 - STRUCTURE DU SUBSTRATUM

2.1 - LA RIVE DROITE DE LA GUISE

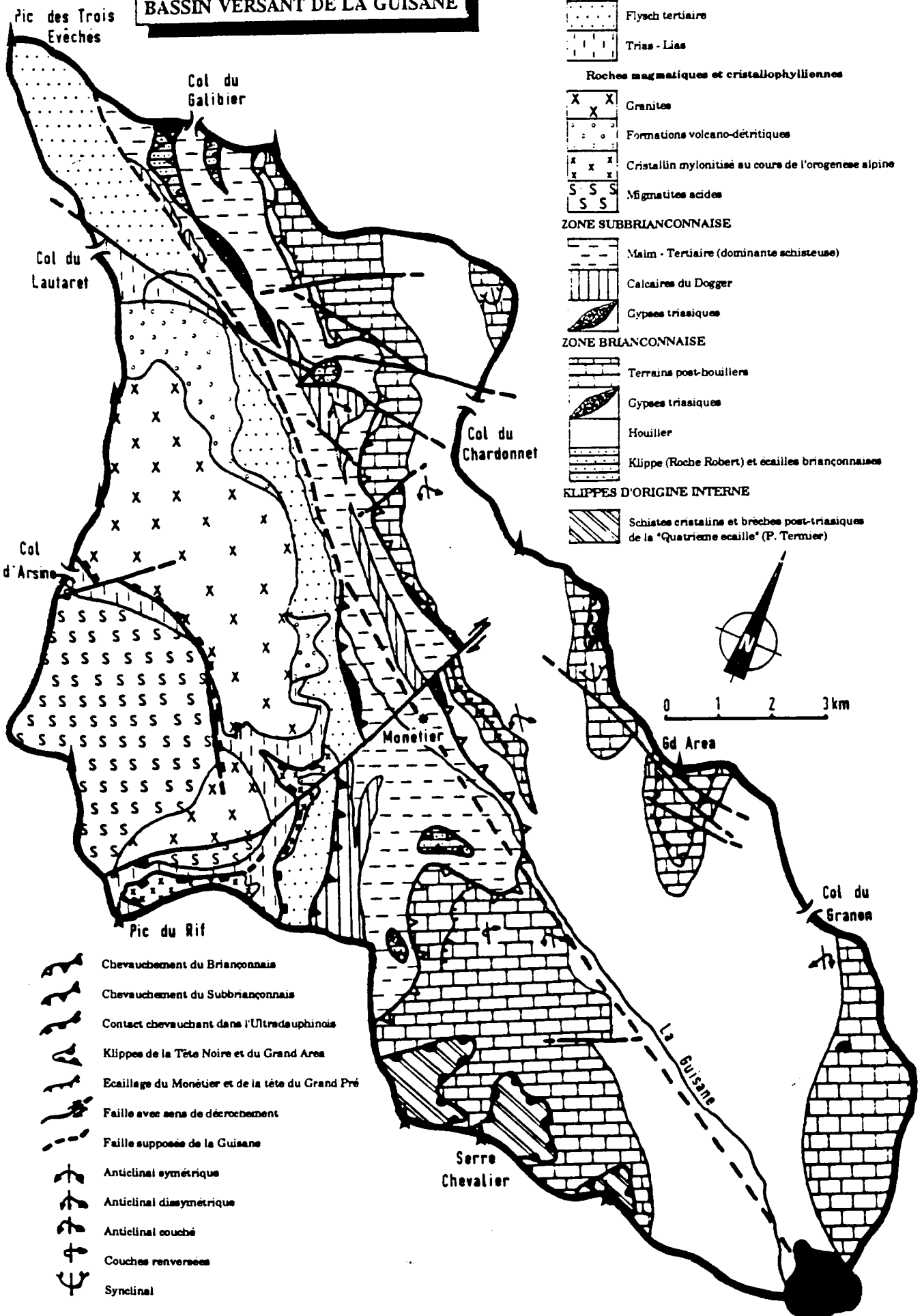
2.1.1 - Tectonique de la zone ultradauphinoise

Au même titre que le flysch transgressif des Aiguilles d'Arves, le massif du Combeynot fait partie intégrante du domaine ultradauphinois, charrié contre le môle cristallin des Ecrins-Pelvoux. En effet, il correspond à une écaille cristalline parautochtone basculée, lors de la phase alpine, sur les formations triasiques et jurassiques du col d'Arsine, elles-mêmes reposant généralement sur le soubassement migmatitique de la Montagne des Agneaux avec un pendage d'environ 30°.

C'est également à la tectonique alpine que sont imputables les multiples fractures qui hachent le massif selon deux directions préférentielles : N. 0° à N. 20° E pour près de 40% des failles de la face nord (Francou, 1981), et secondairement N. 130° E à N. 150° E (environ 30%). Celles-ci sont aisément repérables aux bandes de mylonites qui les signalent, ou aux brèches à ciment carbonaté qui les remplissent (filons clastiques).

Plus en aval, dans le vallon du Grand Tabuc, les écaillages du socle cristallin sont également intenses ; c'est d'abord l'écaille de la Croix de Cibouit que l'on suit du lieu-dit les Prés-les-Fonts jusqu'au pied du vallon de la Montagnole. A cet endroit, la lame cristalline disparaît totalement à l'affleurement, et le flysch des Aiguilles d'Arves sus-jacent entre directement en contact avec les terrains liasiques inférieurs (Fig. 30). Elle ne reparait ensuite que sous le Rocher de l'Yret, où elle recouvre le Trias du Roc de la Montagnole (Fig. 31, coupe B). Elle est ici surmontée par un flysch tertiaire incluant un chapelet d'olistholites cristallins (Bravard et Gidon, 1979), dont on retrouve les équivalents dans le Bois de la Madeleine, sous forme de blocs plurimétriques sédimentés à la base des formations nummulitiques. Ce premier ensemble repose sur l'écaille de l'Eychauda (Debelmas et Gidon,

FIG.30 - SCHÉMA STRUCTURAL DU BASSIN VERSANT DE LA GUISANE



ZONE DAUPHINOISE ET ULTRADAUPHINOISE

Terrains sédimentaires

- Flysch tertiaire
- Trias - Lias

Roches magmatiques et cristallophylliennes

- Granites
- Formations volcano-détritiques
- Crystallin mylonitisé au cours de l'orogénèse alpine
- Migmatites acides

ZONE SUBBRIANÇONNAISE

- Malm - Tertiaire (dominante schisteuse)
- Calcaires du Dogger
- Gypses triasiques

ZONE BRIANÇONNAISE

- Terrains post-bouillers
- Gypses triasiques
- Houiller
- Klippe (Roche Robert) et écailles briançonnaises

KLIPPES D'ORIGINE INTERNE

- Schistes cristallins et brèches post-triasiques de la "Quatrième écaille" (P. Termier)

- Chevauchement du Briançonnais
- Chevauchement du Subbriançonnais
- Contact chevauchant dans l'Ultradauphinois
- Klippes de la Tête Noire et du Grand Area
- Ecaillage du Monétier et de la tête du Grand Pré
- Faille avec sens de décrochement
- Faille supposée de la Guisane
- Anticlinal symétrique
- Anticlinal dissymétrique
- Anticlinal couché
- Couches renversées
- Synclinal

Sources : Cartes géologiques à 1/60.000 de La Grave et de St-Cristophe-en-Oisans, carte géologique à 1/60.000 de Briançon et les schémas structuraux de BARBIERI (1970), BARFETTY (1966), BRAVARD et GIDON (1979), CARENCO (1982), FEYS (1963a), GILLOT-BARBIERI (1970) et LACOMBE (1970).

1950 ; Gidon, 1954) qui se développe le long de la crête des Grangettes (Fig 30 et Fig. 31, coupe A). Composée principalement de matériel cristallin, elle porte encore localement des témoins de sa couverture mésozoïque (Roc de la Montagnole et front du glacier recouvrant le Dôme du Monétier).

2. 1. 2 - Tectonique de la zone subbriançonnaise

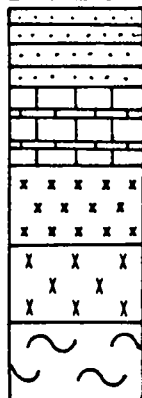
De part et d'autre de la crête des Lauzières, la zone subbriançonnaise est constituée de deux unités tectoniques superposées. L'ensemble inférieur débute, au fond du ravin de la Selle, par une barre de calcaires du Dogger, localement associée à une semelle de dolomies triasiques jalonnant le chevauchement de base sur le flysch ultradauphinois (crête de Cibouit et son revers). Au-dessus, la série stratigraphique se poursuit normalement (Schistes oxfordiens, calcaires du Malm et du Crétacé inférieur) jusqu'aux marbres en plaquettes qui forment le sommet de l'escarpement. Vers le Sud, cette unité se lamine et, au lieu-dit le Bachas, il ne subsiste plus que les calschistes néocrétacés-paléocènes, exceptionnellement surmontés par du flysch noir tertiaire (Fig. 31, coupe A). Au-delà, en direction du col de l'Eychauda, la série se complète à nouveau, mais ici les calcaires du Dogger, particulièrement bien développés, se ploient en un anticlinal aux flancs extrêmement redressés, formant l'ossature de la Pointe des Neyzets (Fig. 31, coupe B).

En face, la corniche instable du Rocher du Grand Pré est façonnée dans une puissante masse de marbres en plaquettes, au milieu de laquelle s'intercalent des bancs assez disloqués de calcaires néocomiens, à passées schisteuses vertes (Fig. 31, coupe B). Ce complexe constitue une unité structurale supérieure (Debelmas, 1961a) limitée, à cet endroit, à un chapelet d'écaillés jurassico-crétacées emballées dans les calschistes planctoniques du Néocrétacé-Paléocène. Vers le Nord, la série stratigraphique se complète rapidement et, sur la rive gauche du torrent de Corvaria, les calcaires du Dogger soulignent la base de cet ensemble subbriançonnais plus interne (Fig. 31, coupe A). Celui-ci pourrait être la prolongation méridionale de la digitation du Lauzet-Roche Olvera. Quant à l'unité inférieure, il est tentant de la considérer comme l'équivalent, au Sud de la Guisane, de la digitation plus externe du Petit Galibier.

LÉGENDE DES COUPES GÉOLOGIQUES

(Figures n°31, 32, 33, 34 et 35)

ZONE DAUPHINOISE ET ULTRADAUPHINOISE (autochtone et parautochtone)



eF : Flysch des Aiguilles d'Arves (Priabonien)

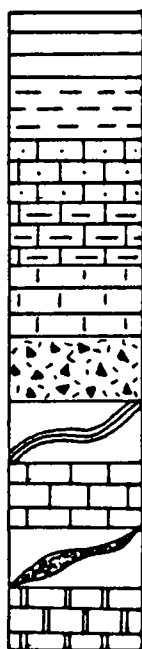
t - j : Complexe sédimentaire du Trias et du Jurassique (Vallon du Grand Tabuc et Crête des Grangettes)

Cristallin mylonitisé au cours de l'orogénèse alpine (crêtes des Grangettes et de Cibouit)

Granites

Migmatites

ZONE SUBBRIANCONNAISE



ef : Flysch noir (Lutétien - Priabonien)

ec : Calschistes (Crétacé supérieur - Paléocène)

n : Calcaires gréseux à microbrèches (Néocomien)

js : Calcaires clairs ou calcaires et calschistes à zones siliceuses (Malm)

e - js : Série subbriançonnaise englobant les terrains du Jurassique supérieur, du Néocomien et de l'Eocène (crête du Galibier)

jbr : Brèches jurassiques grises à éléments dolomitiques et calcaires

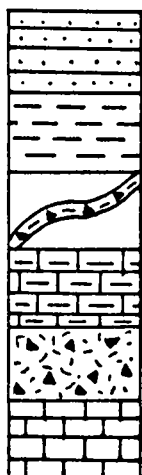
jo : Schistes noirs (Oxfordien)

Jm : calcaires organo-détritiques, calcaires plaquetés et calschistes (Dogger)

tg : Gypse

tc : Trias calcaréo-dolomitique (torrent du Rif Blanc)

ZONE BRIANCONNAISE



ef : Flysch noir (Lutétien - Priabonien). Sous l'Eychauda, il contient plusieurs lames d'un flysch noir différent (schistes rouges), évoquant le faciès de base de la nappe du flysch à Helminthoïdes (ef-c).

ec : Calschistes néocrétacés - paléocènes

ec.br : Brèches néocrétacées (Roche Colombe et Massif de la Tête Noire)

js : Calcaires noduleux et calcaires blancs ou crème du Malm, parfois surmontés par quelques mètres de calcaires et calschistes à zones siliceuses du Néocomien (n-js)

jbr : Brèches jurassiques à blocs triasiques

jm : Calcaires organo-détritiques (Dogger)

Légende des coupes géologiques (suite)



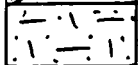
tg : gypses (attribués, suivant les cas, au Carnien ou au Werfénien supérieur)



tc : Trias calcaréo-dolomitique (Anisien, Ladinien et Carnien)



ts : Schistes dolomitiques et cargneules (Werfénien supérieur)



tq : Quartzites (Werfénien inférieur)



rt : Conglomérats quartzitiques (Permo-Trias ou Verrucano des auteurs)



r² : Conglomérats, grès grossiers, schistes gréseux et petits bancs dolomitiques irréguliers (Assise de la Ponsonnière attribuée au Néopermien inférieur)

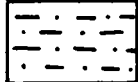


h : Série monotone de grès quartzitiques, grès micacés, schistes micacés et lentilles conglomératiques vers le haut. De nombreuses couches d'anthracite s'y rencontre, ainsi que des intrusions volcaniques disposées en filons-couches (Houiller)

KLIPPES D'ORIGINE INTERNE



ybr : Conglomérats contenant des galets de cristallin, de Verrucano, de Trias et de calcaires jurassiques ou crétaqués (âge indéterminé : Jurassique ?)



x : Schistes cristallins (âge inconnu : socle antécarbonifère ou Carbonifère métamorphique ?)

NAPPE DE FLYSCH A HELMINTHOÏDES



cf : Flysch calcaréo-gréseux (Pointe de la Tête Noire ou de la Mandette) et schisteux (Notre-Dame-des-Neiges)

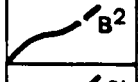
INDICATIONS STRUCTURALES



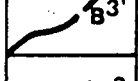
B Surface de chevauchement du Briançonnais



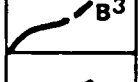
B¹ Surface de chevauchement de la "Première écaille" ou nappe de Roche Charnière (+ flysch noir de la Tête du Grand Pré)



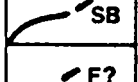
B² Surface de chevauchement du synclinal de la Tête du Grand Pré - Roche Gauthier ("Deuxième écaille" ou nappe de Champcella)



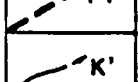
B^{3'} Chevauchement de l'anticlinal du Bez - Goudissard



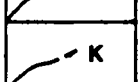
B³ Surface de chevauchement de la Crête de la Balme ("Troisième écaille" ou unité de la Condamine)



SB Chevauchement du Subbriançonnais



F? Faille supposée de la Guisane (BARFETY, 1965)



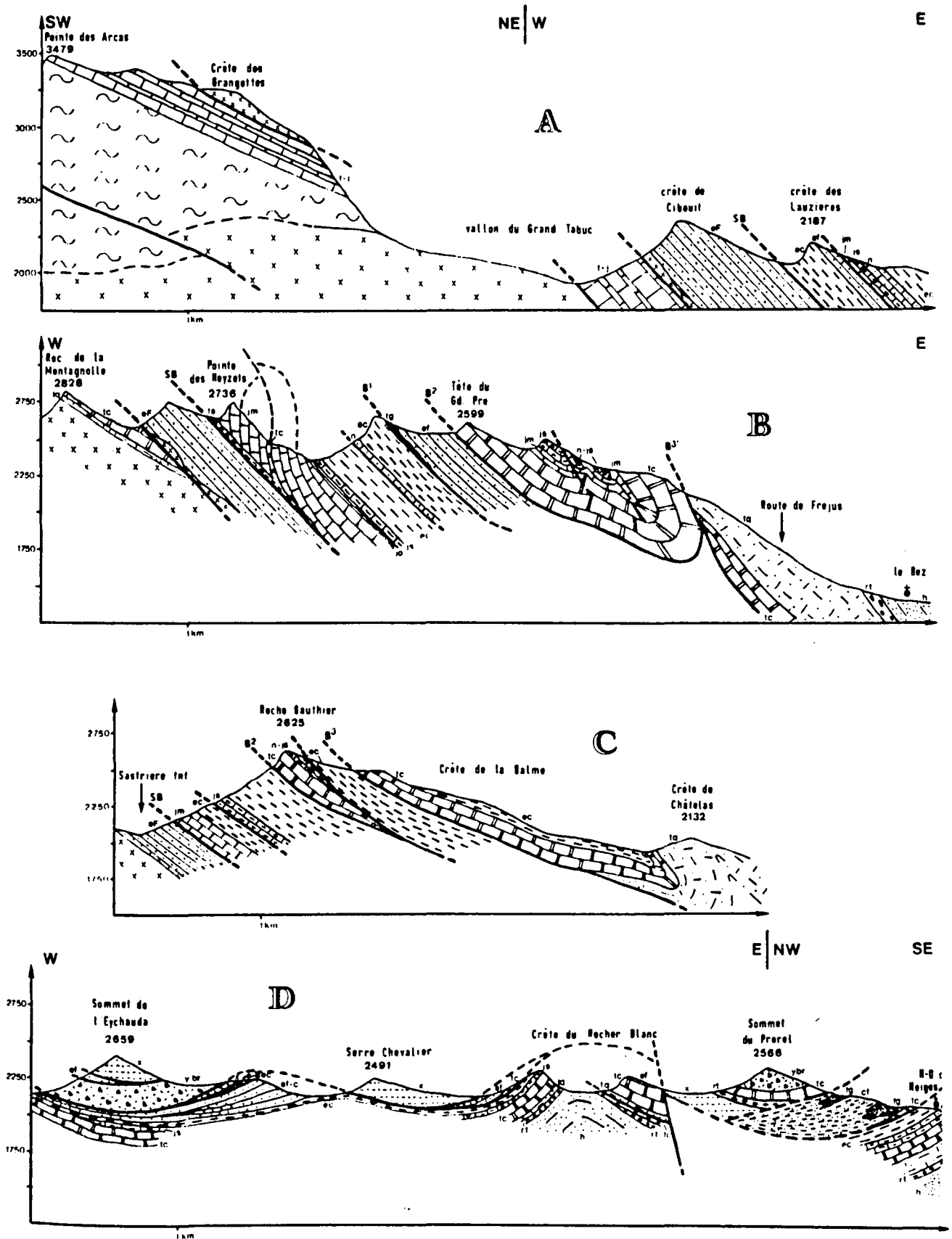
K' klippe de la Tête Noire



K klippe de Grand Aréa

FIG. 31- STRUCTURE GÉOLOGIQUE DU VERSANT MÉRIDIONAL DE LA VALLÉE DE LA GUISANE EN AVAL DE MONËTIER-LES-BAINS

Sources : BARFETY (1965), DEBELMAS (1961a et 1983), carte géologique à 1/80.000 de BRIANCON (1969), carte géologique de ST-CRISTOPHE-EN-OISANS à 1/50.000 et sa notice (1984)



2. 1. 3 - Tectonique de la zone briançonnaise et le problème des klippes exotiques de la crête de Serre Chevalier - massif du Prorel

2. 1. 3. 1 - Le massif de la Tête du Grand Pré et la crête de la Balme

Le massif de la Tête du grand Pré correspond à un vaste synclinal couché vers l'Ouest, dont l'armature est surtout constituée de Trias calcaréo-dolomitique surmonté, dans l'axe de la structure, par des calcaires et des schistes jurassiques (Fig. 30 et Fig. 31, coupe B). Vers l'Ouest, cette unité de la nappe de Champcella ("*Deuxième écaille*" de Goguel, 1939), chevauche le Subbriançonnais par l'intermédiaire de lames isoclinales briançonnaises (écailles du ravin de Chanteloube, au Nord du massif), parfois recouvertes de flysch noirâtre (ravin du Loup, au Sud de la Tête du Grand Pré). Entre ces deux groupes, c'est-à-dire au col du Grand Pré et dans le vallon de Roches Corneille, on ne retrouve que des lambeaux de terrains siliceux (Houiller, Verrucano et quartzites), dolomitiques et gypseux, jalonnant le contact entre le flysch noir et les calschistes subbriançonnais (Fig. 31, coupe B). D'après Debelmas, cet ensemble transitoire représente la marge la plus externe du Briançonnais, et par voie de conséquence, il le rattache à la nappe de Roche Charnière ("*Première écaille*" de Goguel).

Vers le Sud, au-delà de la faille du col de Fréjus, la structure synclinale du Grand Pré se lamine rapidement, pour ne plus donner, dans le secteur de Roche Gauthier, qu'une énorme écaille briançonnaise, totalement enveloppée dans la masse des marbres en plaquettes subbriançonnais (Fig. 31, coupe C). A l'Est, ceux-ci sont à leur tour chevauchés par la série de la crête de la Balme (essentiellement du Trias calcaréo-dolomitique et des calschistes planctoniques), représentant la marge interne de la nappe de Champcella ("*Troisième écaille*" de Goguel ou "unité de la Condamine", par analogie avec la structure du massif situé immédiatement au Sud). Elle est elle-même recouverte par le flanc inverse de l'anticlinal quartzitique de la crête de Châtelas ("*anticlinal de Bez-Goudissart*" de Barféty, 1965) qui, plus au Nord, repose directement sur le synclinal de la Tête du Grand Pré en raison de la disparition locale de l'unité précédente (on la retrouvera ensuite sur la rive gauche de la Guisane, de Monêtier-les-Bains jusqu'au Grand Galibier).

Vers le Sud, ce premier ensemble est interrompu par la faille du col de Méa qui délimite, à l'image de la fracture du col de Fréjus, deux compartiments structurellement différents.

2. 1. 3. 2 - Le secteur de la crête de Serre Chevalier - massif du Prorel

Dans ce secteur, la ligne de faite est en partie constituée d'éléments structuraux d'origine plus interne qui flottent sur la couverture du Houiller briançonnais, représentée ici par les terrains de la 3^{ème} écaille (Fig. 31, coupe D). En effet, les pointes de l'Eychauda et de Serre-Chevalier correspondent à des klippes de schistes métamorphiques d'âge inconnu (micaschistes à muscovite, parfois légèrement feldspathiques, amphibolites et gneiss ocellés) associés, dans le premier cas, à des brèches probablement jurassico-crétacées, reprenant tous les termes du substratum (blocs de cristallin, Verrucano, quartzites werféniens, ainsi que des calcaires triasiques, jurassiques et crétacés).

Au Sommet du Prorel, l'agencement des couches est différent, car les schistes cristallophylliens sont cette fois couronnés de grès conglomératiques rosés du Permo-Trias, de calcaires anisiens et de brèches analogues à celles de l'Eychauda. Vers l'Est, cette première unité exotique repose directement sur un flysch noir abondamment injecté de gypse (entonnoir de dissolution du Notre-Dame-des-Neiges), représentant le complexe de base de la nappe du flysch à Helminthoïdes. Ce faciès allochtone se retrouve aussi à la base orientale de la klippe de l'Eychauda, sous forme de lambeaux de schistes noirs et rouges, incorporés au flysch lutétien-priabonien du Briançonnais.

Au-dessous de ces unités charriées, la couverture normale du Houiller briançonnais apparaît localement, et notamment le long de la crête du Rocher Blanc où elle dessine une ondulation anticlinale évidée en son centre en combe. On la trouve également au-dessus du Bois du Prorel (calcaires jurassiques et Trias calcaréo-dolomitique), à la faveur d'une importante niche d'arrachement ancienne.

2. 2 - LA RIVE GAUCHE DE LA GUISANE

2. 2. 1 - Tectonique de la zone subbriançonnaise

Entre le col du Galibier et le village du Casset, la zone subbriançonnaise est constituée d'un empilement d'écailles décollées au sommet du Trias, habituellement regroupées en deux digitations en fonction de leurs caractères stratigraphiques et structuraux (Barbier, 1963).

2. 2. 1. 1. - *La digitation du Petit Galibier*

Située au front du Subbriançonnais, cette unité tectonique est composée de trois lames isoclinales discontinues qui se relaient du Nord vers le Sud :

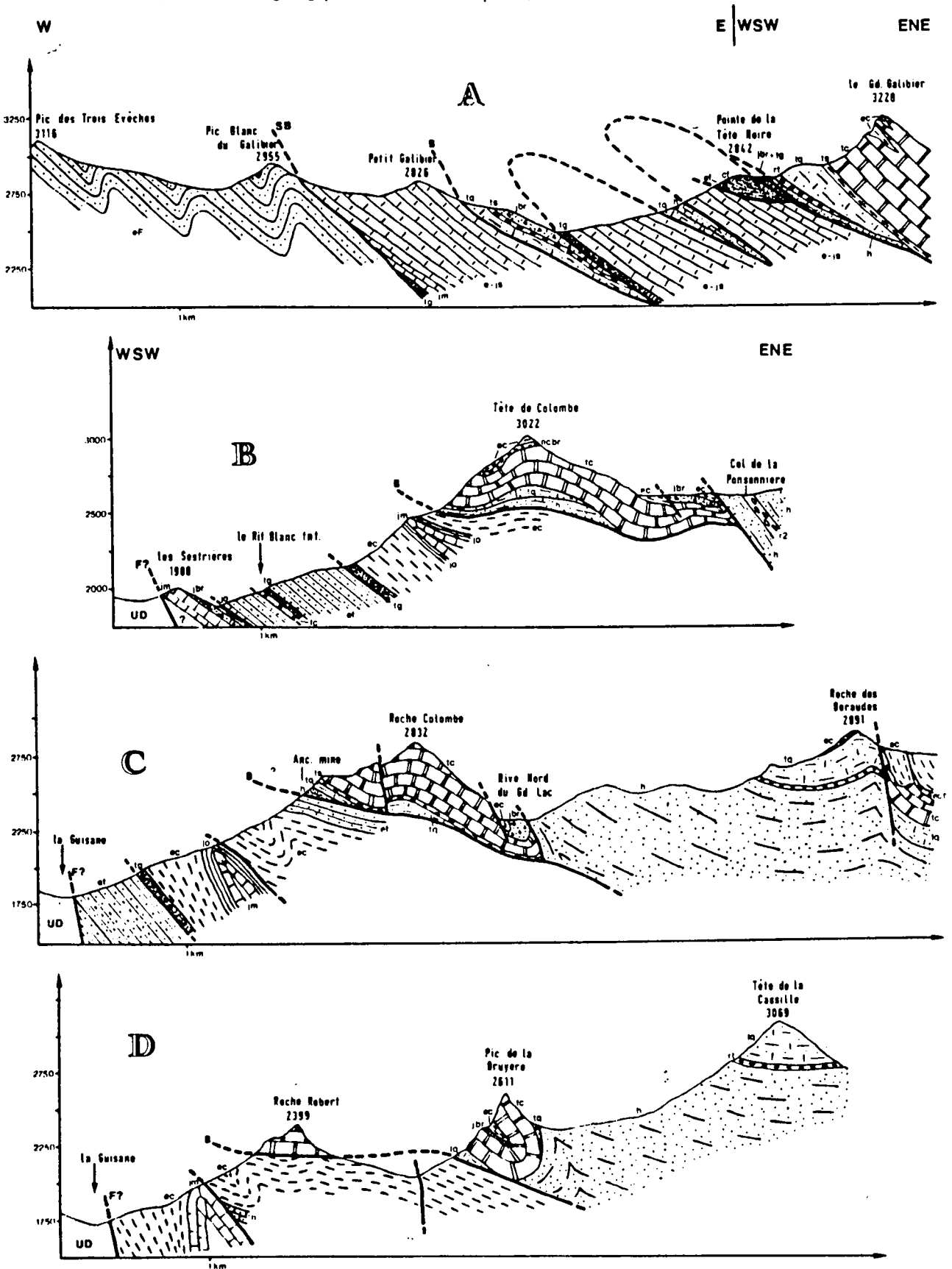
- L'écaille du Plan-Paradis, dont seule l'extrémité méridionale intéresse la vallée de la Guisane, est principalement représentée par une alternance irrégulière de marbres en plaquettes, de calcaires et calschistes néocomiens (Fig. 32, coupe A). Quant aux calcaires du Dogger, ils n'affleurent que dans le secteur du Pic Blanc du Galibier, en arrière d'une petite pastille de cargneules et de gypses triasiques jalonnant le contact avec l'Ultradauphinois.

- L'écaille des Sestrières se développe entre la route du Galibier (vallon faisant suite à celui de Roche Noire) et celle du Lautaret à Briançon (Fig. 32, coupe B). Elle est essentiellement composée d'une corniche de Dogger, parfois encadrée de gypses à la base (sur le bord de la route du Galibier, au point coté 2424 m), et de terrains jurassico-crétacés par-dessus (brèches et schistes oxfordiens, calcaires tithoniques et néocomiens).

- L'écaille du Fontenil correspond à la corniche rocheuse qui domine la R.N. 91 au niveau du lieu-dit Puy Maubert (borne 1709 m). Celle-ci montre, sur une hauteur d'environ 80 m, une série complète allant du Lias inférieur (calcaires dolomitiques gris bleuté, à silex blonds) jusqu'aux brèches oxfordiennes.

FIG. 32- STRUCTURE GÉOLOGIQUE DU MASSIF DU GRAND GALIBIER EN AMONT DE L'AIGUILLETTE DU LAUZET

Sources : TISSOT (1955) et la carte géologique à 1/50.000 de LA GRAVE (1973)



La présence quasi-constante de ces "Brèches du Télégraphe" représente l'une des particularités fondamentales de l'unité du petit Galibier, au même titre que la minceur de ces différents termes. Ces caractères la dissocient nettement de la digitation du Lauzet - Roche Olvera, pour laquelle les horizons brèchiques de l'Oxfordien sont totalement absents, tandis que les épaisseurs atteintes par les niveaux constitutifs sont souvent plus considérables.

2. 2. 1. 2 - *La digitation du Lauzet - Roche Olvera*

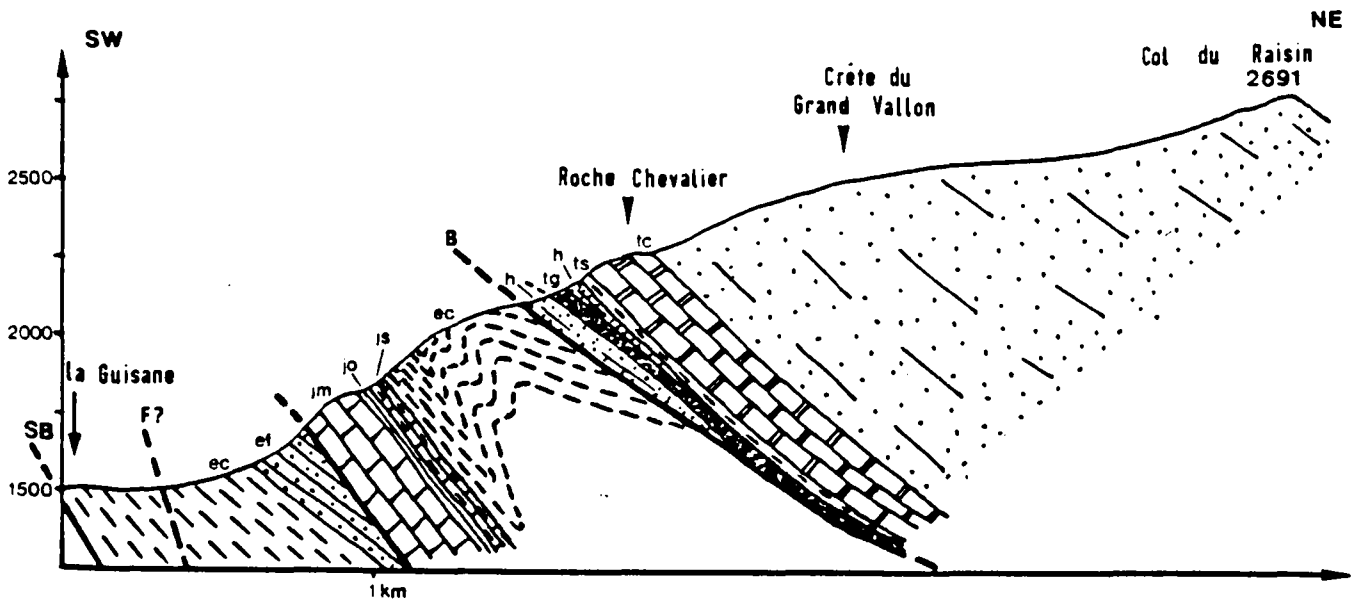
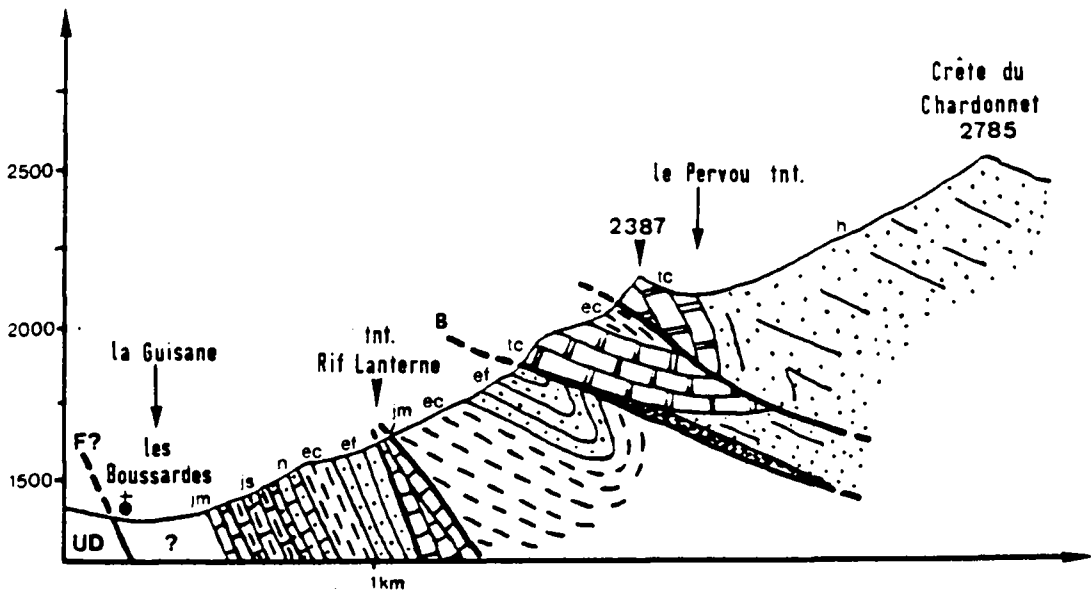
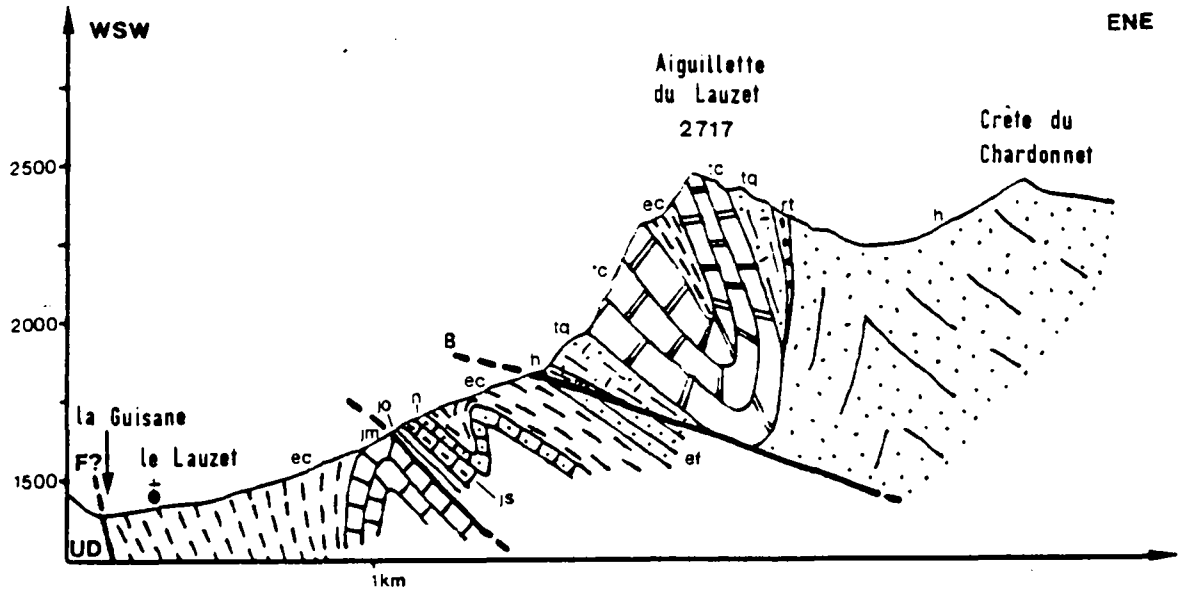
Elle comporte une ossature de calcaires et calschistes du Dogger, ployée en un anticlinal aux flancs généralement subverticaux (Fig. 32 et Fig. 33, coupe A) . Vers le Sud-Est, celui-ci s'étire progressivement jusqu'à se restreindre à une simple lame, localement affectée de replis secondaires (Fig. 34, coupe A).

Le reste de la série (calcaires du Malm et du Néocomien, calschistes néocrétacés-paléocènes et flysch tertiaire) s'est le plus souvent désolidarisé du noyau rigide, à la faveur du niveau particulièrement plastique des schistes oxfordiens. De la sorte, les terrains supérieurs n'affleurent en position stratigraphique normale que sous Roche Chevalier, où le Dogger est surmonté par des schistes et calcaires du Malm, suivis de calcaires gréseux du Néocomien et de calschistes néocrétacés-paléocènes (Fig. 33, coupe C).

Vers le col du Galibier, la charnière calcaire de l'anticlinal s'enfonce sous une épaisse enveloppe de terrains calschisteux crétacés et nummulitiques, dont la structure est compliquée par la présence de deux lames isoclinales de terrains briançonnais (Fig. 32, coupe A). La plus externe correspond à la grande dalle rocheuse située sur la rive gauche du torrent du Galibier. Constituée de Houiller, de quartzites werféniens et de brèches calcaires karstifiées, elle est relayée sous le monument Henri Desgranges par une série très laminée de Houiller, quartzites, calschistes néocrétacés-paléocènes et flysch noir, où s'intercalent de petites écailles de flysch à Helminthoïdes. Au col du Galibier, l'ensemble est recouvert par une injection massive de gypse, dont on retrouve les équivalents au milieu de la facette de la Mandette, ainsi que dans les torrents du Rif Blanc, des Vallois et du Haut Etret (Fig. 32, coupes B et C). Quant à la deuxième écaille, elle

FIG. 33- STRUCTURE GÉOLOGIQUE DU VERSANT SEPTENTRIONAL DE LA VALLÉE DE LA GUISE ENTRE LE LAUZET ET LE CASSET

Sources : BARFETY (1965) et la carte géologique à 1/50.000 de LA GRAVE (1973)



est réduite à une modeste pincée synclinale de quartzites blancs et de schistes houillers lardés de microdiorites, coincée entre les terrains subbriançonnais du Petit Galibier et de la Pointe de la Tête Noire.

2. 2. 2 - Tectonique de la zone briançonnaise

2. 2. 2. 1 - *Le massif du Grand Galibier et ses prolongements vers Monétier-les-Bains*

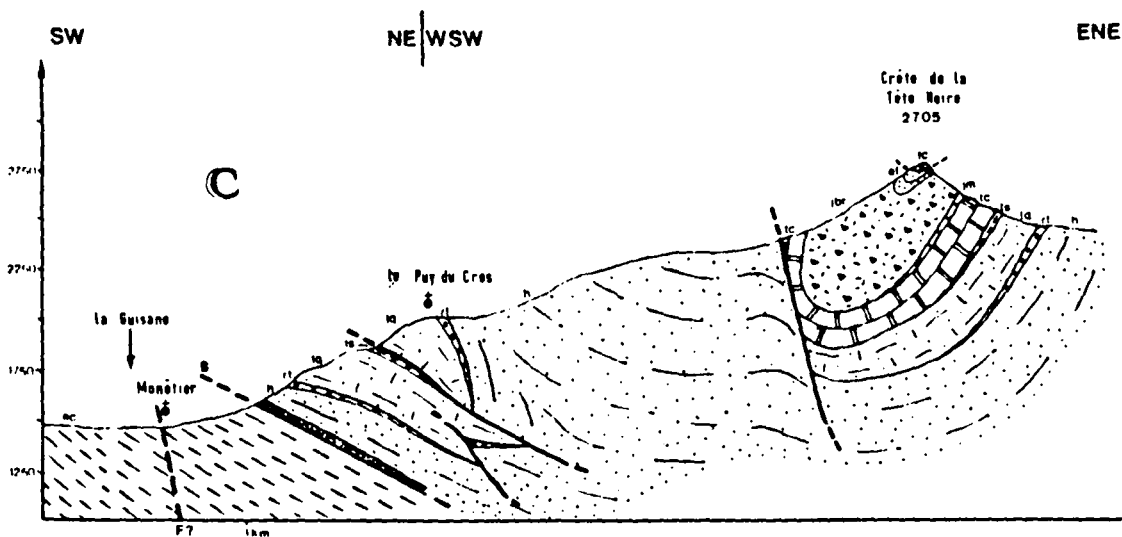
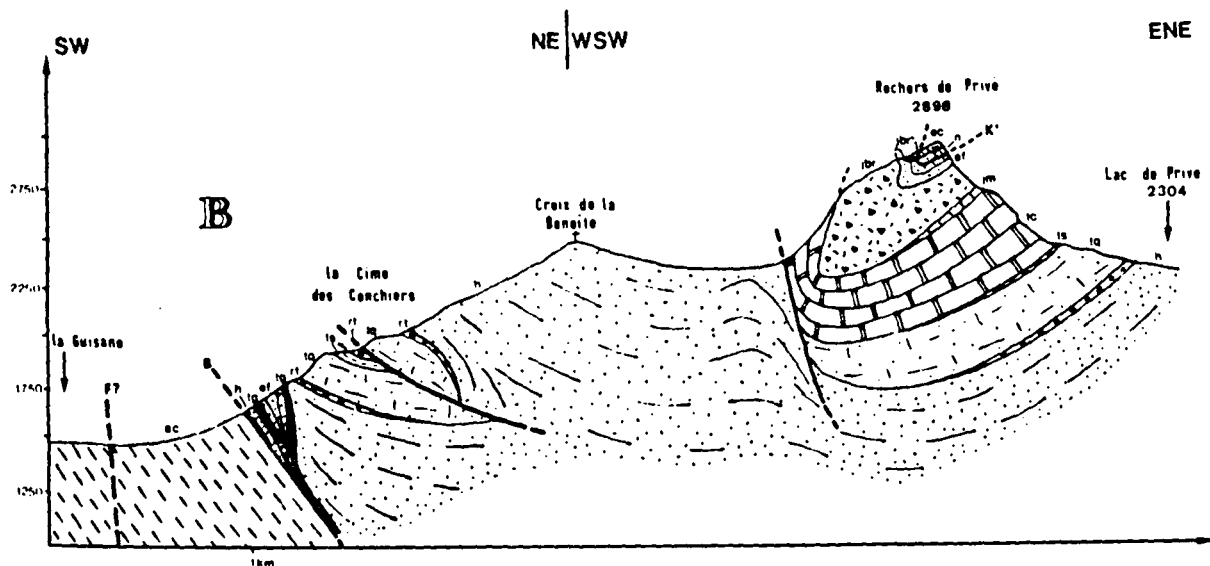
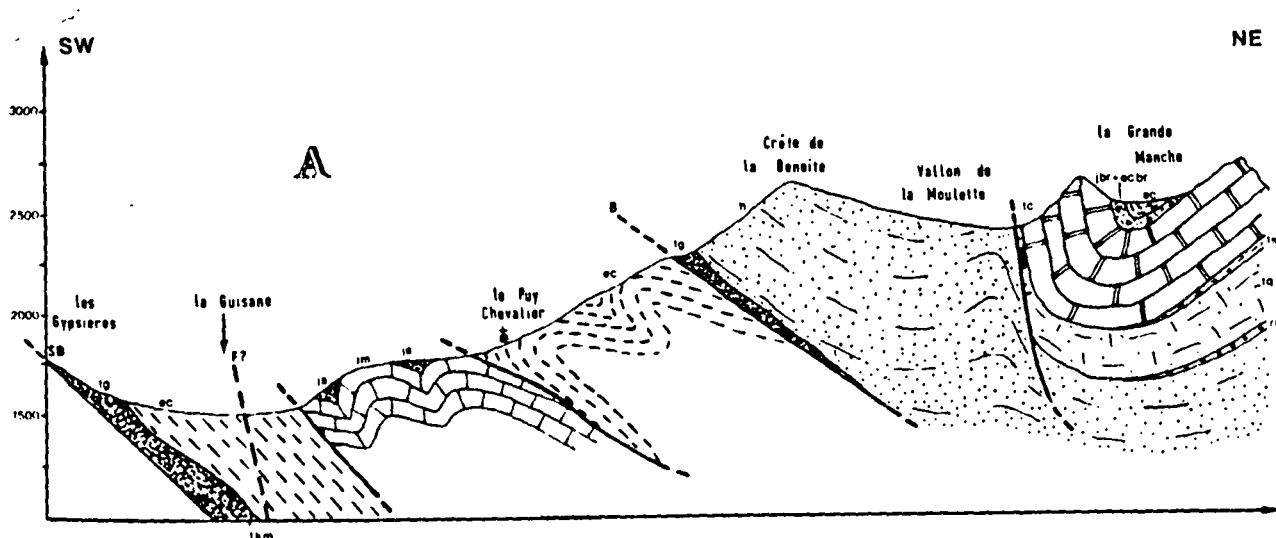
La puissante assise calcaréo-dolomitique du massif du Grand Galibier chevauche ordinairement la zone subbriançonnaise par l'intermédiaire d'une semelle siliceuse, dont on peut observer, par places, les affleurements à la base de la corniche ruiniforme (quartzites werféniens du vallon de la plane, ancienne mine d'anthracite du pic de la Ponsonnière, etc.). Cependant, à la Pointe de la Tête Noire, ces terrains sont précédés d'une lame isoclinale de calcaires bréchiques briançonnais, qui elle-même repose sur une klippe de flysch à Helminthoïdes (Fig. 32, coupe A).

A partir du col de la Ponsonnière, l'extrémité orientale de la dalle subhorizontale du massif du Grand Galibier est progressivement affectée d'un pli synclinal, dont l'axe est souligné par des brèches jurassiques et des calschistes néocrétacés-paléocènes. Vers le Sud, cette structure prend rapidement de l'amplitude pour former les arêtes déchiquetées de la Bruyère (Fig. 32, coupe D), mais aussi l'Aiguillette du Lauzet, après l'échancrure du torrent du Rif (Fig. 33, coupe A). Dans le même temps, le front de la nappe briançonnaise a été en grande partie démantelé par l'érosion, isolant ainsi la grosse klippe calcaire de Roche Robert en avant du vallon du Plan Chevalier.

Encore intégralement conservé au droit de l'Aiguillette du Lauzet, la structure se lamine ensuite rapidement. Par suite, le flanc inverse du synclinal se réduit à mesure que l'on se rapproche de Roche Chevalier, où il ne subsiste plus qu'une simple barre calcaréo-dolomitique directement chevauchée par la masse houillère de la Benoite (Fig. 33, coupe C). Au-delà de l'important décrochement du torrent de St-Joseph, les couches prennent à nouveau une allure synclinale globale (Fig. 34, coupes B et C). Toutefois, le

FIG. 34- STRUCTURE GÉOLOGIQUE DU MASSIF DE LA TÊTE NOIRE ET DE LA CIME DES CONCHIERS

Source: BARFETY (1965)



Trias calcaréo-dolomitique est ici totalement inexistant, et ce sont les quartzites blancs werféniens qui forment l'armature de ces lambeaux synclinaux.

Il apparaît donc clairement que les efforts tangentiels imposés au massif du Grand Galibier et à sa prolongation vers Monêtier-les-Bains, s'accroissent vers le Sud-Est. Ce phénomène se traduit par un écaillage graduel de la couverture mésozoïque, activement poussée vers l'Ouest par le déversement de l'anticlinal siliceux de la Benoite.

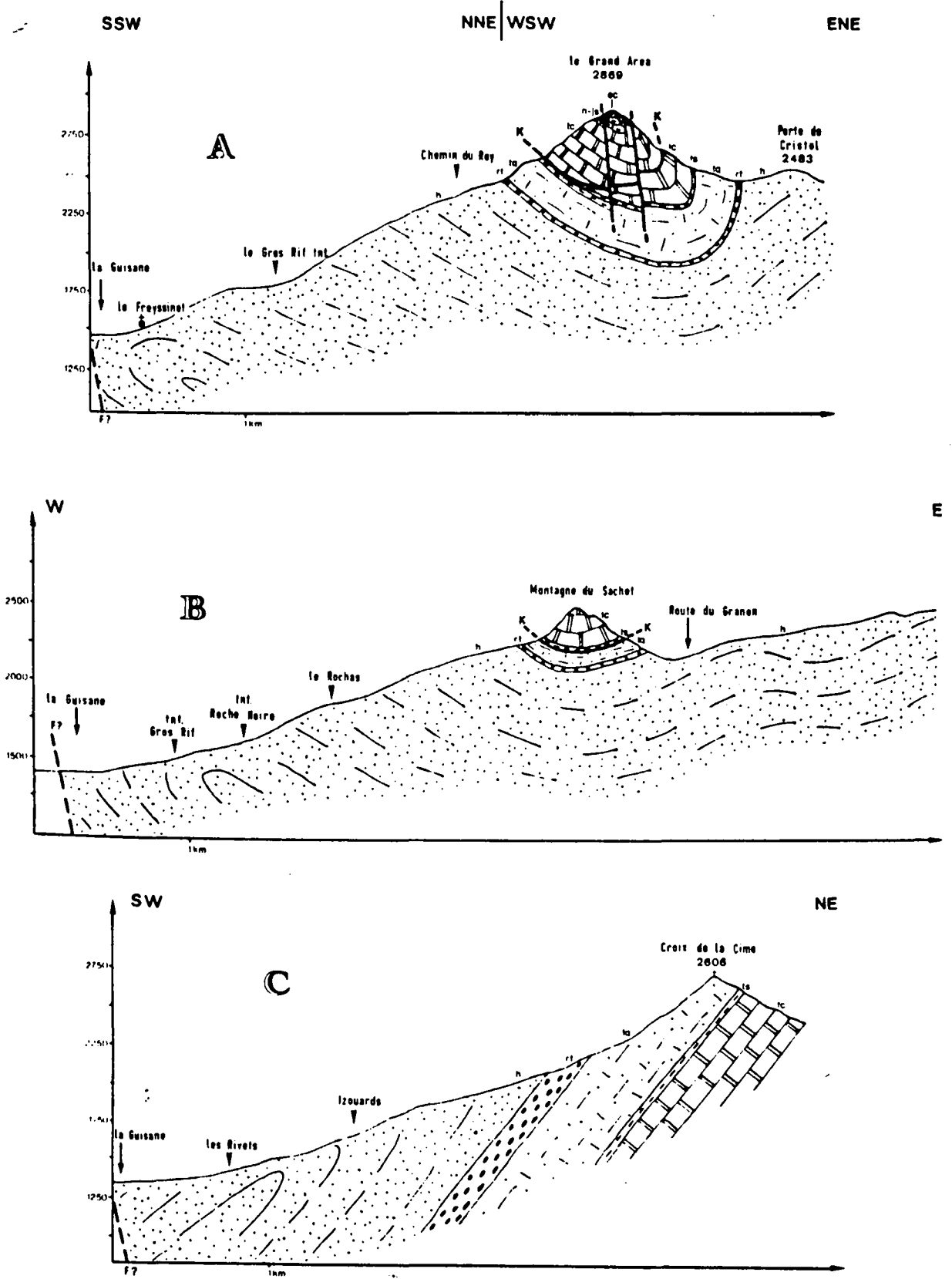
2. 2. 2. 2 - Les plis siliceux de la Benoite et de la Tête de Cassille

Les affleurements de Namurien situés en arrière des Arêtes de la Bruyère (lieu-dit Clot des Vaches), de l'Aiguillette du Lauzet (col de l'Aiguillette), de Roche Chevalier et de la Cime des Conchiers, soulignent la charnière de l'anticlinal de la Benoite (Feys, 1963). Déversé vers l'Ouest, celui-ci possède une aile occidentale presque entièrement laminée, tandis que son flanc normal montre, à l'exception de quelques flexures de faible amplitude, une remarquable régularité. D'après BARFETY (1965), cette unité représente, au Nord de la Guisane, l'équivalent de la masse siliceuse de Bez-Goudissart, dont les termes supérieurs (quartzites et Verrucano) n'ont pas été ici préservés par l'érosion. Dans ces conditions, la dalle calcaréo-dolomitique du Grand Galibier, et son prolongement discontinu jusque dans le secteur de Roche Chevalier, doivent probablement appartenir à la même nappe que la crête de la Balme, c'est-à-dire à la 3^{ème} écaille (ou unité de la Condamine).

Vers l'Est, les couches du Carbonifère dessinent, avant de plonger à la verticale sous la carapace calcaréo-dolomitique du massif de Tête Noire et de la crête de Queyrellin (vallée de la Clarée), un mouvement synclinal couronné, dans le haut vallon du Rif, par les escarpements quartzitiques de la Roche des Béraudes et de la Tête de Cassille (Fig. 32, coupes C et D). Des témoins de la couverture mésozoïque de cette ondulation synclinale de la Cassille se retrouvent également à l'extrémité septentrionale de la crête de

FIG.35- STRUCTURE GÉOLOGIQUE DU MASSIF DU GRAND ARÉA ET DE LA CRÊTE DE PEYROLLE

Sources : BARFETY (1965) et la carte géologique à 1/80.000 de BRIANCON (1969)



la Benoite (point coté 2832 m), sous forme de chicots isolés de quartzites werféniens.

2. 2. 2. 3 - Les massifs de Tête Noire - Grand Aréa et la liaison avec le Briançonnais interne

Les massifs de Tête Noire et du Grand Aréa correspondent à deux pincées synclinales, situées dans le secteur culminant de "l'éventail briançonnais". La plus occidentale montre une structure nettement dissymétrique qui s'accroît vers le Sud-Est : alors que le flanc ouest est subvertical au niveau de la Grande Manche (Fig. 34, coupe A), il se renverse ensuite sur le Secondaire axial, principalement constitué de brèches jurassico-crétacées. Aux Rochers de Privé, celles-ci sont surmontées par une klippe de calcaires néocomiens et de marbre en plaquettes, s'appuyant sur une série mal datée (Nummulitique ?) de schistes et de bancs siliceux (Fig. 30 et Fig. 34, coupes B). De même, au sommet de la crête de la Tête Noire, une écaille de calcaires anisiens repose, en position stratigraphique anormale, sur un substratum autochtone similaire au précédent ; sans doute faut-il y voir un nouveau lambeau de terrains exotiques, enchâssé au coeur même de la structure synclinale (Fig. 34, coupe C).

Une telle superposition se retrouve également au sein du synclinal du Grand Aréa, où des enclaves de calschistes néocrétacés-paléocènes à faciès transgressif soulignent, au sein de la série calcaréo-dolomitique, la limite entre deux unités structurales distinctes (Fig. 30 et Fig. 35, coupe A). Plus au Sud, les calcaires anisiens de l'ensemble inférieur se biseautent progressivement pour disparaître totalement au droit du petit Aréa (Barféty, 1965). Il y a donc là un véritable phénomène de "substitution de couverture", analogue à celui décrit par Goguel (1940b) dans le massif plus méridional de Condamine-Monbrison.

Ce complexe synclinal de Tête Noire - Grand Aréa constitue un ultime relai avec le Briançonnais interne. La liaison entre les deux volets de "l'éventail" est assurée par une vaste structure anticlinale déversée vers l'Est, et dont l'axe doit probablement s'étirer entre la Porte de Cristol et la ville de Briançon (anticlinal de St-Chaffrey de R. Feys, 1963). Par suite, vers la

crête de Peyrolle, il se développe un style tectonique isoclinal où les couches, en série renversée, montrent des pendages de l'ordre de 45 à 60° W (Fig. 35, coupe C). Ce déversement peut s'être parfois accompagné d'importants écaillages, signalés notamment par l'accumulation gypseuse du haut bassin de Ste-Elisabeth.

IX - LES RELIEFS STRUCTURAUX

L'impression d'inorganisation apparente du relief qui résulte de la diversité des massifs guisanais, dissimule en réalité une logique profonde qu'on ne peut mettre à jour que par l'examen systématique des influences structurales sur l'agencement des innombrables cimes. En effet, au-delà de la valeur géologique des grands domaines paléogéographiques recoupés par la vallée de la Guisane, ceux-ci déterminent des unités géomorphologiques bien typées, qui ont toutefois en commun les aspects spécifiques aux reliefs en structure charriée.

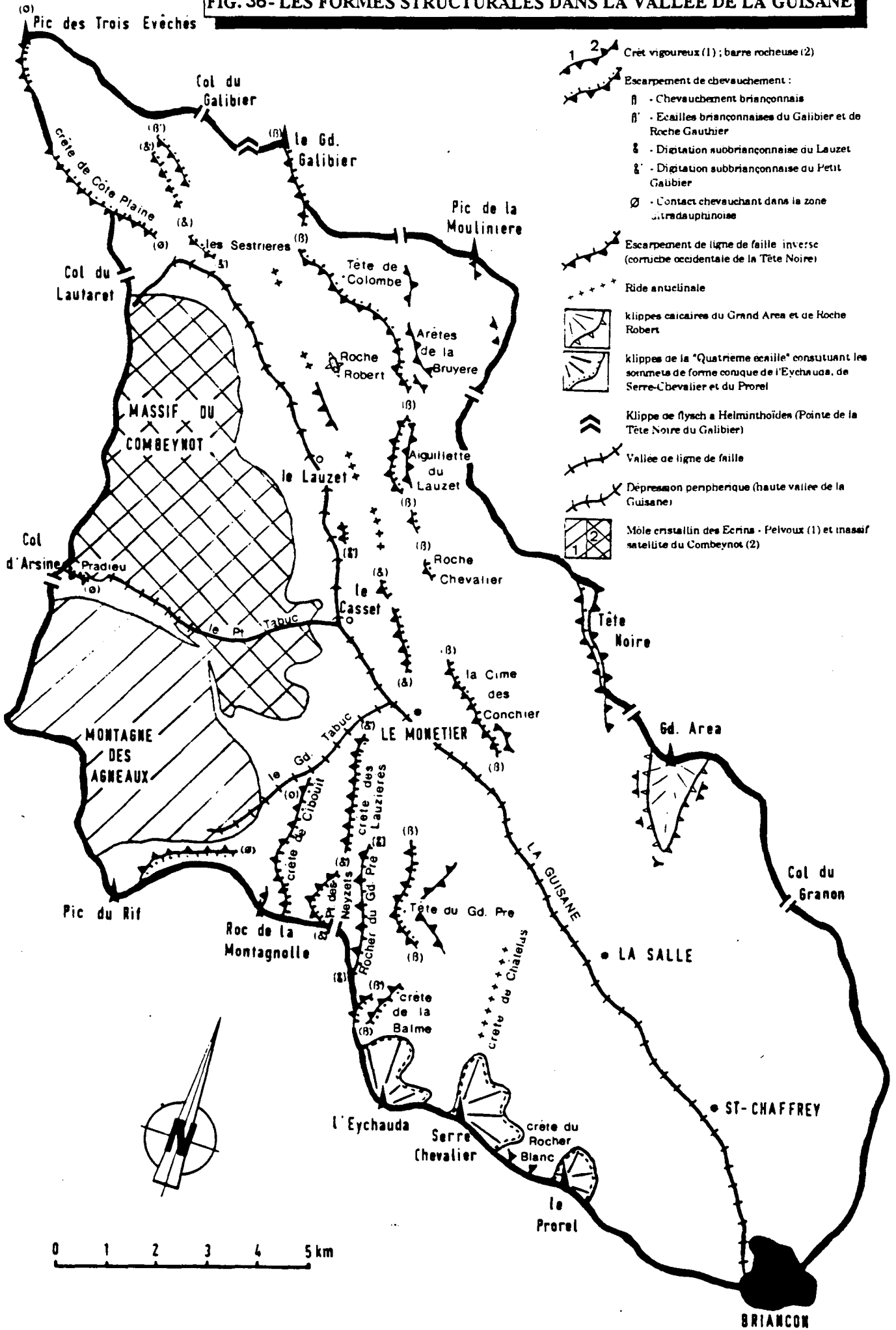
1 - LES FORMES EN SAILLIE

1. 1 - LES MONTAGNES DE LA RIVE GAUCHE DE LA GUISANE

Entre le col du Lautaret et le village de Monétier-les-Bains, le versant septentrional de la vallée présente une succession d'escarpements plus ou moins réguliers, dont l'orientation globale NW-SE est directement liée à l'agencement des nappes ultradauphinoise, subbriançonnaise et briançonnaise (Fig. 36).

Aux abords immédiats du col du Lautaret, la corniche sommitale de la Montagne de Chaillol marque le front de la nappe du flysch des Aiguilles d'Arves. Peu massive, celle-ci domine de longs tabliers d'éboulis au milieu desquels pointent quelques affleurements de calcaires liasiques appartenant aux écailles ultradauphinoises sous-jacentes. Vers le col de Côte Plaine, l'abrupt gréseux disparaît complètement en raison de la remontée du Lias schisteux de l'unité tectonique inférieure jusqu'au sommet de la crête. Plus à l'Ouest, un peu avant le lieu-dit la Pare (point coté 2971 m), la transgression du Nummulitique est à nouveau soulignée par un vigoureux escarpement de front de chevauchement qui, au droit du Pic des Trois Evêchés, atteint une énergie de près de 500 mètres. A l'opposé, le versant oriental s'abaisse plus lentement vers le fond du vallon de Roche Noire, où les eaux courantes découpent des formes assez indécises.

FIG. 36- LES FORMES STRUCTURALES DANS LA VALLÉE DE LA GUISE



En arrière, les lames isoclinales de la digitation du Petit Galibier déterminent, lorsqu'elles possèdent une ossature rigide de calcaires plaquetés du Jurassique moyen et de brèches oxfordiennes, quelques modestes abrupts rocheux indiquant le chevauchement de base de la zone subbriançonnaise sur le flysch gréseux des Aiguilles d'Arves (arête calcaire du lieu-dit les Sestrières et son prolongement vers le Nord-Ouest entre les vallons de Roche Noire et du Galibier ; corniche de Puy Maubert). Ceux-ci précèdent un second abrupt rocheux correspondant aux pointements du noyau de calcaires jurassiques de la digitation subbriançonnaise du Lauzet - Roche Olvera. D'abord ployé en un anticlinal très étroit dont le flanc sud-occidental est localement excavé (crêt du lieu-dit la Lauzière, entre Roche Robert et le hameau du Lauzet), celui-ci se lamine rapidement vers le Sud-Est pour constituer, au-dessus du village du Casset, une barre isoclinale de calcaires plaquetés du Dogger, recouvrant directement l'unité subbriançonnaise inférieure (Fig. 33, coupe C et Fig. 36). Cet escarpement de chevauchement s'abaisse ensuite progressivement en direction de Monétier-les-Bains, avant de s'enfoncer sous les alluvions du torrent de St-Joseph.

Vers l'amont de la vallée de la Guisane, la corniche calcaire de la digitation du Lauzet - Roche Olvera s'empâte également, pour disparaître totalement dans le haut bassin des Vallois. Sur la rive droite du torrent du Galibier, elle est relayée par un ressaut de brèches jurassiques et de quartzites werféniens, isolé au milieu des formations calschisteuses du Subbriançonnais (fig. 32, coupe A et photo. 1)). Cet escarpement est en fait constitué par un lambeau de terrains briançonnais, repris sous forme de lame isoclinale lors d'une phase tectonique tardive (Debelmas, 1983). Au Nord du village du Lauzet, la grosse klippe calcaréo-dolomitique de Roche Robert représente également un témoin avancé des nappes briançonnaises, préservé de l'érosion entre deux importantes cassures (Fig. 30 et photo. 2).

Délimitée par une paroi haute d'une centaine de mètres, cette unité interne préfigure la morphologie plus vigoureuse qui se développe au sein de la zone briançonnaise. Le front de cette dernière est en effet marqué par un puissant escarpement de chevauchement calcaréo-dolomitique, couronnant le versant septentrional de la Guisane entre le Grand Galibier et l'Aiguillette du Lauzet (photo. 1). Au Sud-Est du torrent de Pervou, la couverture carbonatée s'ennoie rapidement dans la masse des terrains carbonifères qui, au-delà de l'ultime ressaut de Roche Chevalier, chevauche directement les

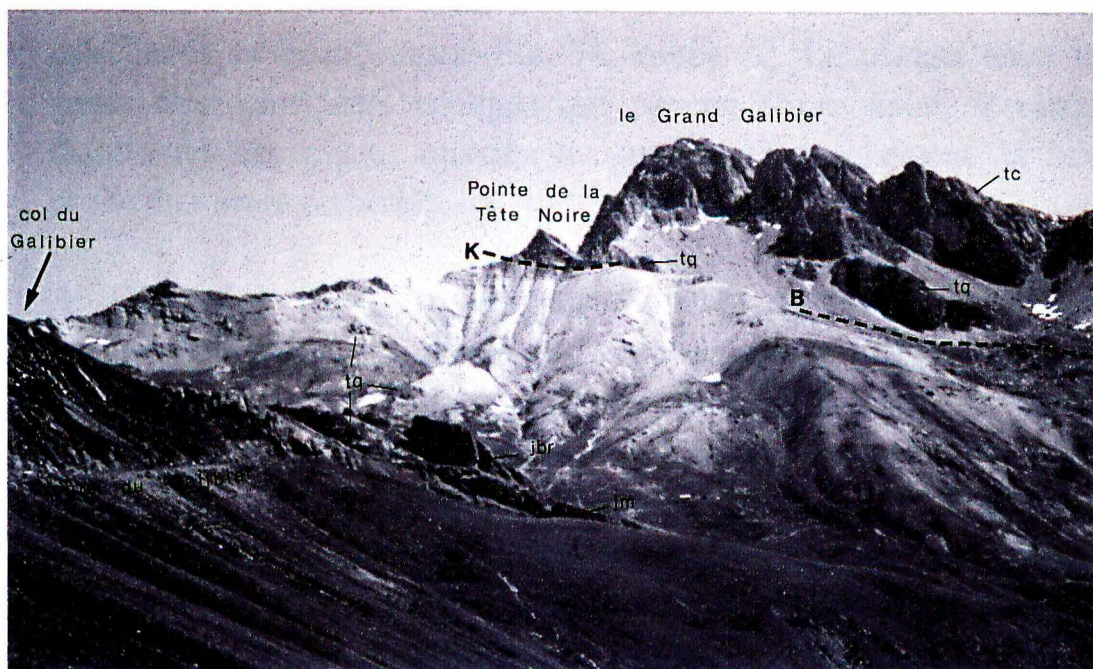


PHOTO. 1 - Panorama du secteur de la crête du Galibier. De la droite vers la gauche (de l'Ouest vers l'Est), la photographie fait découvrir trois des grandes zones structurales recoupées par la vallée de la Guisane :

a - Au premier plan, le versant enherbé est intégralement façonné dans le *flysch ultradauphinois des Aiguilles d'Arves*, dont on peut observer les bancs gréseux au-dessus de la route du Galibier.

b - En arrière, le vallon du Galibier est entaillé dans les formations essentiellement calschisteuses de la *zone subbriançonnaise*. Toutefois, une étroite lame de calcaires plaquetés du Jurassique moyen (jm), couronnée de "Brèches du Télégraphe", dessine une première échine rocheuse qui se prolonge, au-delà du cadre de la photographie, jusqu'au lieu-dit les Sestrières (route du Lautaret à Briançon). Immédiatement derrière, apparaissent des *lambeaux de terrains briançonnais* (tq - quartzites werfëniens ; jbr - brèches jurassiques) isolés, sous forme de pincées isoclinales, au milieu du Subbriançonnais.

c - Au fond et à droite, se dresse la corniche ruiniforme du massif du Galibier, représentant le front de la *zone briançonnaise* (B). Son ossature est composée d'une épaisse série calcaréo-dolomitique (tc), surmontant une semelle siliceuse formée de quartzites werfëniens (tq).

A ces trois principaux ensembles géologiques, s'ajoute l'unité exotique de la Pointe de la Tête Noire, constituée de calcaires blonds ou bleutés à pistes méandriiformes, et reposant sur un coussinet de schistes noirs à bancs de grès roussâtres. Cette klippe (K) est considérée comme un témoin externe de la *nappe du flysch à Helminthoides* de l'Embrunais.



PHOTO. 2 - La klippe briançonnaise de Roche Robert. Situé au Nord du village du Lauzet, ce lambeau de calcaires dolomitiques anisiens est séparé du front de la nappe briançonnaise par l'excavation du torrent du Plan Chevalier. Sur cette face orientale, le contact avec le substratum subbriançonnais est masqué par d'importants recouvrements quaternaires ; au pied de la corniche, on distingue en effet une importante masse écroulée qui repose sur un complexe de coulées anciennes, englobant au premier plan une multitude de gros blocs calcaréo-dolomitiques.

calschistes subbriançonnais (Fig. 34, coupe A). Le contact entre les deux zones n'est plus alors souligné que par un étroit replat, résultant de la dissolution des gypses injectés le long du chevauchement de base (rive droite du torrent de St-Joseph).

En arrière de cet escarpement de front de chevauchement, le relief évolue également vers l'aval de la vallée de la Guisane en raison du resserrement et du déversement du synclinal de la nappe briançonnaise : alors que sur la retombée orientale du massif du Grand Galibier, la carapace mésozoïque s'infléchit lentement en direction du Lac des Cerces, à partir de la crête de la Ponsonnière, le redressement du flanc inverse du pli permet l'apparition d'une deuxième échine rocheuse, séparée de l'ensemble frontal par une vire entaillée dans les marbres en plaquettes du noyau de la structure (Fig. 32 et 33).

A la base de ces parois calcaréo-dolomitiques, se dressent çà et là des rognons rocheux plus sombres correspondant à des affleurements de quartzites werféniens restés solidaires des déformations subies par les nappes briançonnaises. On en trouve ainsi sous la face sud-occidentale du Grand Galibier (Fig. 32, coupe A), mais aussi au droit du Pic de la Ponsonnière (Fig. 32, coupe C) et dans le soubassement de l'Aiguillette du Lauzet (Fig 33, coupe A). Au-dessus de Monétier-les-Bains, à la faveur du décrochement de St-Joseph qui abaisse le niveau des gypses triasiques d'environ 200 m (Fig. 30), les quartzites werféniens réapparaissent au front de la zone briançonnaise, ployés en un synclinal à structure écaillée assez complexe (Fig. 34, coupe B et C). Ils constituent ici l'ossature d'une imposante corniche pouvant atteindre, par endroits, plus de 100 m d'énergie. En arrière de cet escarpement de chevauchement, et notamment sous le Puy du Cros (Fig. 34, coupe C) et au lieu-dit les Fangeas, s'élancent quelques pointements quartzitiques matérialisant l'émergence du flanc inverse du synclinal.

Immédiatement en aval de Monétier-les-Bains, aux environs du hameau des Guibertès, la vallée de la Guisane quitte la lisière subbriançonnaise pour recouper obliquement les plissements du substratum houiller de la zone briançonnaise. Le relief devient alors plus monotone, et seuls les massifs mésozoïques du Grand Aréa et de la Tête Noire rompent l'ondolement placide des versants façonnés dans les formations carbonifères.

Le premier d'entre-eux, le plus oriental, représente une klippe de terrains post-werfëniens, enchassée dans la zone axiale du Briançonnais. Sur le flanc Est du Grand Aréa, elle recouvre des calcaires dolomitiques anisiens très fracturés qui forment, au-dessous d'une vire intermédiaire, l'armature d'un crêt basal sans grande extension latérale. Vers l'Ouest, la série calcaréo-dolomitique se biseaute entièrement et, du lieu-dit Côte de la Ratière à la Montagne du Sachet, c'est un éperon discontinu de quartzites werfëniens qui marque la réapparition occidentale de l'unité inférieure (Fig 35, coupe A et B et Fig. 36).

Le massif de la Tête Noire, quant à lui, correspond également à un fragment de la couverture mésozoïque, pincé en synclinal dissymétrique dans le secteur culminant de "l'éventail briançonnais". Toutefois, la morphologie caractéristique des reliefs inversés n'est véritablement développée qu'au Nord du massif, là où la Grande Manche forme une dépression centrale flanquée de deux vigoureuses corniches à regards contraires (Fig. 34, coupe A). Plus au Sud, l'étranglement et surtout le déversement de la structure vers le Nord-Est, empêche le prolongement de la forme en berceau ; les points les plus élevés sont alors constitués par les couches les plus jeunes du noyau synclinal, ou même par la klippe d'origine plus interne, juchée dans l'axe du pli (Fig. 34, coupe B et C). Cet ensemble a été préservé de l'érosion en arrière d'un important accident longitudinal de direction N. 160° E. ayant rabaissé le compartiment nord-oriental au minimum de 500 m, ainsi que le suggèrent les chicots quartzitiques de la crête de la Benoite (point coté 2832 m). En conséquence, l'abrupt rocheux qui se dresse au-dessus du vallon de la Moulette peut être considéré comme un escarpement de ligne de faille inversé dont la crête de Queyrellin représente le prolongement septentrional, au-delà des échancrures des torrents du Raisin et du Chardonnet. Il est ici devancé vers l'Ouest par le synclinal quartzitique de la Tête de Cassille - Roche des Béraudes, resté perché sur l'interfluve séparant le bassin de la Guisane de celui de la Clarée (Fig. 32, coupes B et C). La conservation de cette structure est probablement à mettre en liaison avec le niveau de base local moins déprimé que constitue le fond de l'ample vallon du Rif, situé aux alentours de 2300/2500 m d'altitude.

1. 2 - LES MONTAGNES DE LA RIVE DROITE DE LA GUISANE

Entre le col du Lautaret et le village du Casset, la vallée de la Guisane est dominée par le massif satellite du Combeynot, dont la sculpture en cirques et crêtes effilées rappelle singulièrement le paysage développé au coeur des Ecrins-Pelvoux. Au sein de cette écaille parautochtone, le modelé semble dans de nombreux cas pouvoir s'expliquer par les données structurales. Par exemple, le contact entre le batholite granitique et son encaissant volcano-détritique est souvent marqué par une lanière d'éboulis, d'autant plus développée qu'elle dissimule parfois une zone de fractures, moulée sur le noyau granitique (Combe de Laurichard et haut bassin du torrent de la Liche notamment). De même, un certain nombre d'escarpements et de couloirs d'avalanches sont en liaison directe avec l'intense réseau de cassures, dont la mise en place est consécutive à l'arrivée des nappes alpines sur la bordure nord-orientale du massif. Ainsi, l'abrupt rocheux qui se dresse immédiatement à l'Est du lac du Combeynot est engendré par une importante cassure verticale de direction N. 170° E. qui se prolonge, vers le Nord, jusqu'au bas de l'arête des Clochettes. A cet endroit, sa présence se manifeste par un couloir d'avalanche, épisodiquement emprunté par l'écoulement torrentiel.

Le massif du Combeynot est séparé du môle cristallin des Ecrins-Pelvoux par le Lias calcaire du col d'Arsine (lieu-dit Pradiou) et par un accident chevauchant majeur, dont le haut vallon du Petit Tabuc souligne l'emplacement jusqu'au lac de la Douche (Fig. 36). Une telle adaptation à la structure s'observe également à l'Est des Têtes de Ste-Marguerite, où le tracé du vallon du Grand Tabuc reflète celui d'une importante fracture qui s'amortit, sur la rive gauche de la Guisane, dans le Houiller du bassin de St-Joseph (Fig. 30).

L'incision du Grand Tabuc marque aussi un changement soudain dans la morphologie : à l'Est, le relief s'organise brusquement en une série de lignes de crêtes dissymétriques (abrupt principal, le plus raide, tourné vers l'Ouest), dont l'orientation commune Nord-Sud est conforme à l'agencement des unités ultradauphinoise, subbriançonnaise et briançonnaise (Fig. 36).

C'est d'abord la crête de Cibouit et son prolongement, vers le Sud, jusqu'au Rocher de l'Yret. La paroi occidentale correspond au front d'une écaille de flysch nummulitique ("écaille de la Montagnolle" de Bravard et Gidon, 1979), aisément identifiable aux bancs gréseux qui dessinent, sur parfois plus de 500 m de haut, des rubanements tout à fait caractéristiques de la formation. Celle-ci est tectoniquement associée à une lame cristalline basale qui affleure juste au-dessus des éboulis de la Croix de Cibouit et au droit du Rocher de l'Yret. Ici, cet escarpement de chevauchement domine une seconde écaille ultradauphinoise ("écaille de l'Eychauda" de Debelmas et Gidon, 1950) qui constitue l'armature cristalline (mylonites cataclastiques) et sédimentaire (grès quartzeux et calcaires dolomitiques du Roc de la Montagnolle) de la corniche sommitale de la crête des Grangettes, au-dessus des affleurements de la couverture mésozoïque normale du massif des Ecrins-Pelvoux (Fig. 30 et Fig. 31, coupe A).

Vers l'Est, l'écaille supérieure de la Montagnolle est à son tour chevauchée par une première unité subbriançonnaise, correspondant probablement à la prolongation méridionale de la digitation du Petit Galibier. Sur la rive gauche du torrent de la Selle, celle-ci forme l'ossature de la crête dissymétrique des Lauzières dont l'abrupt principal, d'abord façonné dans une série complète allant du Dogger au Néocrétacé, ne montre plus ensuite que les termes calschisteux supérieurs (Fig. 31, coupe A), par suite du laminage des calcaires néocomiens et jurassiques vers le Sud. A la faveur d'une faille orientée SW-NE, le Dogger réapparaît de manière particulièrement développé dans le soubassement de la Pointe des Neyzets. Il est ici ployé en un anticlinal couché vers l'Ouest dont le flanc inverse, redressé à la verticale, s'élance en un puissant piton rocheux au-dessus du Nummulitique de l'écaille ultradauphinoise de la Montagnolle ; le contact entre les deux unités étant souligné par l'encoche du col du Vent (Fig. 31, coupe B). Vers l'Est, cette pyramide de calcaires plaquetés est suivie par la corniche du Rocher du Grand Pré représentant le front d'une unité subbriançonnaise plus interne qui pourrait bien être l'équivalent, au Sud de la Guisane, de la digitation du Lauzet - Roche Olvera. Toutefois, la disparition du noyau rigide de calcaires du Dogger au bénéfice d'une importante masse de calschistes néocrétacés-paléocènes, confère à cet abrupt un profil fuyant et un aspect démantelé très spécifique.

La zone briançonnaise débute à la Tête du Grand Pré par un escarpement de front de chevauchement sculpté, comme dans le massif du Grand Galibier - Roche Colombe, dans la série calcaréo-dolomitique du Trias moyen, avec toutefois ici une énergie plus modeste (150 à 200 m au maximum). Celui-ci est littéralement lacéré par de multiples couloirs ébouleux calqués sur le réseau de petites cassures transverses, rigoureusement Est-Ouest, qui hachent la carapace mésozoïque. Vers le Sud, cette première unité tectonique forme encore, malgré sa réduction à une simple écaille briançonnaise, l'abrupt rocheux de Roche Gauthier (Fig. 31, coupe C). A cet endroit, elle précède une nappe briançonnaise plus interne ("*Troisième écaille*" de Goguel) dont le front est souligné, sur le flanc nord de la crête de la Balme, par un escarpement ruiniforme (Fig. 36). En arrière, le bombement anticlinal de la crête de Châtelas détermine une ligne de faite orientée Nord-Sud qui constitue, avec les crêts symétriques du Rocher Blanc, une ultime forme directement liée à la structure des nappes briançonnaises. Dans ce secteur aval de la vallée de la Guisane, la cohorte des reliefs structuraux est complétée par les trois klippes de matériel cristallin et bréchique probablement issues de la zone d'Acceglio ("*Quatrième écaille*" de Termier, 1903), et qui engendrent les sommets coniques de l'Eychauda, de Serre Chevalier et du Prorel (Fig. 31, coupe D et Fig. 36).

2 - LE PROBLEME DU TRACÉ DE LA GUISE

La vallée de la Guisane présente, sur environ 25 km, un tracé étonnamment rectiligne qui, en toute vraisemblance, s'explique par une influence structurale commune à toute sa longueur. Toutefois, le fait qu'elle abandonne la zone subbriançonnaise à Monétier-les-Bains pour transpercer en oblique le faisceau de plis affectant le socle carbonifère, prouve péremptoirement que son parcours n'a pas été simplement guidé par l'organisation générale des nappes intra-alpines. En conséquence, son interprétation passe nécessairement par la recherche d'un accident tectonique indépendant des charriages, pouvant d'ailleurs se superposer à un autre connu dans la partie amont.

Selon cette conception, et malgré quelques divergences concernant notamment la terminologie employée et les rapports avec les régions

voisines, les premiers chercheurs à s'être penchés sur la morphologie de ce secteur intra-alpin vont s'accorder à penser que la Guisane s'est établie en fonction de déformations supérieures du substratum orientées NW-SE, tandis que les plis profonds, les seuls véritablement visibles actuellement, "se seraient moulés, eux, sur la masse cristalline du Pelvoux, accusant dès lors une plus grande sinuosité de leurs axes par rapport auxquels l'hydrographie surimposée paraît parfois aberrante" (Péguy, 1946). Le tracé de la vallée matérialiserait donc l'axe d'une inflexion synclinale originelle ("*Sillon alpin interne*" de E. de Vaumas, 1948b ; "*Grand synclinal de l'Ouest*" de R. Blanchard, 1950), dont J. CHARDONNET (1947a, pp 170-171) a cru démontrer l'authenticité en suivant les variations d'altitudes subies par un niveau repère, en l'occurrence le contact Primaire-Mésozoïque, de part et d'autre de la rivière. Cependant, les travaux effectués par J.C. BARFETY (1965) rendent obsolète une telle argumentation, car en témoignant de différences stratigraphiques et tectoniques fondamentales entre le Nord et le Sud de la Guisane, l'auteur abroge un raisonnement fondé sur la comparaison de massifs n'appartenant pas aux mêmes unités structurales.

Pour expliquer ces difficultés de corrélations entre les deux versants de la vallée, J.C. BARFETY propose de faire correspondre celle-ci à un important système de cassures anciennes de direction N. 140° E. qui a entraîné le rehaussement du compartiment septentrional, l'exposant ainsi de manière plus intense au travail de l'érosion. Cette séduisante suggestion expliquerait d'une part la disparition, au Nord du bassin, de la "deuxième écaille" de la Tête du Grand Pré et de la couverture mésozoïque de l'anticlinal siliceux de Châtelas-Benoite (cf. chapitre VIII), d'autre part la remarquable rectitude de la gouttière guisanaise qui se serait adaptée à une structure faillée indépendante de la tectonique d'écoulement des nappes briançonnaises.

Aux environs de Monétier-les-Bains, le recoupement de cette zone de broyage tectonique par l'accident décrochant des torrents de St-Joseph et du Grand Tabuc (Fig. 30) rendrait compte de la position des sources thermominérales de la Rotonde et de Font-Chaude qui font de ce site une parfaite réplique de celui du Plan de Phazy - Réotier, positionné à l'intersection de la grande faille de la Durance (Debelmas, 1955) et du décrochement transverse d'Embrun (Poulain, 1977 ; Sarrot-Reynauld et *al.*,

1977). A l'image de ce qui se passe dans ce secteur, l'apparition massive de gypse, notamment dans le Bois des Sagnères où le chevauchement subbriançonnais en est exceptionnellement jalonné, vient conforter l'hypothèse du passage d'une importante dislocation.

Plus en amont, cette ligne de fracture limiterait le domaine interne vers l'Ouest, ce qui expliquerait l'allure parfaitement rectiligne du contact entre les formations du domaine subbriançonnais et le Nummulitique ultradauphinois (Fig. 30). Toutefois, il semble qu'ici le pendage des écaïlles et les alternances de résistances des terrains concouraient à créer les conditions favorables à la genèse d'un sillon bordier ceinturant le massif cristallin du Combeynot. C'est pourquoi, plutôt que de considérer exclusivement l'influence de la faille sur le tracé de la Guisane, j'opterais plus volontiers pour le terme de "dépression périphérique" en ce qui concerne la section de la vallée située en amont du village du Casset (Fig. 36).

Ainsi, comme dans le cas de la Durance entre la Roche de Rame et Réotier (région de Guillestre), la Guisane s'est manifestement établie sur une importante zone de cassure ayant provoqué le soulèvement du bloc septentrional, et dont le tracé se confond avec le chevauchement subbriançonnais entre le Casset et le col du Galibier. Cette nouvelle interprétation vient renforcer le rôle déjà essentiel joué par la structure charriée sur les grandes lignes du relief guisanais. Cependant, la richesse morphologique de la région ne se restreint pas à un cortège de formes structurales, car compte tenu de l'altitude relativement élevée du bassin versant et de la vigueur des pentes, les processus morphodynamiques ont profondément marqué le paysage de leur empreinte, même si celle-ci reste adaptée aux conditions topographiques préexistantes imposées par une tectonique puissante.

IV - MORPHOLOGIE GLACIAIRE ET PERIGLACIAIRE

10 - L'empreinte glaciaire

**11 - Processus et modèles du domaine
périglaciaire**

X - L'EMPREINTE GLACIAIRE

Ce qui précède a suffisamment montré comment la structure a imposé sa marque sur l'organisation du relief. C'est elle également qui, en portant le substratum à une altitude élevée, a créé les conditions favorables à l'englacement des massifs guisanais. De la sorte, lors des phases de péjoration climatique qui ponctuent le Quaternaire, les glaciers ont procédé à un aménagement morphologique de la montagne (élargissement et approfondissement des vallées préglaciaires, creusement des cirques vers les sommets, dégagement de verrous, édification de systèmes morainiques successifs, etc.) qui, compte tenu du caractère récent de la dernière grande récession glaciaire, n'a guère eu le temps de s'estomper.

Aujourd'hui les glaciers retranchés au pied des hautes cimes du môle cristallin des Ecrins-Pelvoux, à l'abri du rayonnement solaire, ne sont plus que des reliques moribondes des grands appareils würmiens. Toutefois, ils jouent encore un rôle hydrologique notable en restituant, durant la période estivale, une partie de leurs réserves en eau aux torrents qui leur sont tributaires.

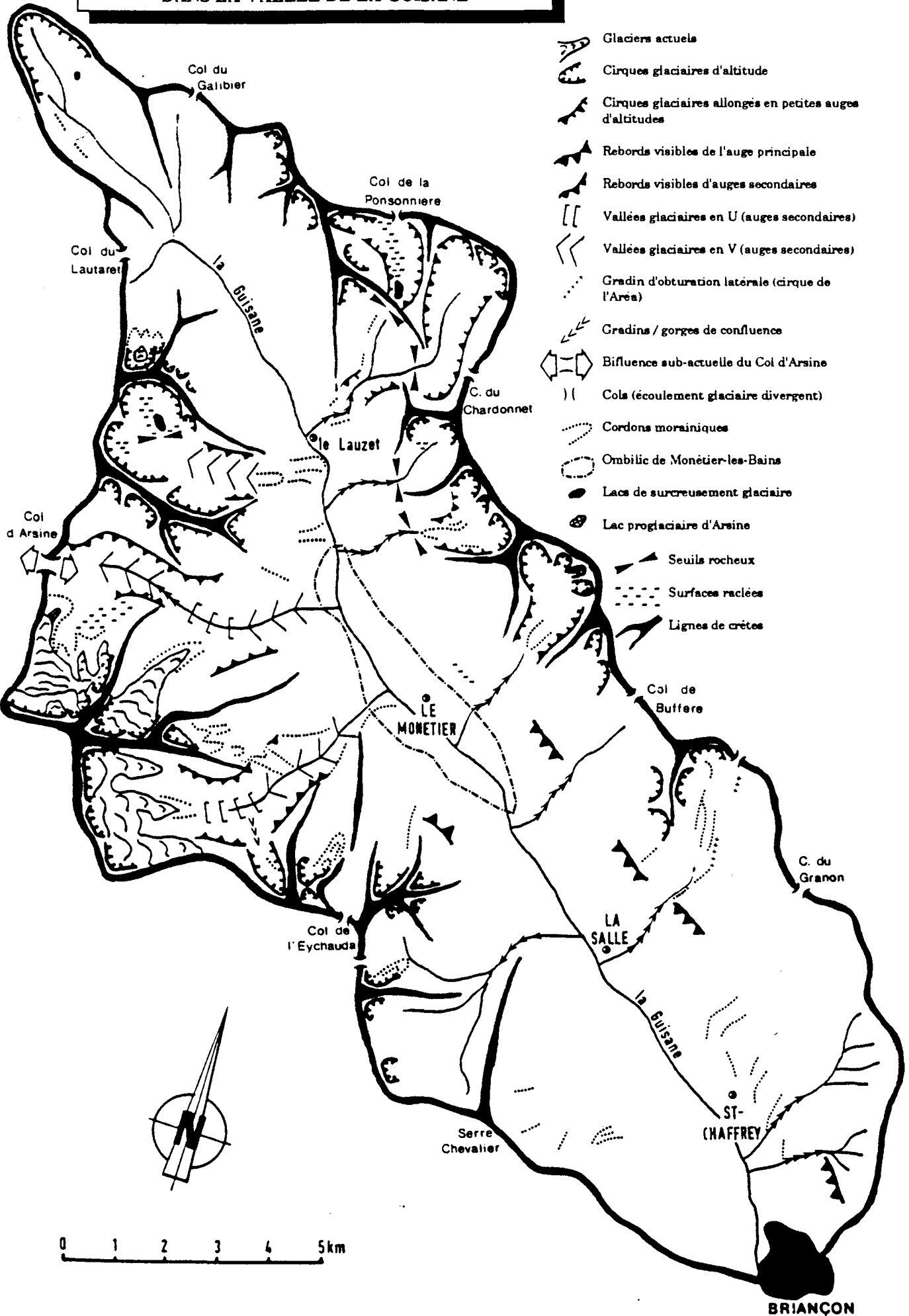
1 - L'AMÉNAGEMENT MORPHOLOGIQUE DE LA MONTAGNE PAR LES GLACIERS ET L'ÉVOLUTION DES FRONTS GLACIAIRES DEPUIS LA PHASE TERMINALE DU PLÉNI-WÜRM

1. 1 - LES FORMES MAJEURES DE L'ÉROSION GLACIAIRE : LES AUGES ET LES VALLONS D'ALTITUDE

1. 1. 1 - La vallée de la Guisane

Globalement, la vallée de la Guisane possède les caractéristiques d'une auge glaciaire très adoucie dont le fond est à présent entièrement comblé d'alluvions. Dans le détail, son profil transversal et longitudinal évolue d'amont en aval en fonction des conditions structurales rencontrées. Ainsi, du col du Lautaret jusqu'au village du Casset, la Guisane est établie au

**FIG. 37- SCHÉMA DE LA MORPHOLOGIE GLACIAIRE
DANS LA VALLÉE DE LA GUISE**



contact entre, au Sud-Ouest, l'apophyse cristalline du Combeynot, et au Nord-Est, les nappes sédimentaires du domaine interne. De ce fait, le profil en travers de la vallée est nettement dissymétrique, avec un versant méridional très escarpé (inclinaison moyenne de $35,8^\circ$) qui s'oppose aux pentes plus douces de la rive gauche ($26,1^\circ$), à laquelle les corniches intermédiaires et sommitales confèrent un aspect plus heurté (cf. chapitre IX).

En aval du Casset, la vallée quitte le rebord nord-oriental du massif des Ecrins-Pelvoux avant de s'évaser dans les formations sédimentaires des zones subbriançonnaise et briançonnaise (pente moyenne de $20,3^\circ$ contre $31,4^\circ$ précédemment). Dans le même temps, le fond du sillon guisanais s'élargit progressivement jusque Monétier-les-Bains où il atteint une amplitude maximale d'environ 1,2 km (Fig. 37), tandis que la pente longitudinale de la vallée s'amointrit sensiblement pour constituer un long pallier dont la déclivité n'excède jamais 1,5% (contre 5,5% en amont du Casset). Ce véritable ombilic façonné pour l'essentiel à la faveur des terrains schisteux du Néocrétacé et du Tertiaire ("marbres en plaquettes" et flych nummulitique) est limité, aux alentours du hameau des Guibertes, par un resserrement de la vallée qui coïncide avec le recoupement des nappes frontales de la zone briançonnaise (Fig. 30) ; le fond alluvial ne s'étend plus alors latéralement que sur environ 500 m, largeur qu'il conserve ensuite de manière assez constante jusqu'à la confluence avec la vallée de la Durance.

La limite supérieure de l'auge de la Guisane est souvent extrêmement délicate à déterminer, car la complexité tectonique et la diversité du substratum font qu'il existe toute une série de replats d'origine structurale que l'érosion glaciaire n'a fait que remodeler. Néanmoins, sur la rive gauche de la rivière, aux endroits où les versants sont exclusivement façonnés dans les formations carbonifères, et lorsque ceux-ci ne sont pas affectés par des mouvements de terrain profonds, on peut relever quelques épaulements discontinus, perchés entre 1900 et 2100 m d'altitude (Fig. 37). Plus haut, il semble que le courant de glace principal ait laissé place aux appareils affluents locaux, comme l'atteste l'examen pétrographique des recouvrements morainiques qui révèle l'absence totale de débris cristallins issus du massif du Combeynot et de la montagne des Agneaux au-dessus de ce rebord présumé de l'auge de la Guisane.

A la suite d'une campagne de prospection menée en 1988-89 à la demande de la municipalité de Monétier-les-Bains et de datations Uranium/Thorium sur des prélèvements issus de l'entablement travertineux qui supportent le village (Chardon, 1993), il apparaît que le creusement de l'auge de la Guisane remonte à une période très ancienne. En effet, l'émission radioactive d'un échantillon prélevé dans la partie inférieure du tuf calcaire fournit un âge de -57.000 B.P. (avec toutefois une large fourchette de +11.800, -10.200) qui prouve que cette formation a commencé à se mettre en place avant la première avancée glaciaire durancienne du Würm moyen (antérieurement à 40.000 B.P.). De plus, les sondages de reconnaissance réalisés en différents points du village ont révélé la présence, sous les 0,2 à 10 m de travertins, d'un remblaiement d'argile et de graviers alluvionnaires. Ainsi, tout porte à croire que le niveau de base actuel de la vallée de la Guisane était déjà atteint il y a environ 60.000 B.P., et que les langues glaciaires du Würm moyen et récent n'ont fait que retoucher superficiellement une auge glaciaire dont les caractères généraux étaient préalablement établis.

1. 1. 2 - La morphologie latérale

L'examen des cartes topographiques et des photographies aériennes fait aussitôt apparaître une très forte dissymétrie entre les formes de creusement développées dans le massif cristallin des Ecrins-Pelvoux et l'aménagement morphologique opéré par les glaciers dans les nappes sédimentaires du domaine interne (Fig. 37). Cette inégalité fondamentale est fonction évidente des conditions d'ensoleillement et de l'altitude moyenne du cadre montagneux environnant. Elle se traduit concrètement par une opposition entre les profondes auges latérales du Combeynot - Montagne des Agneaux qui se raccordent directement au fond actuel de la Guisane, et les vallons adventifs excavés dans les terrains houillers de la zone briançonnaise qui s'achèvent, vers l'aval, par un gradin de confluence plus ou moins important.

Sur le rebord nord-oriental du massif cristallin des Ecrins-Pelvoux, les auges affluentes sont au nombre de trois et correspondent, du Nord-Ouest vers le Sud-Est, aux vallons de Fontenil, du Petit et du Grand Tabuc (Fig. 37 et Tab. XV). Elles se localisent bien évidemment à un endroit où les conditions de développement glaciaire sont les plus favorables (l'englacement partiel d'aujourd'hui en témoigne incontestablement), et par

voie de conséquence, là où l'action morphologique exercée par les glaciers s'est prolongée le plus tardivement. De la sorte, il n'est pas étonnant que leur encaissement soit à la mesure de celui de la vallée principale ; seule la partie amont de l'auge du Petit Tabuc reste suspendue à quelques 200 m au-dessus du lac de la Douche, en raison du surcreusement de la section inférieure du vallon provoqué par l'écoulement de la puissante langue du Casset.

| Identification des auges glaciaires. | Surface totale du B.V. (en hect.) | Longueur de la section en auge (en m) | Pente moy. de la section en auge (%) | Alt. maxi du B.V. (en m) | Alt. moy. du B.V. (en m) | Alt. mini de l'auge (en m) |
|--------------------------------------|-----------------------------------|---------------------------------------|--------------------------------------|--------------------------|--------------------------|----------------------------|
| Fontenil | 600 | 2750 | 25 | 3155 (1) | 2540 | 1700 |
| Petit Tabuc | 2025 | 5000 | 14 | 3665 (2) | 2470 | 1600 |
| Grand Tabuc | 1580 | 5500 | 20 | 3665 (2) | 2510 | 1550 |

(1) Pic Ouest de Combeynot (2) Montagne des Agneaux

TABLEAU XV - Caractéristiques morphométriques des trois auges affluentes sillonnant le massif du Combeynot et la Montagne des Agneaux

Dans le reste du bassin guisanais, ce type de gradin de confluence se retrouve fréquemment, mais cette fois ils assurent la jonction entre les vallons d'altitude et le fond alluvial de la vallée principale. Cet aspect particulier de la morphologie s'explique aisément par des conditions d'alimentation glaciaire moins avantageuses (situation d'adret et altitude moyenne plus modérée) qui limitent ainsi la puissance des glaciers, et par là même, leur pouvoir d'érosion. Ceci semble se vérifier sur la rive gauche de la Guisane où, pour des environnements comparables (exposition et altitude moyenne quasi-similaires, prédominance des terrains carbonifères), la corrélation inverse entre la hauteur des gradins et la surface des vallons latéraux considérés, suggèrent clairement que la vigueur de l'affouillement est fonction du volume et de la puissance respective des appareils glaciaires (Tab. XVI).

| Vallon d'altitude | Surface totale (en ha) | Hauteur du gradin (en m)* |
|----------------------|------------------------|---------------------------|
| Rif - Plan Chevalier | 1225 | 200 |
| Moulette | 500 | 600 |
| Chardoussier | 320 | 800 |

* Hauteur séparant le talweg latéral à son point d'inflexion, du talweg principal sur alluvions

TABLEAU XVI - Relation entre la hauteur des gradins de confluence et la surface de trois vallons latéraux situés sur le versant septentrional de la Guisane

En amont, ces vallons suspendus s'achèvent généralement par un grand amphithéâtre résultant de la coalescence de plusieurs cirques élémentaires. Toutefois, contrairement aux profondes alvéoles qui déchiquent les crêtes cristallines du Combeynot et de la Montagne des Agneaux (cirques en van et en baquet), le cachet spécifique à l'érosion glaciaire est ici sensiblement moins affirmé, car ces formes s'insèrent dans un paysage dont les traits essentiels sont avant tout subordonnés aux conditions structurales : *"le Briançonnais est le pays des barres, et non celui des aiguilles et des pyramides"* (De Vaumas, 1940a).

Ainsi, les cirques façonnés dans les formations carbonifères s'apparentent ordinairement à des dépressions d'altitude, hémisphériques et fortement évasées, au fond desquelles se succèdent de courts paliers peu inclinés, de petites cuvettes occupées par des marécages et de modestes lacs d'ombilics, et des croupes molles correspondant à des affleurements de grès grossiers et de conglomérats plus résistants. Elles sont cernées par de sombres arêtes rocheuses, adoucies par de longs tabliers d'éboulis remontant jusqu'au voisinage du sommet et qui par ce biais confèrent à l'ensemble un aspect particulièrement émoussé. Ceux-ci s'opposent aux formes plus authentiques développées dans la couverture mésozoïque du Briançonnais. Néanmoins, compte tenu de la faible extension géographique de ces terrains quartzitiques et calcaires, les exemples sont relativement rares et se limitent à quelques secteurs circonscrits : ce sont notamment les quelques beaux spécimens logés de part et d'autre de l'arête faîtière du massif du Grand Galibier - Roche Colombe, ou encore celui du flanc nord de la Tête de Cassille qui, tout comme le cirque situé au Nord-Est de la Tête de Colombe, abrite encore un névé permanent. Sur le versant méridional de la vallée de la Guisane, je ne manquerai pas de citer le cas du massif calcaréo-dolomitique de la Tête du Grand Pré, où l'on peut observer une succession de cellules longilignes profondément creusées et séparées par des crêtes rayonnantes, aigues et dentellées (Fig. 37).

1. 2 - LES DISPOSITIFS MORPHO-SÉDIMENTAIRES

Les récurrences glaciaires qui sont intervenues lors de la déglaciation würmienne s'individualisent dans le paysage par des systèmes morainiques successifs parfois remarquablement bien conservés. Cependant, les lignes

qui vont suivre ne sont pas destinées à établir une chronologie précise de ces formes. Elles visent plus modestement, dans un premier temps, à identifier et à décrire les indiscutables repères chronologiques que constituent les dispositifs morpho-sédimentaires issus de la grande période de crue du "Petit Age Glaciaire Alpin", puis à inventorier les cordons morainiques plus anciens, en tentant d'en cerner l'organisation spatiale et de les insérer dans le schéma d'évolution glaciaire échafaudé par M. COUTEAUX (1981 à 1987) à partir d'exemples pris dans les proches vallées du Vénéon et de la Romanche.

1. 2. 1 - Les édifices morainiques attribués au "Petit Age Glaciaire Alpin" et les alignements plus récents

1. 2. 1. 1 - *Les moraines latérales dissymétriques des glaciers du Casset et du Monétier*

A l'image de nombreuses marges proglaciaires situées dans le massif des Ecrins-Pelvoux, les glaciers du Casset et du Monétier sont retranchés en arrière d'écrins morainiques dissymétriques qui opposent aux puissantes accumulations latérales sénestres, des constructions glaciaires de rive droite atrophiées (Fig. 38).

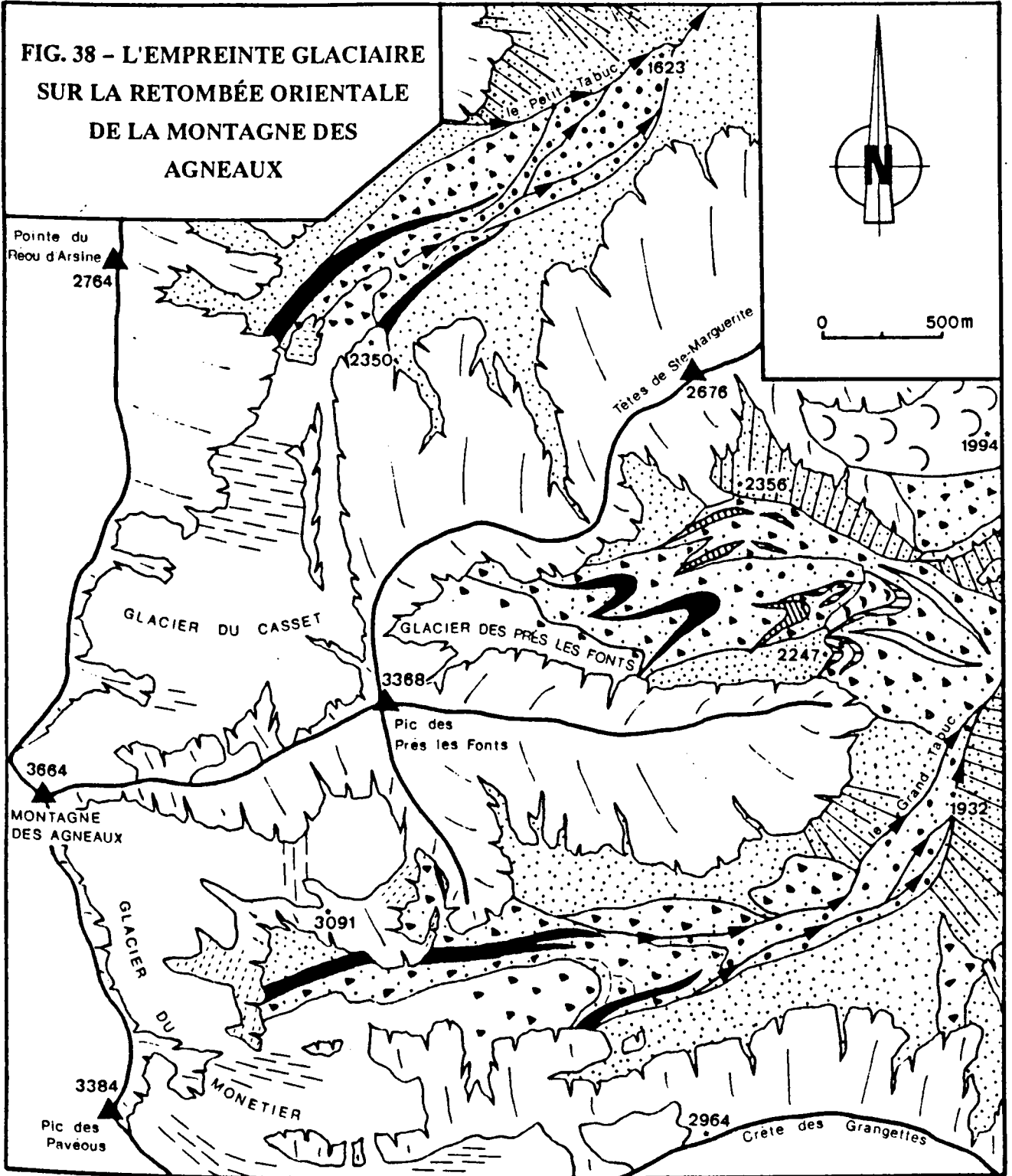
a - Les moraines historiques du Casset

Le dispositif morpho-sédimentaire édifié par le glacier du Casset correspond à deux cordons parallèles, enracinés à l'amont sur le soubassement rocheux de la Montagne des Agneaux, et séparés à l'aval par une étroite brèche empruntée par les eaux de fusion (torrent du glacier du Casset)⁽¹⁾.

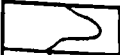

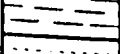
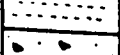
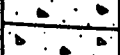
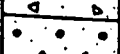
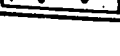
La moraine de gauche s'étire sur 1250 mètres selon une pente longitudinale soutenue qui atteint 45 % dans la moitié supérieure. Elle décrit, entre 2350 et 1900 m d'altitude, un léger arc de cercle dont la convexité est tournée vers le Nord-Ouest. Son profil transversal devient de plus en plus dissymétrique à mesure que l'on s'éloigne du bloc montagneux : alors que le flanc interne, fortement redressé, est en proie à une intense

(1) Photo. n° 3

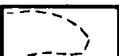




**FIG. 38 - L'EMPREINTE GLACIAIRE
SUR LA RETOMBÉE ORIENTALE
DE LA MONTAGNE DES
AGNEAUX**



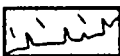

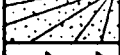


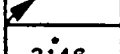
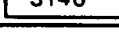
DOMAINE GLACIAIRE

-  Glacier actuel
-  Glacier noir
-  Chute de séracs
-  Roche raclée
-  Dépôt morainique historique
-  Dépôt morainique antérieur
-  Formation fluvio-glaciaire

Cordons morainiques

-  Bourrelets de 1915 - 1930 ?
-  Stade 1 (Petit Age Glaciaire)
-  Stade 2 (Dryas récent ?)
-  Stade 3
-  Stade 4

ELEMENTS COMPLEMENTAIRES

-  Paroi partiellement éboulisée
-  Tablier d'éboulis vif
-  Tablier d'éboulis stabilisé
-  Glacier rocheux
-  Zone déstabilisée
-  Torrent
-  3146 Point coté

érosion hydrique (bad-land), les jeunes mélèzes ont déjà colonisé le versant extérieur dont la pente, plus modérée, s'atténue progressivement vers l'aval.

La moraine de rive droite débute au pied des Pics du Casset vers 2200 mètres d'altitude, où elle est en partie recouverte par les débris issus d'un long couloir d'avalanches. Plus courte que l'accumulation latérale qui lui fait face (750 m seulement), elle s'en dissocie également par un profil moins déséquilibré.

Ces deux cordons morainiques se distinguent nettement d'un bourrelet de quelques mètres d'énergie, situé un peu en arrière de l'extension maximale du glacier lors du "Petit Age Glaciaire Alpin". Dans la mesure où l'on ne dispose pas de documents graphiques (cartes, photographies, etc.) ou d'observations précises contemporaines de cette période, il est délicat de dater avec certitude cet alignement morainique, si ce n'est par analogie avec les travaux réalisés dans les vallées ou les régions voisines (Allix, 1922 à 1929 et Blanchard, 1918 à 1919) qui arguent d'une tendance à la stagnation, voire même à la progression pour certains appareils de versant nord, entre globalement 1915 et 1930.

b - Les moraines historiques du Monêtier

La disharmonie qui existe entre les deux moraines latérales du Casset est encore plus sensible au niveau des accumulations historiques qui enserrent la langue centrale du glacier du Monêtier (photo. 4).

Le cordon de rive gauche s'allonge dans le fond du vallon du Grand Tabuc sur plus de 1100 mètres et se divise en deux parties séparées par un éperon cristallin. La section supérieure, comprise entre 3000 et 2800 mètres d'altitude, se localise dans une large anfractuosités latérale de la vallée, là où la langue centrale du glacier du Monêtier n'est pas venue se plaquer directement contre la masse montagneuse. Elle se présente sous forme d'un véritable rempart constitué de dépôts glaciaires très compacts, et dominant la surface du glacier de soixante à quatre-vingt mètres selon les endroits. De l'autre côté, le flanc septentrional de l'édifice est occulté par d'épais tabliers d'éboulis qui assurent la jonction avec la paroi rocheuse. L'élaboration d'un tel dispositif résulte probablement de la succession d'une phase de

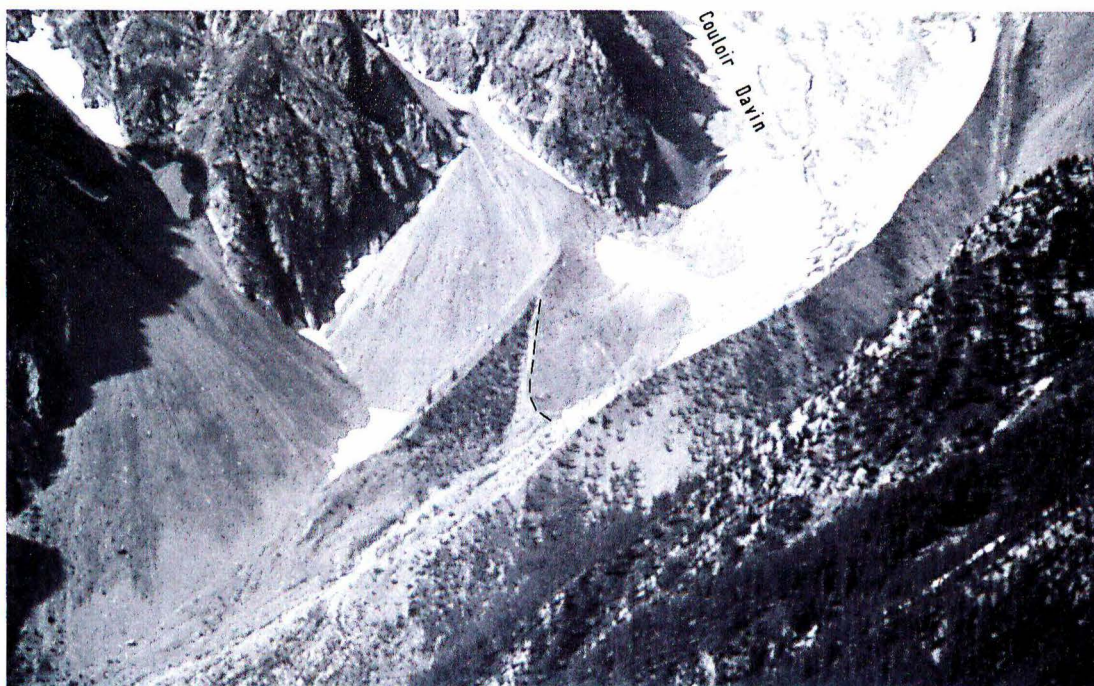


PHOTO. 3 - Les moraines historiques du glacier du Casset. La récurrence froide du Petit Age Glaciaire a permis au glacier du Casset d'édifier, entre 2350 et 1900 m, deux puissantes moraines latérales, aujourd'hui partiellement colonisées par la végétation (notamment de jeunes mélèzes). Celles-ci se distinguent nettement d'un bourrelet interne plus modeste qui témoigne vraisemblablement de l'extension du glacier durant le premier quart du XXème siècle (1915 - 1930). En arrière, une langue de glace en décrépitude est encore alimentée par les avalanches cheminant dans le couloir Davin, tandis que l'essentiel du glacier est suspendu au-dessus d'une dalle rocheuse dont on aperçoit ici la partie inférieure.



PHOTO. 4 - Le front du glacier du Monétier dans le vallon du Grand Tabuc. Depuis le Pic Jean Gauthier, le lobe central du glacier du Monétier s'étire péniblement jusqu'au fond du vallon du Grand Tabuc. Vers l'aval, le courant de glace principal, en bout de course, est relayé par des apports latéraux de neige et de fragments de glace issus de la langue méridionale du glacier restée suspendue au-dessus du vallon, et qui cheminent le long d'un large couloir d'avalanches entaillant la crête des Grangettes. La partie frontale de l'appareil est donc un véritable glacier régénéré qui débute par un culot d'avalanches (c.a) et s'achève par un lobe convexe constitué d'un mélange de blocs de glace et de neige tassée, entièrement recouvert de dépôts morainiques (glacier noir). Le flanc gauche de l'appareil est dominé par une longue moraine latérale dont on retrouve l'équivalent, sur la rive droite, sous forme d'un cordon plus modeste situé en aval du front actuel du glacier. Entre ces deux édifices marginaux, les dépôts morainiques ont été repris par les eaux de fusion pour constituer un vaste cône fluvio-glaciaire encore actif actuellement (premier plan de la photographie).

défoncement des accumulations préexistantes (dépôts morainiques antérieurs et éboulis notamment) lors de la réavancée du glacier, et d'une période de construction de la moraine durant laquelle la gamme des processus propres à l'érosion périglaciaire peuvent, compte tenu de la proximité de la paroi, participer à la réalisation de l'édifice.

La portion inférieure débute vers 2660 m, au pied de l'éminence rocheuse qui supporte la langue septentrionale du glacier du Monétier. Elle se développe sur à peu près 700 mètres de long, pour atteindre une altitude minimale de 2390 m. Présentant d'abord un profil transversal parfaitement symétrique, avec des flancs accusant sur une hauteur d'environ 40 mètres une pente avoisinant les 45°, cette construction juxta-glaciaire se subdivise ensuite (vers 2500 m) en deux guirlandes bien distinctes dont la plus interne, quasiment dépourvue de végétation, a conservé une plus grande fraîcheur. Cet agencement particulier incite logiquement à admettre, au sein de la poussée glaciaire des trois siècles précédents, l'existence d'au moins deux situations paroxysmales relativement bien individualisées, sans qu'il soit possible pour autant de les dater formellement. Les quelques indications disponibles actuellement nous viennent en priorité de la mémoire vernaculaire explorée par R. BONAPARTE (1892), et qui fait état d'une forte crue entre le début et le milieu du XIX^{ème}. Celle-ci a été récemment confirmée par une confrontation statistique de données dendroclimatiques et polliniques résultant de l'analyse des sédiments proglaciaires du lac des Bèches, situé dans le vallon de La Lavey (Couteaux, Guiot et Tessier 1986 ; Couteaux et Edouard, 1987). Cette étude a également mis en évidence l'existence de deux autres phases caractérisées par un enneigement printanier exceptionnellement prolongé, condition éminemment favorable au gonflement des glaciers. Ainsi, le milieu du XVI^{ème} siècle et la fin du XVII^{ème} semblent les plus propices à la progression glaciaire, le second sous-stade correspondant à la récurrence la plus intense de toute la période du "Petit Age de Glace Alpin". Dès lors, on conçoit aisément que les délaissés morainiques de 1550 aient été la plupart du temps intégralement rabotés au cours de l'extension maximale de la fin du XVII^{ème} siècle, et que seuls les deux dispositifs morainiques les plus récents soient actuellement décelables.

La moraine de rive droite trouve son origine au pied de la crête des Grangettes vers 2500 m d'altitude, et s'étire vers l'E.N.E. sur une longueur

d'environ 500 m. Son flanc interne, haut d'une dizaine de mètres seulement, est légèrement raviné. De l'autre côté, face à la paroi de l'auge, l'énergie du cordon morainique est largement atténuée par un comblement cryoclastique latéral, lié à la proximité de la corniche rocheuse. Par ses dimensions assez modestes, cette construction dextro-glaciaire fait figure de pâle réplique, comparée au puissant alignement morainique qui domine le glacier du Monétier sur sa rive gauche.

En retrait par rapport aux édifices latéraux du "Petit Age Glaciaire Alpin", se développent des alignements morainiques qui sont cependant nettement moins marqués que le bourrelet interne situé sur la marge proglaciaire du glacier du Casset. Contrairement à ce dernier qui semble, par son caractère plus volumineux, indiquer une véritable réavancée de la langue de glace, ces modestes renflements révèlent vraisemblablement des phases de stagnation du front glaciaire dans le vallon du Grand Tabuc, éventuellement suivies d'un retrait rapide ayant provoqué la mise en porte-à-faux des matériaux recouvrant la zone frontale du glacier. Cette différence de faciès ne va toutefois pas à l'encontre d'une probable contemporanéité de ces formes (1915-1930), elle vise tout au plus à rappeler que les glaciers réagissent de manière très nuancée aux fluctuations climatiques.

c - Une dissymétrie probablement liée aux conditions d'exposition

L'examen des moraines latérales édifiées par les glaciers du Casset et du Monétier lors du "Petit Age Glaciaire Alpin", associé à une brève observation de bon nombre de marges glaciaires pelvousesiennes (glacier de la Plate des Agneaux, glacier noir, glacier de Séguret foran, glacier de Bonne Pierre, etc.), amène inexorablement à s'interroger sur l'origine du déséquilibre entre les imposantes constructions morainiques de rive gauche et, lorsqu'ils existent, les cordons de moindre dimension qui s'étirent sur la droite des appareils.

C. JACOB et G. FLUSIN (1905) furent les premiers à tenter d'élucider ce problème en prenant comme exemple la longue moraine latérale qui jouxte le glacier Noir vers le Nord. Pour eux, la présence de cette guirlande parallèle à la paroi de l'auge mais séparée d'elle par le ravin de l'Encoula, est

directement liée à "un défaut de concordance entre le talweg et l'axe de la vallée", le premier étant en l'occurrence décalé vers le Sud par rapport au second. De la sorte, on conçoit aisément que la masse de glace, au lieu d'emplir uniformément le fond du vallon, se soit plaquée contre son versant méridional, en conformité avec la dissymétrie du moule que représente le sillon encaissant.

Cette hypothèse très séduisante me paraît toutefois ne pas assez tenir compte du rôle de l'exposition qui, étant donné l'orientation généralement sub-latitudinale des vallées, ne peut être que déterminant (Volle, 1967 et Gonnet 1971). L'examen des glaciers actuels montre en effet qu'ils ont naturellement tendance à se réfugier au pied des ubacs, là où les phénomènes d'ombre portée leur assurent de meilleures conditions de développement et de conservation. Vers la rive ensoleillée, l'émaciation progressive de l'appareil glaciaire crée une pente latérale substantielle qui permet au courant de glace de refouler les matériaux qu'il charrie vers sa marge septentrionale, ordinairement recouverte d'un épais manteau morainique.

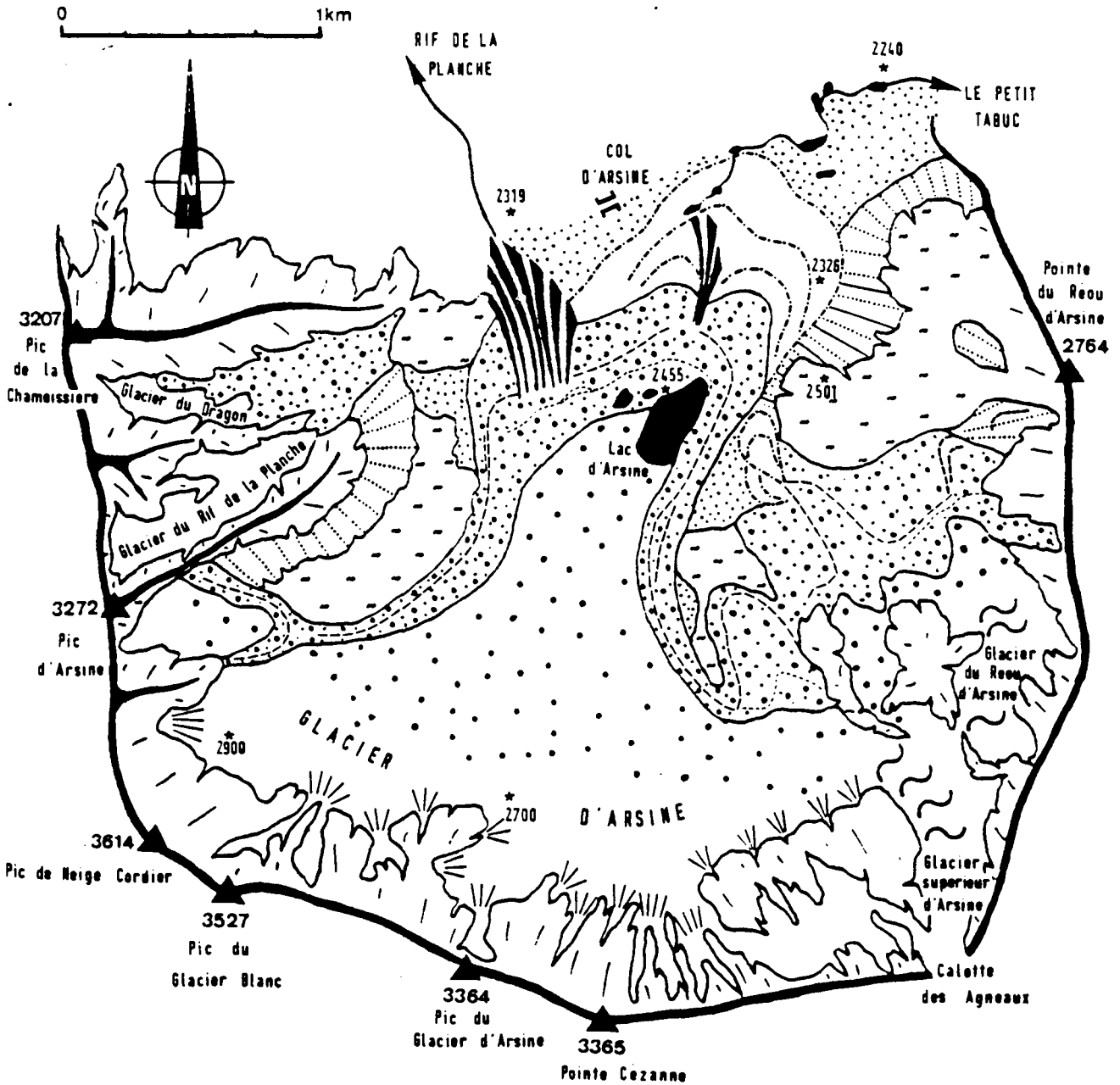
Si le glacier du Monétier est à cet égard plus significatif que celui du Casset, le cas de ce dernier ne va pas l'encontre d'une telle conception car il montre que la dissymétrie des dispositifs morpho-sédimentaires s'atténue à mesure que l'orientation des appareils s'éloigne de l'axe Est-Ouest ; l'exemple extrême (et aussi unique pour un appareil de cette taille) étant celui du glacier d'Arsine qui, sur une face orientée plein Nord, s'est réfugié en arrière d'une enceinte morainique parfaitement proportionnée.

1. 2. 1. 2 - Les vallums morainiques édifiés par le glacier d'Arsine et les petits appareils de cirques

Contrairement aux deux exemples analysés ci-dessus, le glacier d'Arsine est circonscrit par deux cordons morainiques d'importance quasiment identique (Fig. 39).

La moraine de rive gauche débute vers 2800 mètres d'altitude, au pied d'un vallum morainique totalement indépendant, engendré par le petit glacier de cirque de la Brèche de la Plate des Agneaux. A l'Ouest, elle prend appui

FIG. 39- CROQUIS MORPHOLOGIQUE DU CIRQUE D'ARSINE



| DOMAINE GLACIAIRE | | DOMAINE PÉRIGLACIAIRE | |
|-------------------|---------------------------------|-----------------------|--------------------------------|
| | Glaciers actuels | | Glaciers rocheux anciens |
| | Glaciers noirs | | Glaciers rocheux récents |
| | Chutes de séracs | | Eboulis stabilisés |
| | Dépôts morainiques historiques | | Eboulis actifs |
| | Dépôts morainiques antérieurs | | Cônes d'avalanches sur glacier |
| | Cordons morainiques historiques | | ÉLÉMENTS ANNEXES |
| | Cônes fluvioglaciers | | Paroi partiellement éboulisée |
| | Roches moutonnées | | Lacs |

sur une large plate-forme de roches moutonnées (granites d'anatexie), qu'elle contourne ensuite durant environ 1500 m en décrivant un arc de cercle dont la convexité est tournée vers le glacier lui-même. Sur le flanc oriental, on peut distinguer une section supérieure particulièrement raide qui laisse apparaître un agglomérat très compacté à galets bien émoussés, et un tablier basal de matériaux éboulisés reposant directement sur la couverture morainique actuelle du glacier (photo. 5). Le flanc occidental, qui accuse une pente nettement moins forte, porte encore dans sa partie la plus septentrionale (aux alentours de 2500 m d'altitude) la marque d'une pulsation glaciaire d'intensité à peu près équivalente, par l'intermédiaire d'une seconde arête morainique dont la position externe et l'état de colonisation végétale plus avancée laisse supposer qu'elle est plus ancienne. Bien évidemment, ce type de dispositif n'est pas sans rappeler le système morainique sénestre du glacier du Monétier. Ainsi, même s'il est hasardeux d'apporter des datations absolues sur la seule base des critères géomorphologiques, on ne peut s'empêcher d'évoquer à nouveau les deux derniers épisodes paroxysmaux qui ont ponctué le "Petit Age Glaciaire Alpin" (fin du XVII^{ème} siècle et milieu du XIX^{ème}), d'autant plus qu'un tel dédoublement de crête se retrouve de manière encore plus franche sur la moraine latérale de rive droite.

Le puissant rempart morainique qui se dresse immédiatement à l'Est du glacier d'Arsine prend naissance vers 2725 m, sous la chute de séracs du petit glacier Supérieur d'Arsine. Plus bas, il se moule sur un gradin bordier de gneiss migmatisé qui lui impose un tracé arqué parfaitement symétrique à celui décrit par le cordon de rive gauche (étranglement du glacier dans sa partie médiane). En outre, à l'image de ce dernier, il présente un profil déséquilibré (flanc interne plus raide), mais surtout, entre 2580 et 2540 m d'altitude, deux arêtes nettement dissociées qui expriment une nouvelle fois la complexité de la période du "Petit Age Glaciaire Alpin".

Vers l'aval (aux alentours de 2500 m d'altitude), ces deux moraines latérales convergent pour former, sur un longueur d'environ 1000 mètres, une muraille frontale d'une puissance exceptionnelle (100 à 150 m). En dehors des irrégularités de détail qui affectent la crête, l'édifice n'est véritablement interrompu qu'en deux secteurs par d'étroites brèches dominant des cônes fluvio-glaciaires peu épais. La zone occidentale, qui débouche sur le vallon du Rif de la Planche (bassin de la Romanche), correspond à une série de petites incisions dont la plupart ne sont

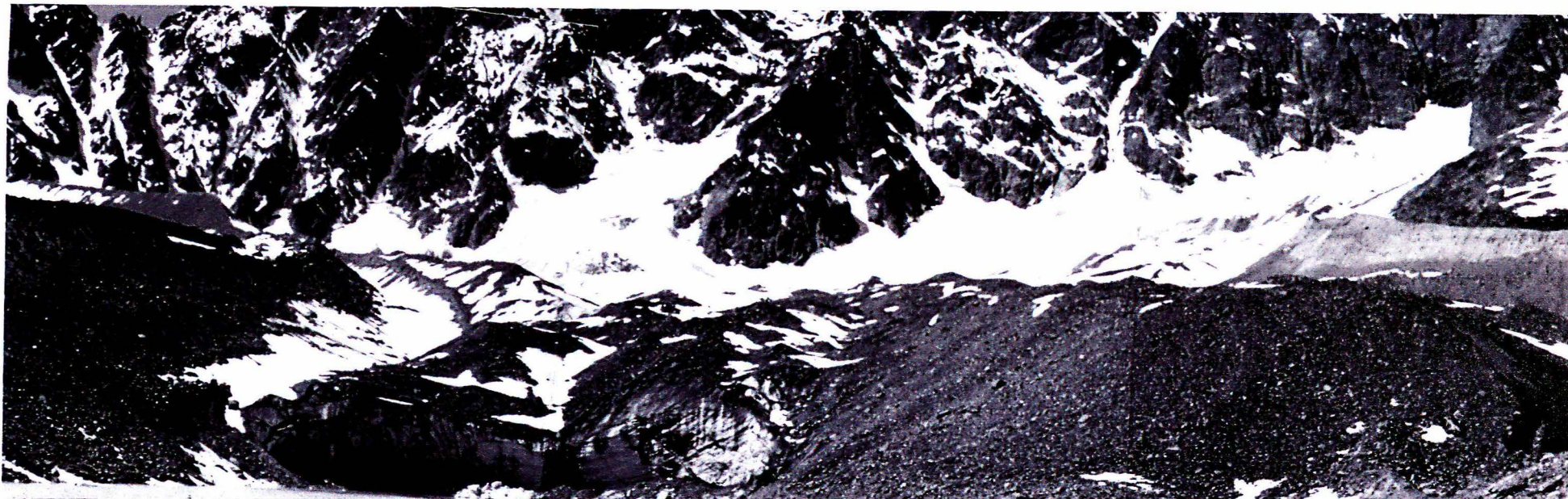


PHOTO 5 - Panorama du glacier d'Arsine. Situé au Nord d'une paroi de près de trois kilomètres de long qui oscille entre 3204 m (col de la Pyramide) et 3614 m (Pic de Neige Cordier), le glacier d'Arsine débute vers l'amont par une succession de cônes d'avalanches, séparés des couloirs rocheux par une ou plusieurs rimayes. En aval, se développe, en pente douce, une large langue de glace (500 à 800 m) entièrement recouverte par un épais manteau morainique : c'est un glacier noir dont la surface, très chaotique, est sillonnée de bédrières et de déchirures laissant apparaître localement la glace sous-jacente. Vers l'Est, l'appareil s'achève vers 2480 m par un front de glace transversalement très crevassé, d'où se détachent régulièrement des blocs pouvant atteindre une vingtaine de mètres cubes. Ceux-ci représentent l'une des sources d'alimentation en eau d'un vaste lac proglaciaire, apparu pour la première fois sur les photographies aériennes de l'I.G.N. en 1952. L'ensemble est enserré par deux puissants cordons morainiques édifiés lors du "Petit Age Glaciaire Alpin", et dont l'arête axiale se trouve souvent perchée à plus de 30 m au-dessus de la surface du glacier.



PHOTO 6 - La moraine frontale du glacier d'Arsine. Vers l'aval, les moraines latérales convergent pour donner naissance à un long rempart frontal (1 km environ) haut de 100 à 150 mètres. D'un aspect très massif, celui-ci n'est interrompu que par deux brèches peu profondes dominant de modestes cônes d'épandage. L'entaille orientale présentée ici laisse s'échapper les eaux du Petit Tabuc qui, plus bas, cheminent laborieusement à travers les bourrelets sinueux d'un imposant glacier rocheux envahi par la végétation.

empruntées qu'épisodiquement par les eaux de ruissellement. L'entaille orientale, la plus profonde, laisse s'échapper les eaux du Petit Tabuc qui, plus bas, cheminent laborieusement à travers les bourrelets sinueux d'un imposant glacier rocheux colonisé par la végétation (Photo. 6).

Etant donné la taille du glacier d'Arsine (255 ha actuellement), une telle accumulation proglaciaire fait figure d'exception à l'échelle, non seulement du massif des Ecrins-Pelvoux, mais aussi des Alpes Occidentales. En effet, ce type d'arc frontal est ordinairement réservé aux petits appareils d'altitude dont les eaux de fusion engendrent un ruissellement trop diffus pour être capable de déblayer les matériaux entassés en contrebas. De plus, compte tenu de la proximité des parois des cirques qui fournissent une grande quantité de débris, les accumulations historiques situées en aval de ces modestes appareils sont généralement disproportionnées, ce qui tend à accroître la différence entre la charge pierreuse et la capacité de transport des eaux.

Ce dernier élément doit d'ailleurs représenter l'un des principaux facteurs explicatifs de la préservation du puissant vallum frontal d'Arsine, dans le sens où les multiples couloirs d'avalanches qui alimentent plus que copieusement le glacier en débris, ainsi que le très grand délit de la roche, ont grandement favorisé l'édification d'un système de moraines qui, par leur côté démesuré, paraissent infrangibles. De plus, l'épais manteau morainique qui en résulte procure au glacier une protection très efficace face au rayonnement solaire, et ainsi, en ralentit l'amenuisement (même si l'appareil a perdu beaucoup de son volume, dans le secteur occidental, le front de glace n'est situé qu'à quelques dizaines de mètres du petit bourrelet morainique de 1915-1930). De la sorte, les eaux de fusion, libérées lentement, s'infiltrant ou sont retenues en arrière de la digue morainique pour former un lac proglaciaire. On notera à ce sujet que le cas du glacier Noir, qui ne possède pas de construction proglaciaire, ne va pas à l'encontre d'une telle argumentation, car il s'agit là d'un appareil de vallée disposant d'un puissant torrent sous-glaciaire apte à prendre en charge les matériaux déposés au front de la langue de glace.

Dans le reste du bassin guisanais, d'autres exemples d'accumulations proglaciaires bien conservées existent, mais ils correspondent à des

dispositifs morainiques plus réduits, édifiés pas de petits appareils de cirques et de pied de paroi.

Ainsi, en avant du glacier Supérieur d'Arsine, s'individualise un large lobe morainique dont les levées bordières sont assez peu marquées. Cette physionomie particulière, associée à un léger bombement axial, porte à croire que cette construction renferme toujours une certaine quantité de glace morte sous son épaisse couverture détritique (Photo. 7).

Ce premier ensemble laisse place, au-delà d'une petite échine rocheuse, à un second dispositif mis en place par les deux branches du glacier du Réou d'Arsine. A leur intersection, le courant de glace renforcé a engendré une longue dendrite morainique qui s'avance jusqu'à environ 2550 mètres d'altitude (Fig. 39). Vers l'aval, il est précédé par une succession de bourrelets concentriques, caractéristiques des glaciers rocheux ; aspect que l'on retrouve plus au Nord-Est, où le flanc externe de l'édifice glaciaire est intensément remanié par les processus de fluage lent.

Ce type de structure fluidale se développe également sur le front occidental de la moraine historique du glacier de Combeynot. Celle-ci se subdivise en deux appendices distincts dont le plus oriental est profondément éventré par un chenal d'écoulement, épisodiquement emprunté par des avalanches et les eaux de ruissellement. Celles-ci ont déployé, entre 2500 et 2100 mètres d'altitude, un long cône d'épandage, irrégulièrement sillonné de coulées de débris très fraîches. A la base, les quelques carrières qui y ont été creusées pour exploiter les graviers, laissent encore apparaître une stratification très grossière. Une telle morphologie, qui associe un arc morainique d'altitude et un cône fluvio-glaciaire en pente raide, s'observe également entre le lieu-dit le Gros Âne et l'arête des Clochettes. Toutefois, l'ensemble du dispositif se dissocie du précédent par une taille plus modeste (les matériaux étalés par l'action conjuguée du ruissellement et des avalanches ne descendent pas au-dessous de 2300 m), et surtout par l'absence totale de glacier résiduel.

L'ultime secteur que je signalerais pour illustrer l'omniprésence des constructions frontales issues du "Petit Age Glaciaire Alpin" correspond au cirque des Prés-les-Fonts, où l'imposant rempart morainique qui dissimule partiellement le glacier agonisant, dessine deux arcs bien individualisés



PHOTO. 7 - Le front du glacier du Réou d'Arsine. La dérive glaciaire qui touche l'ensemble des appareils depuis le milieu du siècle dernier a isolé, à l'extrémité orientale du cirque d'Arsine, le glacier du Réou d'Arsine. Il forme maintenant, entre 3261 et 2680 m, une unité indépendante d'une superficie d'environ cinquante hectares. Il est constitué de deux langues qui, après avoir contourné un énorme pointement cristallin, se réunissent à son pied pour s'achever en un front continu, large de plus de 700 mètres. Celui-ci est dissimulé par une épaisse accumulation frontale datant du "Petit Age Glaciaire Alpin" qui, à droite de la photographie (vers le Sud-Ouest), s'avance en un vallum morainique particulièrement bien conservé.

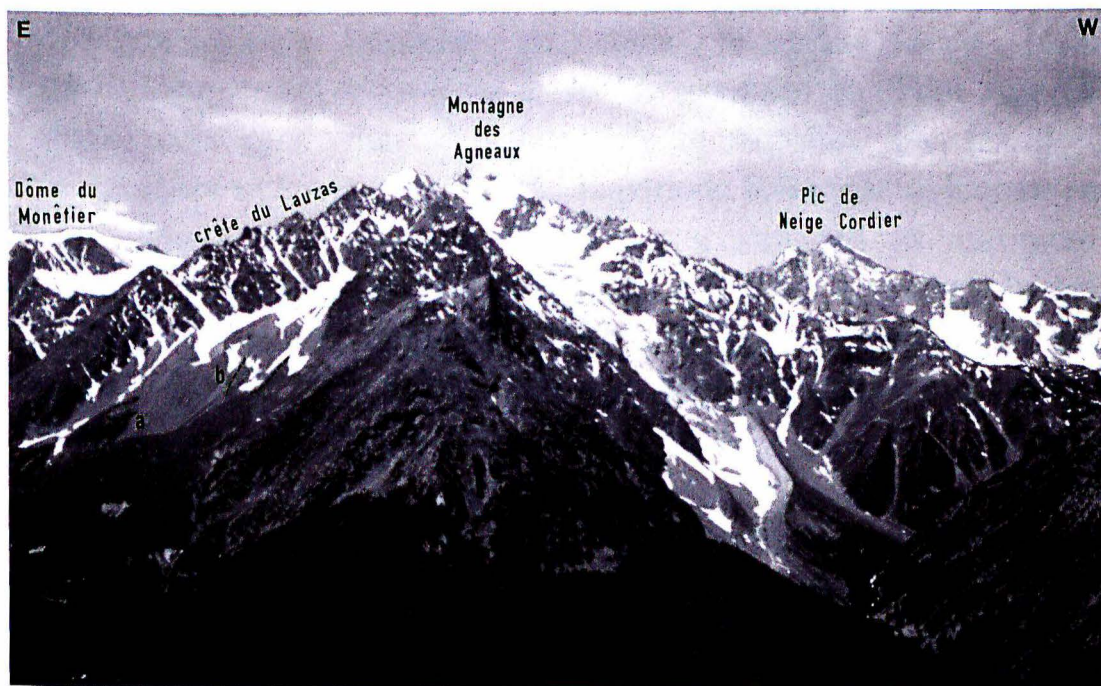


PHOTO. 8 - Vue générale du flanc nord-oriental de la Montagne des Agneaux. Située en arrière du massif du Combeynot, la montagne cristalline des Agneaux représente, avec ses 3664 m d'altitude, le point culminant du bassin versant de la Guisane. Vers le Nord, en direction du torrent du Petit Tabuc, elle déroule une puissante langue de glace (glacier du Casset) dont le front actuel, situé vers 2100/2050 m, est enterré entre les moraines latérales du Petit Age Glaciaire. Plus à l'Est, au-delà des Pics du Casset, subsiste le petit glacier des Prés les Fonts, retranché derrière deux imposants vallums morainiques. Sans aucun doute construits lors du maximum glaciaire des trois siècles précédents, ces édifices morainiques, particulièrement bien conservés, précèdent des constructions plus émoussées matérialisant des récurrences froides plus anciennes (vraisemblablement celle du Dryas récent pour ce qui est des cordons a et b). En arrière, en partie dissimulé par la crête du Lauzas, le glacier du Monétier recouvre l'ancienne pénéplaine anté-triasique du Dôme du Monétier, restée perchée entre 3400 et 3500 m d'altitude au-dessus du vallon du Grand Tabuc.

stationnant entre 2500 et 2800 mètres d'altitude (Photo. 8). Ceux-ci sont devancés par un complexe de moraines stadias plus anciennes, qui nulle part ailleurs a été conservé de manière aussi complète (Fig. 38).

1. 2. 2 - Les cordons morainiques antérieurs au "Petit Age Glaciaire Alpin" : organisation spatiale et considérations chronologiques

1. 2. 2. 1 - un exemple d'organisation spatiale des stades glaciaires d'altitude : le secteur des Prés-les-Fonts

Dans le secteur des Prés-les-Fonts, trois stades glaciaires antérieurs au "Petit Age de Glace Alpin" s'individualisent très nettement entre 1900 et 2500 mètres. Ils se différencient les uns des autres par leur altitude, leurs caractéristiques morphométriques, l'état de colonisation végétale, et par voie de conséquence, le degré de pédogénèse des matériaux.

Les dépôts associés au stade le plus récent (celui qui chronologiquement vient juste avant les moraines du "Petit Age Glaciaire Alpin") constituent deux lobes totalement disjoints que les décombres morainiques et fluvio-glaciaires de la période historique oblitèrent en partie vers l'amont. Ces systèmes frontaux, qui s'élèvent au maximum d'une centaine de mètres au-dessus du plancher du cirque, dessinent clairement les limites d'un glacier dédoublé, dont la langue septentrionale descendait jusqu'à environ 2400 mètres d'altitude, tandis que la branche méridionale stationnait cent mètres plus bas.

Ces moraines stadias dominent un groupe de cordons beaucoup plus avachis (une dizaine de mètres d'énergie tout au plus) qui révèlent un piétinement du glacier de durée plus courte. Ils s'organisent en trois ramifications s'allongeant entre 2300 et 2100 mètres d'altitude. Le lobe central s'achève vers l'aval entre deux puissantes constructions latérales qui marquent le dernier stade décelable dans cette zone. Hautes d'une cinquantaine de mètres, ces ultimes moraines bordières semblent indiquer une récurrence glaciaire prolongée, durant laquelle la langue de glace bavait encore jusque dans le fond du vallon du Grand Tabuc.

En l'absence de datage de tous ces dispositifs morainiques, on se trouve bien évidemment dans l'incapacité d'élaborer une chronologie précise des phases de recul, de stationnement et de réavancée du glacier des Prés-les-Fonts. En outre, la tâche est d'autant plus délicate que si la progression des glaciers durant la crise climatique majeure du Dryas Récent (10.800 - 10.300 B.P.) et pendant les trois siècles du "Petit Age Glaciaire Alpin" est unanimement admise par les palynologues, géomorphologues et quaternaristes alpins, les conceptions divergent notablement en ce qui concerne le nombre de récurrences glaciaires post-würmiennes ayant entraîné l'édification de dispositifs morainiques significatifs. Toutefois, il semble qu'à la lumière des travaux récents effectués dans les proches vallées du Vénéon et de la Romanche (Couteaux, 1981 à 1987), on se dirige inévitablement vers un modèle simplifié des fluctuations glaciaires au cours des quinze derniers millénaires (tout au moins pour les Alpes du Nord). Ainsi, le schéma défendu par M. COUTEAUX sur des bases pollenanalytiques considère qu'en dehors de la crue glaciaire des 17^e-19^e siècles, seuls quatre stades d'expansion glacio-nivale sont véritablement identifiables en Oisans ; le plus ancien se situe à la charnière entre le Dryas moyen et l'Allerod (vers 11.900 B.P.), les trois suivants interviennent au début, au milieu et à la fin du Dryas supérieur (ce triple stade est d'ailleurs en concordance avec les observations géomorphologiques de Bortenschlager en Autriche, 1982). Dans la mesure où sur le site de la Muzelle (au Sud de Venosc, dans la vallée du Vénéon), les stades 1 et 2 n'ont pas laissé de traces morphologiques identifiables, M. COUTEAUX admet que c'est le troisième stade qui s'est accompagné de l'avancée glaciaire la plus étendue. D'autre part, cette récurrence d'envergure se caractérise par cinq cordons frontaux distincts se succédant sur une distance de moins de 500 m. Un tel dispositif témoigne de plusieurs pulsations intra-stadiques qui ont ponctué une période de 3500 ans de piétinement du glacier aux alentours de 2100 mètres d'altitude (Couteaux, 1983a), son front actuel étant situé à plus de 2500 m.

Ces résultats conduisent nécessairement à attribuer au Dryas Récent le groupe de vallums morainiques situé au pied des accumulations historiques (stade 2 de la figure 38). Par contre, il est beaucoup plus délicat de replacer les constructions établies immédiatement en contrebas (stade 3 de la figure 38) dans un tel schéma, car elles peuvent aussi bien se rapporter à un sous-stade de la crue glaciaire du milieu du Dryas supérieur (stade 3 de

Couteaux), qu'être attribuées à une récurrence plus ancienne. Dans ce cas, on serait contraint de les rejeter dans le Pléni-Würm, comme probablement les cordons du stade 4 (Fig. 38) dont la puissance démesurée semble faire état d'une avancée glaciaire bien individualisée.

Plus généralement, les travaux réalisés par M. COUTEAUX amènent à penser que durant la crise climatique majeure du Dryas récent, seuls les cirques élevés bénéficiant d'une exposition favorable et les hauts vallons disposant d'une vaste zone d'alimentation encore partiellement englacée ont supporté le retour des glaciers, et par voie de conséquence, en porte l'empreinte par l'intermédiaire de cordons morainiques latéraux ou frontaux. Dans le bassin de la Guisane, de telles conditions ne sont remplies qu'au sein du môle cristallin des Ecrins-Pelvoux, représenté ici par la Montagne des Agneaux et le massif de Combeynot. Or, les dispositifs morainiques antérieurs au "Petit Age Glaciaire Alpin" qui se développent dans ce secteur (dans les vallons de Fontenil et du Grand Tabuc pour l'essentiel) ont en règle générale une position géographique (altitude et distance par rapport aux fronts des glaciers actuels) incompatible avec les caractéristiques géomorphologiques des délaissés tardiglaciaires identifiés par M. COUTEAUX dans la vallée du Vénéon ; seul un lambeau de cordon latéral préservé dans le vallon ombragé de la Montagnolle pourrait éventuellement être associé à la récurrence glaciaire du Dryas supérieur.

Ainsi, tout porte à croire que les édifices morainiques établis dans le reste du bassin de la Guisane ont été construits au cours de la phase finale du Würm, d'autant plus que l'on se dirige inéluctablement dans le sens d'une déglaciation poussée acquise avant le Tardiglaciaire (Francou, 1988 ; Monjuvent et Nicoud, 1988). Cette conception laisse donc entrevoir la possibilité de stades de progression fini-würmiens n'intervenant que lorsque la glaciation, abandonnant les axes principaux, s'est cantonnée aux cirques et vallons adjacents. Même si les repères chronologiques sont à ce niveau extrêmement diffus (grande imprécision en ce qui concerne la limite supérieure de la dernière avancée néowürmienne), il me paraît important de saisir l'organisation spatiale des systèmes morainiques présumés contemporains de la phase terminale du Pléni-Würm, car ceux-ci sont particulièrement abondants, et représentent un élément fondamental du paysage.

1. 2. 2. 2. - Caractéristiques géomorphologiques générales des dispositifs morainiques présumés antérieurs au Tardiglaciaire

Hormis le cirque des Prés-les-Fonts, particulièrement riche en formes glaciaires construites, le versant méridional de la Guisane dispose de deux autres secteurs d'altitude comportant des dispositifs morainiques bien individualisés. Ainsi, au droit de la Pointe des Neyzets, se déploient deux systèmes indépendants de cordons morainiques qui déterminent l'extension tardive d'une langue de glace qui s'écoulait en direction du vallon de la Selle. Les accumulations les plus externes se présentent sous forme d'une longue moraine latérale gauche qui, depuis 2430 mètres d'altitude, s'étire sur un peu plus d'un kilomètre en s'évasant progressivement vers l'aval. A son extrémité, elle s'incurve pour former un arc frontal stationnant vers 2120 m, et dominant un petit cône fluvio-glaciaire inactif. L'unité interne, la mieux inscrite dans la topographie, correspond quant à elle à un lobe très longiligne dont le front se situe à environ 250 mètres en retrait du précédent (aux alentours de 2170 m). Un tel emboîtement de formes se retrouve également au pied de la face nord de la crête de la Balme, où trois arcs morainiques peuvent être distinctement observés entre 2350 et 2200 mètres d'altitude (photo. 10). Etant donné les étroites similitudes qui existent entre les deux sites considérés (exposition, altitudes comparables des crêtes circonvoisines et des fronts glaciaires), il est fort probable que ces dispositifs soient contemporains. En revanche, toute tentative de rapprochement avec les moraines stadiques du secteur des Prés-les-Fonts devient beaucoup plus hasardeuse car, d'une part, les environnements topographiques sont fondamentalement différents, d'autre part il n'y a aucun lien évident avec un glacier résiduel actuel dans les secteurs de la Balme et des Neyzets.

Les vallons suspendus qui alvéolent le versant septentrional de la Guisane portent eux aussi les marques de stades glaciaires d'altitude, dont les fronts sont situés dans une tranche altitudinale analogue à celle évoquée ci-dessus pour les vallums d'ubac. Toutefois, les conditions d'exposition étant ici beaucoup moins favorables (orientation Sud à Sud-Ouest des vallons), ces constructions morainiques ne peuvent que coïncider avec des pulsations glaciaires encore plus anciennes. Ainsi, le fond du Grand Vallon (torrent du Chardoussier, au-dessus du Casset) est entièrement ceinturé par des moraines bordières de quelques mètres de haut. Elles dessinent les



PHOTO. 9 - Vue générale du vallon de la Moulette. Situé sur le versant septentrional du bassin de la Guisane, immédiatement en aval de Monétier-les-Bains, le vallon de la Moulette correspond à une petite auge d'altitude restée suspendue à plus de 600 m au-dessus du fond actuel de la vallée principale. Vers l'Est, elle est limitée par l'escarpement ruiniforme des Rochers de Privé (massif de la Tête Noire), façonné dans les calcaires dolomitiques de l'Anisien et les brèches chaotiques du Jurassique. Celui-ci est profondément entaillé par de nombreux couloirs d'avalanches qui alimentent de larges cônes d'éboulis, complètement dépourvus de végétation. A droite de la photographie (vers le Sud-Est), cette puissante corniche laisse place à un versant quasiment régularisé, au milieu duquel pointent toutefois quelques sills de microdiorite. Ce contact brutal entre le soubassement carbonifère et sa couverture mésozoïque traduit en fait le passage d'une importante fracture de direction N. 120° E. qui décale, vers l'Est, le compartiment méridional d'environ 200 m. Le fond du vallon, quant à lui, est comblé par un épais manteau morainique qui porte encore, à la surface, la marque d'un stade glaciaire ancien (fin du Würm récent ?), par l'intermédiaire d'un vallum morainique aux formes émoussées.

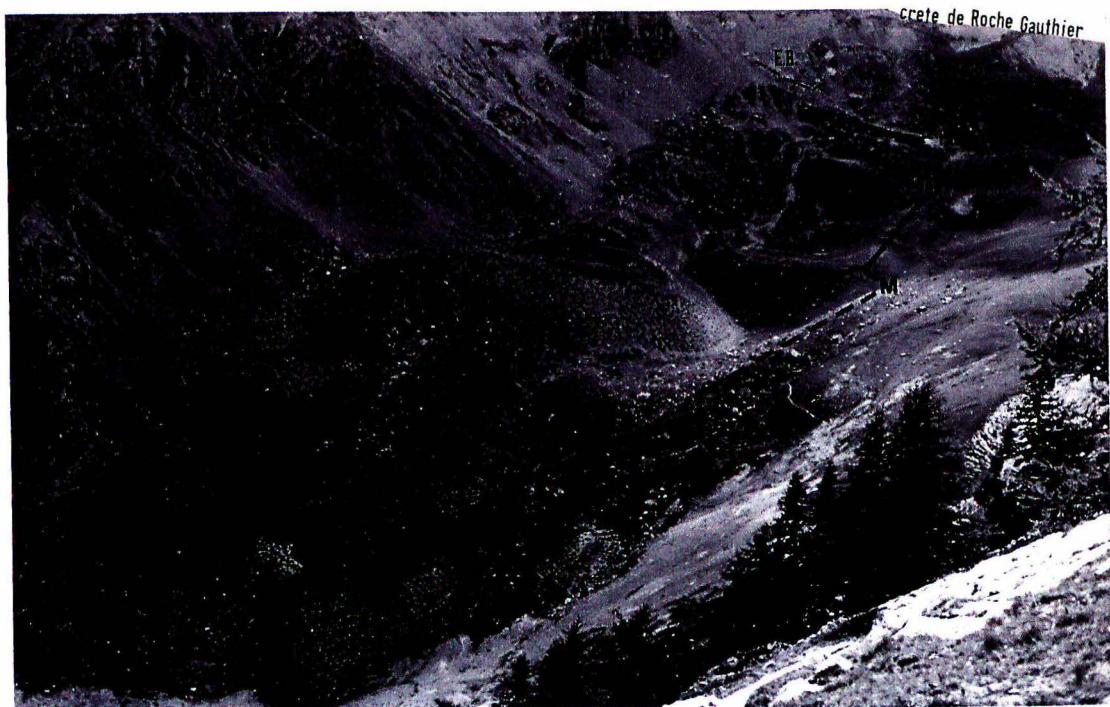


PHOTO. 10 - Les formes quaternaires dans le vallon de la Balme. Le vallon d'altitude de la Balme, aujourd'hui entièrement libéré des glaces, a conservé plusieurs bourrelets morainiques (M) relatifs à des fluctuations glaciaires tardives, antérieures toutefois à la récurrence majeure du Dryas récent (cf. M. Couteaux, 1981 à 1987). Ces dispositifs sont associés à des constructions périglaciaires, et notamment à des formes de fluage liées à la présence de glace dans les matériaux : au centre du cliché, on distingue en effet un petit glacier rocheux inactif (G.R.) qui semble avoir retouché des dépôts morainiques latéraux plaqués à la base de la crête de la Balme. Au fond de la photographie, sous la crête de Roche Gauthier, la couverture de gélifractions présente une proéminence arquée caractéristique des éboulis fluants (E.B.). Celui-ci se situe en arrière d'un modeste bourrelet protalique très rectiligne et parallèle à la crête de Roche Gauthier ("Protalus rempart" ; P.R.). Dans ce secteur amont, le modelé est compliqué par des mouvements de terrain superficiels (s), affectant à la fois le substratum schisteux (calschistes néocrétacés-paléocènes) et la couverture quaternaire.

limites d'un large glacier dont l'extrémité aval débordait de part et d'autre du rognon calcaréo-dolomitique qui verrouille le haut bassin du torrent de la Pisse. C'est sur celui-ci que prend appui, vers le Nord-Ouest, un arc morainique franc qui descend jusqu'à une altitude minimale d'environ 2170 mètres. De l'autre côte de l'affleurement rocheux, vers le Sud-Est, seul persiste un cordon sénestre très avachi qui s'achève dans le lit du torrent de la Pisse, au voisinage de 2200 mètres d'altitude. Dans le vallon de la Moulette, l'équivalent d'un tel dispositif se retrouve par l'intermédiaire d'un vallum morainique aux formes également émoussées, et dont le front est logé à 2190 mètres d'altitude (Photo 9). Il est devancé vers l'aval par un arc d'une largeur plus modeste qui stationne juste au-dessus de la gorge de raccordement avec le fond alluvial de la vallée de la Guisane, vers 2070 m. De la même façon, en amont du torrent de la Salle, on peut observer deux dispositifs morainiques dont le plus récent, établi entre 2100 et 2280 mètres d'altitude, constitue un lobe de 200 m de large et près d'un kilomètre de long (source captée de St-Joseph). Au-dessus, accolé à la face orientale du massif de l'Aréa, s'allonge un cordon plus ancien, interrompu en son centre par le développement de vastes glaciers rocheux. D'environ 80 m d'énergie, il culmine à 2450 m sous le Grand Aréa, et à 2250 m sous le Petit Aréa. Sur le versant opposé (au lieu-dit Sous la Gardiole), des traces du stade glaciaire équivalent se présente sous l'aspect d'un gradin d'obturation latérale particulier sur lequel je reviendrai ultérieurement, lorsque j'aborderai le problème des mouvements de terrain. Ce n'est qu'au dessous de 2100 m (à partir de la bergerie située dans un lacet de la route du Granon) que l'on retrouve une moraine latérale de rive gauche que l'on peut attribuer, en fonction des corrélations d'altitudes, au même système que l'imposante construction glaciaire du Grand Aréa (Fig. 40).

Outre les stades d'altitude, on peut distinguer dans le bassin de la Guisane toute une série de formes glaciaires construites au débouché des vallons adjacents. Celles-ci témoignent de récurrences fini-würmiennes qui sont en toute vraisemblance intervenues à mesure que le glacier axial se morcelait. Ainsi, les cordons frontaux disposés en amphithéâtre qui portent les hameaux des Boussardes (1630 m) et de Fontenil (1610 m) en sont une parfaite illustration. Ils révèlent la présence d'une langue de glace affluente de rive droite qui obstruait partiellement le fond de la vallée principale ; le tracé actuel de la Guisane en est d'ailleurs singulièrement affecté, puisqu'il dessine une large courbe lui permettant de contourner le bouchon

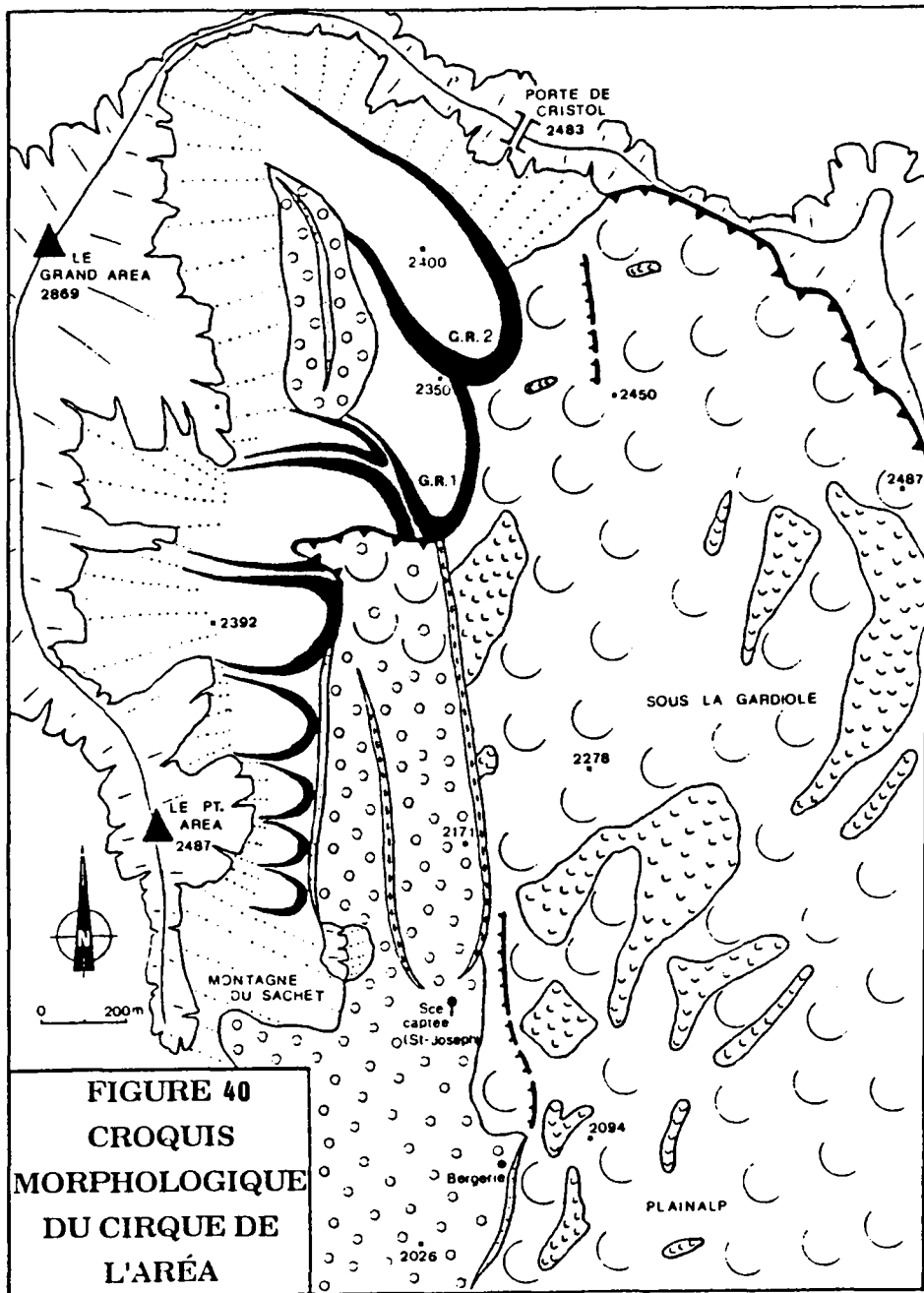
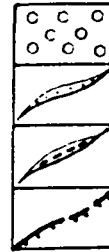


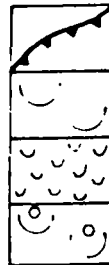
FIGURE 40
CROQUIS
MORPHOLOGIQUE
DU CIRQUE DE
L'ARÉA

DOMAINE GLACIAIRE



- Dépôt morainique
- Cordons stadiaires (fin du Würm récent)
- Vallum morainique de St-Joseph (fin du Würm récent)
- Gradin d'obturation latérale

FORMES LIÉES AUX MOUVEMENTS DE TERRAIN



- Escarpement de tête
- Complexe de coulées anciennes du Granon
- Mouvement actif
- Mouvement ancien affectant les dépôts morainiques sans qu'il soit possible d'en déterminer les limites exactes

DOMAINE PÉRIGLACIAIRE

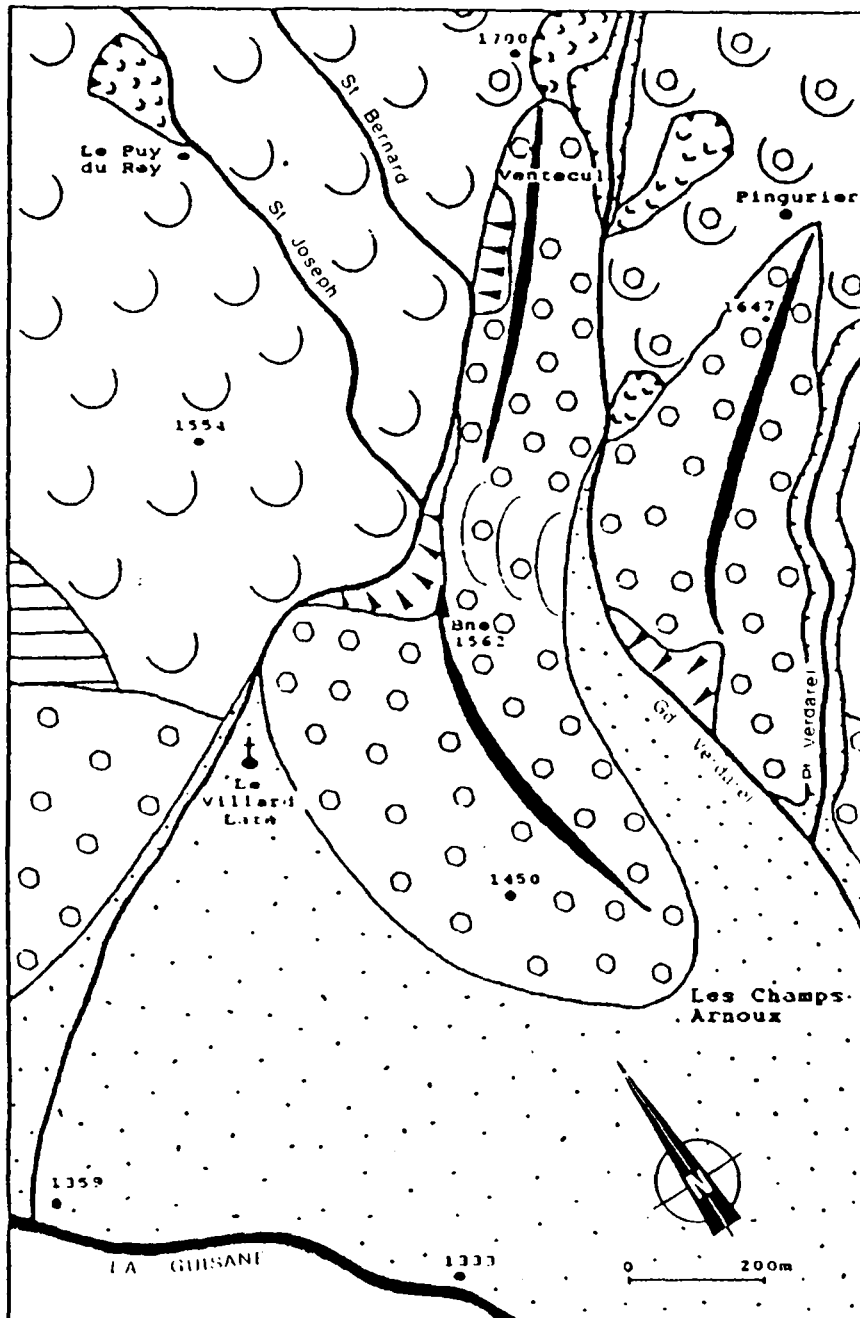


- Paroi partiellement éboulisée
- Tablier d'éboulis
- Glacier rocheux

morainique résultant. Sur le même versant de la vallée, des édifices comparables se déploient dans le Bois des Bergers, entre les vallons de Fontenil et du Petit Tabuc (Fig. 37). On en trouve également le long de la section inférieure du vallon du Grand Tabuc sous l'aspect de hauts remparts latéraux (lieux-dits les Grangettes, Tronchet et plus bas à Charvet) dont la puissance excessive s'explique assurément par des conditions de développement glaciaire plus favorables, comme l'atteste de nos jours l'englacement des zones culminantes du bassin. La base du versant septentrional de la vallée de la Guisane porte aussi la marque de récurrences glaciaires, et notamment en aval de Villard-Laté, où plusieurs cordons morainiques, situés de part et d'autre des principaux torrents, font état du stade le plus ancien décelable dans les limites du bassin-versant (Fig. 37). Par exemple, entre les Champs Arnoux et le lieu-dit Ventecul, le torrent de Verdarel s'écoule entre deux moraines latérales qui, par leur côté disproportionné, représentent l'un des traits les plus originaux de ce secteur (Fig. 41). La plus orientale s'allonge sur 800 m, du lieu-dit Pingurier jusqu'à environ 1430 m d'altitude. L'autre, beaucoup plus importante (plus de 100 mètres d'énergie et 1,5 km de long), est entrecoupée, immédiatement au Nord de la borne 1562 m, par un vallon sec en berceau, témoin plausible d'un ancien tracé du torrent de St-Joseph, avant que celui-ci ne soit contraint de changer de direction par le creusement aval.

En définitive, la cartographie détaillée des systèmes morainiques développés dans le bassin de la Guisane permet de mettre en évidence un grand nombre de stades glaciaires remarquablement individualisés. Si les moraines historiques (celles du "Petit Age Glaciaire Alpin") sont aisément identifiables à leur faible degré de colonisation végétale et de pédogénèse, il devient beaucoup plus hasardeux de se prononcer lorsque l'on aborde les édifices plus anciens. En effet, on se trouve à ce niveau confronté à la dichotomie conceptuelle qui oppose les défenseurs d'un schéma simplifié des oscillations glaciaires post-würmiennes (M. Couteaux en l'occurrence), à ceux qui font se succéder un nombre important de récurrences et de retraits durant le Tardiglaciaire et l'Holocène (Mayr, 1968 ; Patzelt, 1974 et Jorda, 1980 à 1988). Ayant pris le parti d'adopter les conclusions de M. COUTEAUX pour des raisons de proximité (les tourbières analysées par cet auteur sont situées dans un rayon de moins de 30 km) et d'argumentations chrono-séquentielles plus convaincantes, la plupart des systèmes morpho-sédimentaires antérieurs au P.A.G. ont été attribués à des récurrences

FIGURE 41
Le dispositif morainique de Villard-Laté

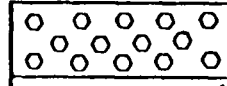


SUBSTRAT



Carbonifère briançonnais

FORMES ET FORMATIONS GLACIAIRES



Dépôts morainiques

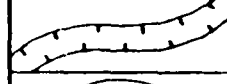


Cordons morainiques (fin du Würm récent ?)

FORMES ET FORMATIONS TORRENTIELLES



Alluvions anciennes (cône de déjection)



Limite de vallon en V



Vallon sec en berceau



Ravinement

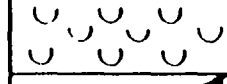
FORMES LIEES AUX MOUVEMENTS DE TERRAIN



Complexe de coulées anciennes du Granon



Mouvement ancien affectant les dépôts morainiques



Mouvement actif



Niche d'arrachement "fraîche"

glaciaires intervenues lors de la phase finale du Pléni-Würm. En conséquence, il conviendrait d'obtenir à l'avenir des datations absolues à partir de dépôts équivalents, afin de combler le fossé séparant la dernière avancée glaciaire néowürmienne reconnue dans le bassin de la Bléone (Delibrias et Jorda, 1981) et les stades déterminés dans la vallée de la Guisane à partir des délaissés morainiques.

2 - L'ÉTAT ACTUEL DE L'ENGLACEMENT ET SES INCIDENCES SUR L'HYDROLOGIE DE SURFACE

2.1 - CARACTÉRISTIQUES DES GLACIERS ACTUELS

Actuellement, les zones englacées ne représentent plus que 3,3 % de la surface totale du bassin versant de la Guisane. Leur répartition géographique offre un profond déséquilibre entre le massif cristallin des Ecrins-Pelvoux et les nappes sédimentaires qui, en raison de leur altitude moyenne plus modeste, en sont complètement dépourvues. La distribution des glaciers selon l'orientation est également très inégale, car la limpidité du ciel briançonnais (cf. chapitre V) renforce le rôle de l'exposition. De la sorte, plusieurs appareils se sont retranchés au pied des hautes murailles tournées vers le Nord, et jouissent en conséquence d'une situation d'abri sans laquelle leur maintien serait fortement compromis ; je pense en particulier aux glaciers agonisants de Combeynot et des Prés-les-Fonts qui s'agrippent respectivement aux faces septentrionales du Pic Est de Combeynot et de la crête du Lauzas. En outre, les conditions topo-stationnelles déterminent les modalités de l'alimentation des appareils glaciaires. Ainsi, s'opposent les glaciers qui puisent l'essentiel de leurs ressources dans la transformation progressive des couches de neige stockées en altitude au rythme des saisons (glaciers du Monêtier et du Casset⁽¹⁾), à ceux qui, n'occupant pas des secteurs suffisamment élevés (au-dessous de 2950-3000 m d'altitude d'après M. ALLIX, 1929), bénéficient exclusivement d'un apport de neige tassée par l'intermédiaire d'avalanches (glacier d'Arsine⁽²⁾ notamment). Parfois, les deux modes d'alimentation se relaient, et permettent aux langues de glace de s'étaler très loin dans les vallons sous-jacents (extrémité aval des glaciers du Casset et du Monêtier).

(1) Voir la répartition des tranches d'altitudes de ces glaciers sur les figures 43 et 44

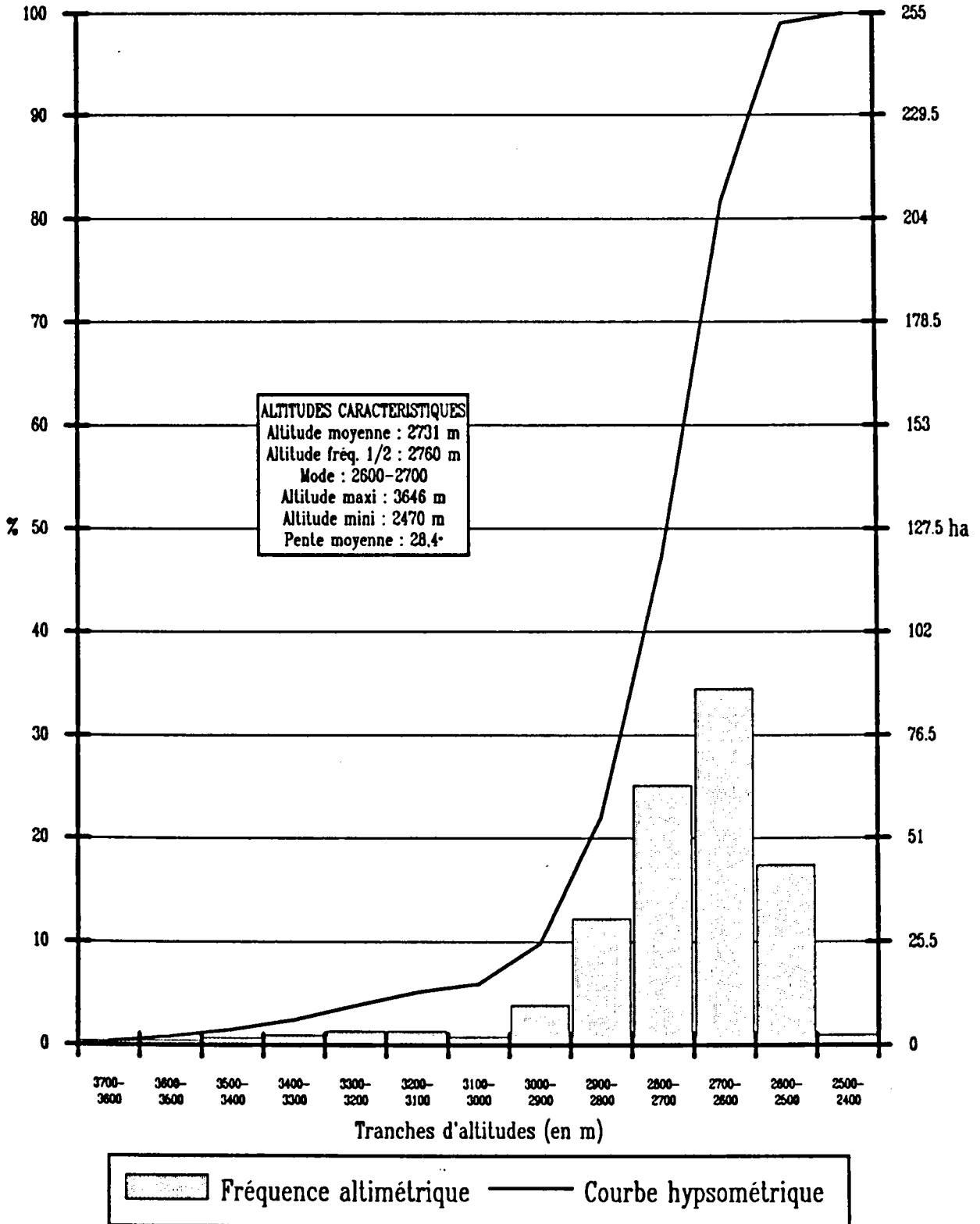
(2) Voir la répartition des tranches d'altitudes de ce glacier sur la figure 42

2. 1. 1 - Le groupe glaciaire d'Arsine

Le glacier d'Arsine est logé au creux d'un ample cirque de face nord, enceint par une très haute paroi cristalline oscillant entre 3614 m (Pic de Neige Cordier) et 3204 m (col de la Pyramide). Celle-ci est littéralement lacérée par les innombrables couloirs d'avalanches qui approvisionnent copieusement l'appareil en neige tassée et en débris. Ce facteur amplificateur de l'alimentation glaciaire, mis en relation avec le phénomène d'abri provoqué par la barrière montagneuse, vient compenser l'altitude moyenne relative basse de l'appareil (2731 m). Celui-ci débute donc en amont par une série de culots d'avalanches, déchirés par une ou plusieurs belles rimayes. Plus bas, vers 2650/2700 mètres d'altitude, tandis que la pente s'atténue sensiblement, la langue de glace s'ennoie rapidement sous un épais manteau morainique. Elle prend alors l'aspect d'un véritable glacier noir dont la surface, très chaotique, est sillonnée de quelques bédrières et de profondes crevasses. Celles-ci laissent localement apparaître la glace vive sous-jacente qui présente une très forte stratification annuelle. Vers le Nord-Est, l'appareil s'achève vers 2480 mètres d'altitude par un mur de glace transversalement très fissuré, d'où se détachent régulièrement des blocs volumineux. Ce front de vélage, large d'une centaine de mètres, surplombe un vaste lac proglaciaire, apparu pour la première fois sur les photographies de l'I.G.N. en 1952. Sur la rive occidentale du plan d'eau, la décrue glaciaire a été moins ressentie (probablement en raison d'une couverture pierreuse protectrice plus importante), si bien que le front du glacier s'est maintenu un peu en contrebas, vers 2470 m d'altitude.

Sous le sommet de la Montagne des Agneaux (3664 m), ce premier appareil est raccordé au glacier Supérieur d'Arsine par une longue chute de séracs. Entre 3100 et 3250 m d'altitude, ce dernier communique, sur sa rive droite, avec le glacier du Réou d'Arsine qui, sur une cinquantaine d'hectares, s'organise en deux langues distinctes entourant un énorme pointement cristallin ; elles se réunissent à son pied pour former un front continu, large de plus de 700 m (Fig. 39). Vers le Sud, le glacier Supérieur d'Arsine accède à la Calotte des Agneaux par un couloir en pente assez soutenue. En recouvrant la section sommitale de la crête qui se dirige vers la Pointe du réou d'Arsine (2764 m), cette dernière préserve la jonction avec le dernier grand appareil de la vallée de la Guisane : le glacier du Casset

FIG. 42 - FRÉQUENCE ALTIMÉTRIQUE ET COURBE HYPSONÉTRIQUE DU GLACIER D'ARSINE



2. 1. 2 - Le glacier du Casset

Ce vaste appareil occupe, dans sa partie amont, un cirque d'une centaine d'hectares qui, par son orientation plein Nord et son encaissement dans un cadre montagneux très élevé (les crêtes environnantes dépassent largement les 3000 mètres d'altitude), garantit des conditions d'alimentation glaciaire particulièrement favorables. A cet endroit, le glacier atteint sa plus grande amplitude, avec une largeur d'environ 1200 m. Vers 3000 m, la glace déborde du bassin d'altitude pour s'écouler dans l'étranglement fortement incliné que lui impose le relief. Elle se divise alors en deux branches distinctes, séparées par une longue échine médiane.

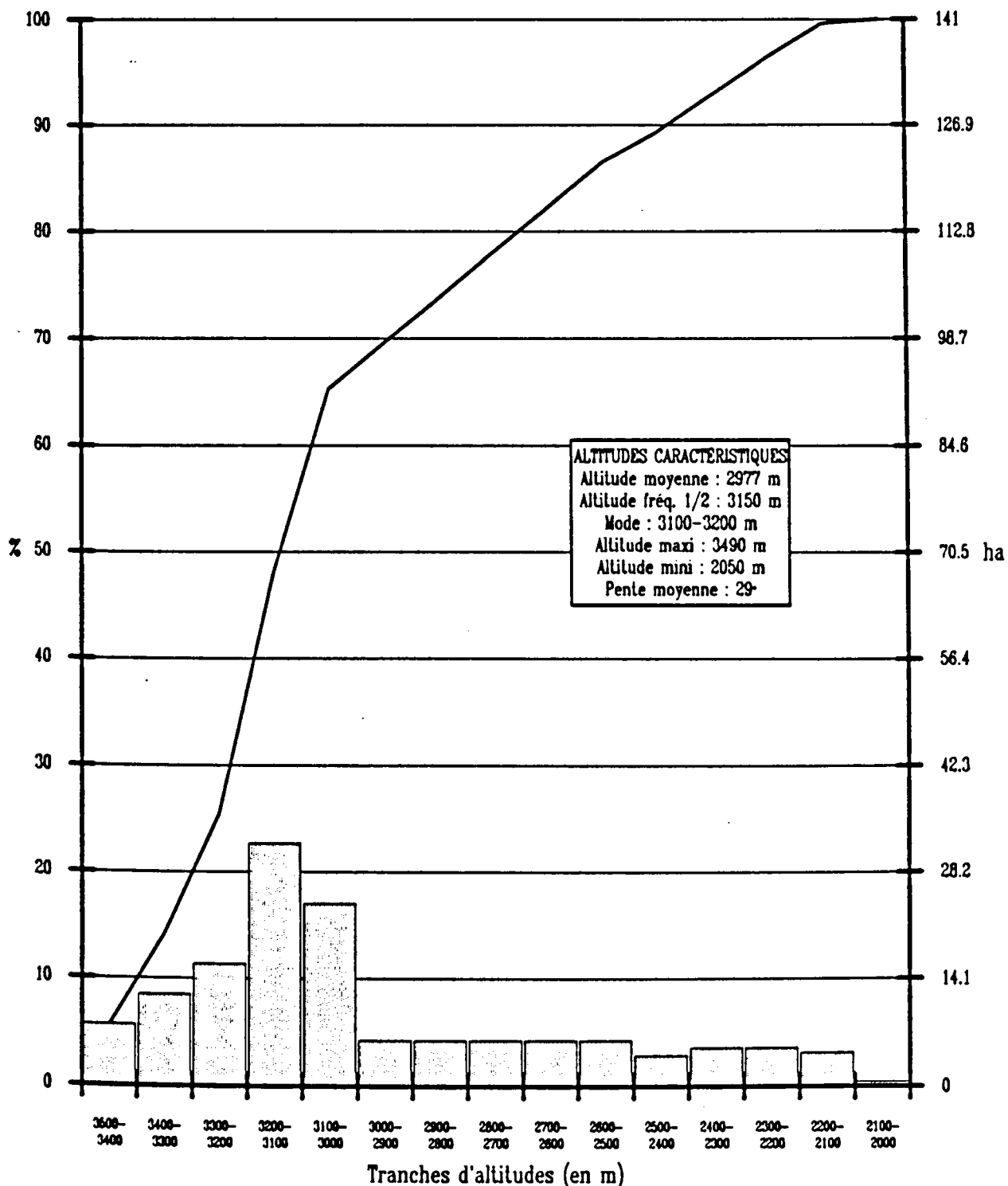
La lobe occidental, le plus large, dévale le versant cristallin par une succession de séracs qui s'achève aux alentours de 2500 m par un premier front de glace vive. Sur sa gauche (à l'Ouest), le courant glaciaire est prolongé jusqu'à 2250 m d'altitude par une langue à la surface moins chaotique. A son extrémité, elle vient mourir sur un petit rognon rocheux récemment découvert par le recul du glacier. Celui-ci est parcouru par les eaux de fusion qui, plus bas, se perdent dans les épaisses accumulations morainiques mêlées de glace enfouie.

Le diffuseur de rive droite correspond à un étroit couloir englacé (Couloir Davin), systématiquement emprunté par les avalanches hivernales. Celles-ci entretiennent un important culot de glace qui s'étale ensuite pour former une mince langue, à la surface de laquelle des blocs régulièrement détachés du lobe sénestre viennent fondre durant la période estivale. Rapidement ennoyé sous une abondante charge pierreuse, le front de cette seconde unité n'est visible qu'à la faveur de l'émergence du torrent émissaire, vers 2050 mètres.

2. 1. 3 - Le glacier du Monétier

Situé en amont du vallon du Grand Tabuc, le glacier du Monétier constitue avec ses 267 hectares de superficie le second groupe glaciaire de la vallée de la Guisane, après celui du cirque d'Arsine (un peu plus de 300 ha). Bien que l'englacement soit ininterrompu entre le Dôme de

**FIG. 43 - FRÉQUENCE ALTIMÉTRIQUE ET COURBE
HYPSOMÉTRIQUE DU GLACIER DU CASSET**



Fréquence altimétrique
 Courbe hypsométrique

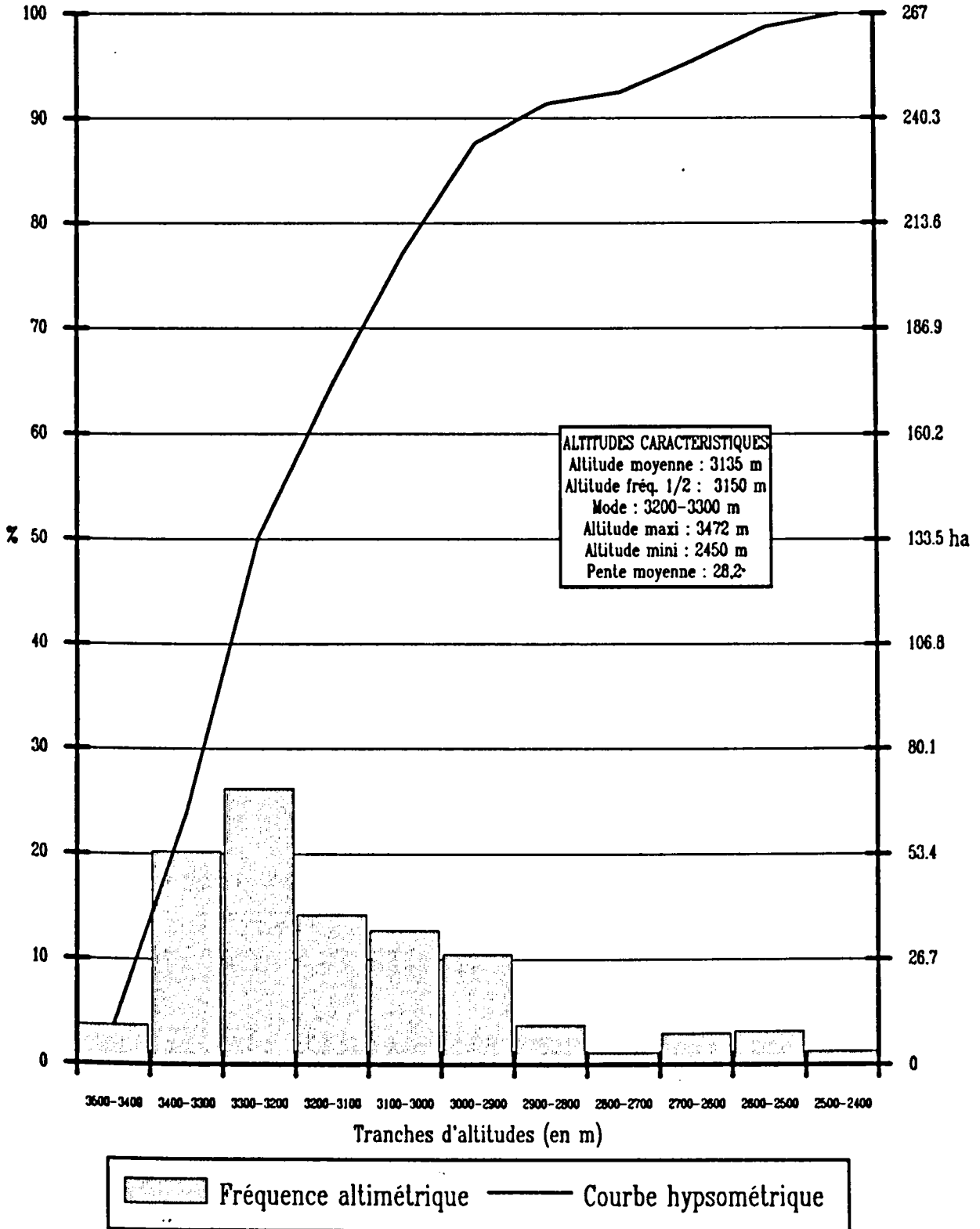
Monêtier et la Montagne des Agneaux, on peut distinguer trois ensembles aux caractères nettement différents.

L'unité méridionale se présente sous forme d'une véritable petite calotte glaciaire d'une centaine d'hectares, perchée entre 3100 et 3478 m d'altitude. Elle recouvre une vaste zone tabulaire légèrement inclinée en direction du Nord-Est. Vers le Sud, cet appareil de plateau communique avec le glacier de Séguret Foran par le col de diffluence du Rif. Au Nord, le lobe parvient jusqu'au rebord d'un vigoureux escarpement rocheux qu'il franchit uniquement dans la partie occidentale par l'intermédiaire d'une cascade de glace haute d'environ 80 mètres. Celle-ci assure la transition avec le glacier central du Monêtier. Plus à l'Est, son front reste suspendu au dessus du vallon du Grand Tabuc qu'il alimente périodiquement en blocs de glace. Ceux-ci cheminent le long d'un large couloir qui canalise également de nombreuses avalanches de neige mêlée de pierres. Sur la bordure orientale du plateau, un petit glacier de 6 hectares évolue indépendamment entre 2850 et 3040 m.

A l'image de la calotte méridionale, l'unité centrale du glacier du Monêtier enrobe un vaste replat situé à une centaine de mètres en contre-bas du plateau sommital. Depuis le Pic des Parvéous (3384 m), il s'étale entre 3000 et 3300 m d'altitude sur environ 45 hectares. Vers le Nord-Est, le glacier s'en échappe par une chute de séracs pour rejoindre le vallon du Grand Tabuc. Il prend alors l'aspect d'une langue de glace en décrépitude qui, vers 2600 mètres d'altitude, se regonfle des produits de vélage issus du glacier méridional surplombant. La partie frontale de l'appareil est donc un véritable glacier régénéré qui débute par un culot d'avalanche et s'achève par un lobe convexe constitué d'un mélange de blocs de glace et de neige tassée, entièrement recouvert de dépôts morainiques (glacier noir).

Le glacier septentrional du Monêtier possède un large bassin d'alimentation qui s'étire sur un peu plus d'un kilomètre, entre le Pic Jean Gauthier (3389 m) et le sommet de la Montagne des Agneaux (3664 m). Ici, l'allure d'appareil de plateau qui était encore sensible dans la partie haute de l'unité axiale, disparaît totalement au profit d'un véritable glacier de cirque, cerné en amont par des parois rocheuses. Rapidement stoppé sous le col du Monêtier par un puissant escarpement qu'il ne parvient pas à franchir, le glacier dispose toutefois d'un diffuseur qui, au droit de l'éperon conduisant à

FIG. 44 - FRÉQUENCE ALTIMÉTRIQUE ET COURBE HYSOMÉTRIQUE DU GLACIER DU MONÉTIER



la Roche de Jabel (3570 m), bénéficie sur une largeur de 250 m de conditions topographiques plus favorables. La langue de glace s'allonge alors sur près de 1500 m pour atteindre une altitude minimale de 2850 m. Là, elle se termine en biseau sur le revers d'une corniche rocheuse, où elle s'enlise dans les accumulations de débris cristallins descendus des versants circonvoisins.

2. 1. 4 - Les appareils agonisants des Prés-les-Fonts et du massif de Combeynot

En plus des grands glaciers qui recouvrent des surfaces assez considérables, les cimes guisanaises abritent encore quelques petits appareils recroquevillés au creux des cirques de face Nord, à l'abri du rayonnement solaire. Ainsi, le glacier des Prés-les-Fonts est constitué, sur une largeur d'environ 1 km, d'une série de culots d'avalanches plaqués contre la haute crête protectrice du Lauzas. Ceux-ci surmontent une étroite zone de glace enfouie, sillonnée de quelques bédrières peu incisées. Les eaux de fusion y cheminent de manière assez abondante, avant de s'infiltrer rapidement dans l'épaisse couverture pierreuse qui nappe le fond du cirque.

A l'extrémité amont de la vallée de la Guisane, l'orientation Est-Ouest et l'altitude moyenne élevée des crêtes du massif satellite de Combeynot, à peine inférieure à la limite des neiges permanentes situées à cet endroit vers 3100 m, ont pour effet de multiplier les formes glaciaires de décrépitude et de favoriser la préservation des névés. L'exemple le plus frappant est représenté par le glacier de Combeynot, misérable résidu de quelques hectares tapissant la base de la face Nord du Pic Est de Combeynot (3145 m).

2. 2 - L'INFLUENCE DE L'ENGLACEMENT ACTUEL SUR L'HYDROLOGIE DE SURFACE

2. 2. 1 - Le régime des émissaires torrentiels

A l'échelle des vallons du Petit et du Grand Tabuc, les appareils glaciaires tiennent une place très honorable (respectivement 18 et 16 % de la superficie totale des bassins versants topographiques) en raison de l'altitude élevée de la Montagne des Agneaux sur laquelle ils déroulent leurs traînes. Au niveau de l'abondance spécifique (Tab. XVII), mesurée par

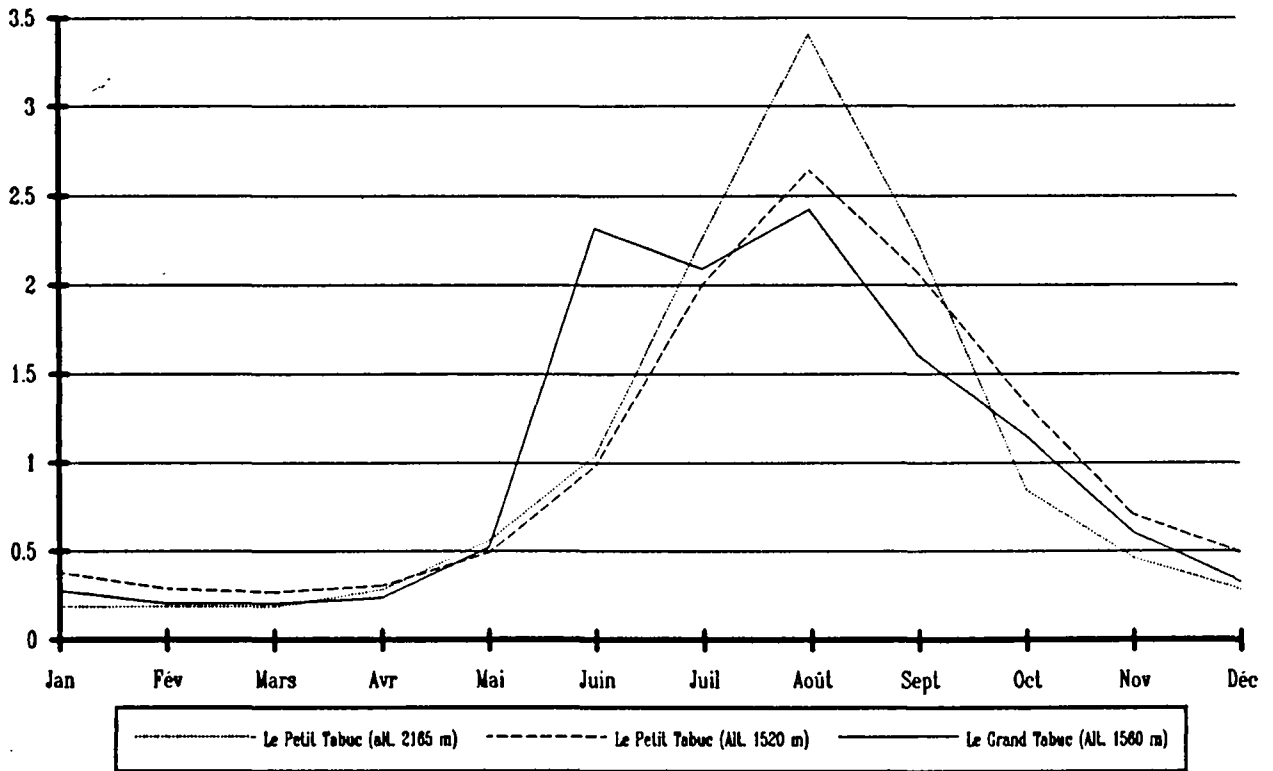
E. CARENCO (1982) pour l'année 1980, ceci se traduit par des valeurs d'autant plus élevées, que d'après l'auteur, les torrents bénéficient de venues d'eau complémentaires provenant de bassins versants limitrophes, également occupés par des glaciers. Ainsi, il considère que l'alimentation du Petit Tabuc est partiellement assurée par des apports souterrains issus du bassin géographique du Rif de la Planche, et notamment de la fusion de la partie occidentale du glacier bifluent d'Arsine. Ce surplus fut estimé par l'auteur à 300 l/s en moyenne pour 1980. La même année, le lac proglaciaire de l'Eychauda (situé en avant du glacier de Séguret Foran) aurait déversé, à la faveur d'un réseau d'accidents et de fractures tectoniques, $1.892.10^6$ m³ d'eau dans le vallon du Grand Tabuc, soit en moyenne 60 l/s équivalant à 6,6 % du module du Grand Tabuc en 1980 (910 l/s). Ces circulations occultes alimentent plusieurs sources qui, durant la saison froide, sont capables à elles seules de soutenir les débits d'étiages.

| TORRENTS | J | F | M | A | M | J | J | A | S | O | N | D | Année |
|-------------|-----|-----|-----|------|------|-------|-------|------|------|------|------|-----|-------|
| Petit Tabuc | 21 | 16 | 15 | 17 | 27 | 54 | 110 | 145 | 114 | 73 | 39 | 27 | 54,8 |
| Grand Tabuc | 16 | 12 | 12 | 14 | 30 | 133 | 120 | 139 | 92 | 66 | 35 | 19 | 57,3 |
| Le Rif | 8.4 | 8.2 | 7.7 | 12.1 | 49.7 | 113.1 | 115.1 | 66.4 | 23.5 | 23.3 | 14.2 | 5.1 | 37.5 |

TABLEAU XVII - Débits spécifiques (en l/s/km²) des bassins versants du Petit et du Grand Tabuc en 1980 et comparaison avec ceux du torrent du Rif, totalement dépourvu de glaciers (d'après Carencio, 1982)

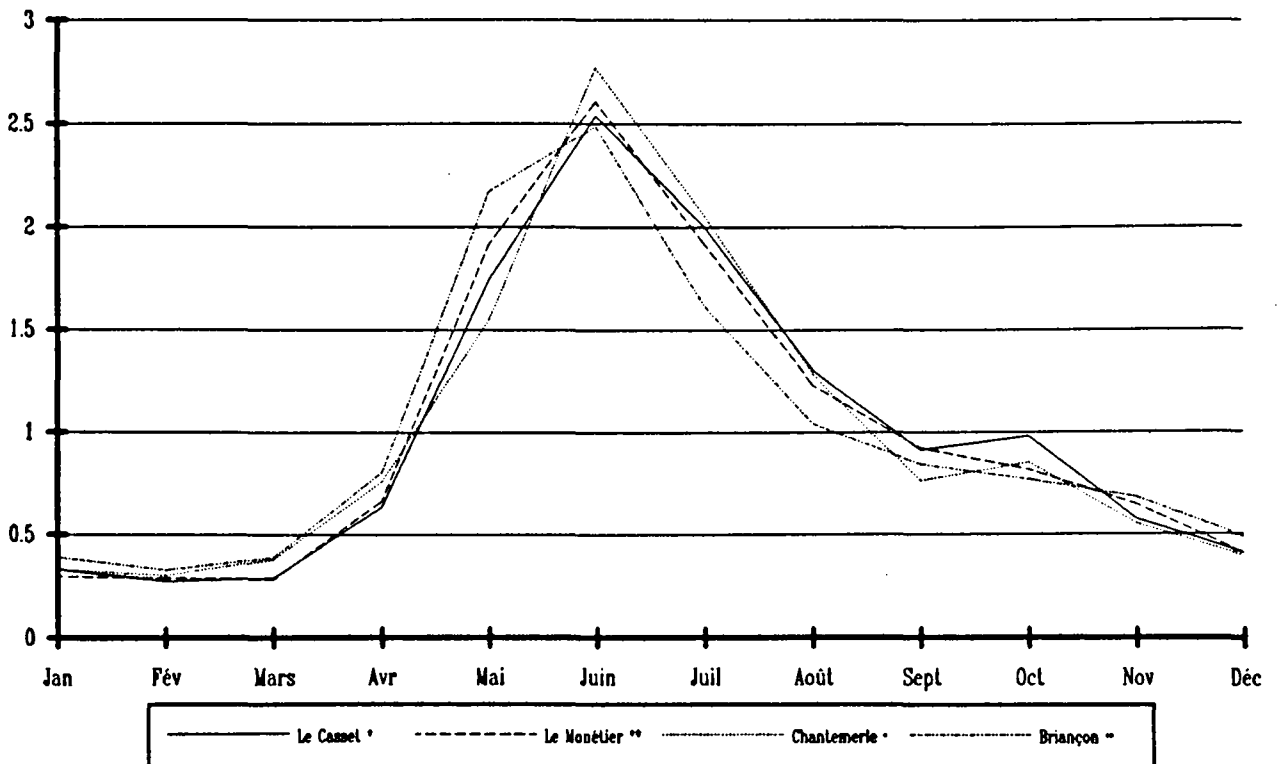
En ce qui concerne les débits moyens mensuels du Petit Tabuc, le taux d'englacement de son bassin versant est à l'origine d'un maximum d'août très prononcé correspondant à la période au cours de laquelle l'ablation glaciaire est la plus intense (Fig. 45). Durant ce mois, alors que son bassin versant ne représente que 26 % de celui de la Guisane fermé au Casset (78,5 km²), le Petit Tabuc fournissait un peu plus de 63 % du volume d'eau écoulé dans la Guisane, immédiatement en aval de la confluence. Dans le cas du Grand Tabuc, la prépondérance des apports glaciaires a été la même année concurrencée par la fusion nivale qui a occasionné une augmentation considérable des débits dès le mois de juin (2,1 m³/s contre seulement 0,48 au mois de mai). Ce rôle accru de la couverture nivale, qui est à la fois lié à une altitude moyenne moins élevée du bassin versant du Grand Tabuc et à un taux d'englacement légèrement inférieur, devient fondamental lorsque l'on aborde les débits de la Guisane (Fig. 46). Ici, les influences glaciaires s'estompent progressivement au profit d'un caractère nival de plus en plus affirmé. Celui-ci se manifeste par une rapide remontée des débits dès le mois de mai, et par un très net maximum de fin de printemps. Toutefois, la

FIG. 45 - COURBES DES QUOTIENTS MENSUELS DE DÉBIT
Sous bassins versants du Petit et du Grand Tabuc (1980)



Source : Carency (1982)

FIG. 46 - COURBES DES QUOTIENTS MENSUELS DE DÉBIT
Stations hydrométriques situées sur la Guisane



* 1976-80 ** 1904-14 et 1918-28 • 1976-84 • 1904-28

Sources : B. CARENCY (1982) et Agence de l'Eau (Rhône, Méditerranée, Corse)

participation glaciaire contribue à assurer des débits relativement soutenus jusqu'au mois d'août (coefficients mensuels de débits supérieurs à 1), même si ceux-ci ne représentent plus qu'entre 42 % (Briançon) et 51 % (Chantemerle) du volume d'eau écoulé en juin. La Guisane se caractérise donc par un régime mixte dans lequel l'alimentation glaciaire est rapidement masquée par les apports résultant de la fonte printanière du manteau neigeux (quotient mensuel de débit de 1,04 en août à Briançon, contre 1,3 au Casset).

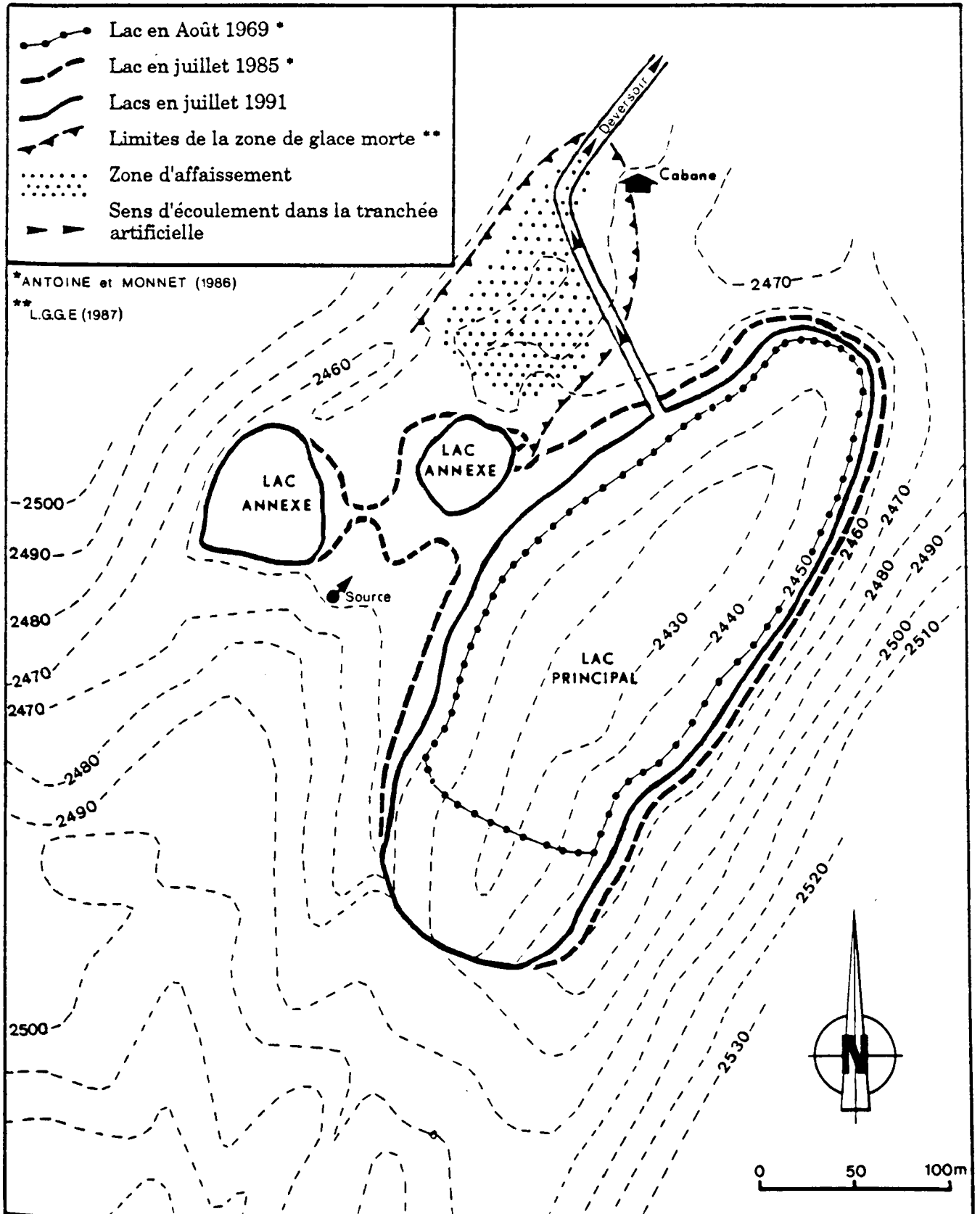
2. 2. 2 - Le lac proglaciaire d'Arsine

Vraisemblablement apparu à la fin des années quarante, consécutivement à la phase de recul prononcé qui a affecté l'ensemble glaciaire des Alpes Occidentales jusqu'en 1953 (Vivian, 1975), le lac d'Arsine est pour la première fois photographié par l'I.G.N lors de la mission aérienne La Grave-Chorge de 1952 ; il n'est alors qu'un modeste plan d'eau de 0,7 hectares situé au front du glacier homonyme. Il s'est ensuite progressivement développé en arrière d'une puissante digue morainique édifiée au cours des trois siècles précédents (Fig. 39). A la suite de la prise de conscience des risques potentiellement induits par son extension rapide, une première reconnaissance des lieux a été effectuée en 1969 (Tournier, 1970 ; Echevin, 1971), complétée en 1985-86 par une série de mesures topographiques, bathymétriques et géophysiques (Créancier et Gelbert, 1985 ; L.G.G.E., 1987). Entre ces deux dates, le volume d'eau retenue avait augmenté de 50,6 % (Tab. XVIII), et les deux petits lacs qui étaient apparus à la fin des années soixante-dix sur la rive occidentale ont été incorporés au plan d'eau principal (Fig. 47).

| Dimensions | Août 1969 | Juillet 1985 | Variation |
|--------------------------|-----------|--------------|-----------|
| Longueur (m) | 296 | 393 | + 97 |
| Largeur (m) | 180 | 227 | + 47 |
| Superficie (ha) | 3,39 | 5,91 | + 2,52 |
| Profondeur maxi (m) | 32 | 39 | + 7 |
| Volume (m ³) | 531.800 | 800.900 | + 269.100 |
| Niveau maxi (m) | 2450 | 2457,5 | + 7,5 |
| Niveau mini (m) | ? | 2444 | ? |

TABLEAU XVIII - Evolution des dimensions du lac d'Arsine entre août 1969 et juillet 1985 (d'après Vallon, 1986)

FIG. 47- ÉVOLUTION DU LAC PROGLACIAIRE D'ARSINE ENTRE AOÛT 1969 ET JUILLET 1991



Suite à ces relevés alarmants, il fut décidé de rabaisser le niveau maximum du lac d'environ cinq mètres, en créant un exutoire artificiel à travers le barrage morainique (Fig. 47) ; celui-ci entra en fonction dès le 29 juin 1986, limitant ainsi la charge hydraulique sur la levée morainique. En outre, la campagne de prospection sur le terrain a permis de préciser l'environnement géomorphologique du lac, et notamment d'estimer à environ 80 mètres l'épaisseur de la moraine frontale qui fait office de digue naturelle (Fig. 48). Même si la nature du fond de la cuvette reste inconnue, cet ordre de grandeur, corroboré par d'autres sondages réalisés à proximité du lac, laisse supposer qu'il repose entièrement sur un lit morainique dont l'épaisseur est probablement comprise entre 10 et 20 m. Ces travaux ont également mis en évidence, au Nord-Ouest du plan d'eau principal, une couche d'une dizaine de mètres de glace enfouie sous 1 à 2 m de dépôts morainiques (Fig. 47). En proie à la fusion, cette glace morte provoque une fissuration du plaquage glaciaire et des affaissements superficiels (1 à 2 mètres) d'autant plus inquiétants qu'ils affectent le canal R.T.M. (Périnet, 1990).

Le niveau du lac d'Arsine varie considérablement au cours d'une année (13,5 m en 1985). Après le minimum de fin d'hiver, la surface du plan d'eau commence à s'élever à partir du mois de mai, en liaison avec la fusion de la couverture neigeuse : le 26 mai 1986, journée marquée par un temps particulièrement clément (isotherme 0° C aux alentours de 3700 m d'altitude), les ingénieurs du Service R.T.M. de Gap (Cocheteau et *al.*, 1986) ont pu assister à une montée de 3,80 m des eaux sur une période de 24 h. L'année précédente, avant que le niveau maximum ne soit stabilisé à 2453 m d'altitude, le lac avait atteint son point culminant (2457,5 m) vers la fin juillet, avant de commencer à baisser régulièrement dès le début du mois d'août.

Le remplissage de la cuvette lacustre est d'abord assuré par une résurgence d'eau de fonte du glacier d'Arsine située sur la rive occidentale (Fig. 47), dont le débit fut mesuré entre le 20 et le 27 juillet 1985. Durant cette période, celui-ci était de l'ordre de 520 l/s (plus ou moins 100 l/s), et représentait 66 % de la quantité d'eau libérée par l'ablation du glacier (Créancier et Gelbert, 1985) ; les apports complémentaires correspondent à des écoulements subreptices provenant du ruisseau sous-glaciaire et du ressuyage de la semelle morainique. Les précipitations constituent la

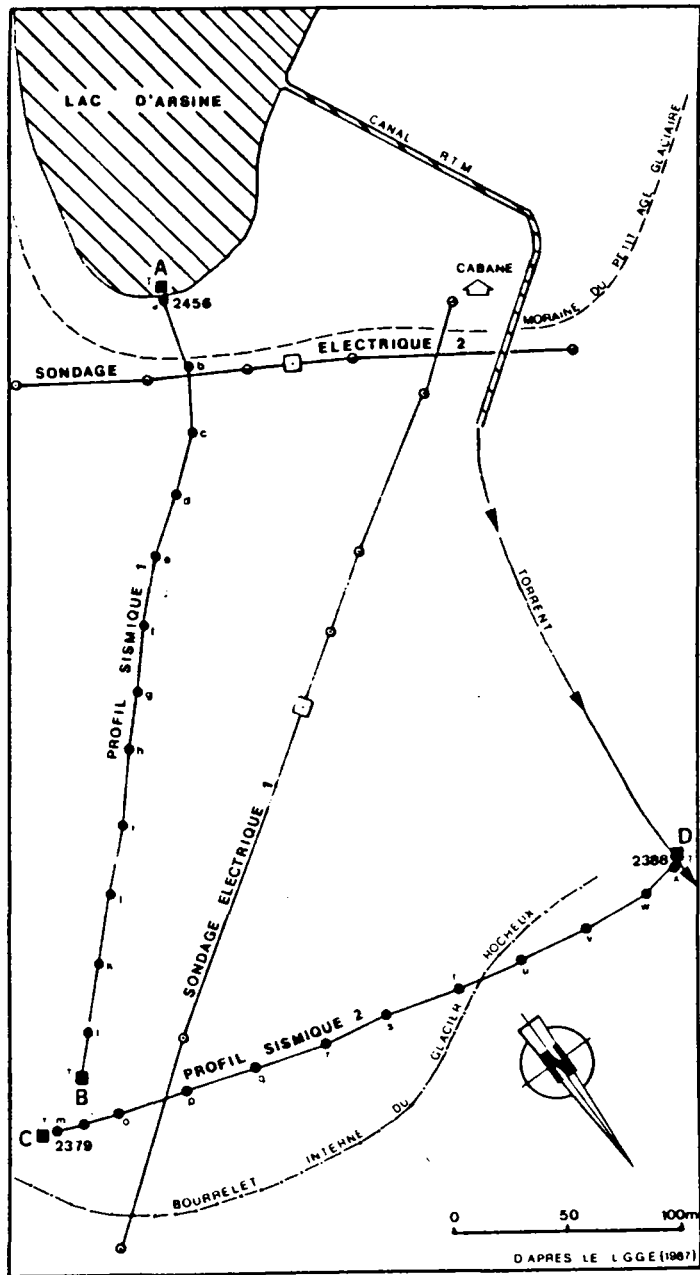
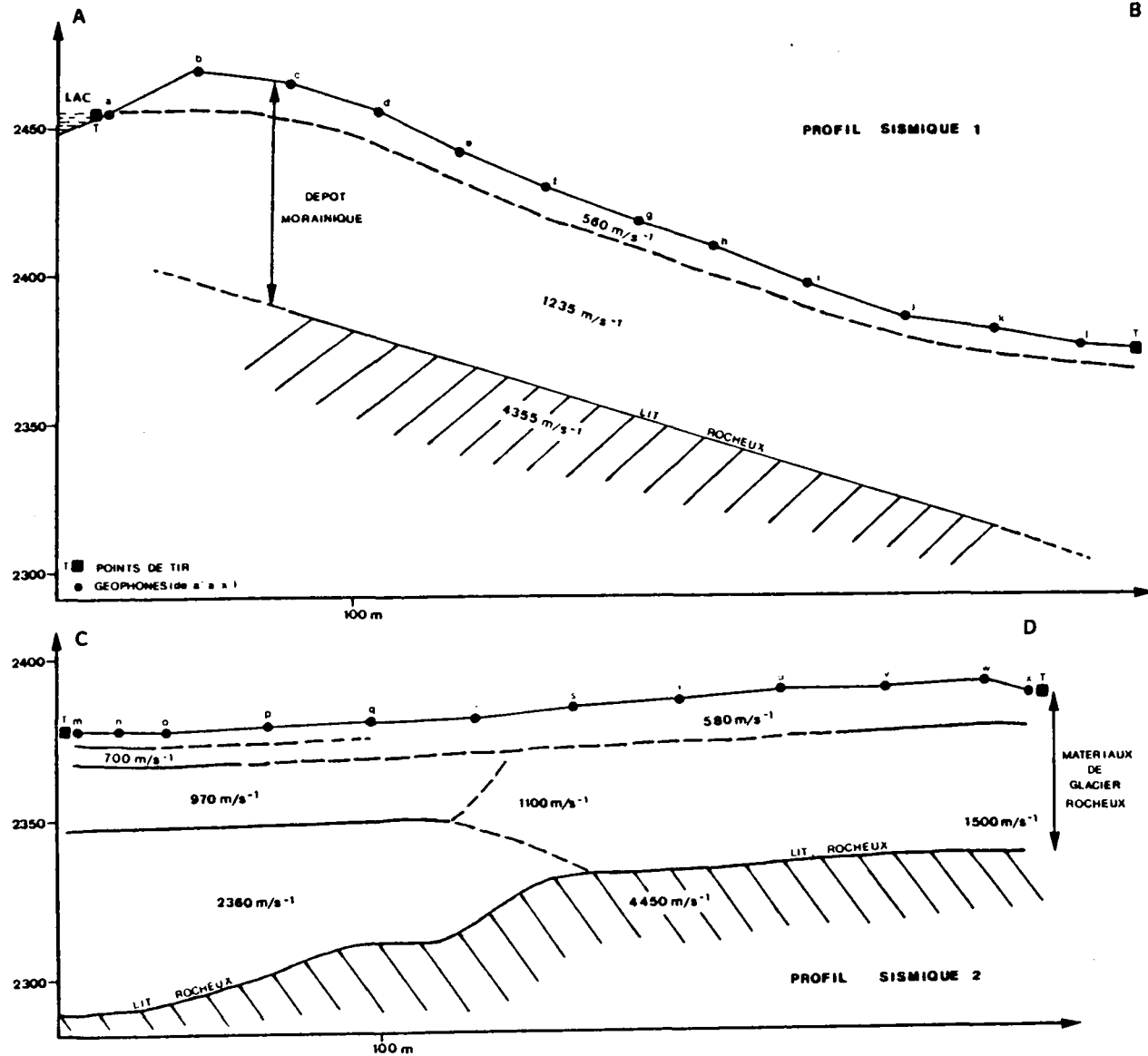


FIG. 48 - PROFILS SISMIQUES A TRAVERS LES DÉPÔTS QUATERNAIRES CERNANT LE GLACIER D'ARSINE



seconde source d'alimentation du lac. Durant l'été 1985, celles-ci ont directement déversé une moyenne de seulement 3 l/s, contribution qui est portée à 150 l/s si l'on estime que l'intégralité du volume d'eau tombé sur les 255 hectares du glacier d'Arsine regagne le bassin par ruissellement. Cependant, ces modestes valeurs ne peuvent être considérées comme réellement significatives, car les précipitations furent extrêmement faibles durant cette saison, et notamment en septembre où la station de Monétier-les-bains n'a enregistré qu'une hauteur mensuelle de 5 mm, contre une moyenne sur 35 ans (1951-1985) de 74 mm. Le lac d'Arsine se nourrit en dernier lieu des pans de glace qui se détachent du front très crevassé de l'appareil glaciaire. Ceux-ci participent à son alimentation en eau à la hauteur de 70-110 l/s. Toutefois, cet apport supplémentaire n'intervient qu'en moyenne 150 jours par an (de juin à octobre), lorsque la surface du lac est libérée de l'englacement saisonnier. En effet, aucune trace de vélage n'a pu être observée au pied de la falaise de glace durant l'hiver et le printemps (Vallon, 1989).

Avant la réalisation du déversoir artificiel, le lac d'Arsine n'avait aucun émissaire superficiel et, l'évaporation étant négligeable (Tournier l'estima en août 1969 à 15 l/s), les pertes en eau s'effectuaient essentiellement par percolation à travers les dépôts morainiques. A ce propos, il semble que le volume d'eau concerné soit subordonné aux variations altitudinales de la surface du plan d'eau : sous la cote 2453 m, le débit d'infiltration est de l'ordre de 10 à 30 l/s ; au-dessus, il s'accroît d'environ 150 l/s lorsque le niveau du lac monte de 1 m (Vallon, 1989). Ce phénomène semble être lié au colmatage progressif du fond de la cuvette par de la farine glaciaire peu perméable : en 1969, le niveau maximum du lac se stabilisa vers 2450 m, et P. TOURNIER (1971) estima que les débits d'infiltrations étaient compris entre 340 et 460 l/s. Seize ans plus tard, lorsque la surface atteignit la même altitude, les débits observés étaient dix fois plus maigres, et il fallut attendre la cote 2454 pour retrouver des valeurs comparables. Etant donné que le niveau maximum du lac est aujourd'hui stabilisé à 2453 mètres, on peut admettre que les infiltrations sont extrêmement limitées, et que l'essentiel des pertes d'eau s'opère par l'intermédiaire de la tranchée ouverte en 1986.

En l'absence de mesures récentes, il est difficile d'évaluer avec précision les répercussions d'un tel aménagement sur le régime hydrologique

du Petit Tabuc. Toutefois, il est raisonnable de penser que le rôle régulateur du lac d'Arsine, qui avait pour effets d'écréter légèrement les crues estivales et surtout de soutenir les débits d'étiages grâce aux restitutions souterraines, est actuellement fortement atténué. Par suite, le rythme glaciaire imposé au torrent du Petit Tabuc ne peut être que plus ardemment affirmé. Il n'en demeure pas moins, que la marque de l'englacement actuel du bassin de la Guisane sur l'hydrologie de surface est avant tout confinée au rebord nord-oriental du massif des Ecrins-Pelvoux. Ceci est bien évidemment lié à la distribution géographique et à la faible extension des appareils glaciaires, auxquels l'alimentation nivale oppose rapidement une puissante concurrence.

XI - PROCESSUS ET MODELÉS DU DOMAINE PÉRIGLACIAIRE

Par opposition aux quelques secteurs englacés du massif des Ecrins-Pelvoux décrits précédemment, les versants du bassin de la Guisane présentent un domaine périglaciaire froid et sec se déployant entre environ 2400 et 2900-3100 m d'altitude. Le modelé de cette frange est avant tout dominé par de vastes talus d'éboulis souvent pleinement fonctionnels qui se raccordent fréquemment au plancher des cirques par une série de bombements arqués plus ou moins accusés. Ceux-ci ont parfois tendance à s'étirer vers l'aval pour former de véritables glaciers rocheux en lobes. Cette structure fluidale s'observe également à des altitudes plus modestes (face nord-orientale du massif de l'Aréa), et affecte localement des formations indépendantes du système corniche/éboulis (secteur du col d'Arsine).

Toutes ces formes, largement développées dans le Briançonnais, ont fait l'objet depuis 1979 d'un important programme de recherche mené par B. FRANCOU dans la Combe de Laurichard (immédiatement au Sud du col du Lautaret). Les résultats de cette étude, agrémentés de données comparatives extraites de travaux réalisés dans le massif des Cerces (Dellion, 1986) et à la crête de Vars (Coutard et Manté, 1985) sont rassemblés dans une remarquable thèse de doctorat d'état (Franco, 1988) dont je m'efforcerais ici de retranscrire la substance. Bien évidemment, divers points de vue personnels seront également exposés, et des compléments descriptifs seront apportés, notamment lorsque j'aborderai les formes liées à la dynamique glaciaire interne.

1 - L'ÉBOULISATION DES PAROIS DE L'ÉTAGE PÉRIGLACIAIRE

1. 1 - ANALYSE COMPARATIVE DE LA FRÉQUENCE DES CYCLES GEL/DÉGEL ET DES CHUTES DE PIERRES

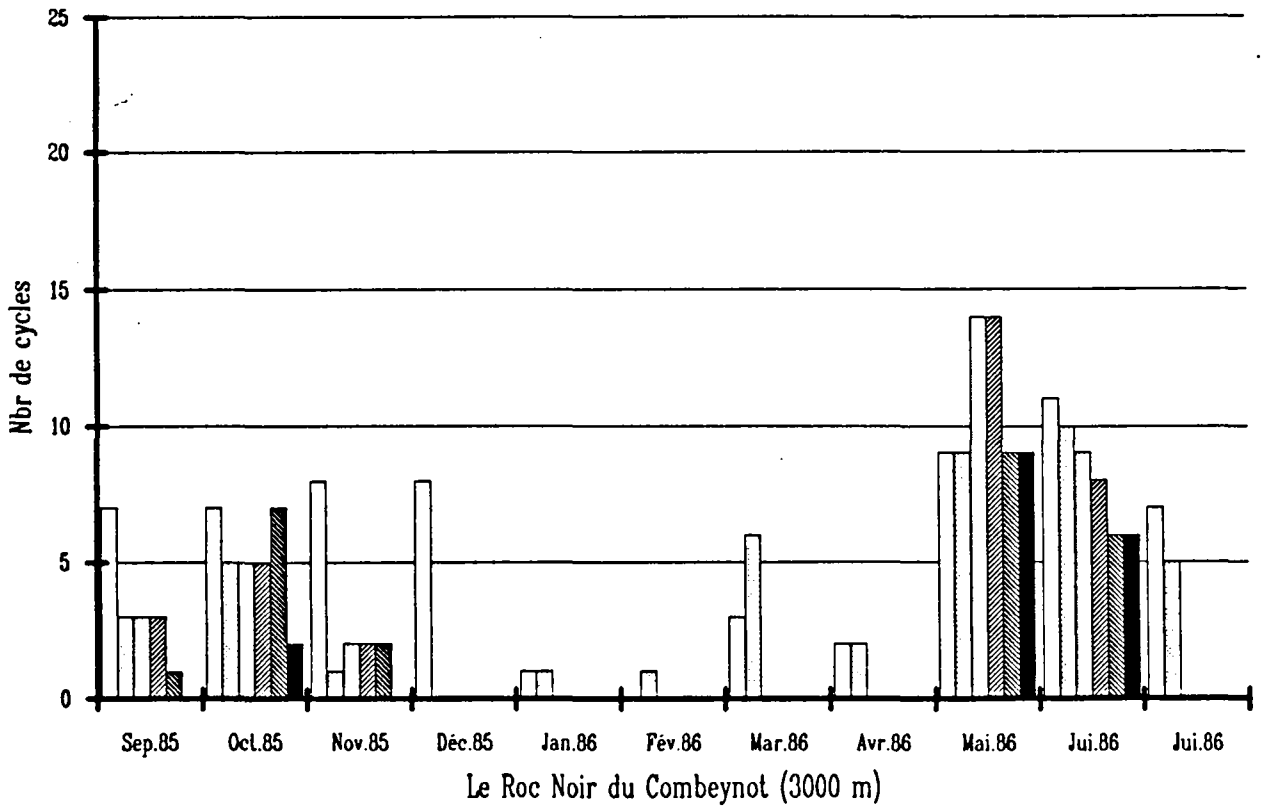
1. 1. 1 - L'évolution thermique de deux parois et ses incidences sur la conception du mécanisme de fragmentation du rocher

Depuis une dizaine d'années, le Centre de Géomorphologie du C.N.R.S. de Caen s'ingénie à promouvoir les campagnes de mesures de

températures à la surface et au sein même de parois rocheuses. En haute montagne, la première station fut installée dès le mois d'août 1981 sur l'adret de la crête de Vars, en exposition WSW. Situé aux alentours de l'isotherme 0°C (à 2450 m d'altitude), le site correspond à une corniche ruiniforme composée d'un calcaire dolomitique triasique massif et peu poreux, mais très fissuré. Cette paroi alimente encore un grand éboulis moyennement actif (phytostabilisation en voie de développement) qui s'étale jusque vers 2250 m d'altitude (Coutard, 1985). Dans le cadre du programme de Laurichard, B. FRANCOU a entrepris une démarche identique en équipant, au cours de l'automne 1984, le sommet du Roc Noir (à 3000 m d'altitude, soit sur l'isotherme -3°C) d'un appareillage adéquat, permettant d'obtenir des profils thermiques de la surface jusqu'à 50 cm de profondeur. Exposé au Nord-Ouest, le site ne bénéficie que d'un ensoleillement médiocre de fin d'après-midi, et limité aux mois printaniers. L'armature de la paroi est constituée d'un granite clair à gros grains (granite du Combeynot) extrêmement fracturé à toutes les échelles. A cette perméabilité de fissures, s'adjoint localement une porosité granulaire liée aux altérations hydrothermales subies au cours des phases orogéniques (Barbieri, 1970). A en juger par l'aspect général du talus d'éboulis sous-jacent et la vitesse de recul de la corniche estimée à 2 mm/an par B. FRANCOU (1988), cette station a été installée dans un environnement périglaciaire extrême. Le contraste avec le site précédent est donc très prononcé et justifie à lui seul une étude comparative des données recueillies, même si la non-concordance des ensembles lithologiques et des années de mesures considérées (de septembre 1983 à juin 1984 à Vars et de septembre 1985 à juin 1986 au Roc Noir) en discrédite quelque peu le bien-fondé.

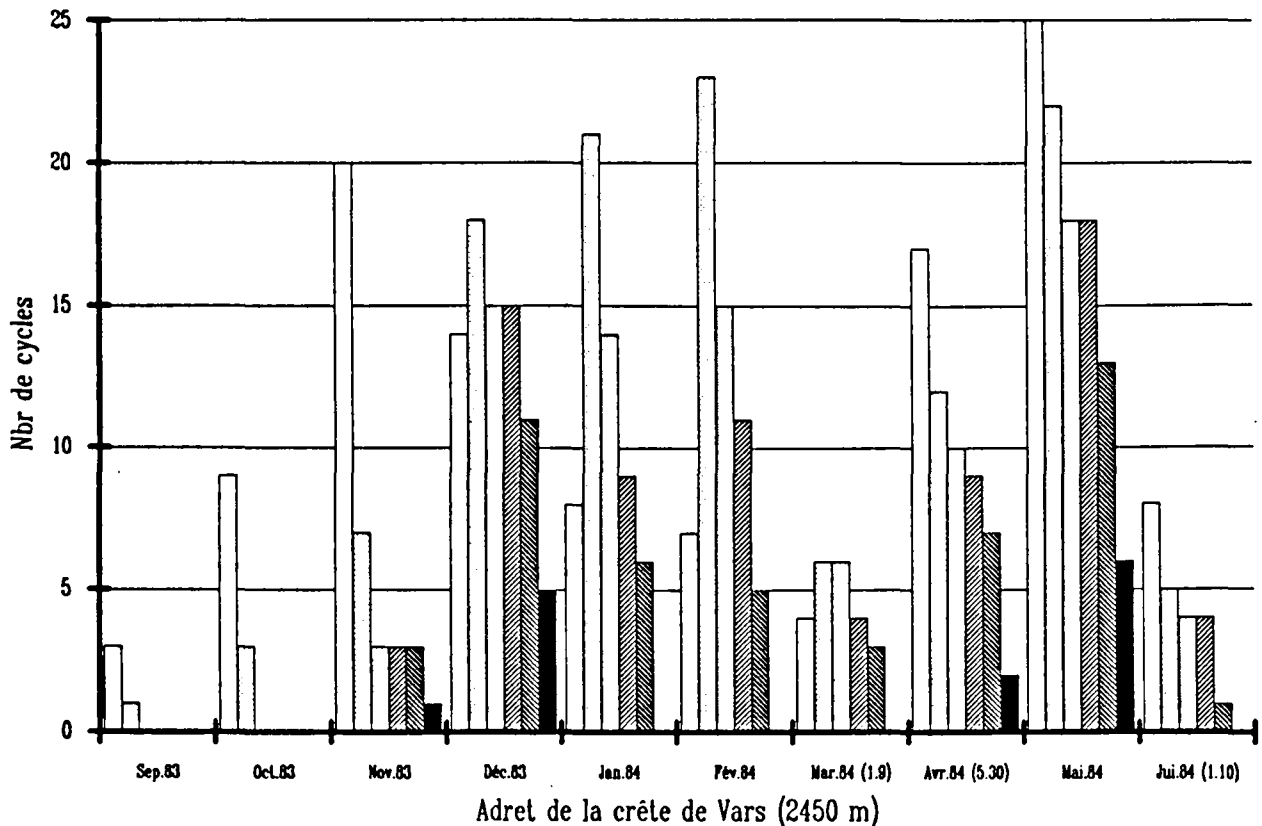
Les relevés effectués aux deux stations montrent en premier lieu une diminution logique des cycles gel/dégel vers l'intérieur de la roche : à Vars, leur nombre est de 118 à la surface de la corniche, de 73 à 12 cm de profondeur, tandis que seulement 14 alternances ont été enregistrées à -48 cm. La même évolution s'observe sur le site de la Combe de Laurichard. Toutefois, les cycles sont ici nettement moins fréquents puisque si l'on considère les deux premières sondes (en surface et à -12 cm), leur nombre se réduit respectivement à 43 et 29. Cette opposition est liée à un allongement des périodes de gel continu sur ubac qui couvrent, dans le cas du Roc Noir de Combeynot, un peu plus d'un mois dans l'air et en surface (février), cinq mois dans les 25 premiers centimètres (de décembre à avril

FIG. 49 - RÉPARTITION DES CYCLES GEL-DÉGEL AUX 6 SONDES



(1) gel continu en février. (2) gel continu en décembre. (3 et 4) gel continu de décembre à avril inclus. (5) gel continu de décembre à mi-mai. (6) gel continu d'octobre à mi-mai

Source : FRANCOU B. (1988)



(8) Gel continu pour les mois de janvier, février et mars



Source : COUTARD JP. (1985)

inclus) et sept mois à -48 cm (d'octobre à mi-mai). De la sorte, l'activité cryoclastique est cantonnée aux saisons intermédiaires (Fig. 49), notamment durant les mois de mai et de juin qui, en dépit de l'absence de données pour la première décade de mai, totalisent à eux seuls près de 76% des cycles intervenus à -12 cm (pourcentage qui s'élève à 88% à -48 cm). A l'opposé, l'adret de la crête de Vars se caractérise par un gel itératif, aussi bien à la surface de la paroi qu'à l'intérieur même du rocher : hormis la sonde -48 cm qui fait mention d'un gel permanent entre janvier et mars, les cycles interviennent dès la fin du mois de novembre, et se prolongent jusqu'à début juin (Fig. 49).

Les deux sites contrastent également par l'intensité du gel qu'ils subissent. Sur l'adret de la crête de Vars, les températures inférieures à -8° C sont extrêmement rares en année normale, surtout lorsque l'on progresse en profondeur (19% des minima en surface et 9% à 6 cm de profondeur). Par contre, les granites du Roc Noir de Combeynot endurent régulièrement des températures comprises entre -8 et -15° C (43,5% des minima relevés à -6 cm), et ceci tout au long du profil mesuré : en janvier 1985, les températures se sont maintenues pendant 17 jours vers -10/-13° C à la sonde -48 cm ; douze mois plus tard, un coup de froid d'intensité analogue affectait profondément la corniche rocheuse durant 11 jours (Francou, 1988).

Il ressort donc de ces mesures que les hautes parois d'ubac sont, pendant une bonne partie de l'année, le siège d'un froid excessif et permanent qui est de la sorte capable de se propager de manière durable à l'intérieur du massif rocheux. Les conditions d'un tel engel ne semblent pas réunies sur l'adret de la crête de Vars, où l'évolution thermique de la paroi est essentiellement marquée par une succession de cycles gel/dégel, ininterrompue depuis la fin du mois de novembre jusqu'à mi-juin. Compte tenu du moindre degré d'activité de ce second système d'éboulisation, il s'avère que la gélivation est loin de représenter le facteur fondamental dans le processus de débitage sur les parois de l'étage périglaciaire. Il semble en revanche que l'efficacité du gel sur l'ébranlement de la roche tienne en priorité à son intensité et à sa durée. La concomitance de ces deux paramètres favoriserait la croissance de lentilles de glace de ségragation le long des plans de discontinuité de la roche, en particulier dans les fissures suffisamment ouvertes pour entretenir une circulation d'eau. La pression

exercée participerait ainsi activement à l'accroissement du réseau fissural, et par voie de conséquence, au délogement progressif de blocs aux contours préétablis (*gélidisjonction* de Letavernier, 1984). Quant aux alternances gel/dégel, elles ne conduiraient, selon les observations faites par B. FRANCOU sur la face méridionale du Roc Noir de Combeynot et sur des échantillons de granite soumis artificiellement à des chocs thermiques, tout au plus qu'à une simple accélération de la désagrégation granulaire superficielle.

1. 1. 2 - Le calendrier de chutes de pierres dans la Combe de Laurichard et ses répercussions sur la perception des mécanismes de mobilisation des fragments rocheux

Les relevés effectués par B. FRANCOU entre octobre 1979 et septembre 1986 sur l'ubac du Roc Noir de Combeynot et le long de la face sud-orientale de la Pyramide de Laurichard ont consisté à répertorier les chutes de pierres au moment de la journée où elles sont les plus fréquentes, en utilisant une classification ternaire simple :

- une chute pour plusieurs heures ;
- une chute par heure ;
- plusieurs chutes par heure.

En adret, tandis que les quelques mesures de températures réalisées témoignent, comme à Vars, de la constance des cycles cryoclastiques durant toute la saison froide, la distribution des chutes de pierres est marquée par un pic majeur centré sur mai/juin et par un maximum secondaire s'établissant entre septembre et novembre (Fig. 50.a). De même, si l'apparition des gélifracsts sur les talus d'ubac coïncide globalement avec l'accroissement des alternances gel/dégel, les chutes de matériaux s'étendent sur une période bien plus longue. En effet, alors que les températures minimales se maintiennent au-dessus de 0° C dès la troisième décennie de juin, l'alimentation en débris des tabliers d'éboulis se prolonge généralement de manière soutenue jusqu'à fin juillet/début août (Fig. 50.b). A partir de ce moment, le rythme se ralentit sensiblement tout en préservant une régularité des chutes jusqu'à octobre/novembre. Par la suite, durant la période froide, l'activité est limitée à quelques brefs épisodes, et n'intéresse en règle générale que des éléments de petit calibre.

FIG. 50a - CALENDRIER DES CHUTES DE PIERRES SUR L'ADRET DE LA PYRAMIDE (Combe de Laurichard)

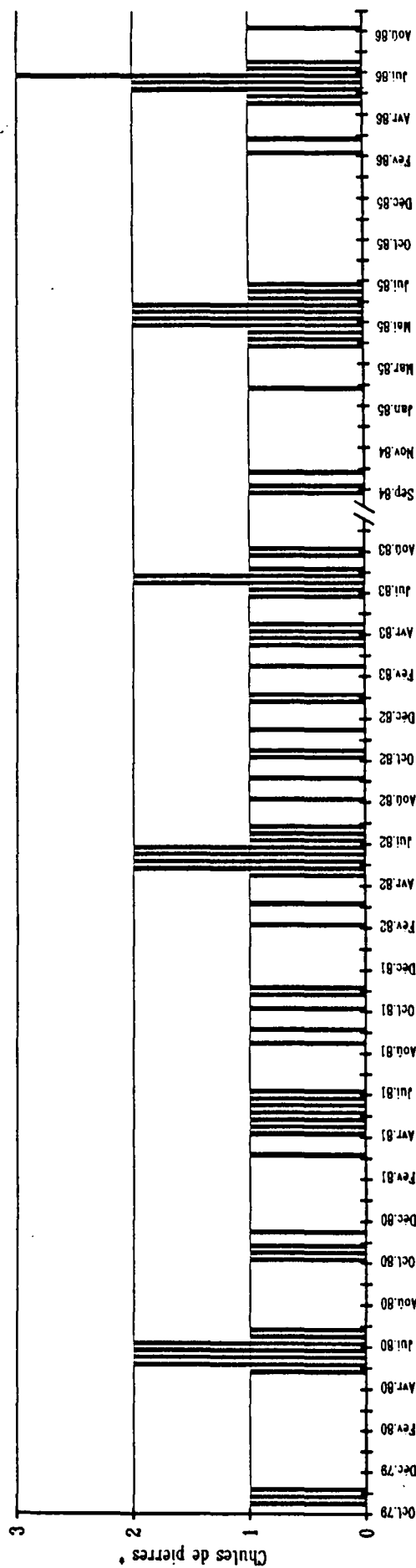
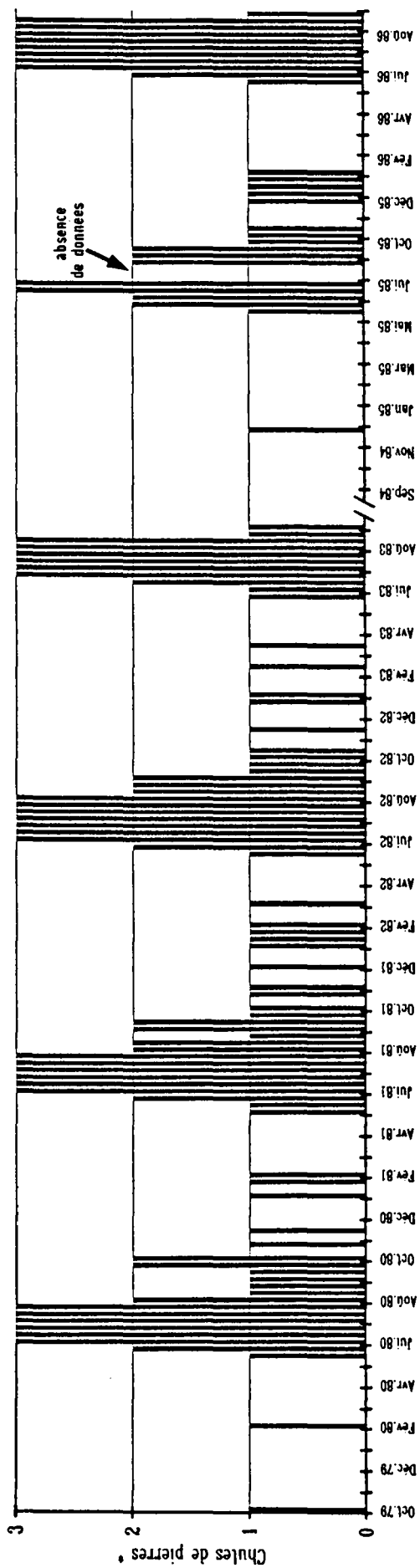


FIG. 50b - CALENDRIER DES CHUTES DE PIERRES SUR L'UBAC DU ROC NOIR (Combe de Laurichard)



* 1 - une par jour 2 - une pour plusieurs heures 3 - plusieurs par heure

Ainsi, l'analyse comparative de la distribution saisonnière des chutes de pierres et des cycles gel/dégel sur ces deux sites met en valeur un défaut de synchronisation qui démontre logiquement que le rôle de la gélivation, déjà accessoire au niveau de la fragmentation du rocher, l'est tout autant dans le processus consécutif de transmission des débris au tablier d'éboulis. De même, la faible quantité de matériaux grossiers recueillie en hiver sur les talus d'ubac (là où le gel s'installe durablement) atteste que les chutes directes (ou *chutes primaires*), dûes à la gélidisjonction, n'aboutissent que très rarement au pied de la corniche en raison de leur piégeage par les vires et de leur entassement le long des couloirs. Au contraire, la période optimale d'apparition des gélifracsts sur ces talus ombragés est décalée vers la saison estivale, lors de la phase de dégradation du manteau neigeux et de résorption des glaces de ségrégation. Indépendamment des décollements qui se déclenchent à la suite de la lubrification des plans de cisaillement potentiels que représentent les fissures (écroulements des mois de juin 1983 et 1984 ayant affecté la corniche du Roc Noir), il est fort probable que l'énorme stock d'eau libéré à ce moment contribue activement au nettoyage des parois jusqu'alors encombrées de produits issus de la mobilisation initiale. Ce phénomène est d'autant plus efficace que cette période transitoire est successivement marquée par des avalanches de grande ampleur lourdement chargées en gélifracsts, et par de petites coulées tardives capables néanmoins de mobiliser la portion la plus grossière des amas pierreux encore logés au creux des corniches. Par ailleurs, le déneigement est fréquemment accompagné, puis relayé, par de violentes averses pluvieuses durant lesquelles on peut observer une recrudescence des chutes. Celles-ci intéressent principalement les éléments de petite taille, mais elles touchent également des blocs plus volumineux, mis en porte-à-faux par lessivage de la matrice fine. Plus exceptionnellement, ces précipitations peuvent générer, lorsqu'elles deviennent très intenses, de véritables laves de ruissellement à forte charge pierreuse (*debris-flows*). Ce fut en particulier le cas le soir du 9 août 1983 où, à la suite d'une averse entièrement pluvieuse ayant déversé 17 mm d'eau en trois heures avec une pointe de 7 mm durant les trente premières minutes, deux coulées de débris ont dévalé le versant septentrional du Pic Ouest de Combeynot. Selon les estimations de B. FRANCOU (1988), la plus petite d'entre-elles aurait déposé un volume d'environ 650 m³ de matériaux sur le cône d'éboulis, ce qui correspond dans les limites de l'impluvium considéré à un recul de la corniche de 3,4 mm.

En adret, il est évident là aussi que le rythme des chutes de pierres est calqué sur celui de l'amenuisement printannier de la couverture neigeuse de la corniche et de ses talus récepteurs. Ceci rend à la fois compte du décalage qui existe avec l'optimum cryoclastique, mais également de la précocité du ralentissement de l'activité qui n'est plus assurée, généralement à partir du mois de juin, que par les averses orageuses de la saison chaude. Le maximum secondaire d'automne est quant à lui en relation avec l'installation des premières couches d'un manteau neigeux encore très instable (avalanches humides) et condamné, sur ces faces ensoleillées, à subir des épisodes de dégradation avancée jusqu'en plein coeur de l'hiver. De la sorte, les *chutes secondaires*, c'est-à-dire celles qui ont nécessité une remobilisation pour parvenir au talus, peuvent se produire durant toute la saison froide, et ainsi assurer la continuité de l'alimentation des éboulis jusqu'à l'optimum printannier suivant.

Sur ubac, la situation est toute différente car la couverture neigeuse y est plus fermement établie. Pourtant, le calendrier des chutes de pierres fait état d'une activité hivernale non-négligeable (Fig. 50.b) intéressant en majorité des fragments de petit calibre (graviers au maximum). En fait, il semble que ces chutes soient pour l'essentiel liées à l'ablation éolienne, car elles sont généralement corrélatives d'épisodes de grand souffle (Francou, 1988) ; l'action du vent s'exerce alors surtout par pression pneumatique sur la portion fine des gélifracsts déjà mobilisés, sauf peut-être dans les zones les plus altérées des roches grenues.

En définitive, le déclenchement des chutes de pierres sur les parois de l'étage périglaciaire, que d'ordinaire on attribue abusivement au mécanisme cryoclastique, relève bien souvent d'une succession de processus dont la contribution respective est toutefois encore difficile à évaluer avec précision. En outre, à en juger par leur distribution saisonnière, l'essentiel des apports se réalise lorsque les talus sont encore enveloppés de leur couverture neigeuse. De la sorte, le rôle de la neige en tant que tapis récepteur doit être d'autant plus attentivement examiné, que sur certains éboulis ombragés la persistance au cours de l'été de culots de neige résiduels fait que les chutes se produisent exclusivement en "régime nival".

1. 2 - L'INFLUENCE DU TAPIS NEIGEUX SUR LE TRANSIT DES GÉLIFRACTS LE LONG DES TALUS D'ÉBOULIS

Le comportement cinématique des blocs tombés sur des plans inclinés recouverts de neige dépend de la combinaison de deux séries de facteurs fondamentaux relevant, pour les uns, de la physionomie des gélifracts en transit, pour les autres, des particularités de la tranche superficielle du manteau neigeux.

Si la taille des fragments rocheux demeure, comme sur les éboulis dénudés, un élément contrôlant étroitement la distance parcourue, la morphologie des débris est également à prendre en considération, et plus exactement l'indice d'aplatissement qui va déterminer leur aptitude à rouler s'il est faible ($< 2,0$ d'après Franco), ou à glisser s'il est élevé ($> 2,0$). Or, contrairement à l'idée très répandue selon laquelle les blocs tombant sur un substrat enneigé glissent plus facilement et peuvent par translation descendre jusqu'au pied du talus, il semble que d'après les expériences réalisées par B. FRANCOU (1988), les particules animées d'un mouvement de rotation puissent en général aller plus loin.

Bien évidemment, les caractères intrinsèques du manteau neigeux jouent aussi un rôle déterminant sur le déplacement des blocs. Ainsi, en conditionnant en partie l'enfoncement des fragments lors notamment du premier impact, la densité épidermique fixe la quantité d'énergie dissipée à ce moment ; en situation extrême, le gélifract s'encastre littéralement dans la chape neigeuse et sa course est alors stoppée net. De la même manière, la rugosité de la surface de la neige est une donnée tout aussi capitale, car il est bien évident que les irrégularités engendrées en particulier par les avalanches ou les trous à cryoconite des périodes de fonte sont autant d'obstacles au libre déplacement des particules. Toutefois, l'analyse précise de ces paramètres est rendue très ardue car les propriétés de la neige sont susceptibles de varier rapidement, notamment durant la période optimale des chutes de pierres. On conçoit dès lors que le comportement des fragments rocheux en mouvement sur les éboulis enneigés est un phénomène hautement complexe auquel, malheureusement, les chercheurs se sont rarement consacrés de manière expérimentale.

Pour tenter de pallier quelque peu ce vide scientifique, B. FRANCOU (1988) a procédé à plusieurs lâchers de pierres cristallines sur un talus naturel d'ubac d'une trentaine de mètres de long, alors que son enveloppe neigeuse était en cours de transformation vers le névé résiduel. Pour les besoins de cette expérience, huit blocs ont été soigneusement sélectionnés en fonction de leurs caractéristiques morphologiques (Tab. XIX). A chaque séance, ils étaient largués cinq fois de suite d'une hauteur d'environ un mètre. Les mouvements adoptés durant leur descente et la distance parcourue étaient alors répertoriés.

| Type | Longueur (1) | Largeur (1) | Hauteur (1) | I. A. (2) | M.G. (3) | Poids (4) |
|----------------------|--------------|-------------|-------------|-----------|----------|-----------|
| Blocs aplatis | 6.0 | 4.0 | 1.5 | 3.33 | 3.3 | 0.030 |
| | 9.5 | 7.5 | 2.0 | 4.25 | 5.2 | 0.120 |
| | 20.0 | 15.0 | 4.0 | 4.37 | 10.6 | 1.200 |
| | 36.0 | 23.0 | 4.5 | 6.55 | 15.5 | 7.100 |
| Blocs sphéroïdaux | 6.0 | 4.0 | 3.5 | 1.43 | 4.4 | 0.050 |
| | 9.0 | 6.0 | 5.0 | 1.50 | 6.5 | 0.170 |
| | 21.0 | 10.0 | 8.5 | 1.82 | 12.1 | 2.200 |
| | 42.0 | 21.0 | 17.0 | 1.86 | 24.7 | 12.000 |

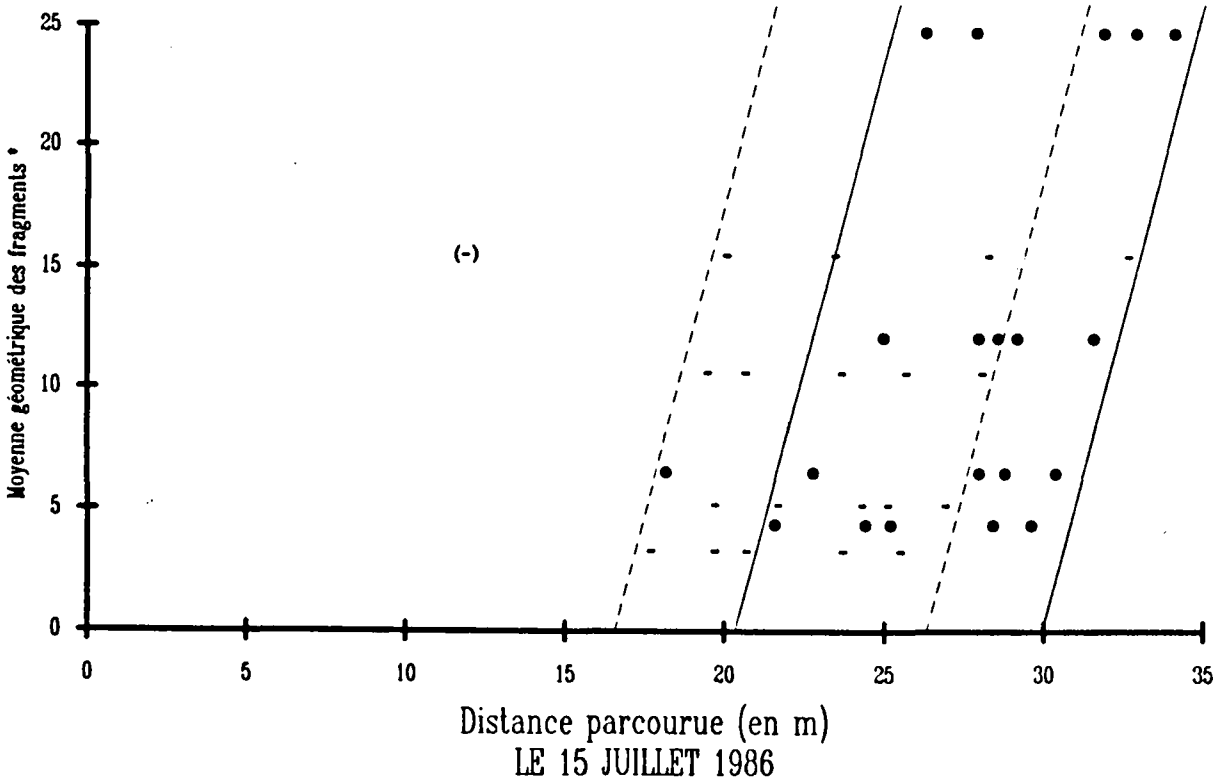
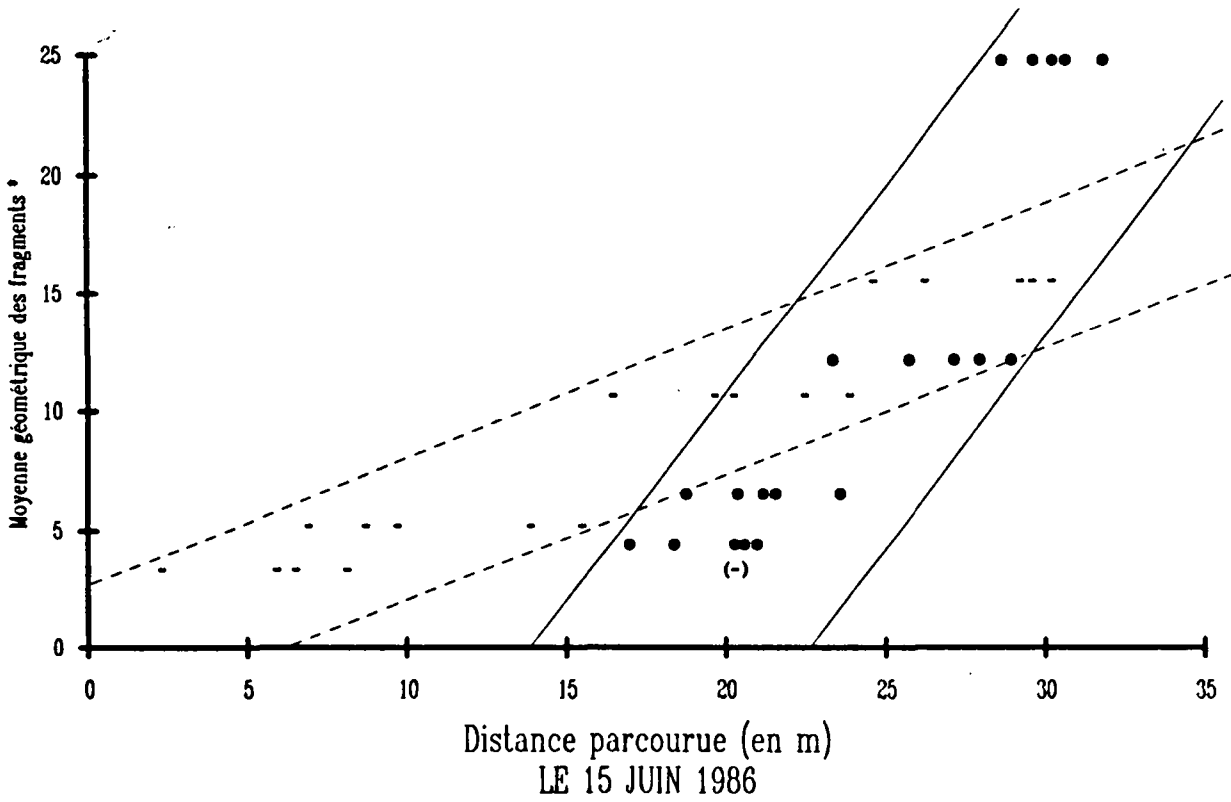
1. en cm ; 2. Indice d'aplatissement ; 3. Moyenne géométrique donnée par la racine cubique de $L \cdot l \cdot h$; 4. en kg

TABLEAU XIX - Caractéristiques morphologiques des fragments utilisés par FRANCOU B. dans ses expériences de lâchers de blocs en juin et juillet 1986

Bien que l'entreprise ait été menée à trois reprises, je ne retiendrai ici que les résultats obtenus le 15 juin 1986 et le 15 juillet de la même année, car ils représentent, quant à la physionomie du tapis neigeux, deux situations extrêmes (Fig. 51).

La première journée correspond à un contexte typiquement printanier, avec une neige très molle en surface (résistance de l'ordre de $4,5 \text{ kg/cm}^2$), tandis qu'à partir de 15 cm de profondeur, les couches montrent une certaine compaction. Dans ces conditions, le comportement des particules semble être intimement dépendant de leur forme, en particulier lorsque leur taille s'atténue. En effet, alors que la course des éléments sphéroïdaux est caractérisée par des valeurs élevées (supérieures à 17 m) et une variabilité relativement modérée (environ 15 m), la position des blocs aplatis est par contre échelonnée tout au long du talus, et ceci bien qu'ils se soient

FIG. 51 - DISTANCE PARCOURUE PAR LES PARTICULES EN FONCTION DE LEUR MORPHOLOGIE, LEUR TAILLE ET L'EVOLUTION DU MANTEAU NEIGEUX



- Blocs "plats" • Blocs sphéroïdaux

* $Mg = \sqrt[3]{L \times l \times h}$

pratiquement tous déplacés par glissade (87,5 % d'entre-eux). "Il faut donc croire que la masse augmentant, la croissance de la portance compense nettement celle du frottement résultant de l'extension de la surface en contact avec la neige, phénomène très connu dans le domaine du ski" (Francou, 1988). En revanche, le mouvement de rotation qui anime l'intégralité des sphéroïdes implique une réduction des contacts avec le substrat neigeux, et par ce biais limite l'écart entre les distances parcourues par les grosses et les petites particules.

Un mois plus tard, la couverture neigeuse résiduelle a considérablement durcie (résistance de l'ordre de 40 kg/cm²). Dans le même temps, sa surface s'est accidentée d'une multitude de petites dépressions de 20 à 40 cm de profondeur, occasionnées par l'enfoncement progressif des gélifracts sous l'effet de leur propre chaleur (trous à cryoconite). Sur cette neige, dont la densité est proche du névé, l'avantage des débris orbiculaires s'amenuise très nettement, car près des trois-quarts des blocs aplatis se sont mis à rouler sur leur tranche. Toutefois, l'homogénéisation du mode de déplacement ne s'est pas traduite par une concentration des fragments rocheux dans un secteur précis du talus, puisque la variabilité des distances parcourues demeure de l'ordre d'une quinzaine de mètres pour les deux groupes morphologiques pris isolément. En fait, leur distribution sur le talus d'éboulis a été presque entièrement guidée par les irrégularités de la surface enneigée, et notamment par les trous à cryoconite qui ont piégé la grande majorité des fragments en transit.

Cette ultime observation n'est pas de moindre importance car elle va à l'encontre du schéma classique de fonctionnement des bourrelets protaliques ("*protalus repart*" ou plus traditionnellement "*moraine de névé*"), fondé sur la concentration des débris sur une étroite portion du profil de l'éboulis, à la suite de leur glissement sur un névé résiduel (Hamelin et Cook, 1967). Pour qu'un tel modèle puisse être réellement envisageable, il faudrait que de nombreux fragments soient stoppés dans leur course par un bombement préexistant, que l'accrétion pierreuse ne ferait qu'envelopper partiellement. Dans ce cas, la contribution du mécanisme gravitaire n'est que secondaire, et en conséquence, d'autres phénomènes doivent être invoqués pour expliquer l'origine du renflement générateur. De plus, on doit constater que la plupart des bourrelets protaliques développés dans la région ont une forme en croissant, dont les extrémités s'enracinent dans l'éboulis selon une direction

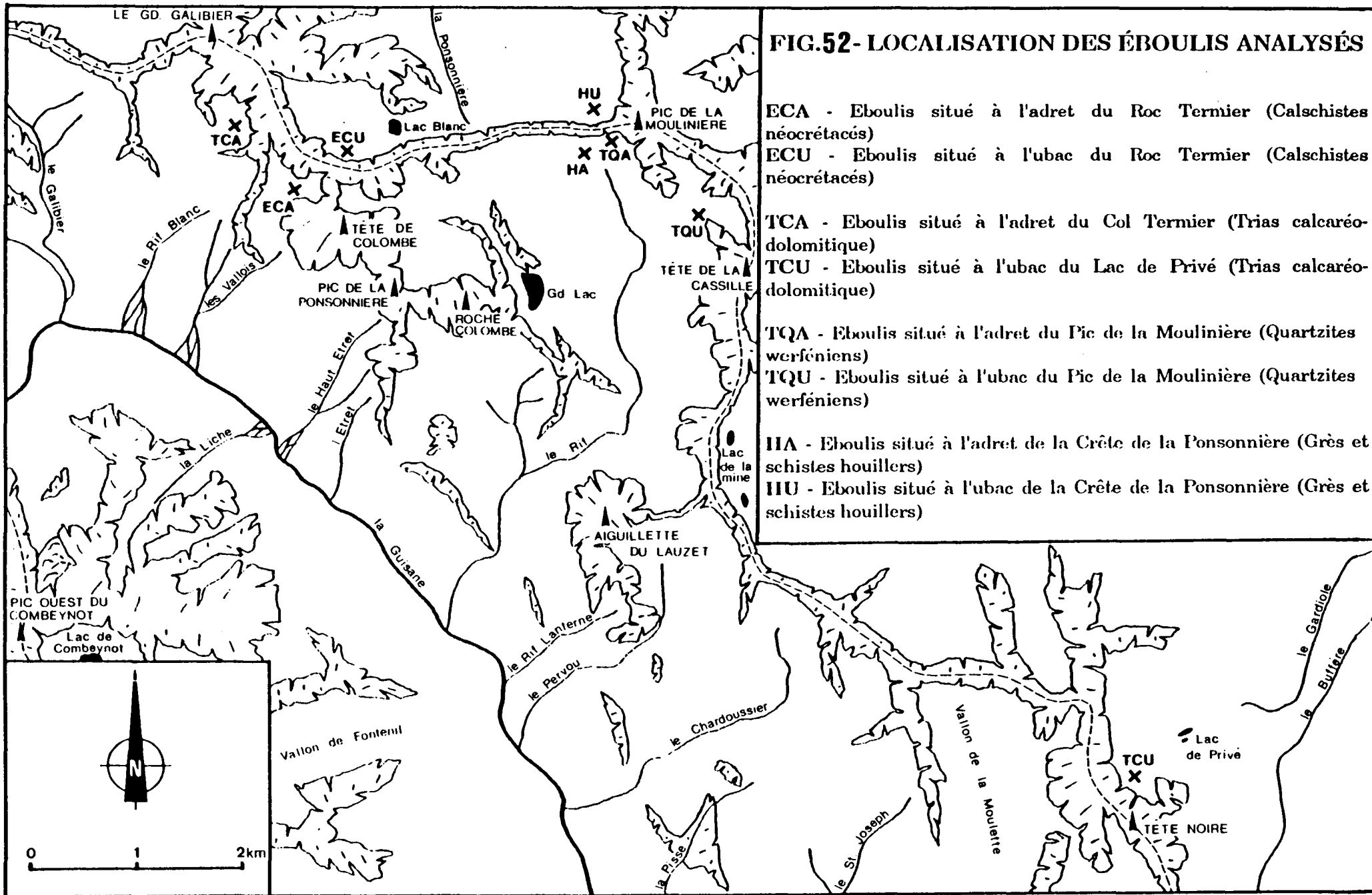
oblique, voire même parallèle à la ligne de pente. Cet agencement particulier, incompatible avec le processus auquel les auteurs se sont souvent rattachés inopportunément (Gignoux, 1946 ; Boyé, 1952), est en réalité révélateur d'un fluage lié à la présence, à un moment donné, de glace dans les dépôts de pied de paroi. A ce niveau, la contribution du manteau neigeux est probablement loin d'être négligeable, dans la mesure où par enfouissement sous les gélifracts, certains résidus sont progressivement incorporés au talus ; ce phénomène est d'ailleurs actuellement observable au pied de nombreuses parois ombragées du massif des Ecrins-pelvoux.

Ainsi, il semble qu'à la lumière des travaux de B. FRANCOU, il ne faille pas exagérer outre mesure l'influence de la couverture neigeuse en tant que tapis récepteur des gélifracts. En effet, il apparaît que son rôle se limite bien souvent à une simple sélection morphologique des débris le long du profil de l'éboulis. En revanche, les amas neigeux qui se logent parfois au contact des talus ombragés et de leurs parois nourricières sont, compte tenu de la vigueur de la pente à cet endroit et de la proximité de la zone d'alimentation, beaucoup plus efficaces dans le refoulement des fragments vers l'aval. Ceci se traduit, si ce n'est par une petite dépression longiligne, tout au moins par un liseré moins pentu venant souligner la base des corniches rocheuses, en particulier lorsqu'elles sont massives et subverticales.

1. 3 - CARACTÉRISTIQUES MORPHO-SÉDIMENTAIRES DES SYSTEMES CORNICHES/ÉBOULIS

1. 3. 1 - Approche morphométrique

Après avoir analysé les mécanismes intervenant dans le transfert des matériaux de la corniche à l'éboulis, il convient à présent d'aborder l'aspect purement physionomique du modelé résultant. C'est dans ce but, qu'entre 1980 et 1986, FRANCOU B. et DELLION F. ont effectué des mesures précises de pente (selon un pas de 10 ou 20 m) le long de l'axe majeur de trente talus. Toutefois, je ne retiendrai dans un premier temps que les huit relevés réalisés dans les principaux lithofaciès du massif sédimentaire des Cerces - Grand Galibier (Fig. 52), cinq des profils établis sur l'adret de la Pyramide de Laurichard (Gneiss), ainsi que les deux exemples d'éboulis



granitiques situés de part et d'autre de la Tête de Pradiou (face sud du massif du Combeynot) ; les autres me paraissant, pour diverses raisons, d'un intérêt secondaire. De même, dans le souci d'estomper les interférences liées à la dynamique interne des dépôts de pied de paroi, les valeurs de pente correspondant à des bourrelets protaliques de fluage n'ont pas été prises en compte.

Etant donné que les dimensions de ces talus varient considérablement (de 160 m pour le plus court jusqu'à 340 m pour les plus grands), il est difficile de se prêter à une analyse comparative sans être confronté à des problèmes d'échelle. C'est pourquoi, à la suite de FRANCOU B. (1988), j'ai procédé à un réajustement des longueurs en divisant, pour chaque intervalle de mesure, la distance cumulée depuis la base de l'éboulis, par la longueur totale du talus. Cette simple opération permet, en étalonnant la taille des échantillons sur les bases d'un même coefficient, de déboucher sur une représentation graphique des données clinométriques (Fig. 53-54 et 56-57). Sachant que la concavité d'un versant est proportionnelle à la vitesse d'atténuation de sa pente, les profils obtenus par cette méthode traduisent ainsi le degré de courbure des talus par l'angle qu'ils font avec l'axe des abscisses

S'agissant des éboulis en terrains sédimentaires cohérents (calcaires dolomitiques et quartzites du Trias), on constate d'emblée qu'ils présentent un changement de tendance dans la zone médiane du talus (Fig. 53) : alors que le segment supérieur, pratiquement parallèle à l'axe des abscisses, accuse une pente régulière proche de la rectitude, l'inclinaison de la portion inférieure tend à diminuer beaucoup plus rapidement, ce qui correspond à une incurvation plus prononcée du profil. Dans le même temps, la distribution a subi un certain éclatement en raison de la plus forte décroissance de la déclivité des éboulis quartzitiques.

Cette dispersion des valeurs se retrouve tout au long des talus en faciès schisteux (Fig. 54), sans toutefois qu'elle puisse être ici incombée à une quelconque opposition entre les calschistes néocrétacés-paléocènes et les schistes gréseux du Carbonifère. En revanche, il apparaît clairement que le profil des talus calschisteux de l'échantillon retenu est plus heurtée dans le

FIG. 53 - PROFILS CLINOMETRIQUES DE QUATRE EBOULIS EN FACIES MASSIF
(rive gauche de la Guisane, massifs des Cerces et de Tête Noire)

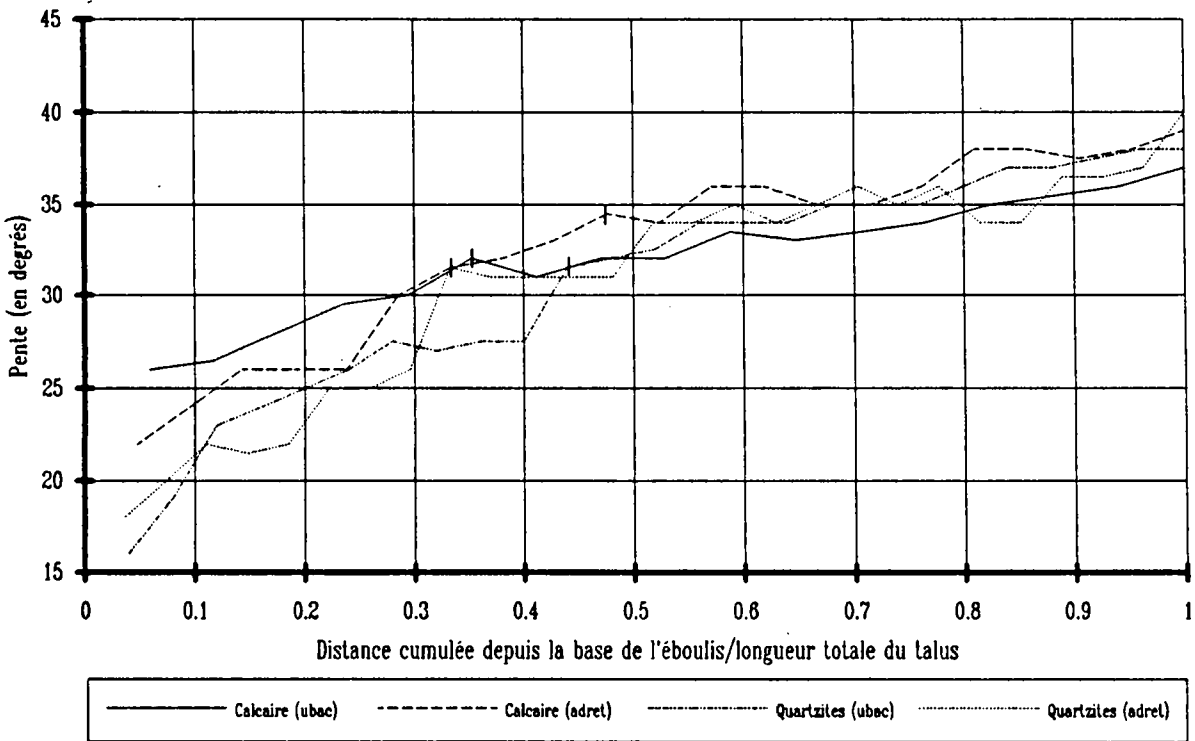
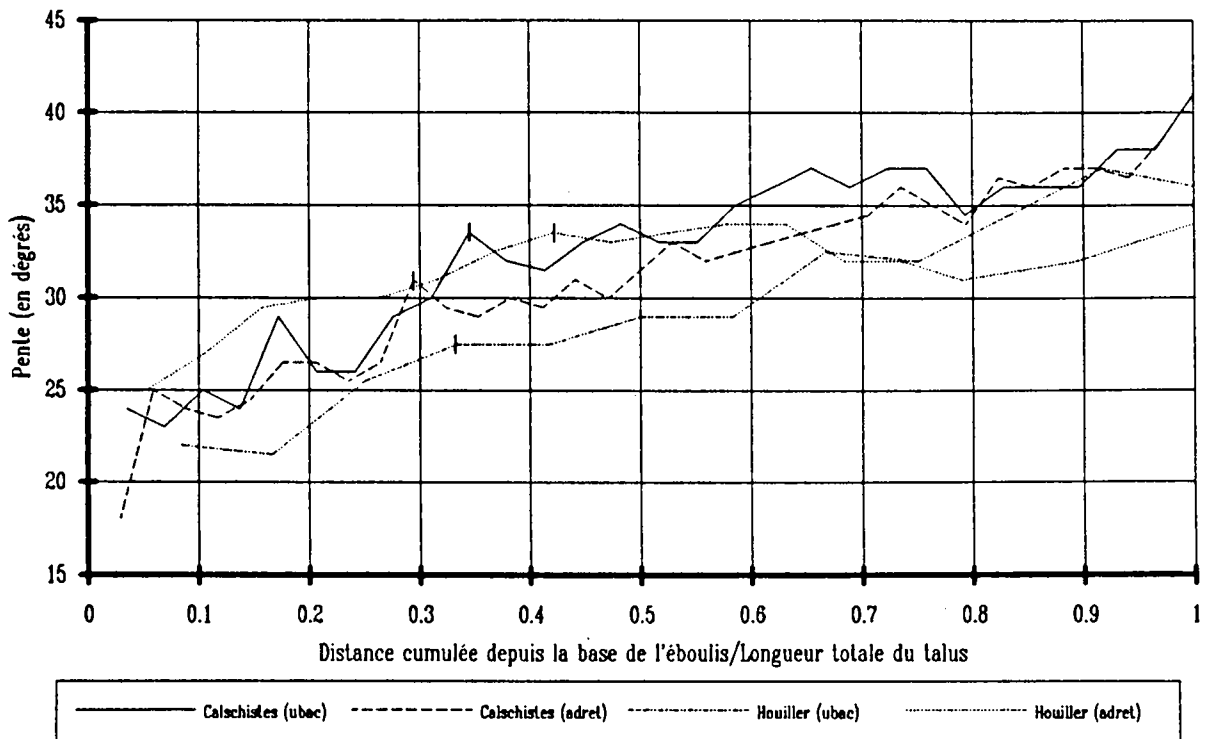


FIG. 54 - PROFILS CLINOMETRIQUES DE QUATRE EBOULIS EN FACIES SCHISTEUX
(rive gauche de la Guisane, massif des Cerces)

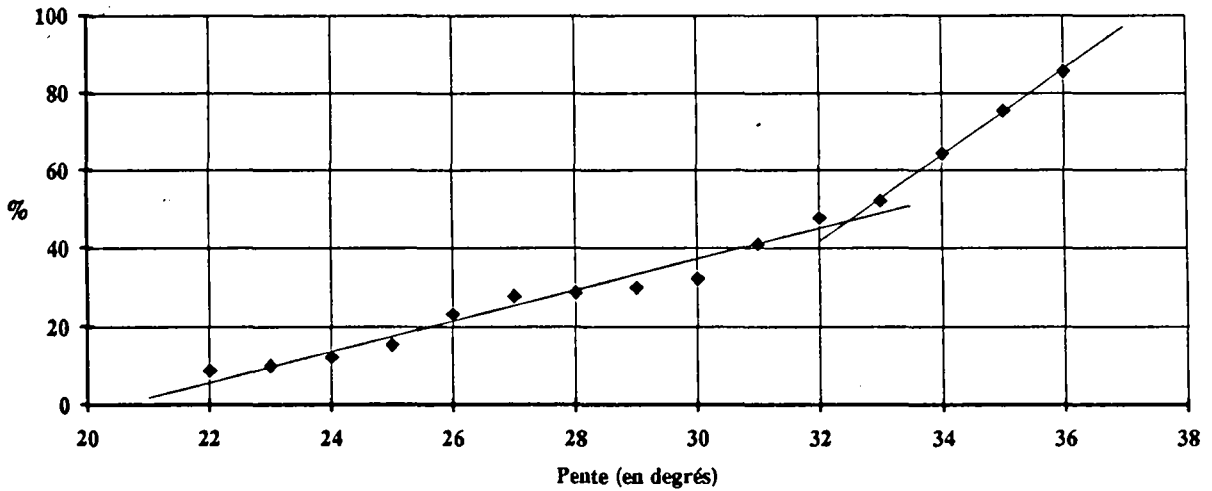


détail, car ils sont le siège de nombreuses coulées superficielles (Dellion, 1986). A plus petite échelle, si l'on fait abstraction de l'adret de la crête de la Ponsonnière (Schistes et grès du Houiller) qui présente une légère convexité centrale, la partie haute de ces profils se distingue somme toute assez peu de celle des éboulis en roches massives. La différence semble plutôt résider dans la concavité de la section basse qui intervient plus timidement et se développe sur une longueur généralement plus réduite. De ce fait, les dépôts de pied de parois schisteuses ont tendance à présenter un profil globalement plus uniforme, même si la division binaire du rayon de courbure demeure sensible.

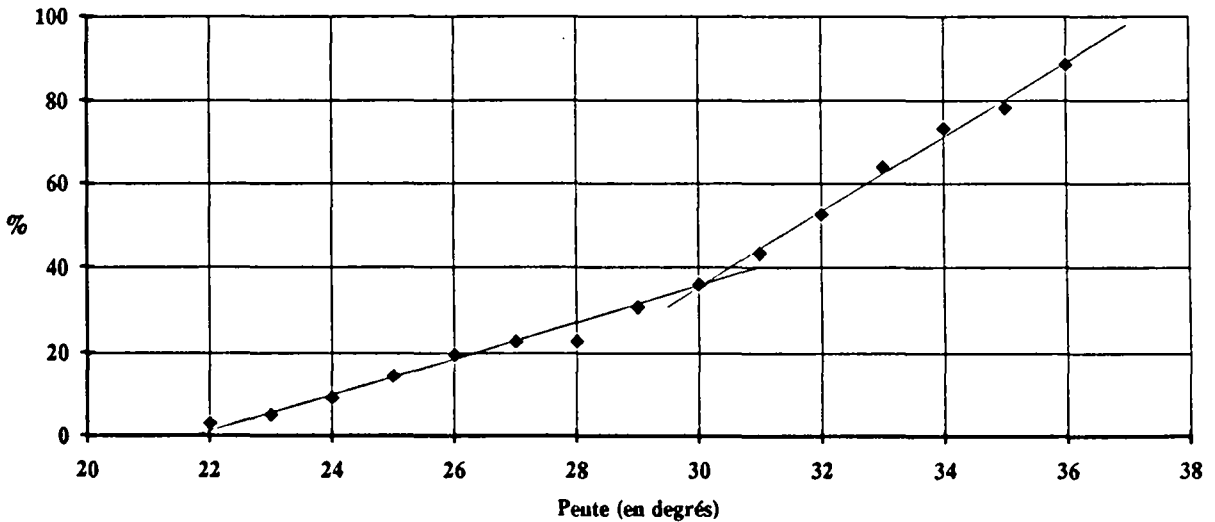
Cette segmentation des profils transparait également dans la distribution des pentes. En effet, admettant qu'en règle générale la déclivité des talus s'accroît progressivement vers le haut, on peut raisonnablement penser que la forte représentation d'une valeur, ou d'un groupe de valeurs successives, est nécessairement liée à la présence d'un tronçon plus tendu. De ce fait, sur un diagramme de fréquences cumulées des pentes, la concavité d'une section sera inversement proportionnelle au redressement de la courbe résultante. C'est ainsi que pour les éboulis en terrains sédimentaires massifs (Fig. 55.a), on retrouve une opposition entre un secteur supérieur sublinéaire rassemblant les intervalles ayant une inclinaison minimale de 33° , et une portion plus concave à la base. Un tel modèle biphasé s'applique aussi aux talus en faciès schisteux (Fig. 55b). Toutefois, la différence entre les deux rayons de courbure est ici moins importante puisque la discontinuité entre les droites d'ajustement est moins accusée. De plus, alors que dans le cas des termes cohérents les valeurs de pentes étaient partagées équitablement entre les deux sections (point d'inflexion situé vers 45 %), le segment inférieur des éboulis schisteux regroupe à peine 40 % des intervalles de mesure. Ceci est la traduction indiscutable d'une concavité basale plus courte qui ne concentre que les pentes ayant une inclinaison maximale de 30° , soit deux degrés de moins que pour les éboulis calcaréo-dolomitiques et quartzitiques. Sur cet aspect, les dépôts de pied de parois schisteuses sont plus proches des éboulis du massif du Combeynot dont le point d'inflexion est en moyenne situé vers 31° (Fig. 55.c). De même, il semble qu'au seul regard des courbes de fréquences cumulées, les gneiss et les granites engendrent des talus à concavité basale

FIG. 55 - COURBES DES FREQUENCES CUMULEES DES VALEURS DE PENTES POUR CHAQUE LITHOFACIES

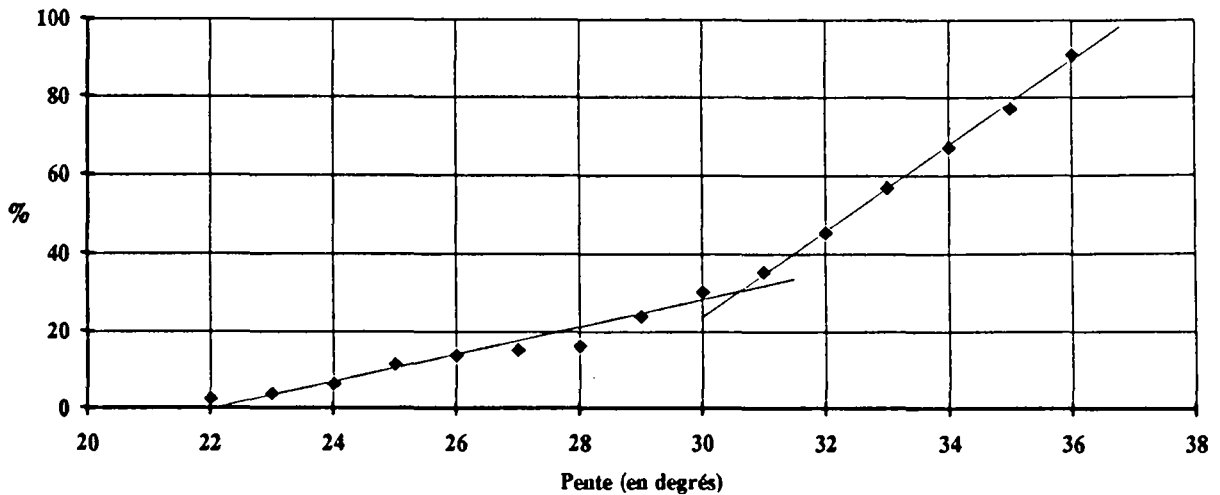
A - calcaires dolomitiques et quartzites du Trias



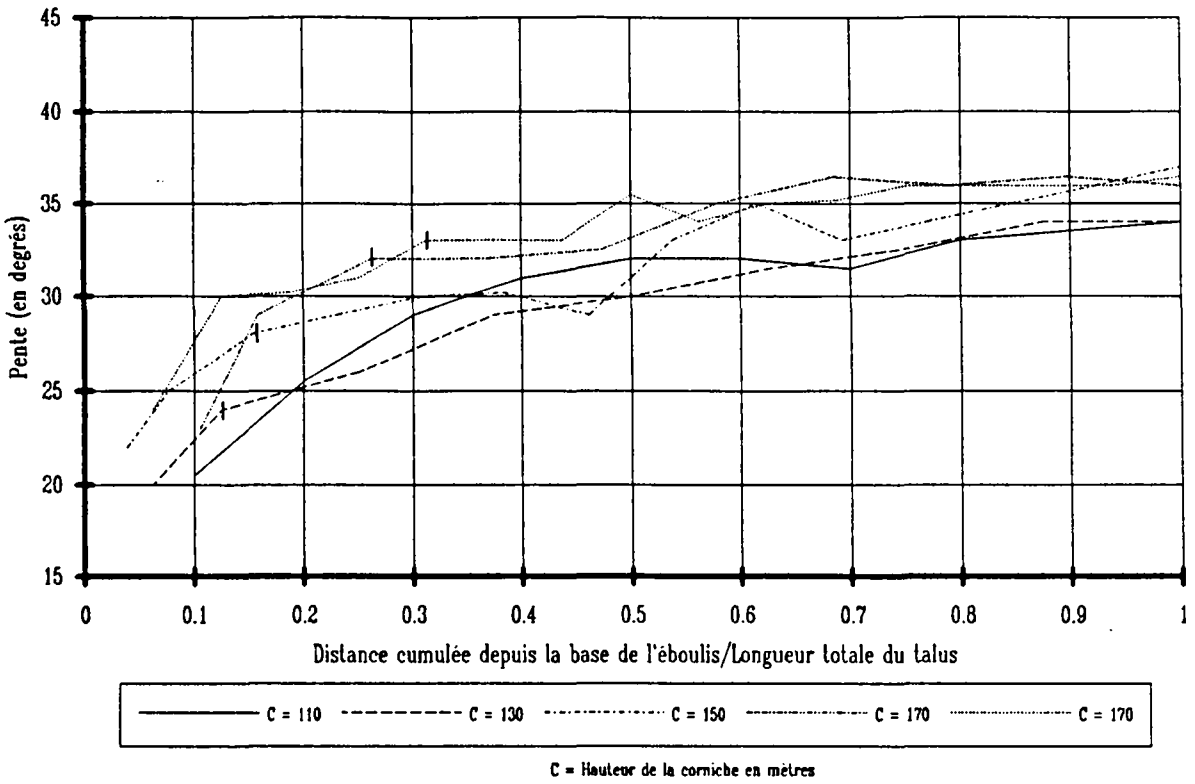
B - calschistes néocrétacés et schistes gréseux du Houiller



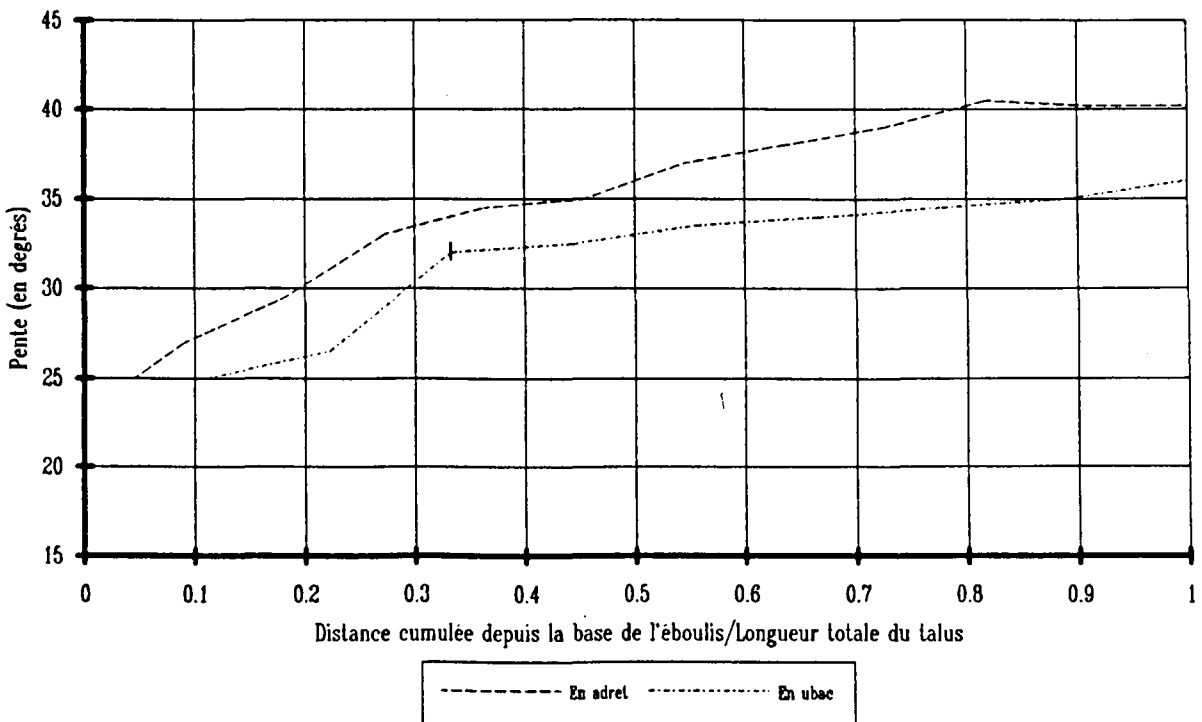
C - gneiss et granite du Combeynot



**FIG. 56 - PROFILS CLINOMETRIQUES DE CINQ EBOULIS DE GNEISS
(adret de la Pyramide de Laurichard, massif du Combeynot)**



**FIG. 57 - PROFILS CLINOMETRIQUES DE DEUX EBOULIS DE GRANITE
(Cime de la Tête de Pradiou, massif du Combeynot)**

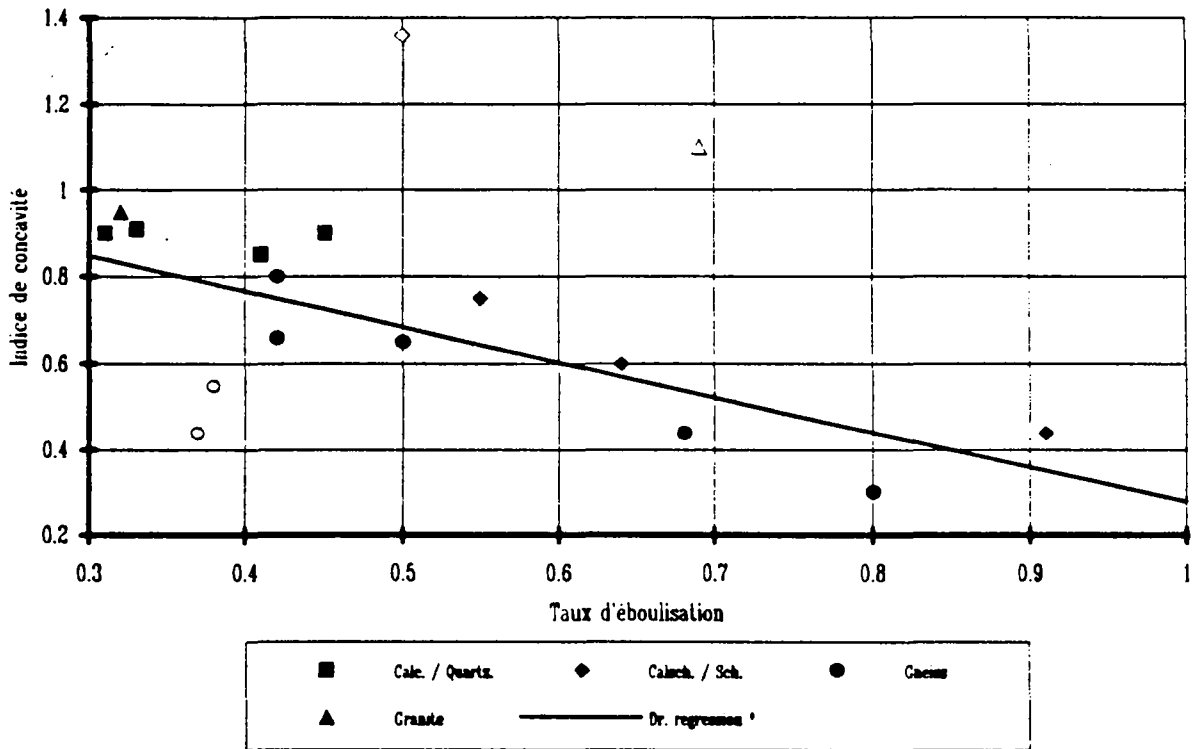


qui, bien qu'elle tranche nettement avec l'incurvation du segment supérieur, est encore plus courte que pour les termes schisteux (seulement 30 % des intervalles de mesure). Les profils clinométriques de ces derniers confirment d'ailleurs cette situation, car ils attestent que les ruptures de phase se cantonnent au tiers inférieur des talus (Fig. 56 et 57).

Les relevés de pentes effectués sur la retombée sud-orientale de la Pyramide de Laurichard offrent la possibilité d'aller plus loin dans l'analyse, car ils permettent d'entrevoir l'importance de l'énergie de la corniche dans la détermination du profil des éboulis (Fig. 56). En effet, alors que le talus dominé par une paroi haute de 110 m présente une pente s'atténuant de manière relativement progressive, l'incurvation des éboulis alimentés par les murailles rocheuses les plus élevées (170 m) intervient plus brutalement, après une longue portion sublinéaire occupant les deux-tiers supérieurs du profil. Les courbes correspondant aux systèmes ayant une corniche de 130 et 150 m de dénivelée montrent, quant à elles, une situation intermédiaire, où la concavité, n'intervenant d'abord que très graduellement, ne s'affirme véritablement qu'à proximité de la base de l'éboulis. De la même façon, l'allure générale des talus situés de part et d'autre de la cime granitique de Pradiou semble être subordonnée à la taille de la paroi surplombante (Fig. 57). Ainsi, à la courbure uniforme du versant régularisé d'adret, s'oppose le modèle biconcave de l'éboulis d'ubac qui, au-dessous d'une corniche encore massive, fait se succéder un long segment sommital à pente rectiligne et une flexure fortement marquée dans le tiers inférieur.

Afin de donner une expression plus éloquente de cette relation, FRANCOU B. (1988) a tenté de mettre en corrélation deux paramètres traduisant d'un côté le rayon de courbure moyen du talus d'éboulis, de l'autre la hauteur de la corniche. Pour cela, il a utilisé un indice de concavité correspondant à la perte d'inclinaison par unité de mesure (celles-ci ayant toutes été ramenées à un pas de 10 m), et un taux d'ébouilisation donné par le rapport entre la hauteur du talus et la dénivelée totale du système corniche/éboulis ($H_o/H_i=1$ lorsque la paroi est complètement régularisée) Appliquée aux 15 sites sélectionnés précédemment et à deux transects supplémentaires situés également au pied de la Pyramide de Laurichard (Fig. 58), cette méthode permet, dans les trois-quarts des cas (points noirs sur le graphique), de confirmer que la concavité globale des éboulis est

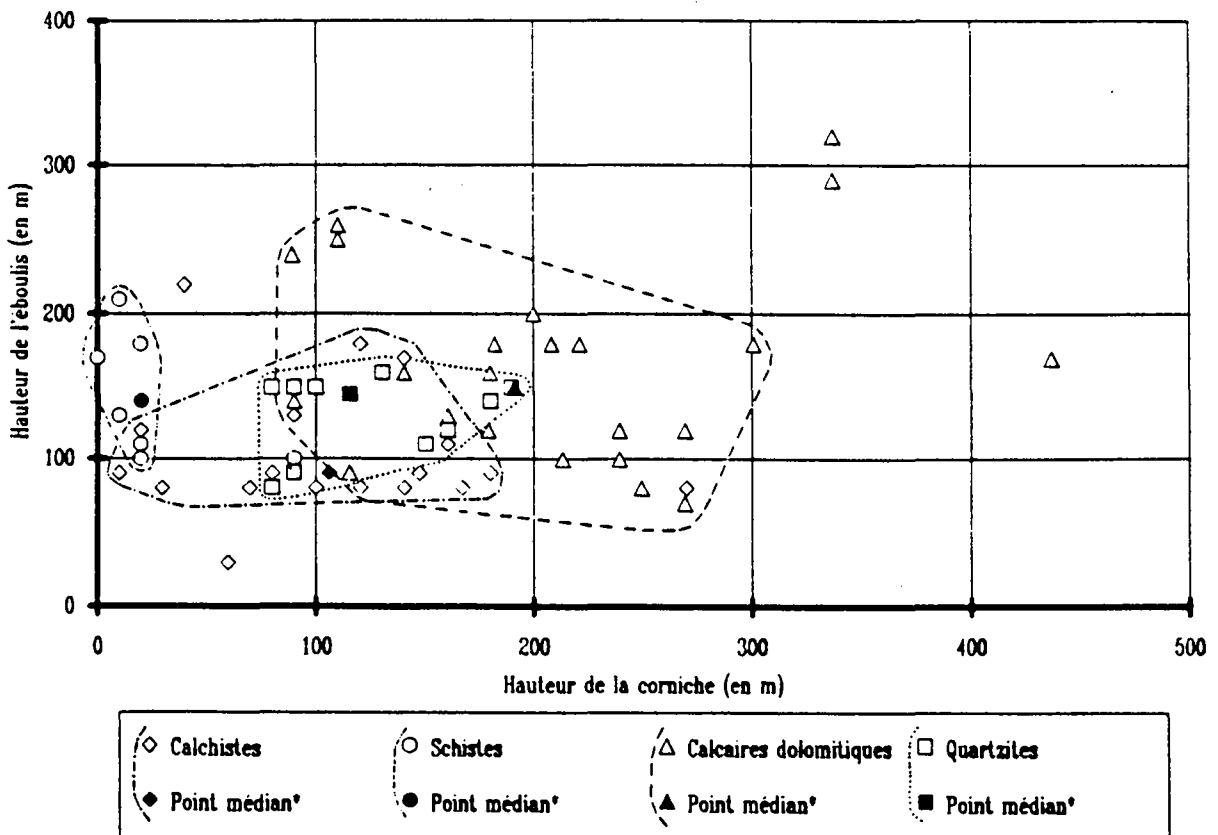
FIG. 58 - CORRELATION ENTRE LA CONCAVITE DES TALUS ET LE TAUX D'ÉBOULISSEMENT



Modifié de FRANCOU R. (1968)

* Les points blancs ayant été exclus

FIG. 59 - L'ÉNERGIE DES SYSTÈMES CORNICHE/ÉBOULIS DANS QUATRE LITHOFACIES SÉDIMENTAIRES



Source : BELLAN P. (1966)

* Pour l'échantillon rassemblé dans le usage

d'autant plus marquée que la hauteur de la corniche dominante est importante ; l'équation de régression étant la suivante :

$$Y = -0,815 X + 1,092 \text{ (avec } r^2 = 0,82)$$

Il est donc indéniable que la gravité joue un rôle prépondérant dans la détermination du profil des dépôts de pied de paroi. Ceci se vérifie également lorsque l'on constate, d'un côté, que les talus calcaires à concavité basale longue et prononcée sont souvent associés à de hautes murailles nourricières, de l'autre, que les éboulis plus tendus de schistes houillers sont rarement surplombés par une corniche de plus de 50 m de dénivelée (Fig. 59). En revanche, alors que les talus quartzitiques ont un rayon de courbure beaucoup plus court que ceux développés dans les terrains calschisteux, l'énergie des corniches respectives diffère assez peu en raison du caractère généralement très broyé des quartzites blancs du Briançonnais (Fig. 59). Ceci amène naturellement à penser que le mécanisme gravitaire n'est pas le seul à exercer son influence sur le profil des talus, mais que sans doute la morphologie des particules accumulées n'y est également pas étrangère. Il est donc nécessaire de pratiquer un examen détaillé des caractéristiques sédimentaires des éboulis, afin d'apporter des éléments de réponse quant au façonnement de ces profils

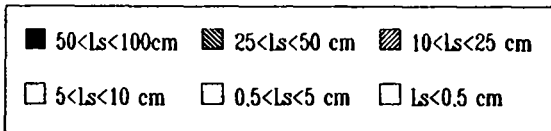
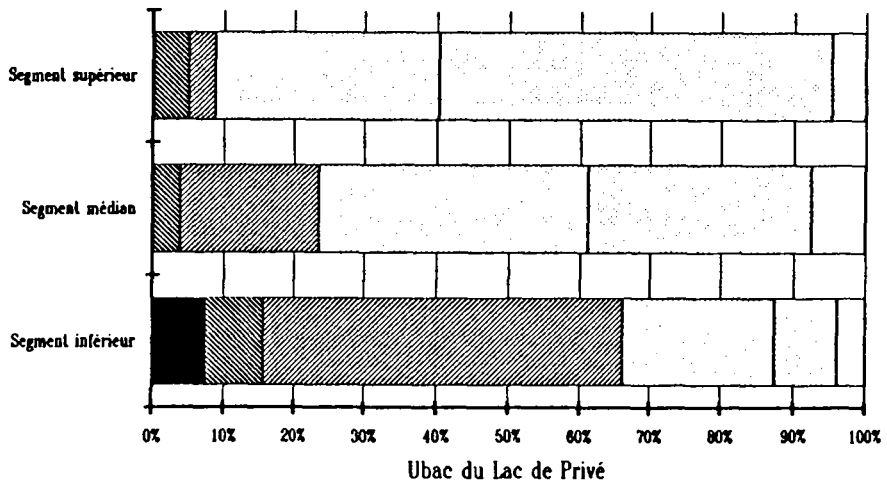
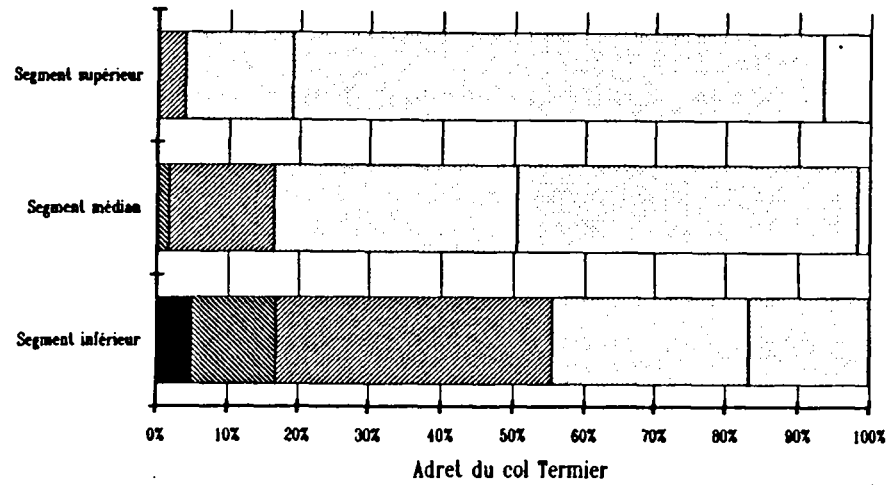
1. 3. 2 - Approche sédimentologique

Sur chacun des talus retenus pour les relevés de pentes, DELLION F. et FRANCOU B. ont systématiquement répertorié la longueur maximale (Ls) des fragments recoupés par les profils clinométriques afin d'obtenir, pour chaque intervalle de mesure (pas de 10 ou 20 m), une approximation du spectre granulométrique. Les données résultantes ont ensuite été regroupées empiriquement en cinq ou six classes selon les auteurs :

- Ls > 50 cm : gros blocs ;
- 25 < Ls < 50 cm : blocs moyens ;
- 10 < Ls < 25 cm : petits blocs ;
- 5 < Ls < 10 cm : gros cailloux ;
- 0,5 < Ls < 5 cm : petits cailloux, graviers et sables ;
- Ls < 0,5 cm : fines (les deux dernières classes étant réunies chez Francou).

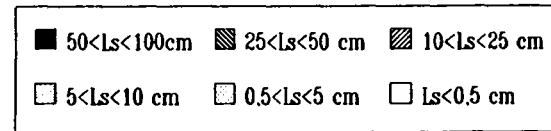
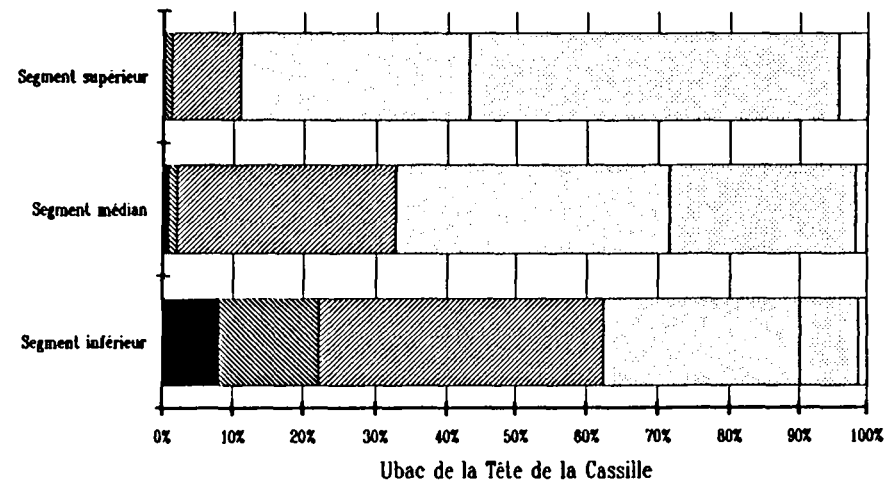
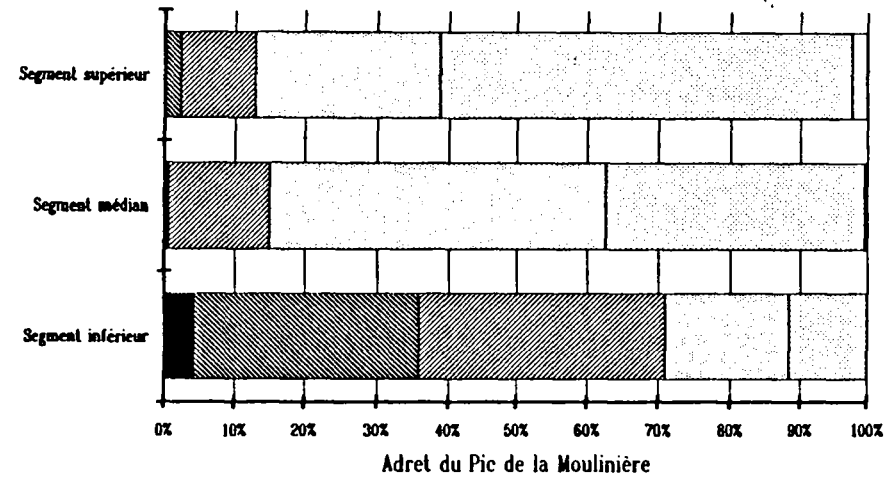
Bien que ce lourd travail ait porté sur une vingtaine de sites, je n'aborderai ici que les éboulis situés dans le massif des Cerces - Grand

FIG. 60 - REPARTITION DES CLASSES GRANULOMETRIQUES PAR TIERS
Eboulis de calcaires dolomitiques du Trias



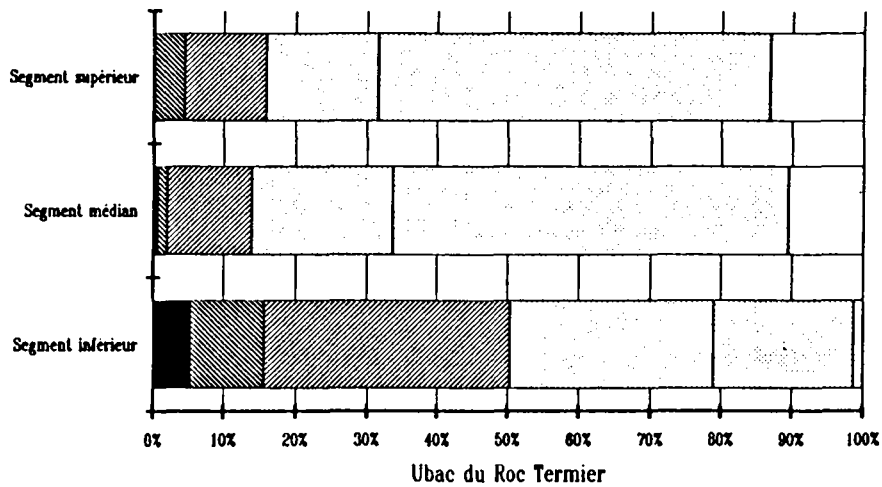
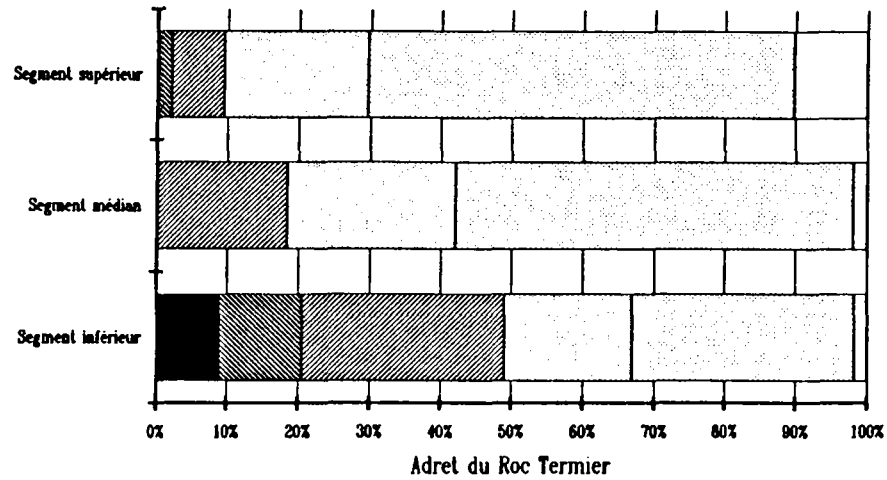
Source : DELLION P. (1986)

FIG. 61 - REPARTITION DES CLASSES GRANULOMETRIQUES PAR TIERS
Eboulis de quartzites werfëniens



Source : DELLION P. (1986)

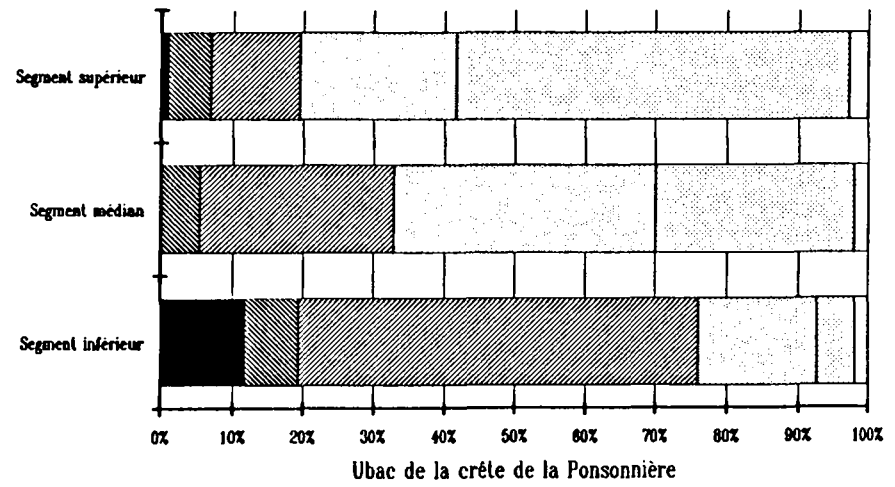
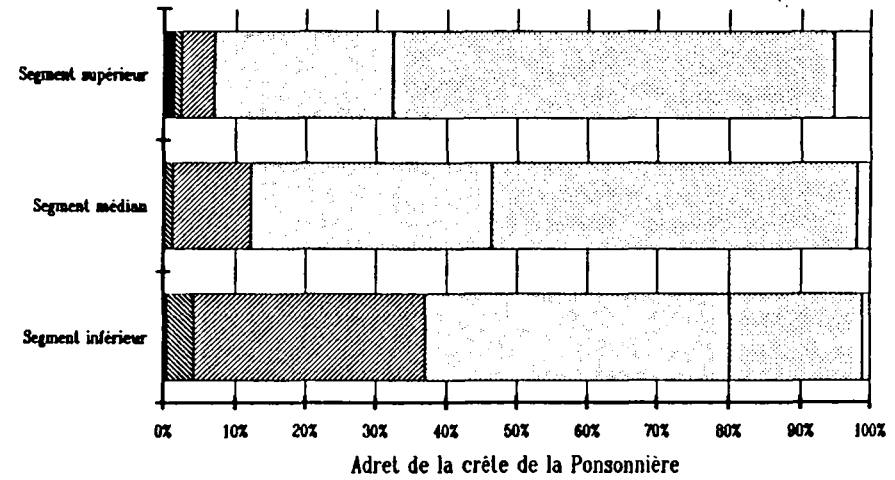
FIG. 62 - REPARTITION DES CLASSES GRANULOMETRIQUES PAR TIERS
Eboulis de calschistes néocrétacés-paléocènes



50 < Ls < 100 cm
 25 < Ls < 50 cm
 10 < Ls < 25 cm
 5 < Ls < 10 cm
 0.5 < Ls < 5 cm
 Ls < 0.5 cm

Source : DELIGNON F. (1986)

FIG. 63 - REPARTITION DES CLASSES GRANULOMETRIQUES PAR TIERS
Eboulis de schistes gréseux du Houiller



50 < Ls < 100 cm
 25 < Ls < 50 cm
 10 < Ls < 25 cm
 5 < Ls < 10 cm
 0.5 < Ls < 5 cm
 Ls < 0.5 cm

Source : DELIGNON F. (1986)

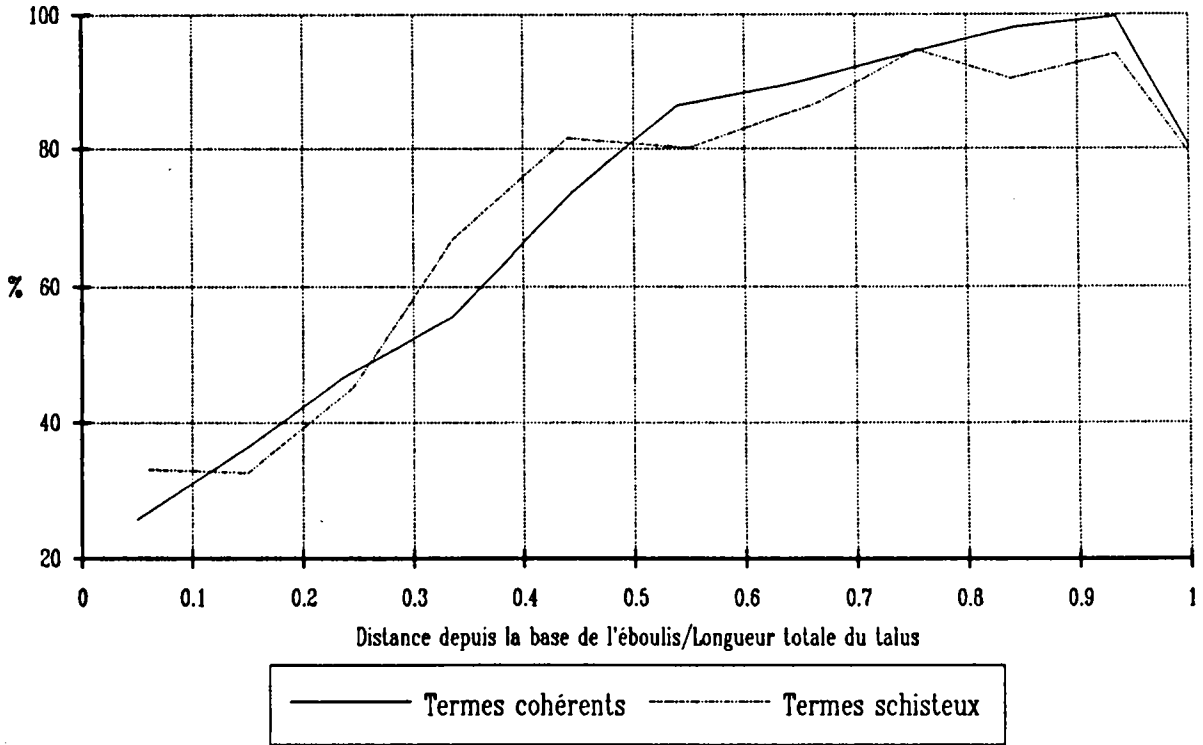
Galibier dont les mesures, intégralement retranscrites dans le mémoire de DELLION F. (1986), permettent un traitement numérique significatif.

Une première subdivision ternaire des transects (Fig. 60 à 63) permet de faire clairement ressortir la tendance à la décroissance de la part des petits éléments ($L_s < 10$ cm) vers le bas des éboulis. Toutefois, cette évolution ne semble pas être soumise à une loi linéaire, car on peut d'ores et déjà observer que leur diminution s'accélère considérablement dans le dernier tiers, surtout au bénéfice des petits blocs ($10 < L_s < 25$ cm).

Afin de préciser davantage la relation qui existe entre la taille des fragments et la distance qui les sépare de la corniche, FRANCOU B. a procédé de la même manière que pour les profils clinométriques, en réajustant les distances de chaque segment de mesure sur les bases d'un coefficient unique. Néanmoins, les diagrammes auxquels il est parvenu souffre, à mon goût, de la trop grande dispersion des valeurs, et l'on ne peut tout au plus que constater à nouveau la baisse de la portion fine des débris à mesure que l'on s'éloigne de la zone d'alimentation. C'est pourquoi, j'ai préféré simplifier cette représentation graphique en utilisant, pour chaque dixième de transect, le point médian (la faiblesse de l'échantillon interdisant les moyennes) qui caractérise, d'un côté les termes cohérents (calcaires dolomitiques et quartzites du Trias), de l'autre les terrains schisteux (calschistes néocrétacés-péléocènes et schistes gréseux du Houiller). Les courbes obtenues par cette méthode soulignent, au-delà du granoclassement longitudinal, l'opposition entre un secteur sommital où les petits éléments dominant largement (plus de 80 %), et une zone inférieure marquée par leur chute régulière dans le spectre granulométrique ; le changement de tendance étant décalé vers le bas sur les talus composés d'éléments schisteux (Fig. 64). Cette évolution est d'autant plus remarquable qu'elle semble parfaitement calquée sur l'évolution de la concavité des profils.

Toute aussi expressive est la répartition de la portion fine des fragments en fonction de la valeur de la pente (Fig. 65). Ainsi, dans le cas des talus schisteux, on retrouve un modèle à double phase qui s'organise autour d'une inclinaison charnière de 31° ; cette valeur étant d'ailleurs comparable à celle qui avait déjà été mise en évidence lors de l'analyse des fréquences de pentes (Fig. 55.b). Pour les éboulis quartzitiques et calcaréo-dolomitiques, il faut bien avouer que la représentation graphique est un peu moins

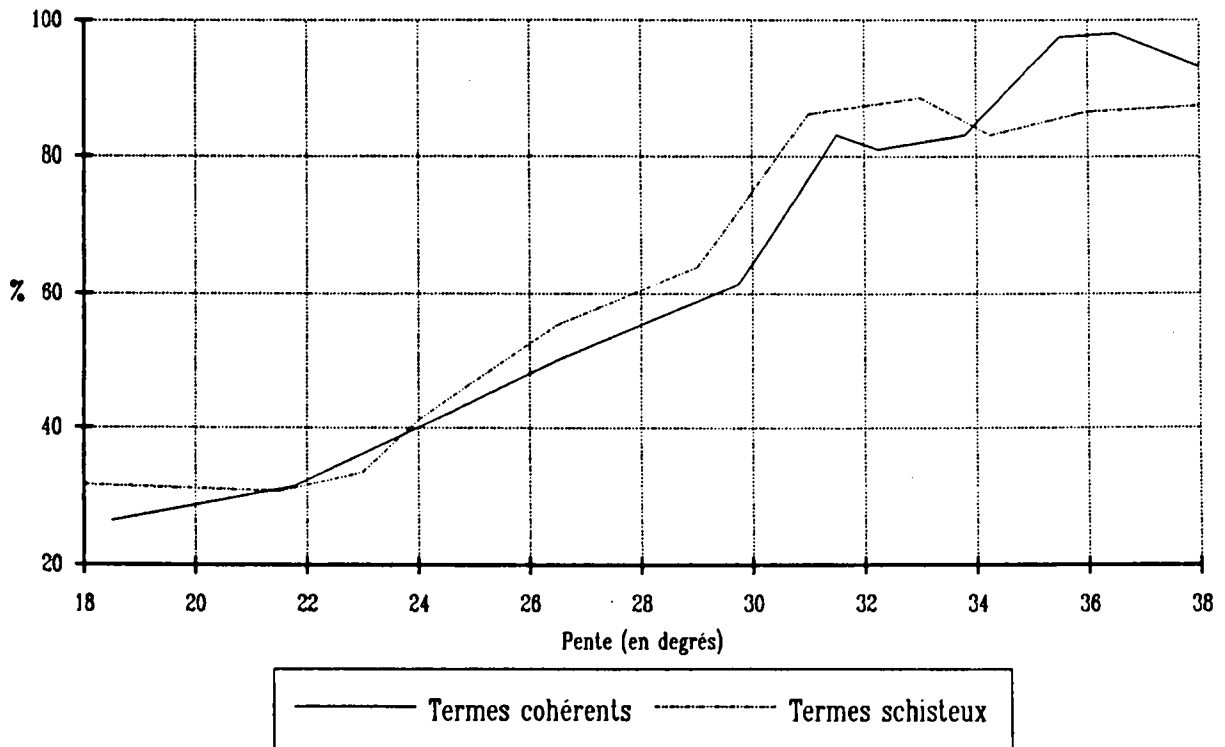
**FIG. 64 - REPARTITION MEDIANE DE LA PORTION FINE DES FRAGMENTS*
LE LONG DES EBOULIS DU MASSIF DES CERCES - GRAND GALIBIER**



Source : DELLAON P. (1986)

* Longueur maximale inférieure à 10 cm

**FIG. 65 - REPARTITION MEDIANE DE LA PORTION FINE DES FRAGMENTS*
EN FONCTION DE LA PENTE (massif des Cerces - Grand Galibier)**



Source : DELLAON P. (1986)

* Longueur maximale inférieure à 10 cm

satisfaisante car la proportion des petits débris est plus irrégulière dans la partie supérieure des profils. Néanmoins, le caractère binaire de la distribution demeure sensible, car au-dessous d'une déclivité de l'ordre de $31/32^\circ$, la décroissance des particules fines s'affirme franchement et devient parfaitement synchronisée avec le redressement de la pente.

Il est donc incontestable qu'il existe une étroite liaison entre la géométrie des talus d'éboulis et l'évolution longitudinale de la taille des fragments. Le fractionnement morpho-granulométrique, évident au niveau descriptif, amène inévitablement à s'interroger sur sa signification géodynamique, et par voie de conséquence, sur les différents facteurs qui contrôlent les deux segments du profil.

1. 3. 3 - Interprétation géodynamique de la segmentation morpho-granulométrique des talus d'éboulis

Sur la portion inférieure des talus, là où l'accentuation de la concavité du profil s'accompagne d'une augmentation progressive de la proportion des débris volumineux ($L_s > 10$ cm), il semble que la gravité intervienne de manière prépondérante dans la construction des éboulis. En effet, il est évident que l'énergie cinétique des blocs est en partie à l'origine de leur classement le long du talus, dans la mesure où elle est proportionnelle à leur masse. On est donc là proche du modèle développé par KIRKBY MJ. et STATHAM I. (1975) qui, sans réfuter le rôle joué par le mécanisme gravitaire, invoquent l'accroissement vers l'aval de la rugosité de la surface de l'éboulis pour expliquer l'évolution du spectre granulométrique. Pour eux, c'est plutôt le rapport entre la taille des fragments heurtés (dt), et celle des débris en mouvement (dc) qui, en imposant aux particules un frottement dynamique croissant, détermine le positionnement à l'issue de leur course. En d'autres termes, un bloc en déplacement voit sa vitesse diminuée de manière exponentielle à partir du moment où il chemine sur un tapis de particules ayant une taille équivalente à la sienne (rapport $dt/dc = 1$). On comprend dès lors que le granuclassement longitudinal soit un phénomène relativement stable, tout au moins lorsque que la vigueur de la corniche est suffisante pour assurer à elle seule l'accrétion distale (celle concernant le segment inférieur de l'éboulis), et que l'alimentation du talus se réalise en priorité par l'intermédiaire de chutes individuelles. Or, on a pu voir

précédemment qu'une partie des matériaux arrive au pied des parois sous forme de coulées de débris, ou en étant incorporée à des avalanches. Ces transferts collectifs et assistés ont pour effet de réduire considérablement les frictions à la surface de l'éboulis. L'arrêt des fragments mobilisés est alors plutôt subordonné aux caractéristiques rhéologiques propres à chaque coulée de neige et de pierres. Par ailleurs, on pourra objecter à ce modèle de ne pas tenir compte de la couverture neigeuse, alors que l'essentiel des chutes se produit lorsque les talus sont encore recouverts (Fig. 50.a et 50.b). De la sorte, ce n'est plus la rugosité de l'éboulis qui intervient, mais bel et bien celle du tapis neigeux dont on a vu qu'elle se modifiait selon la période. Toutefois, les expériences menées par FRANCOU B. ont démontré que l'interposition d'une couche de neige entre les blocs en mouvement et la surface de l'éboulis ne constitue généralement pas une entrave au granoclassement, sauf quand il s'agit d'un névé ou d'une tache résiduelle de neige très compactée (Fig. 51).

Malgré ces réserves, force est de constater que la combinaison de la conception purement gravitaire et de l'interprétation proposée par KIRKBY MJ. et STATHAM I. rend pleinement compte du classement longitudinal des particules sur la portion inférieure des talus. Bien évidemment, ce modèle souffre de quelques imperfections qui sont imputables au déclenchement de coulées de neiges et de pierres, à la présence du manteau neigeux, et aussi au raclage des avalanches de fond qui contribue très efficacement à la redistribution des matériaux sur les éboulis. On rejoint sur ce point les conclusions de STATHAM I. (1976) qui, en voulant confronter son modèle expérimental aux réalités du terrain, a également constaté que le granoclassement était bien souvent loin d'être régulier.

Les tests de KIRKBY MJ. et STATHAM I. sur modèles réduits ont également le grand mérite de montrer que la distribution cumulée des distances parcourues par des particules de taille variée (de 3 à 50 mm de diamètre) suit la loi statistique de Poisson. Autrement dit, la quantité de matériaux accumulés diminue de manière exponentielle vers l'aval. On conçoit ainsi que la concavité soit plus marquée sur la portion inférieure des talus, là où le rythme d'accroissement de la pente est extrêmement ralenti. Les recherches menées par WHITEHOUSE IE. et Mc SAVENEY M. (1983) dans les Monts Graigieburn de Nouvelle Zélande vont d'ailleurs dans ce sens, puisqu'ils prouvent, à partir de datations relatives établies au moyen

de la patine des blocs, que l'âge des dépôts augmente vers le bas. Néanmoins, si cette interprétation est entièrement satisfaisante du point de vue physionomique, elle n'explique en rien le fractionnement granulométrique des transects analysés (Fig. 64 et 65).

Pour en saisir la genèse, il faut considérer l'éboulis actif comme un amoncellement de particules dont l'équilibre, régi par les lois relatives au frottement statique, est continuellement remis en cause par les apports successifs issus de la corniche. De la sorte, lorsque la pente limite est dépassée, c'est-à-dire celle qui correspond à l'angle critique au-delà duquel les matériaux se déstabilisent, il s'établit une dynamique de réajustement. Etant donné que l'accrétion se réalise plus activement sur la partie supérieure des talus, celle-ci débute d'abord au pied de la paroi pour s'étendre ensuite progressivement vers la base des éboulis. Le processus le plus couramment incriminé par les auteurs anglo-saxons (Carson, 1977 ; Whitehouse et Mc Saveney, 1983) est la coulée sèche. Celle-ci peut se déclencher aussi bien à la suite d'une suraccumulation ponctuelle qui provoque un dépassement de la pente critique, que sous l'effet d'un impact reçu lors de la chute d'une pierre volumineuse. Plus récemment, FRANCOU B. (1983.b) invoquait le lessivage de la matrice par ruissellement hypodermique (en particulier au cours de la période de résorption du manteau neigeux) pour expliquer l'entraînement généralisé des éléments fins vers le bas des profils. Les matériaux éluvionnaires restants peuvent alors être mis en déséquilibre, car l'accroissement de l'indice des vides limite les frottements internes et, par ce biais, augmente l'instabilité de l'ensemble. A l'opposé, lorsque la matrice autorise un comportement de type plastique, des mouvements de solifluxion peuvent se mettre en place (les éboulis de flysch schisteux sont à ce sujet particulièrement remarquables). Quoi qu'il en soit de leur responsabilité respective, ces différents phénomènes agissent dans le sens d'une redistribution des débris vers l'aval qui oblitère progressivement le granuclassement à partir du pied de la paroi. On comprend dès lors que la longueur du segment supérieur à granulométrie relativement homogène soit intimement lié à l'état d'évolution du système corniche/éboulis, que l'on a exprimé en cette circonstance par le rapport H_o/H_i (Fig. 58). De surcroît, parallèlement au recul et à l'abaissement des parois, les blocs libérés deviennent de moins en moins capables de transiter jusqu'à la base des talus sous l'effet de leur propre poids (Kirkby et Statham, 1975). De ce fait, le positionnement préférentiel des différentes classes granulométriques subit une translation vers l'amont, collaborant ainsi au brouillage du classement

des particules. Pour illustrer ces phénomènes, j'évoquerais simplement les mesures réalisées par FRANCOU B. (1988) sur les éboulis cristallins du Combeynot, et qui attestent la médiocrité du granoclassement sur les talus associés à des corniches surbaissées et peu actives. Cela s'accompagne naturellement d'une harmonisation du profil par disparition progressive de la concavité basale d'origine purement gravitaire (Fig. 56 et 57).

Une telle conception mécanicienne permet également de rendre compte de l'opposition entre le profil des éboulis calschisteux et quartzitiques (Fig. 53 et 54), pourtant dominés par des parois d'une énergie comparable (Fig. 59). On sait en l'occurrence que la forme des particules constitue un facteur décisif dans la détermination du coefficient de frottement. En effet, alors que les éléments sphéroïdaux et anguleux peuvent s'imbriquer solidement, les débris aplatis ne possèdent pas de points d'ancrage sûrs, et le glissement des fragments les uns contre les autres se réalise plus précocement lorsque la déclivité s'accroît. Ceci se traduit dans la distribution des pentes sur les profils schisteux par un mode principal inférieur de un degré à celui des éboulis en termes cohérents (respectivement 33° et 34°). Dans ces conditions, on conçoit aisément que pour les talus calschisteux, composés de feuillets ayant un indice d'aplatissement moyen de 4,4, les processus de réajustement du profil soient à la fois plus intenses et plus efficaces que sur les accumulations de débris quartzitiques dont l'indice d'aplatissement n'atteint que 2,7 (Dellion, 1986). En conséquence, le segment supérieur sublinéaire des éboulis calschisteux progresse de manière plus rapide vers l'aval, et la concavité distale s'estompe prématurément au profit d'une pente d'équilibre plus homogène, équivalant à l'angle de repos des matériaux (ou angle de frottement interne *lato sensu*).

Pour résumer la conception systémique proposée ci-dessus, j'opposerai une phase initiale durant laquelle le profil des talus est principalement contrôlé par le mécanisme gravitaire (conformément au modèle Kirkby-Statham, 1975) et, une période de rétablissement de l'équilibre du dépôt, consécutive au raidissement progressif de la pente à partir du pied de la paroi. Il s'ensuit une certaine instabilité superficielle qui contribue, au même titre que les coulées de débris et les avalanches, à la redistribution des particules vers le bas des éboulis. Comme cette dynamique de réajustement débute d'abord par le haut des talus (là où l'accrétion est la plus active), une division binaire des profils se met en place, avec en amont un segment où se combinent accumulation et transit des débris, et en aval une section dont la

courbure plus accusée est d'origine exclusivement gravitaire. A mesure que le système corniche/éboulis évolue, le secteur supérieur gagne du terrain vers l'aval, et la concavité basale se trouve peu à peu comblée par ces apports nouveaux de fragments. On se dirige alors vers une uniformisation du profil qui s'aligne sur l'angle de repos des matériaux, et ainsi atteint une pente d'équilibre plus durable (Young, 1964 et 1972).

Ceci ne signifie pas pour autant que le système morphodynamique ait abouti à un état de maturité définitif. Bien au contraire, à partir du moment où les processus de remaniement deviennent des agents fondamentaux dans la construction de l'édifice, des litages peuvent progressivement s'esquisser pour donner naissance, sous certaines conditions, à de véritables éboulis stratifiés (cf. Francou, 1988). Selon ce schéma, des traces de la phase initiale de l'éboulisation devraient se retrouver en profondeur sous forme d'accumulations hirsutes, dont l'origine est purement gravitaire. Toutefois, si certaines observations vont dans ce sens (Andriès, 1980), le seul exemple rencontré dans la vallée de la Guisane (lieu-dit la Bauchière, sur le bord de la RN. 91 entre Monêtier-les-Bains et le hameau du Casset) ne montre pas cette superposition. Peut-être est-ce dû au manque de développement de la coupe en question, ou alors le dépôt se rapporte à une phase de démantèlement ralenti qui, en limitant le rythme des chutes de pierres, permettait aux processus de remaniement d'occuper précocement une place de choix dans la structuration de l'éboulis. Dans ce cas, l'exposition sud-ouest du versant n'y est vraisemblablement pas étrangère car, comme on a pu le préciser auparavant, l'efficacité du processus d'ébranlement de la roche par le froid est plus limitée sur les parois d'adret que sur les sites préservés du rayonnement solaire. Néanmoins, cet ensemble d'hypothèses particulièrement séduisantes reste d'autant plus sujet à caution, que les mécanismes engendrant les alternances de lits gras et maigres sont encore actuellement très controversés.

Plus communément reconnue est la dynamique interne insufflée aux matériaux détritiques par le stockage de la glace en profondeur. En effet, de par ses caractères visco-plastiques, celle-ci contribue activement au fluage de certains talus, phénomène qui rend évidemment caduque le modèle systémique exposé ci-dessus. De telles perturbations sont particulièrement bien développées dans le Briançonnais, où elles affectent non seulement les

dépôts de pied de paroi, mais aussi certaines formations morainiques de fond de cirque.

2 - FORMES ET PROCESSUS LIÉS A LA PÉNÉTRATION DU GEL ET AU STOCKAGE DE LA GLACE DANS LES FORMATIONS SUPERFICIELLES

2. 1 - BOURRELETS PROTALIQUES DE FLUAGE ET GLACIERS ROCHEUX

Par sa position intra-alpine, la vallée de la Guisane jouit d'un climat relativement sec (cf. chapitre V), dont l'une des incidences immédiatement visibles dans le paysage est la remontée en altitude de la ligne d'équilibre moyenne des glaciers. Il s'ensuit une dilatation de la frange à pergélisol potentiel qui, si l'on admet comme limite inférieure l'isotherme annuelle -2°C (Haeberli, 1983), atteint une amplitude verticale d'environ 400 m dans le Briançonnais oriental (Fig. 66). Dans ces conditions, il n'est pas étonnant que les éboulis fluants et les glaciers rocheux, considérés quasi unanimement comme la signature morphologique d'un pergélisol discontinu, soient extrêmement fréquents dans la région.

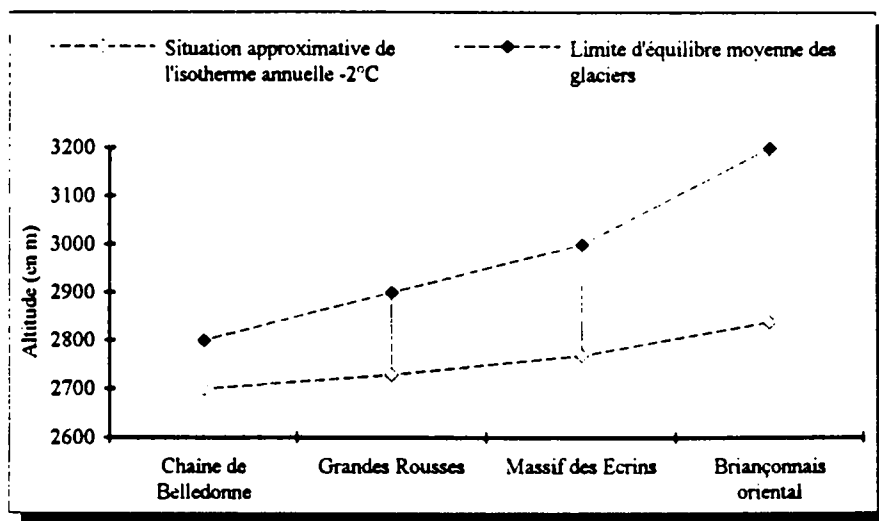


Fig. 66 - Evolution de la frange à pergélisol discontinu potentiel entre la Chaîne de Belledonne et le Briançonnais oriental (modifié de FRANCOU B., 1988)

A l'instar des dispositifs morainiques décrits dans le chapitre antérieur, ces appareils périglaciaires peuvent également fournir, par le biais de leur étagement (entre 2000 et 3000 m d'altitude) et de leur degré de colonisation

végétale, les bases d'une approche chronoséquentielle complémentaire. Cependant, une telle démarche nécessite au préalable un certain nombre de précisions concernant leurs spécificités de comportement face aux fluctuations climatiques.

2. 1. 1 - Conditions nécessaires au stockage de la glace en profondeur et réponse des formes associées aux variations climatiques

Contrairement aux glaciers qui, pour se gonfler et progresser de manière notable, requièrent la conjonction d'enneigement printanier prolongé, de précipitations élevées et surtout de températures estivales modérées, le maintien d'une ambiance climatique froide (température moyenne annuelle inférieure à -2°C) suffit à assurer le stockage et la conservation de la glace dans les dépôts superficiels. Ainsi, alors que le nombre de récurrences glaciaires post-würmiennes significatives est semblait-il limité à deux (Couteaux, 1981 à 1984), des formes de fluage ont assurément pu se développer durant tout le Tardiglaciaire dans les nombreux cirques prématurément libérés des glaces (cf. Chapitre X). De même, de tels phénomènes sont vraisemblablement intervenus lors des refroidissements préboréal et subboréal, pour lesquels cependant aucune progression glaciaire n'est véritablement décelable par analyse pollinique (Couteaux, 1981 à 1984). Bien entendu, une telle dynamique nécessite un environnement topoclimatique particulier qui combine des températures moyennes basses, une alimentation en neige trop déficitaire pour donner naissance à un appareil glaciaire et une quantité importante de débris rocheux (Evin et *al*, 1990). Ces conditions sont pleinement remplies sur les talus actifs, lorsque les parois circonvoisines sont soumises à une éboulisation suffisamment intense pour que les résidus neigeux préservés à leur pied soient régulièrement incorporés au dépôt. Toutefois, d'autres situations sont envisageables, et notamment en avant des appareils glaciaires dont les eaux de fusion sont incapables de se frayer un chemin au travers des puissants cordons morainiques qui les enserrant (glacier d'Arsine ou petits appareils de pied de paroi tel celui de Combeynot). Dans ce cas, le niveau profond de glace interstitielle, auquel des noyaux de glace morte sont susceptibles de se mêler (Whalley, 1983 ; Francou, 1988), peut être activement entretenu par

l'infiltration et le regel des eaux de fonte du glacier au contact des sédiments gelés.

Le deuxième volet sur lequel il convient d'insister est en quelque sorte l'inertie dont font preuve les dépôts fluants et les glaciers rocheux face à l'amélioration des conditions thermiques. En effet, de par sa nature même, la glace entraînant le fluage des matériaux occupe une position interne qui, sans en assurer la pérennité, lui procure une certaine protection lorsque le climat se réchauffe. Ainsi, dans le contexte actuel de retrait généralisé des appareils glaciaires, certains glaciers rocheux situés au-dessous de l'isotherme annuelle -2°C continuent encore à s'écouler selon des vitesses qui ont été mesurées, au fond de la Combe de Laurichard, entre 7 et 93,6 centimètres par an suivant l'inclinaison de la pente (Franco, 1988). Ceci n'est pas sans conséquences au niveau de leur utilisation dans la reconstitution des chronoséquences morphogéniques d'altitude. Relativement insensibles aux oscillations climatiques de courte durée, ces appareils sont en effet des marqueurs imprécis n'enregistrant que les changements drastiques et durables du climat.

D'autre part, il n'est pas imprudent de penser que la mise en place de certains appareils ait pu se faire par saccades successives, avec réinstallation périodique du pergélisol en fonction du battement altitudinal de l'isotherme annuelle -2°C et de la ligne d'équilibre des glaciers. C'est ainsi que certains auteurs évoquent, pour des glaciers rocheux encore actifs actuellement, une origine pouvant remonter au Subboréal (Olyphant, 1983), et même parfois jusqu'au Tardiglaciaire (Evin et De Beaulieu, 1985 ; Evin et *al*, 1990). Une telle conception renforce l'idée selon laquelle les glaciers rocheux représentent un outil chronologique d'utilisation délicate, qui interdit en tous les cas les conclusions hâtives et irrévocables.

On voit également, à la suite de ces quelques considérations, à quel point il est périlleux de chercher à corréler scrupuleusement les différentes générations de formes de fluage et les stades glaciaires successifs suggérés par les multiples dispositifs morainiques. En effet, si comme l'a écrit FRANCOU B. en 1988, "*le glacier rocheux est une réponse périglaciaire à une récurrence glaciaire*", il peut aussi être associé à une ambiance climatique froide qui, par sa sécheresse excessive, est cependant

incompatible avec la progression des glaciers. C'est en ayant constamment ce schéma présent à l'esprit que doivent être abordés les exemples d'organisation spatiale des éboulis fluants et des glaciers rocheux présentés dans les lignes suivantes.

2. 1. 2 - Exemples d'organisation spatiale des formes de fluage liées à la dynamique glaciaire interne

2. 1. 2. 1 - Glaciers rocheux et éboulis fluants dans le cirque d'Arsine : description et propositions chronologiques

Au pied de l'imposante moraine frontale du glacier d'Arsine, une succession de bourrelets concentriques végétalisés (donc nettement plus anciens que le vallum historique) s'étire en direction du vallon du Petit Tabuc pour s'achever vers 2300 m d'altitude, au-dessus des pâturages marécageux du lieu-dit le Réou d'Arsine (Fig. 39). Cet épais rembourrage détritique, façonné en glacier rocheux, colmate ainsi le plancher du cirque d'Arsine sur une superficie d'environ 40 hectares. Si l'on se réfère aux sondages sismiques qui ont été pratiqués à l'occasion de la campagne de prospection des terrains environnant le lac d'Arsine (L.G.G.E., 1987), et qui mettent en évidence une épaisseur de la formation allant de 50 à 80 mètres (Fig. 48), on peut raisonnablement penser que le volume de matériaux mobilisés est de l'ordre de 25 millions de mètres cubes.

Hormis le front principal qui domine d'une vingtaine de mètres le tapis morainique sous-jacent, on peut distinguer, en remontant vers la zone radicale de l'appareil, deux autres bourrelets remarquablement individualisés (Fig. 39). Cet agencement particulier semble indiquer une mise en place par vagues successives, correspondant à autant de stades de péjoration thermique. Même s'il est difficile de préciser avec exactitude l'âge de ces différentes pulsations, il est inconcevable que ce glacier rocheux se soit établi antérieurement à la récurrence glaciaire du Dryas supérieur. Si tel était le cas, on voit mal comment il aurait pu résister au retour d'un glacier qui, à ce moment de l'évolution, débordait largement l'écrin morainique édifié au cours des siècles derniers. Mis en relation avec l'état avancé de phytostabilisation, qui va à l'encontre d'une activité importante depuis

l'optimum climatique post-glaciaire, cet argument permet de souscrire à une implantation consécutive au retrait progressif de la langue tardiglaciaire correspondant à la poussée du Dryas récent. En effet, au cours de cette phase cataglaciaire, un pergélisol a très bien pu s'installer dans les formations morainiques abandonnées, par regel en profondeur des eaux de fonte du glacier. Le niveau résultant de sédiments gelés était alors probablement associé à des îlots de glace morte dont les meilleures qualités visco-plastiques auraient facilité le fluage de l'ensemble sur le plancher faiblement incliné du cirque d'Arsine (de l'ordre de 8 à 10°).

Un dispositif similaire, combinant des bourrelets de fluage hérités et un vallum morainique historique les recouvrant partiellement, se retrouve de la même manière dans la zone frontale du glacier du Réou d'Arsine (Fig. 39). Le glacier rocheux y est composé de deux diverticules coalescents couvrant une superficie totale d'environ 6 ha. Le plus développé s'étire sur une longueur de 250 m, pour venir buter sur le flanc externe de la moraine latérale droite du glacier d'Arsine, vers 2450 m d'altitude. Au regard de l'état de colonisation végétale de la zone axiale de cet appendice septentrional, il est possible que les rafraîchissements du Préboréal (entre 10.300 et 8.800 B.P.) et du Subboréal (de 4.700 à 2.800 B.P.) aient pu s'accompagner d'une réactivation superficielle. Toutefois, en l'absence d'une argumentation plus étoffée, il convient de laisser pour le moment cette question en suspens. En revanche, plus à l'Est, des figures de fluage incontestablement plus "fraîches" sont ébauchées au sein même de la formation morainique du P.A.G., entre 2600 et 2680 m d'altitude (Fig. 39). Il s'agit en conséquence de formes plus récentes qui ont certainement commencé à se mettre en place dès l'apogée glaciaire de la fin du XVII^{ème} siècle, selon les modalités évoquées plus haut pour l'appareil du col d'Arsine. La découverte, lors des travaux d'installation du télésiège du Rocher de l'Yret (commune de Monétier-les-Bains), d'amas de sédiments gelés dans des éboulis d'ubac situés vers 2500 m d'altitude, amène naturellement à penser que cette esquisse de glacier rocheux peut encore renfermer des résidus de pergélisol. Ceci est d'autant plus envisageable, que cet appareil stationne à une altitude comparable à celle des glaciers rocheux accolés au flanc septentrional du Roc Noir de Combeynot, pour lesquels FRANCOU B. (1988 et 1990) a suffisamment démontré qu'ils étaient toujours partiellement actifs.

2. 1. 2. 2 - *Le massif du Combeynot : un véritable musée des formes de fluage associées à un pergélisol discontinu*

Le massif du Combeynot constitue, à l'égard des formes liées à la dynamique glaciaire interne, un exemple incontournable à l'échelle de la vallée de la Guisane. Le foisonnement des éboulis fluants et des glaciers rocheux qui le caractérise est imputable à la conjonction de plusieurs facteurs éminemment favorables.

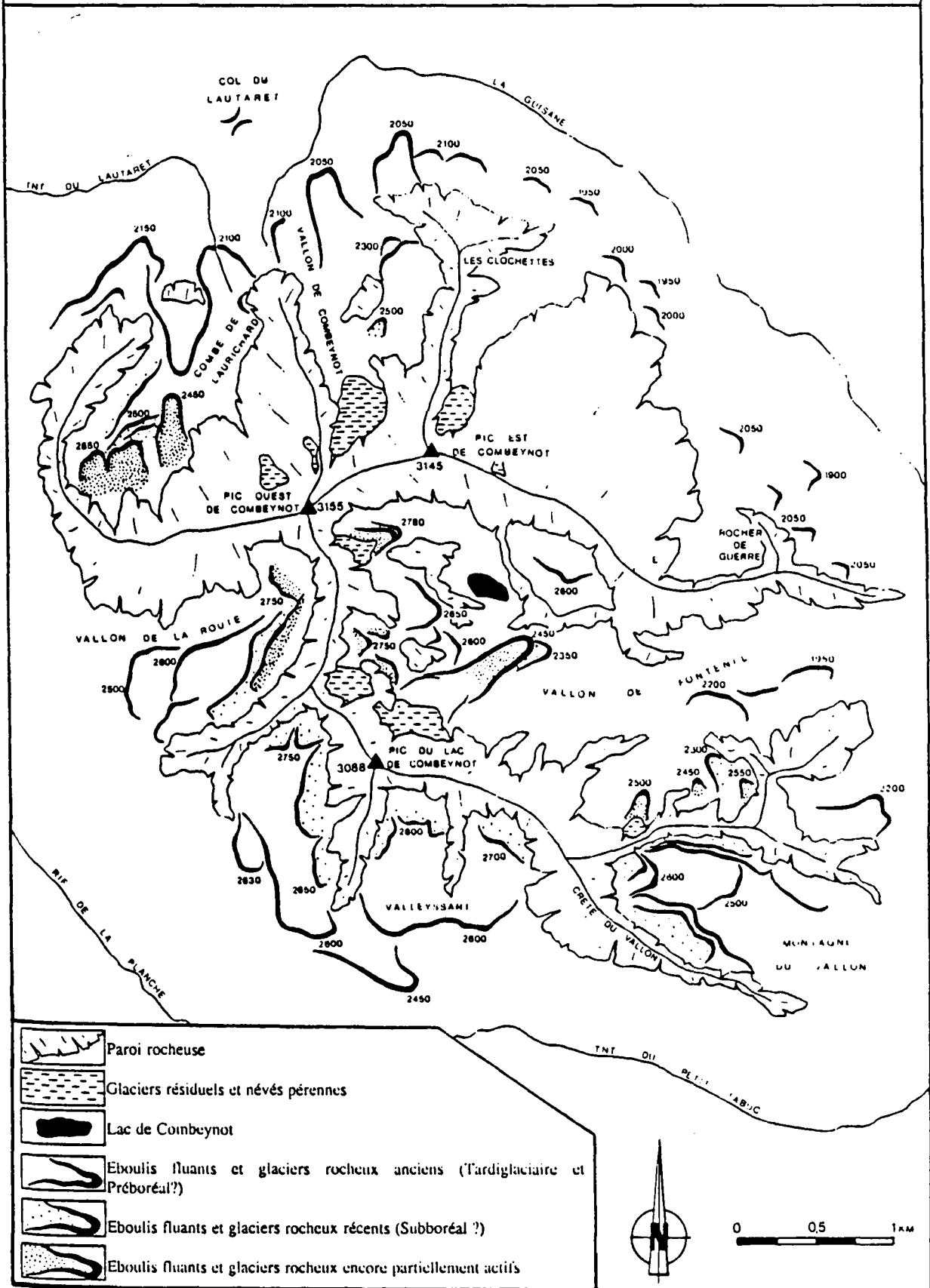
Ainsi, alors que par sa sculpture en cirques, couloirs et arêtes effilées, il apparaît comme un véritable satellite du bastion glaciaire des Ecrins, il s'en détache nettement par l'altitude moyenne de ses crêtes, inférieure de 400 à 600 m en moyenne à celle de l'unité cristalline principale. Culminant aux alentours de 3000 m, celles-ci se placent juste au-dessous de la ligne d'équilibre actuelle des glaciers, et favorisent de la sorte la préservation d'un pergélisol discontinu lorsque les conditions topo-stationnelles le permettent. D'autre part, tout porte à croire que durant le Tardiglaciaire, et plus particulièrement au cours de la récurrence froide du Dryas récent, les glaciers n'occupaient qu'une place relativement restreinte au sein du massif du Combeynot (cf. Chapitre X). Compte tenu de la rigueur du climat périglaciaire qui régnait à ce moment au-dessus de 2000 m d'altitude (Couteaux, 1981 à 1984), il n'est pas étonnant que les surfaces libérées des glaces aient été le siège d'un actif fluage des formations superficielles sous l'effet de l'emprise du gel en profondeur.

Les données structurales peuvent être également invoquées pour rendre compte de la multiplicité, dans ce massif cristallin, des formes liées à la dynamique glaciaire interne. En effet, l'intense fracturation et l'altération poussée de son soubassement rocheux facilite, d'un côté, la mobilisation des gélifracts, de l'autre, réduit considérablement les écoulements superficiels concentrés. De ce fait, les cirques et les vallons sont lourdement empâtés par des matériaux détritiques surabondants qui constituent un terrain de choix pour le développement de glaciers rocheux volumineux.

Parmi cette cohorte d'appareils périglaciaires de fluage, il est possible de distinguer trois types d'unités en fonction du taux de recouvrement végétal et de l'altitude des fronts :

- les formes anciennes dont l'essentiel de l'activité semble s'être arrêtée au plus tard avec l'optimum climatique post-glaciaire de l'Atlantique ;

FIG. 67 - EBOULIS FLUANTS ET GLACIERS ROCHEUX DANS LE MASSIF DE COMBEYNOT



- les bourrelets protaliques et les glaciers rocheux récents qui ont probablement achevé leur mise en place au cours du refroidissement du Subboréal ;
- enfin, les appareils entièrement dénués de couverture végétale, et pour lesquels les mouvements de fluage sont encore très certainement effectifs.

S'agissant des formes anciennes, on peut remarquer que sur la retombée septentrionale du massif, un bon nombre d'entre-elles stationne dans une étroite fourchette d'altitude allant de 1900 à 2150 m (Fig. 67 et photo. 11). Sans doute faut-il y voir la marque d'une crise climatique majeure qui, selon la connaissance que l'on a de l'évolution post-würmienne, ne peut que correspondre au Dryas récent. D'après les estimations de FRANCOU B. (1988), les isothermes annuelles étaient alors décalées d'environ 600 m vers le bas, ce qui représente une baisse des températures de 3,6°C par rapport à la situation actuelle. Du point de vue purement physiognomique, on notera une franche opposition entre les simples bourrelets protaliques qui jalonnent le pied de la paroi cristalline du Rocher de Guerre au lieu-dit les Clochettes, et les appareils plus matures situés au débouché des principaux vallons. Néanmoins, il existe aussi toute une série de formes intermédiaires, auxquelles on peut notamment rattacher la fameuse "moraine de névé" du col du Lautaret (Gignoux, 1946) dont la mise en place relève indéniablement d'une dynamique glaciaire interne (Francou, 1977.a). Dans le vallon de Combeynot, une seconde ligne de front s'individualise vers 2300 mètres (Photo. 11). Celle-ci pourrait bien correspondre au stade IV déterminé par DE BEAULIEU JL. et JORDA M. (1977) dans la Montagne de la Blanche, et qu'ils associent à une récurrence froide préboréale.

Un tel étagement se retrouve également dans les cirques qui alvéolent le flanc méridional du massif (Photo. 12). Toutefois, la faible déclivité de leur plancher et les conditions différentes d'exposition conduisent à un décalage altitudinal des appareils. C'est ainsi qu'au milieu de l'inextricable enchevêtrement de bourrelets qui caractérise le fond de ces unités orographiques, il est possible d'isoler un groupe de glaciers rocheux dont les fronts sont établis aux alentours de 2450/2500 m (Vallon de la Route et lieu-dit Valleyssart). Vraisemblablement hérité de la flexure climatique du Dryas supérieur, ce premier ensemble se distingue assez nettement d'une



PHOTO. 11 - Panorama du versant septentrional du massif de Combeynot. Blotti au pied d'une haute paroi granitique, le glacier de Combeynot (Gl) est devancé par un rempart morainique édifié lors de la poussée glaciaire des trois siècles précédents. Celui-ci est à plusieurs reprises éventré par l'action des eaux de ruissellement et des avalanches qui ont déployé, entre 2500 et 2100 m d'altitude, un large cône d'épandage. A sa base, il recouvre partiellement un imposant glacier rocheux (Gr. 1) que l'on peut vraisemblablement rattacher au Dryas Récent. C'est également à cette crise climatique majeure que l'on doit sans doute la fameuse "moraine de névé" du col du Lautaret (Gignoux, 1946), et qui correspond en fait à un bourrelet protalique singulièrement bien dessiné (Br.p). Un peu plus haut dans le vallon de Combeynot, on peut distinguer un second front de glacier rocheux vers 2300 m d'altitude (Gr. 2). Il pourrait bien indiquer un stade préboréal que l'on retrouve sur tout le pourtour du massif à des altitudes comparables.



PHOTO. 12 - Les glaciers rocheux des cirques de Valleysart (flanc méridional du massif de Combeynot). Situés au pied du Pic du Lac de Combeynot, ces deux cirques coalescents ont une exposition plein Sud. Leur fond est colmaté par un épais rembourrage détritique qui montre une structure fluidale caractéristique des glaciers rocheux. Si dans la réalité on peut isoler deux générations de formes, le cliché ne montre véritablement que les plus anciennes. Attribués dans l'état actuel des connaissances au Préboréal, ces glaciers rocheux sont surmontés, au pied des longs éboulis granitiques, par des bourrelets protaliques plus récents (Subboréal ?) qu'il est difficile de distinguer ici.

génération d'appareils plus récents (Préboréal ?) se développant au-dessus de 2600 m d'altitude. Contrairement à leur homologue du vallon de Combeynot, partiellement enseveli sous des décombres morainiques, ceux-ci sont remarquablement étendus et rendent compte, à eux seuls, de l'épais rembourrage détritique qui colmate le fond de ces cirques.

De la même manière, la Montagne du Vallon et le Vallon de Fontenil portent encore la marque de deux stades anciens de développement des formes de fluage liées à l'installation d'un pergélisol. Dans la Montagne du Vallon, ceci se traduit par une opposition entre un volumineux glacier rocheux se déployant jusqu'à une altitude minimale de 2500 m, et une série de bourrelets plus récents qui ceinturent le plancher du cirque. Etant donné l'orientation plein Est de ce dernier, l'ampleur des renflements protaliques de seconde génération varie sensiblement d'un rebord à l'autre : tandis que sur la face nord de la crête du Vallon, les appareils peuvent atteindre une longueur de 250 m et une épaisseur d'une dizaine de mètres, sur l'adret, seul subsiste un modeste liseré soulignant tout au plus la base des talus d'éboulis. Dans le Vallon de Fontenil, l'identification des épisodes anciens de déformation des accumulations détritiques due à une dynamique glaciaire interne est un peu plus délicate, dans la mesure où les formes résultantes sont géographiquement plus dispersées. Néanmoins, il semble bien que sur le versant d'ubac situé dans le tiers inférieur de vallon, on retrouve la succession de deux stades distincts :

- Entre 1950 et 2150 m, s'étire un premier rempart pseudomorainique discontinu, couvert d'une lande à aires et d'un peuplement pionnier de mélèzes. Manifestement issu du versant méridional de l'auge, celui-ci semble être le résultat de l'installation, lors d'un refroidissement que j'attribuerai au Dryas récent, d'un pergélisol dans les dépôts morainiques qui nappaient alors le fond du vallon.
- Ce premier ensemble est dominé par une forme moins ambiguë, correspondant indéniablement à un glacier rocheux. De par l'altitude de son front (vers 2200 m) et l'état moins avancé de phytostabilisation, il est raisonnable de l'associer à un stade plus récent, pouvant se rapporter au Préboréal.

C'est aussi à cet épisode que je rattacherai les glaciers pierreux qui sont retranchés sur les versants mieux ensoleillés du fond du vallon, entre 2600 et 2650 m ; ces altitudes étant effectivement comparables à celles évoquées précédemment pour les cirques qui cloisonnent la retombée méridionale du massif.

En arrière de tous ces dépôts remobilisés avant l'optimum climatique de l'Atlantique, apparaissent couramment des complexes de fluage moins émoussés, dont l'activité semble parfois s'être prolongée jusqu'à l'époque actuelle (Fig. 67). La plupart de ces formes ayant déjà fait l'objet d'une description minutieuse (Francou, 1981), je me contenterai ici d'en rappeler les principales caractéristiques et d'en vérifier la validité à l'échelle du massif dans sa globalité. J'insisterai en particulier sur la présence de deux générations d'appareils dont les fronts se situent, toutes conditions topographiques confondues, entre 2350 et 2800 m d'altitude.

Les formes les plus anciennes correspondent généralement à de modestes glaciers rocheux non fonctionnels frangeant de manière quasi continue le pied des talus d'éboulis vifs (Montagne du Vallon, lieu-dit Valleysart, etc.). D'autres fois, elles se présentent sous l'aspect d'appareils atrophiés, dont la zone radicale est soit dissimulée par des dépôts morainiques historiques (Vallon de Combeynot), soit chevauchée par des glaciers rocheux à l'allure plus "fraîche" (Combe de Laurichard et Vallon de Fontenil). Dans les deux cas, la formation inférieure se détache assez nettement de celle qui la revêt, par un taux plus élevé de recouvrement lichénique des blocs, mais aussi par le développement d'une pelouse très ouverte aux endroits les moins rocailleux. La mise en place définitive de ce premier groupe de formes pourrait remonter au Subboréal, notamment durant l'épisode à tendance sèche qui en caractérise la première moitié (entre 4.500 et 3.700 B.P.). Sans doute marquée par un enneigement printannier insuffisant pour induire une progression généralisée des fronts glaciaires, cette petite oscillation climatique aurait en revanche suffi à recréer en altitude des conditions favorables au stockage de la glace dans les formations superficielles.

Le "Petit Age Glaciaire Alpin", auquel il convient d'attribuer le dernier stade de développement et de réactivation des bourrelets périglaciaires de

fluage, est sur ce dernier point fondamentalement différent. Dans le Vallon de Fontenil, ceci se traduit par un lobe d'ampleur kilométrique dont la physionomie actuelle est le reflet de l'action conjuguée d'un glacier et d'un pergélisol discontinu (Fig. 67). En effet, s'il est clair que dans la partie inférieure de la construction, la morphologie est caractéristique d'un glacier pierreux classique (bourrelets arqués et pente frontale inclinée à 45°), la zone radicale montre des levées latérales internes soulignant sans équivoque l'extension historique d'un glacier dont il ne reste plus aujourd'hui qu'une relique moribonde. Entre ces deux cordons morainiques, et même un peu en avant, les figures de fluage sont totalement absentes, et le léger bombement qui signale l'axe de l'édifice évoque plutôt l'aspect d'un glacier noir. On retrouve donc là un dispositif comparable à celui développé dans le fond du cirque d'Arsine, où le système trilogique "glacier blanc - glacier couvert - glacier rocheux" a déjà été mis en évidence. Conformément à ce schéma, les matériaux remobilisés par le pergélisol auraient une origine essentiellement glaciaire, et leur accumulation initiale pourrait remonter à la récurrence froide du Dryas supérieur. Toutefois, les conditions topoclimatiques étant ici plus favorables que dans le cirque d'Arsine (altitude moyenne plus élevée et relative proximité du névé nourricier), le fluage de l'ensemble a de nouveau repris lors des épisodes de dégradation climatique de l'Holocène. Ceci rendrait pleinement compte de l'extension exceptionnelle de cet appareil dont la mise en place ne peut être intégralement expliquée par le seul rafraîchissement des siècles derniers. Je rejoins sur ce point les conclusions de EVIN M., ASSIER A. et FABRE D. (1990), qui proposent d'attribuer l'origine des grands glaciers rocheux encore actifs du Marinnet à la phase cataglaciaire qui marque la fin du Dryas récent.

2. 1. 3 - Conclusion : application du schéma chronoséquentiel proposé à l'ensemble de la vallée de la Guisane

Au terme de ce rapide panorama des formes à bourrelets de fluage situées dans le massif de Combeynot et sur le rebord septentrional de la Montagne des Agneaux, il importe d'élargir le champ de vision à toute la vallée de la Guisane afin de mesurer la portée du schéma chronoséquentiel adopté ci-dessus, et par la même occasion, de l'enrichir de quelques exemples supplémentaires.

Lorsque l'on quitte le massif cristallin des Ecrins-Pelvoux pour pénétrer dans le domaine sédimentaire des nappes briançonnaises, la signature des stades post-atlantiques devient, en raison de l'abaissement sensible des altitudes, extrêmement discrète. Elle se limite la plupart du temps à de modestes renflements protaliques blottis dans l'ombre des plus hautes cimes (face nord de la Tête du Grand Pré, au-dessus de 2450 m). Néanmoins, l'un d'entre-eux échappe à cette règle pour venir rompre, vers 2500 m d'altitude, la rectitude des longs tabliers d'éboulis carbonifères nappant la retombée occidentale du col du Chardonnet (Photo. 13). Si la mise en place définitive des premiers appareils évoqués peut être souvent imputé au rafraîchissement du "Petit Age Glaciaire Alpin", la situation géographique plus défavorable de ce dernier bourrelet, laisse à penser qu'il s'agit là d'une forme un peu plus ancienne qui traduirait, dans le paysage, la flexure climatique du Subboréal.

Les témoins géomorphologiques des deux stades antérieurs à l'optimum climatique de l'Atlantique sont, contrairement aux précédents, particulièrement bien représentés dans le reste de la vallée. Ainsi, sortant du petit cirque quartzitique de la Tête de la Cassille, s'étale un imposant glacier rocheux de 500 m de long qui, par la position de son front (2450 m) et son degré déjà avancé de colonisation végétale, se rapproche singulièrement des appareils pelvousiens présumés du Dryas récent. Il est relayé par une série de bourrelets probablement contemporains, affectant la base des éboulis houillers qui font suite (photo. 13). Stationnant entre 2420 et 2300 m d'altitude, ces édifices ont bénéficié de conditions moins favorables au stockage de la glace en profondeur, et sont en conséquence de taille plus modeste. Dans le même vallon, les débris quartzitiques fournis par la face occidentale du Pic de la Moulinère ont également donné naissance, au-dessus de 2550 mètres d'altitude, à un épais glacier pierreux (Photo. 14). Probablement déjà actif durant le Dryas supérieur, celui-ci a sans doute continué à évoluer au cours du Préboréal ; c'est en tout cas ce que laisse supposer son allure un peu plus "fraîche".

Un tel étagement se retrouve assez fréquemment dans la vallée de la Guisane, et notamment dans le vallon des ruines du Clot Julien (face sud du Grand Galibier), où l'on peut distinctement observer la succession de deux

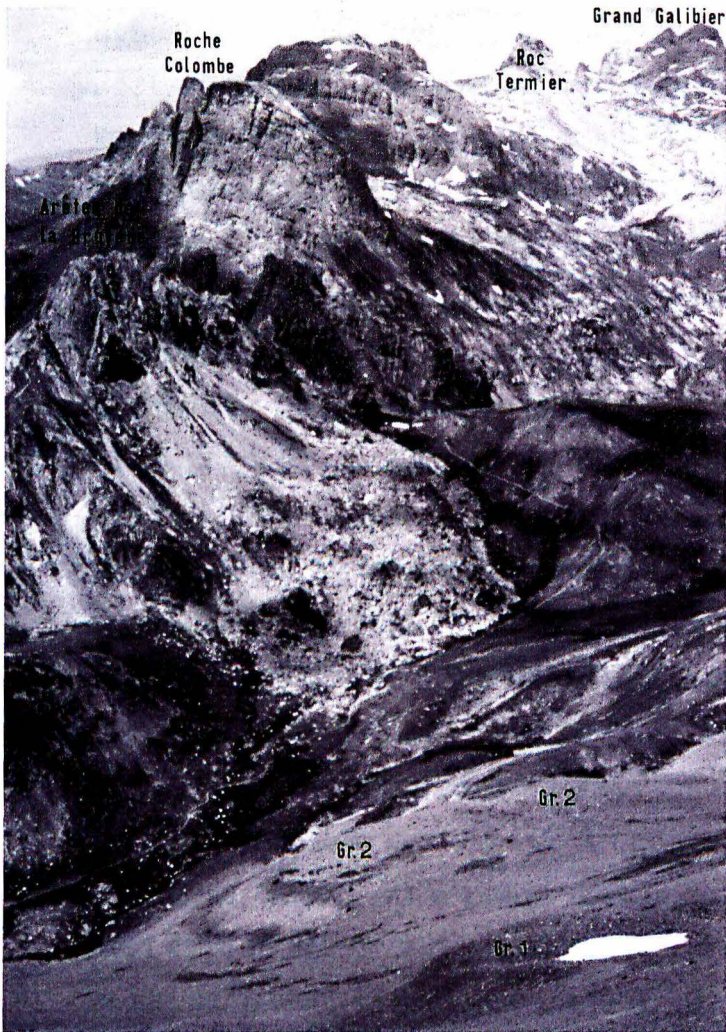
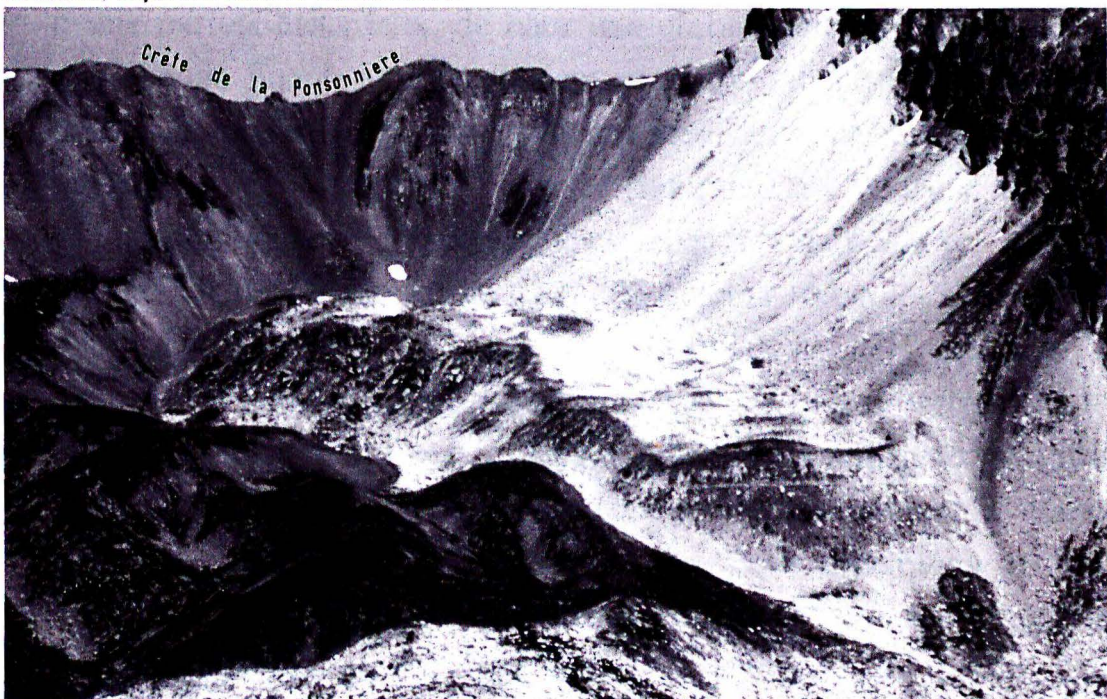


PHOTO 13 - Vue Partielle du haut vallon du Rif. Dans le coin inférieur droit du cliché, on distingue aisément un bourrelet de fluage (Gr.1) qui vient rompre une première fois la rectitude du tablier d'éboulis houiller (secteur des anciennes mines du Chardonnet). Probablement post-Atlantique (Subboréal ?), il est en retrait par rapport à une seconde ligne de front située vers 2300/2400 m d'altitude (Gr. 2). Ces lobes pro-taliques ont été attribués au Dryas supérieur, au même titre que l'imposant glacier rocheux qui s'étale au pied des Arêtes de la Bruyère. En arrière plan, se dresse le massif de Roche Colombe, qui représente la prolongation méridionale de l'épaisse dalle calcaréo-dolomitique du Grand Galibier, dont on distingue le revers dans le coin supérieur droit du cliché. Entre les deux, pointe l'affleurement de calschistes néocrétacés-paléocènes du Roc Termier, souligné par de longues traînées d'éboulis blanchâtres.

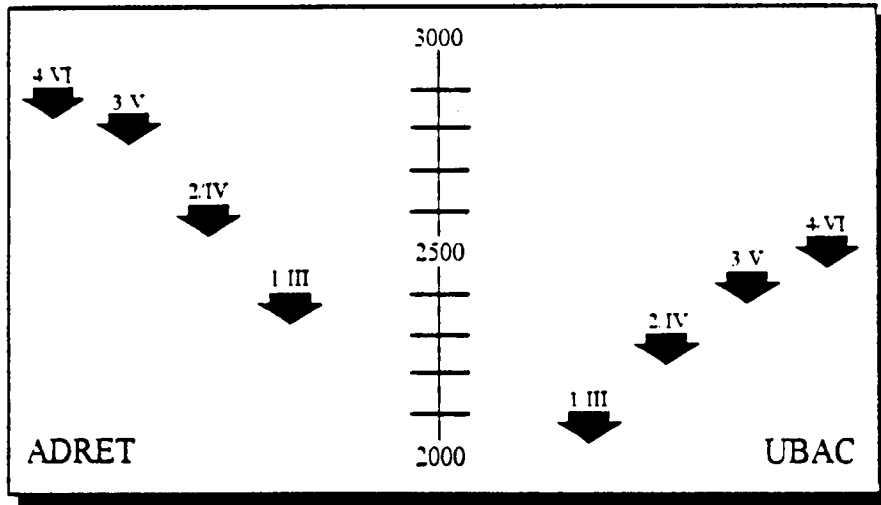
PHOTO 14 - Le glacier rocheux de la Montagne de la Ponsonnière (flanc sud-occidental du Pic de la Moulinière). Situé à l'extrémité amont du vallon du Rif, ce glacier rocheux s'est nourri des débris quartzitiques livrés par la haute paroi du Pic de la Moulinière. Celle-ci présente des teintes verdâtres et cuivrées caractéristiques des corniches entaillées dans les quartzites du Briançonnais. Les éboulis jaunâtres, auxquels elle a donné lieu, tranchent nettement avec les flancs de la crête de la Ponsonnière, façonnés dans le Carbonifère.



lignes de front situées respectivement à 2300/2400 m (Dryas récent ?) et 2550/2600 m (Préboréal ?). C'est également ce qui semble ressortir lorsque l'on constate l'irréfutable superposition des deux glaciers rocheux développés dans l'axe du cirque d'adret du massif de l'Aréa (Fig. 40, G.R.1 et G.R.2). Toutefois, si les caractéristiques générales de l'appareil inférieur permettent de souscrire à une mise en place définitive durant le Dryas récent, l'altitude à peine plus élevée du front de la langue supérieure (2350 m contre 2300 m) et ses étroites similitudes avec le lobe qu'elle surmonte, discréditent l'hypothèse selon laquelle il s'agirait là d'une forme plus récente, relevant de la péjoration climatique du Préboréal (épisode durant lequel la limite inférieure du pergélisol discontinu devait plutôt se placer vers 2500/2600 m sur les faces sud). En fait, lorsqu'on se penche un peu plus longuement sur l'organisation des bourrelets concentriques déferlant en surface, on s'aperçoit rapidement que ces deux édifices sont totalement indépendants : tandis que le plus petit est enraciné vers 2400 m d'altitude dans les contreforts d'une ancienne moraine latérale (cf. Chapitre X), l'autre est issu de l'extrémité amont du cirque, où il prend naissance aux environs de 2500 mètres. On peut ainsi imaginer que, lors d'une phase commune de progression (sûrement le Dryas récent), la présence du lobe inférieur ait entravé le libre écoulement du glacier rocheux supérieur. Celui-ci a donc prématurément stoppé sa course, se contentant de chevaucher partiellement l'appareil qui le devançait.

On voit, au travers de ce dernier exemple, combien il est délicat, voire même parfois hasardeux, de bâtir une chronologie des stades de formation des éboulis fluants et des glaciers pierreux. Ne cherchant pas ici à faire oeuvre de quaternariste, les lignes qui précèdent ont plus modestement pour vocation de vérifier, par l'intermédiaire d'une cartographie géomorphologique détaillée, les repères altitudinaux proposés par FRANCOU B. (1988) sur les bases du schéma chronologique établi dans les Alpes du Sud (Jorda, 1972 à 1988 ; De Beaulieu, 1977 à 1984). Toutefois, cet essai se détache sensiblement des modèles préexistants, dans la mesure où les épisodes favorables au développement des appareils périglaciaires de fluage n'ont pas été considérés comme nécessairement synchrones des stades de progression des fronts glaciaires. Cette conception permet ainsi de faire un compromis entre le système simplifié des récurrences glaciaires post-würmiennes adopté auparavant (cf. Chapitre X), et les indéniables

fluctuations thermiques holocènes que COUTEAUX M. lui-même ne désavoue pas (1984). Le vallon de Fontenil (Fig. 37 et 67) et le cirque oriental du massif de l'Aréa (Fig. 40) sont à cet égard très significatifs, car ils associent deux complexes de moraines supposées fini-würmiennes et des glaciers rocheux plus récents, marquant probablement les flexures climatiques du Dryas supérieur et de l'Holocène.



1 - âge présumé : Dryas récent ; 2 - âge présumé : Préboréal ; 3 - âge présumé : Subboréal ; 4 - âge présumé : Petit Age de Glace et prolongation de l'activité jusqu'à l'époque actuelle. Les correspondances avec la chronologie Jorda / De Beaulieu étant données en chiffres romains.

Fig. 68- Position altitudinale moyenne des fronts des glaciers rocheux situés dans la vallée de la Guisane, en fonction des conditions d'exposition (modifié de Francou, 1988)

De nos jours, alors que l'on assiste à la résorption progressive des surfaces englacées, la plupart des éboulis fluants et des glaciers rocheux qui étaient pleinement actifs au P.A.G., maintiennent encore un mouvement appréciable. Il est donc légitime de se demander s'il s'agit là de formes en décrépitude, n'évoluant aujourd'hui qu'à la faveur d'un capital de glace interstitielle acquis au cours du dernier maximum glaciaire, ou au contraire, si ces appareils sont toujours en équilibre morphodynamique avec leur environnement topo-stationnel. C'est pourquoi il convient à présent d'aborder le problème du régime thermique des sols, afin de voir notamment si les conditions climatiques actuelles sont localement favorables à l'installation et à l'entretien d'un pergélisol en profondeur.

2. 2 - PÉNÉTRATION ACTUELLE DU GEL DANS LES FORMATIONS SUPERFICIELLES ET SES CONSÉQUENCES MORPHO-DYNAMIQUES

2. 2. 1 - L'état thermique des sols⁽¹⁾ de l'étage périglaciaire

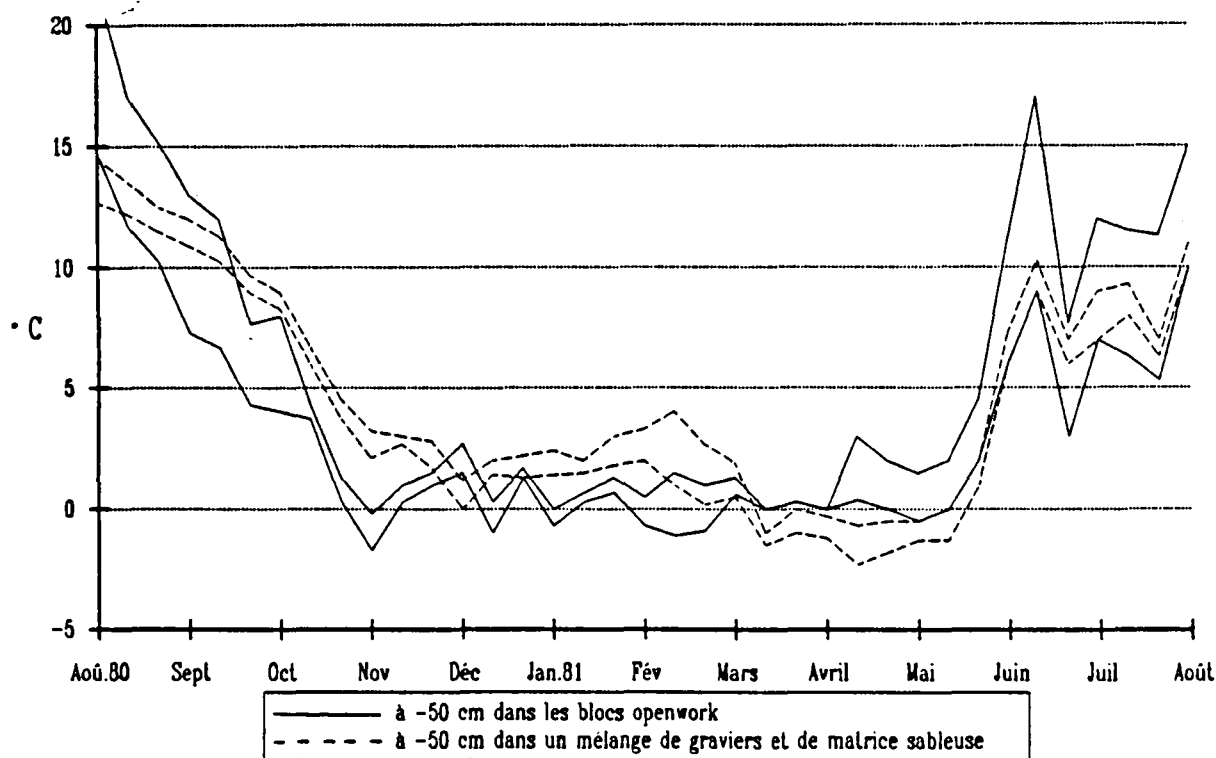
L'état thermique des sols nous est connu grâce à deux campagnes de mesures conduites dans le secteur amont de la vallée de la Guisane. Dans le cadre de l'action concertée "Briançonnais", soutenue par la Délégation Générale à la Recherche et Technique (cf. Chapitre I), quatre thermosondes ont été implantées dès juillet 1976 sur la face sud de la Pointe de la Tête Noire du Galibier, entre 2030 et 2510 mètres d'altitude (Kaiser, 1981 ; Chalaux, 1982 et 1984). Depuis octobre 1979, FRANCOU B. a équipé de la même manière le fond de la Combe de Laurichard. Il a pu ainsi recueillir, jusqu'en novembre 1983, les températures à -10 et -50 cm dans les formations morainiques nappant le fond du cirque vers 2450 m d'altitude. Sur les talus d'éboulis d'adret (alt. 2550 m) et d'ubac (alt. 2650 m) constituant les deux autres sites retenus, les relevés s'interrompent malheureusement en août 1981, ce qui laisse néanmoins la possibilité d'appréhender l'évolution des températures à -20 et -50 cm sur une année entière (Franco, 1983.c). Plus récemment, entre octobre 1984 et août 1986, des sondes ont été enfouies vers 2600 m d'altitude, à 20, 50 et 100 cm sous la surface d'un glacier rocheux partiellement actif du fond de la Combe (Fig. 67). D'après les sondages électriques effectués sur cet imposant lobe de fluage, le toit des sédiments gelés doit se trouver, en fin de saison chaude, à environ 3 m de la surface (Franco, 1988).

Au travers de toutes ces observations, il ressort en premier lieu que l'altitude opère un contrôle très limité sur l'intensité des ondes thermiques négatives qui pénètrent les sols de l'étage périglaciaire. Les échanges entre l'atmosphère et les formations superficielles dépendent plutôt de l'environnement topographique (exposition et modelé) et du régime d'enneigement⁽²⁾ de chaque site.

¹ Le terme "sol" est ici employé dans son acception géotechnique la plus globale

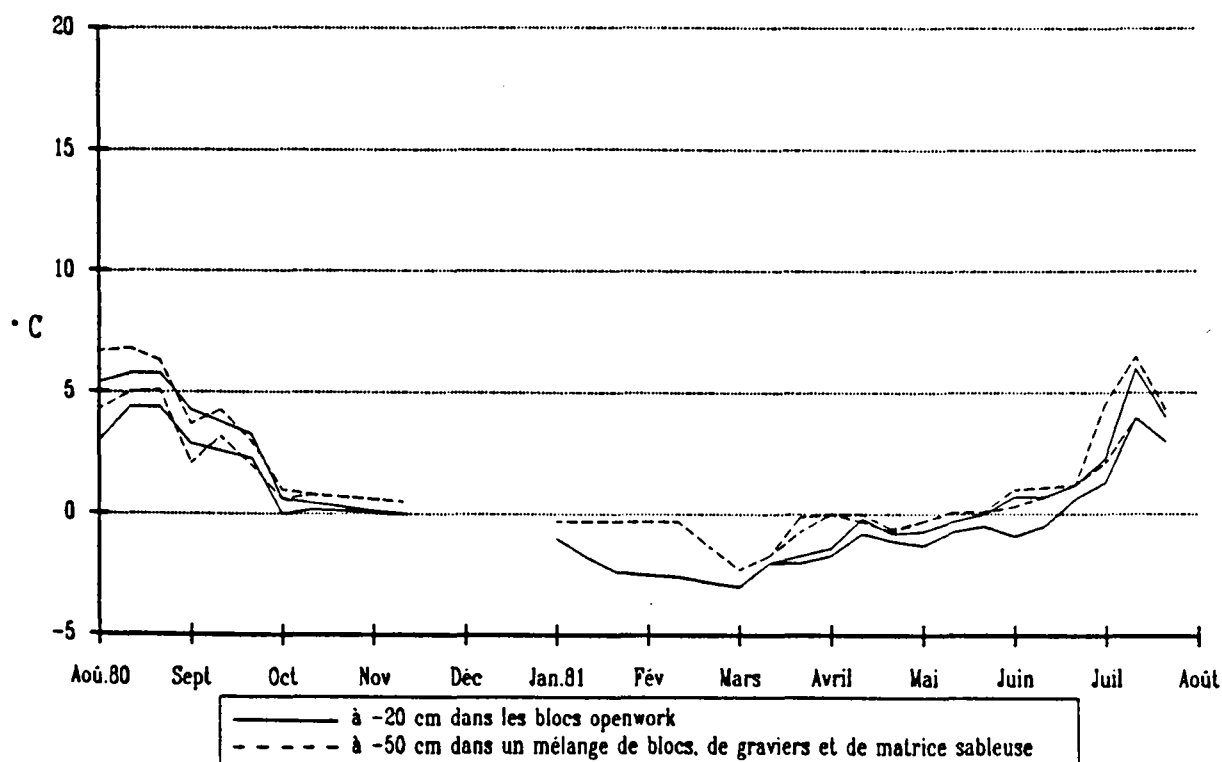
² L'omothermie des sols est en effet ordinairement atteinte lorsque l'épaisseur du manteau neigeux est comprise entre 50 et 100 cm, selon sa densité et sa structure interne

FIG. 69 - EVOLUTION DES TEMPÉRATURES MAXIMALES ET MINIMALES DANS UN ÉBOULIS D'ADRET DE LA COMBE DE LAURICHARD (Alt. 2550 m)



D'après FRANCOU B. (1983.c)

FIG. 70 - EVOLUTION DES TEMPÉRATURES MAXIMALES ET MINIMALES DANS UN ÉBOULIS D'UBAC DE LA COMBE DE LAURICHARD (Alt. 2650 m)



D'après FRANCOU B. (1983.c)

En adret et en fond de cirque, les températures hivernales et printanières sont en règle générale faiblement négatives ou proches de zéro, notamment si les premières chutes de neige interviennent avant les grands froids. Toutefois, sur les versants fortement ensoleillés ou sur les croupes ventées du fond de la Combe de Laurichard, l'épaisseur du manteau neigeux est trop souvent insuffisante pour que celui-ci puisse exercer correctement son rôle d'écran thermique pendant toute la saison froide. De ce fait, il n'est pas rare qu'en plein hiver un gel relativement intense (températures de l'ordre de -5°C) envahisse provisoirement la tranche superficielle des sols. De même, les amplitudes journalières de l'air ne sont pas toujours complètement absorbées par la couverture neigeuse ; elles peuvent alors se traduire à 50 cm de profondeur par des oscillations nyctémérales de 1 à 3°C (Fig. 69). Nonobstant ces réserves, la pénétration hivernale et printanière du gel reste ici remarquablement médiocre. D'autre part, une fois l'écran neigeux intégralement résorbé (généralement en juin), le réchauffement intervient brutalement, en imposant à tous les horizons une hausse moyenne de 10°C en un peu plus d'un mois. Dans ces conditions, le maintien durable d'un pergélisol en profondeur est totalement exclu à cette altitude.

Sur l'ubac du Roc Noir de Combeynot, le rôle régulateur du manteau neigeux apparaît aussi très clairement : peu épais jusqu'en mars (30 à 40 centimètres), celui-ci a laissé l'opportunité au gel de s'installer durablement à -20 cm, et n'a pas entravé la pénétration plus passagère d'une onde négative de $-2,5^{\circ}\text{C}$ à 50 cm de profondeur (Fig. 70). Un tel engel ne semble pourtant pas être un phénomène annuel systématique, car la constitution d'une chape neigeuse vigoureuse peut également se réaliser à cet endroit dès la fin du mois de décembre. C'est ainsi que durant le semestre froid précédent (1979-1980), caractérisé par l'établissement plus précoce d'une épaisse couverture neigeuse, les températures négatives relevées sur le même site à 20 et 50 cm de profondeur n'avaient respectivement atteint que $-0,8$ et $-0,4^{\circ}\text{C}$. A l'inverse, la persistance d'un manteau lacunaire jusqu'aux derniers jours du mois de juillet 1980, avait permis le maintien tardif de températures légèrement négatives. Quoi qu'il en soit, on peut considérer que l'expulsion estivale du froid accumulé dans le sol au cours des mois hivernaux et printaniers est actuellement toujours assurée sur ce site d'ubac. Des températures franchement positives s'y maintiennent ensuite pendant deux à trois mois, créant ainsi un environnement défavorable à la mise en place d'un

pergélisol sur de vastes étendues. Les mesures effectuées à 2600 mètres sur le glacier rocheux actif du fond de la Combe de Laurichard, rendent également compte d'un dégel cyclique des matériaux sur au moins un mètre d'épaisseur (Francou, 1988). Cependant, compte tenu de la variabilité inter-annuelle du climat briançonnais, que l'on a déjà eu l'occasion de souligner auparavant (cf. Chapitre V), il n'est pas impensable qu'un gélisol, développé à la faveur de conditions topoclimatiques optimales, puisse subsister à une, voire même plusieurs saisons chaudes. Il suffit pour cela que l'assemblage climatique annuel fasse se succéder des hivers froids et secs laissant aux ondes de gel la possibilité d'imprégner profondément les sols, et des printemps suffisamment enneigés pour que des taches résiduelles de neige puissent maintenir, sous elles, des îlots de températures négatives jusqu'aux premières neiges suivantes.

C'est ainsi que la zone radicale de nombreux glaciers rocheux du massif de Combeynot, longtemps recouverte par des culots d'avalanches ou encore dissimulée sous un névé pérenne, semble réunir les conditions nécessaires à l'entretien d'un capital glaciaire historique. Toutefois, en l'absence de mesures précises qui viendraient confirmer la réalité et l'ampleur éventuelle de ce phénomène, il apparaît à la lumière de ces différents travaux que l'emprise actuelle du gel dans les formations superficielles est fortement tempérée par l'installation du manteau neigeux. De la sorte, son action morpho-dynamique se résoud la plupart du temps à un remaniement des horizons superficiels aux endroits où le rayonnement solaire et la déflation sont suffisamment intenses pour provoquer un déneigement prématuré. Dans ces conditions, il n'est pas étonnant que les adrets constituent à cet effet un lieu de prédilection.

2. 2. 2 - Les processus superficiels liés au gel

Dans la vallée de la Guisane, la formation de pipkrakes représente indiscutablement la manifestation la plus répandue de la géliturbation. Cette glace fibreuse d'exsudation se développe préférentiellement sur les sols argileux contenant assez de cailloux pour que la circulation de l'eau y soit aisée. Elle nécessite également la combinaison d'un taux d'humidité relativement élevé et d'un refroidissement nocturne brutal faisant descendre

les températures à au moins -2°C au niveau du sol. De telles conditions sont pleinement remplies sur les adrets à la fin du printemps (mois de mai et juin), et plus précisément sur les portions de versants faiblement inclinées (pente généralement inférieure à 5°), où les eaux de fusion diurne, issues des taches résiduelles de neige, transitent lentement et imbibent abondamment les sols.

En fait, contrairement au schéma classique des aiguilles de glace qui croissent perpendiculairement à la surface topographique, les pipkrakes prennent ici plutôt l'aspect d'une croûte compacte de glace hypodermique, dont l'épaisseur dépasse rarement 3 à 4 cm. Comme celle-ci se développe essentiellement dans les secteurs à pente modérée, il est évident que son efficacité dans le transport mécanique des particules est très limitée. De même, le processus de solifluxion pelliculaire (*kammeissolifluktion* des auteurs germaniques), consécutif au réchauffement diurne, est strictement confiné aux secteurs les plus pentus et complètement dévégétalisés. En revanche, les pipkrakes exercent un rôle déterminant dans la destruction de la cohésion des horizons superficiels. En effet, en triturant les premiers centimètres du sol, ils favorisent grandement l'érosion hydrique (liée en particulier aux grosses averses estivales), qui se présente d'ores et déjà comme un puissant agent de la dynamique actuelle des versants guisanais (Hernandez et Serrate, 1978 ; Kaiser, 1981).

Lorsque l'onde de gel pénètre plus profondément un terrain saturé en eau, la matrice subit un gonflement substantiel sous l'effet des ségrégations de glace. Au moment du réchauffement, le dégel se propage inégalement et provoque une dislocation des matériaux. Bien qu'il soit difficile d'évaluer précisément l'efficacité d'un tel phénomène, il est probable que celui-ci participe pour une part à la déstabilisation des systèmes de terrassettes qui enguirlandent les alpages (Serrate, 1978 et 1981).

Quoi qu'il en soit, les mesures de températures dans le sol et les observations sur le terrain mettent en évidence le poids limité de la géliturbation dans la panoplie des processus morpho-dynamiques aujourd'hui à l'oeuvre sur les versants de la vallée de la Guisane. Son action se borne aux horizons superficiels, et consiste le plus souvent à fragiliser les matériaux qui sont ensuite mobilisés par l'intermédiaire notamment du

ruissellement. Au contraire, le gel exerce sur les parois rocheuses, continûment dépourvues d'écran neigeux protecteur, un puissant travail de météorisation. Les talus d'éboulis sont en conséquence particulièrement bien développés au pied des grandes murailles qui coiffent les sommets de la région. Toutefois, leur présence ne se limite pas rigoureusement à l'étage périglaciaire *stricto sensu*, car les multiples coulées de débris et glaciers rocheux auxquels ils ont donné naissance contribuent à généraliser l'empreinte de la blocaille dans le paysage.

V - LES MENACES INDUITES PAR LA DYNAMIQUE DES VERSANTS

**12 - Evaluation et cartographie des aléas
naturels**

**13 - Analyse détaillée de quelques
phénomènes significatifs**

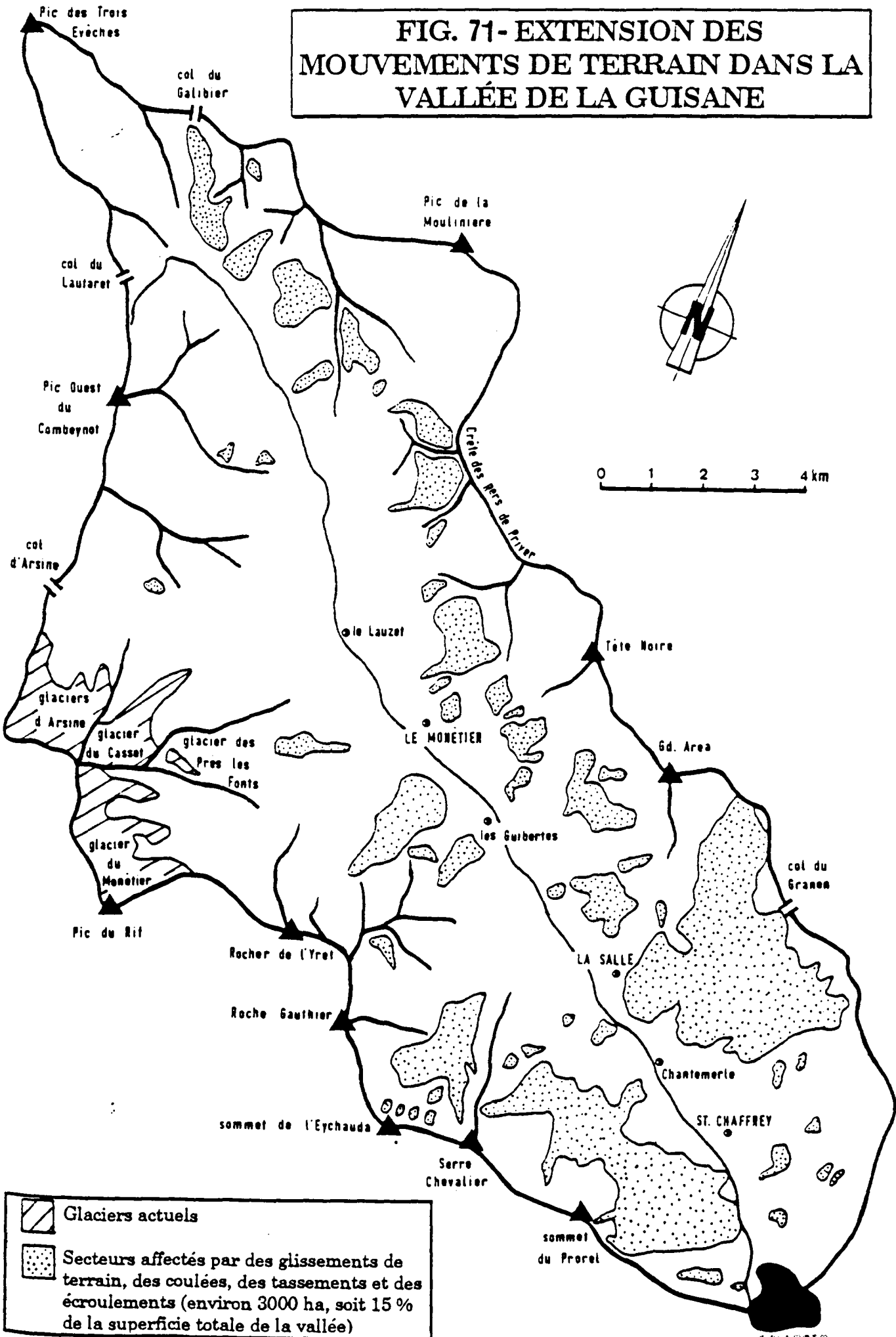
XII - EVALUATION ET CARTOGRAPHIE DES ALÉAS NATURELS

L'instabilité naturelle des versants montagneux a suscité depuis déjà fort longtemps la curiosité des naturalistes de tout pays. Les multiples études auxquelles elle donna lieu furent, dans un premier temps, essentiellement le fruit de mécaniciens des sols et de géologues principalement soucieux d'élucider les mécanismes de déclenchement des différents types de mouvements de terrain, et d'en élaborer une typologie universelle. Toutefois, le développement récent des aménagements touristiques, dans un milieu aussi contraignant que la montagne, a rapidement rendu nécessaire la prévision et la localisation précise des zones présumées dangereuses. En France, ce n'est qu'à la suite des catastrophes meurtrières du plateau d'Assy (Haute-Savoie) et de Val d'Isère (Savoie), survenues en 1970, que les recherches se sont orientées spécifiquement vers la cartographie des phénomènes susceptibles d'engendrer des sinistres. Cette préoccupation a trouvé ses premières expressions dans la production des plans Z.E.R.M.O.S.⁽¹⁾ et des Cartes de Localisation Probable des Avalanches. A la suite de cette expérience, la cartographie des risques⁽²⁾ naturels a été relancée par la loi du 13 juillet 1982 relative à l'indemnisation des victimes de catastrophes naturelles, et par laquelle l'Etat s'engage à mettre en oeuvre des Plans d'Exposition aux Risques naturels (P.E.R.) destinés à délimiter les zones exposées et à déterminer les éventuelles techniques de prévention. Aucune des quatre communes s'étendant sur la vallée de la Guisane, pourtant très riches en équipements de loisir, n'a fait l'objet d'une cartographie intégrée des aléas naturels. Seuls les principaux sites avalancheux des communes de la Salle et de Monétier-les-Bains ont donné lieu à un zonage, récemment actualisé grâce aux données fournies par l'enquête permanente sur les avalanches qui est menée dans certains secteurs sensibles. Il convenait donc de combler rapidement ce vide afin de fournir aux responsables locaux les moyens de développer une politique de

(1) Zones Exposées aux Risques liés aux Mouvements du Sol et du Sous-sol

(2) Le terme "risque" sera, au même titre que le mot "aléa", toujours employé dans la suite de cet essai comme un équivalent de l'expression anglo-saxonne "*natural hazard*".

FIG. 71- EXTENSION DES MOUVEMENTS DE TERRAIN DANS LA VALLÉE DE LA GUISANE



prévention à la mesure des ambitions économique-touristiques affichées par l'ensemble des communes guisanaises. Mon intérêt se porta bien volontiers sur une telle entreprise, car n'est-ce pas une démarche éminemment géographique que de traiter des interactions entre le fonctionnement des milieux naturels et des sociétés humaines ?

1 - DÉTERMINATION ET CARACTERES GÉNÉRAUX DES ALÉAS NATURELS INVENTORIÉS

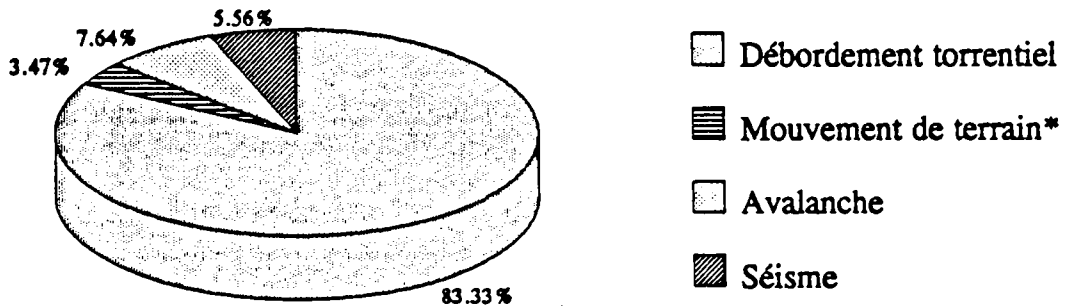
1. 1 - RAPPEL DE LA DÉMARCHE SUIVIE ET PLACE DES DIFFÉRENTS PHÉNOMÈNES IDENTIFIÉS

L'évaluation des aléas naturels repose en premier lieu sur une connaissance approfondie de l'environnement géomorphologique du territoire retenu. Celle-ci passe nécessairement par un levé cartographique détaillé débouchant sur un recensement exhaustif des indices d'instabilité actuelle et passée. Cette étape préliminaire m'a permis de mettre en évidence la présence d'un grand nombre de mouvements de terrain qui, si l'on excepte les processus endémiques tels que l'éboulisation ou la reptation pelliculaire, affectent 15% de la superficie totale de la vallée de la Guisane, soit environ 3000 hectares (Fig. 71). A elles seules, les dimensions de certains secteurs profondément déstabilisés apparaissent d'ores et déjà considérables ; je pense en particulier aux vastes complexes du versant septentrional du Granon et de la retombée nord du massif du Prorel qui représentent, à eux deux, une surface de l'ordre de 1650 ha.

L'établissement d'une carte des risques morphodynamiques requiert également une enquête historique destinée à dresser l'inventaire des sinistres ayant laissé une trace dans les documents d'archives ou dans la mémoire vernaculaire (Vogt, 1973). L'atlas départemental des risques naturels et technologiques (Fanthou, Gambier et Al., 1991) constitue à cet effet un document précieux m'ayant fourni près de 75% des événements répertoriés dans la vallée de la Guisane (Annexe 1). Cette liste a ensuite été complétée par des recherches personnelles qui ont permis de porter le nombre des phénomènes géologiques à caractère exceptionnel à près de 150 (séismes y compris). L'événement le plus ancien répertorié remonte au XIV^{ème} siècle, et correspond à une crue du torrent de Ste-Elisabeth ayant, en 1394, dévasté

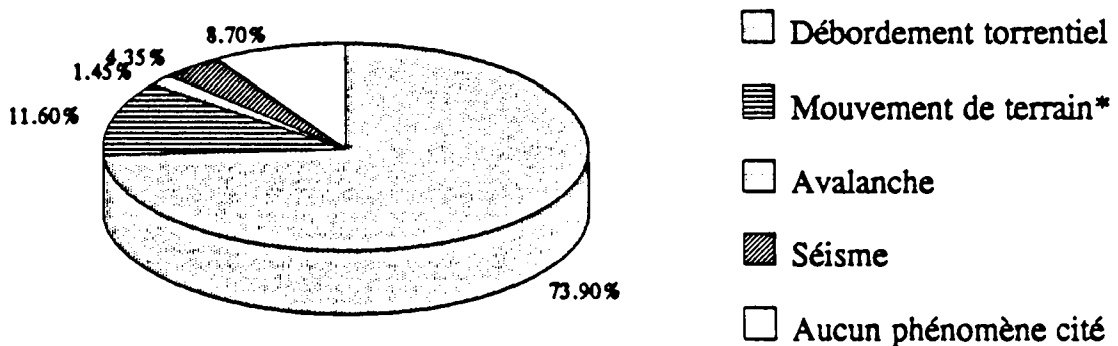
FIG. 72 - L'OMNIPRESENCE DES PHENOMENES TORRENTIELS DANS LA MEMOIRE COLLECTIVE

Sources : FANTHOU (1992), archives du Service R.T.M. de Gap et VOGT (1979)



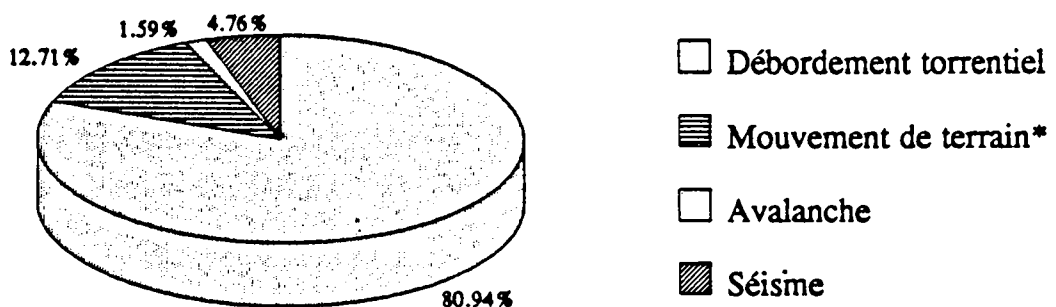
* Ecoulement, glissement et coulée

A - Résultats globaux issus du dépouillement des documents d'archives



* Ecoulement et glissement

B - Répartition par type de phénomènes à partir de l'ensemble des réponses données lors de l'enquête auprès de la population



* Ecoulement et glissement

C - Répartition par type d'aléas, exclusivement à partir de l'échantillon de personnes ayant cité au moins un phénomène

une partie des terres agricoles établies sur le cône de déjection (Mougin, 1931). Le plus récent est daté du 24 juillet 1992 et relève non pas du dépouillement des documents d'archives, mais d'une observation *in situ* faite par M. LESTOURNELLE⁽¹⁾ depuis sa résidence située sur la commune de Briançon. Il s'agit d'une coulée boueuse de taille modeste, mais qui a néanmoins causé des dégâts substantiels à la maison d'enfants établie au pied du versant du Prorel, à proximité du lit de la Guisane.

Qu'elle soit basée sur la consultation des documents d'archives ou sur des témoignages directs, l'enquête historique présente un intérêt certain car elle peut, dans de nombreux cas, obvier aux insuffisances du travail de terrain. C'est ainsi qu'elle m'a permis de mettre à jour un certain nombre d'événements bien souvent dommageables pour l'homme, mais dont les témoignages morphologiques sont aujourd'hui entièrement estompés. Je pense en l'occurrence aux débordements torrentiels qui, étant donné les dégâts qu'ils provoquent dans les fonds de vallées densément occupés, marquent plus profondément la mémoire collective et laissent préférentiellement des traces écrites. C'est d'ailleurs ce qui ressort à l'examen du décompte des types de phénomènes recensés à partir des sources documentaires. En effet, près de 85% des sinistres sont constitués par des crues torrentielles ou des inondations (Fig. 72.a). Cet ordre de grandeur se retrouve également à la suite de l'enquête menée auprès de la population locale, car après avoir écarté les fiches ne faisant référence à aucun événement (8,7% de l'échantillon⁽²⁾), les débordements torrentiels rassemblent plus de 80% des catastrophes évoquées (Fig. 72.c).

Les données obtenues par l'intermédiaire de cette démarche sont également, dans une certaine mesure, le reflet des contraintes imposées par l'environnement topographique propre à chaque commune. C'est ainsi que sur le territoire communal de Monêtier-les-Bains, caractérisé par l'altitude moyenne la plus élevée⁽³⁾, apparaît une dizaine de cas d'avalanches destructrices et même parfois meurtrières (Fig. 73). Toutefois, les références aux crues torrentielles demeurent de loin les plus fréquentes (Fig. 74), car les désastres qu'elles occasionnent sont généralement les plus dispendieux,

(1) Professeur de Sciences Naturelles au Lycée d'altitude de Briançon et principal responsable du Projet d'Action Educative mené sur "les risques torrentiels en Briançonnais".

(2) cf. figure 72.b

(3) cf. figures 8, 9 et 10

FIG. 73 - TYPES DE PHÉNOMÈNES RÉPERTORIÉS PAR COMMUNE *

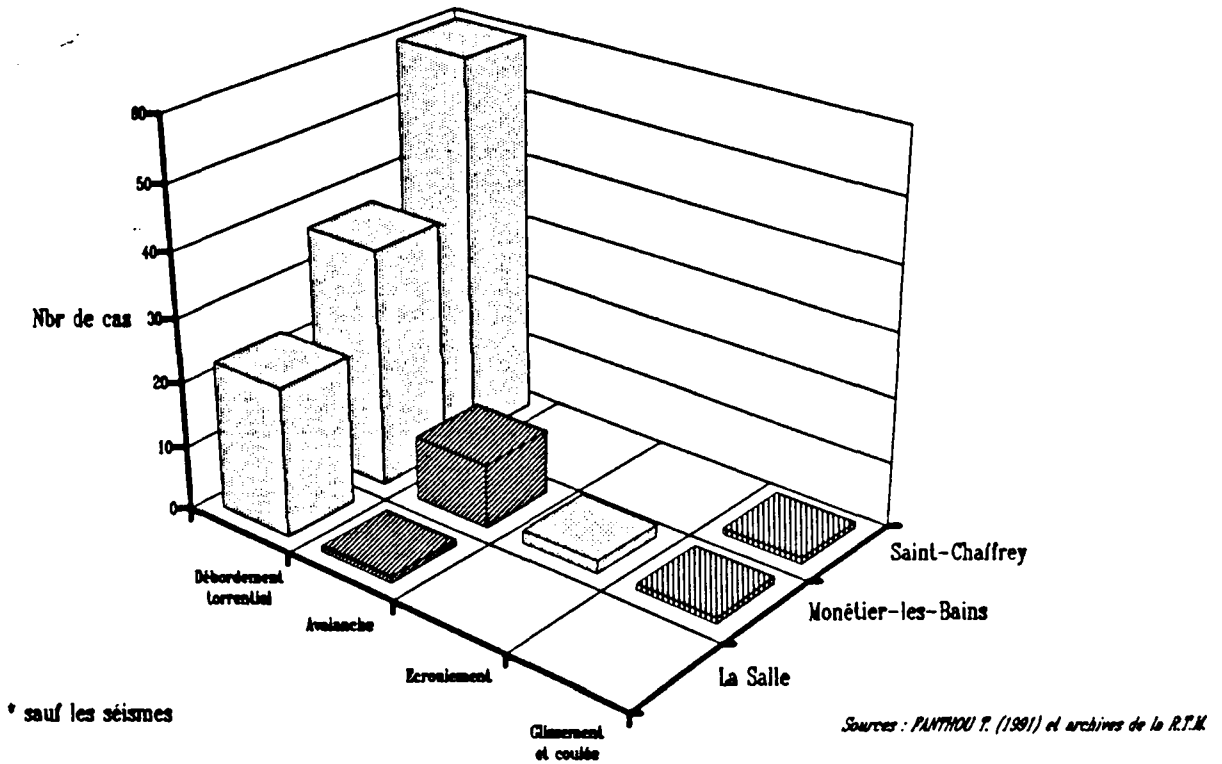
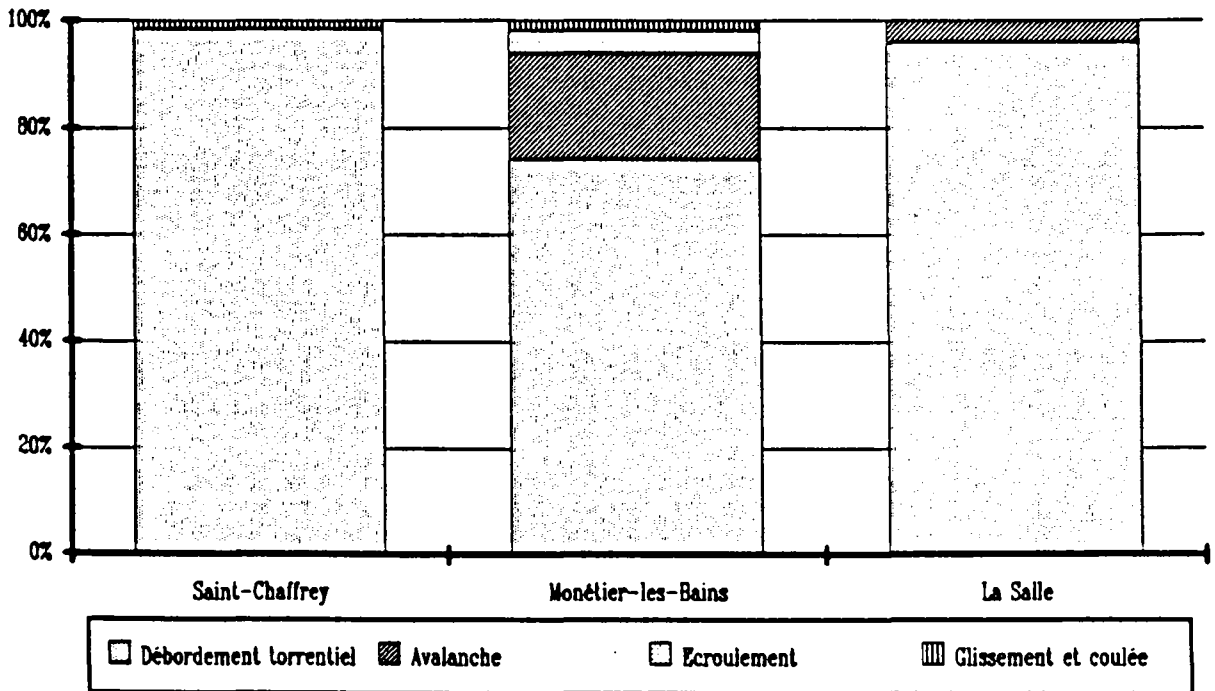


FIG. 74 - IMPORTANCE RELATIVE DES TYPES DE PHÉNOMÈNES RÉPERTORIÉS PAR COMMUNE *



et par voie de conséquence, ceux qui ont donné lieu à d'abondants documents administratifs et articles de presse.

On voit ainsi, au travers de ces premiers résultats, à quel point les approches cartographique et historique sont complémentaires. En effet, si l'exploration des sources documentaires et les témoignages oraux sont loin de rendre compte de la place fondamentale prise par les mouvements de terrain dans l'évolution des versants de la Guisane, ils permettent en revanche d'appréhender des phénomènes dévastateurs mémorables dont les traces morphologiques sont cependant éphémères. Le cas des séismes est à cet égard un peu différent, dans la mesure où les secousses telluriques induisent fréquemment des phénomènes gravitaires dont il sera ensuite possible de retrouver des témoignages sur le terrain. Toutefois, l'inventaire conjointement dressé des événements sismiques et des mouvements de terrain ne permet pas de mettre en évidence une telle relation de cause à effet. Ceci ne signifie pas pour autant qu'il n'y en ait aucune, car étant donné l'intensité des séismes répertoriés⁽¹⁾, il n'est pas impensable qu'ils se soient accompagnés de quelques ruptures dans les versants les plus instables. Eloignées de toute construction humaine, celles-ci seraient cependant passées inaperçues, d'autant que l'ampleur des dégâts causés par les secousses elles-mêmes était telle, qu'elle monopolisait toute l'attention des observateurs. Quoi qu'il en soit, la déstabilisation des versants par le déclenchement de mouvements de masse apparaît assurément comme un phénomène particulièrement étendu, dont l'origine ne peut être exclusivement attribuée à la néotectonique. Le repérage des manifestations d'instabilité actuelle ou passée, ainsi que l'examen attentif de leur environnement géomorphologique, climatique et biogéographique, permet à ce sujet d'en cerner à la fois la diversité et les principaux facteurs explicatifs.

1. 2 - LES MOUVEMENTS DE TERRAIN ET LES FACTEURS RENDANT COMPTE DE LEUR APPARITION

1. 2. 1 - Une grande variété de mouvements de terrain

La remarquable extension des désordres affectant les versants de la vallée de la Guisane procède de l'accumulation de nombreux facteurs

(1) Degré VI et VII de l'échelle macrosismique d'intensité (M.S.K. 1964)

défavorables qui agissent de concert pour donner naissance à une panoplie très complète de mouvements de terrain. Au regard des énormes différences qui existent au niveau des volumes concernés, des matériaux affectés, des modes de déplacement et des effets induits, ces phénomènes apparaissent en effet d'une grande variété. Il est cependant possible de les regrouper en plusieurs types élémentaires :

- *les glissements rotationnels* se distinguent aisément par les replats à contre-pente qu'ils engendrent (haut bassin du torrent de St-Joseph ; voir Fig. 6.b), parfois associés à des contre-pondages éloquents (glissement des ruines de Chaméant, sur la face sud du massif de l'Aréa).
- *Les coulées* constituent sans aucun doute les formes de déstabilisation les plus répandues. Leur diversité résulte de leurs propres dimensions, de la quantité et de la taille des fragments et des blocs rocheux qu'elles comportent, mais aussi de leur vitesse de mise en place. Cette terminologie s'applique donc aussi bien aux coulées de débris qui dévalent périodiquement les talus d'éboulis jouxtant les escarpements rocheux, qu'aux lobes démesurés qui affectent le vallon de Fréjus (commune de La Salle), celui du torrent du Plan Chevalier, au-dessus du Lauzet (Photo. 16), ou encore le versant compris entre les torrents de Corvaria et de Chanteloube (Photo. 18). Elle prend également en compte les laves torrentielles dont les circonstances de déclenchement ne diffèrent pas fondamentalement de celles associées aux coulées moins chenalisées.
- *Les écroulements* sont également un élément essentiel du paysage, puisqu'ils représentent à eux seuls près de 5% des surfaces perturbées, soit environ 150 ha. Cependant, ils se distinguent localement assez mal des coulées à gros blocs, dont il est probable qu'ils constituent parfois le stade initial (face sud de la Tête de Colombe, entre le tunnel des Vallois et le torrent du Haut Etre).
- *les affaissements et les effondrements* sont ici entièrement dévolus aux masses gypseuses qui jalonnent les plans de discontinuité structurale. Les premiers prennent ordinairement l'aspect d'entonnoirs de dissolution (col du Galibier et chapelle de N.D. des Neiges et à l'Est du sommet du Prorel) ou de suffosion impliquant les formations superficielles sus-jacentes (col d'Arşine, le Grand Vallon et le flanc ouest du vallon du Grand Tabuc), les seconds se cantonnent semble-t-il



PHOTO. 15 - Réactivation superficielle du système de coulées anciennes du Bois du Prorel. L'abrupt calcaire de l'arrière plan correspond vraisemblablement à une ancienne niche d'arrachement. Elle domine en effet un important système de coulées anciennes qui intéresse presque entièrement le flanc septentrional du massif du Prorel. Le matériau est composé d'une matrice silto-sableuse de couleur généralement sombre, incluant des blocs anguleux de nature diverse (les fragments houillers étant dominants). La déchirure du centre de la photographie trahit la fragilité de cet ensemble qui comporte, çà et là, des indices d'instabilité comparables.



PHOTO. 16 - Front de la coulée du Plan Chevalier. Située au pied de l'imposante corniche calcaire de la Roche Colombe, cette coulée intéresse essentiellement la couverture glaciaire. Elle présente un bossellement d'ampleur pluridécamétrique et de nombreuses zones humides. Son matériau constitutif comprend une multitude de fragments calcaires et quartzitiques, ainsi que des débris de flysch tertiaire. Ils sont emballés dans une matrice silto-sableuse de couleur ocre. En arrière plan et à gauche du cliché, on peut observer une importante masse de calcaires dolomitiques en position stratigraphique anormale (tc). Elle se situe en effet à la même altitude que l'énorme rognon quartzitique du centre de la photographie (tq). En fait, il s'agit d'un compartiment de la paroi principale ayant glissé. Son extrême fracturation est à l'origine d'un enrichissement notable de la coulée sous-jacente en blocs calcaires de grandes dimensions (Ec).

au large affleurement de gypse situé dans le haut bassin du Ste-Elisabeth (commune de St-Chaffrey).

- *Les manifestations d'une déformation lente par infléchissement des plans de stratification* peuvent être observées à plusieurs reprises, et notamment dans le massif de l'Aréa et à l'Ouest du col du Granon où elles affectent respectivement les terrains calcaréo-dolomitiques du Trias et la série schisto-gréseuse du Carbonifère.

- *Certains processus spécifiques au milieu montagnard* entrent également dans la catégorie des mouvements de terrain. Je pense en particulier à l'ébouilisation qui se distingue de l'écroulement par le caractère individuel de la mobilisation des fragments. Il n'en demeure pas moins un phénomène redoutable, d'autant que le fonctionnement morphodynamique des talus d'ébouilis est souvent intimement lié aux avalanches et aux coulées de débris (Cf. Chapitre XI).

Toutefois, les unités élémentaires isolées sont rares, et de nombreux secteurs perturbés réunissent, d'un seul tenant, plusieurs types de mouvements de terrain. On a alors affaire à de véritables "complexes", au sein desquels les formes de déstabilisation sont parfois représentées dans leur plus grande diversité. Le versant méridional du Granon et la retombée nord du Prorel (photo. 15) illustrent parfaitement ces propos, car les glissements et les multiples coulées à gros blocs qui les ont initialement affectés, ont été le point de départ d'un enchaînement de processus nouveaux, opérant des retouches ponctuelles destinées à rétablir l'équilibre de l'ensemble (évolution des niches d'arrachement par écroulement ou ébouilisation, emboîtement de coulées de plusieurs générations, etc.).

J'aurai ultérieurement l'occasion de revenir plus en détail sur quelques uns de ces phénomènes. Pour l'heure, il convient en priorité de déterminer les facteurs spatio-temporels responsables de leur apparition, afin de rendre compte de leur remarquable déploiement.

1. 2. 2 - Les facteurs d'instabilité

D'une façon générale, les conditions géologiques, géomorphologiques et climatiques sont intrinsèquement propices à la déstabilisation des versants. Toutefois, l'analyse thématique qui en sera faite ne doit pas faire

perdre de vue que le déclenchement d'un mouvement de terrain résulte toujours de l'addition de plusieurs facteurs défavorables, dont il est souvent difficile d'estimer la part de responsabilité dans la rupture.

Les populations de montagne ont longtemps fait preuve d'une certaine incurie quant à la gestion de ce milieu extrêmement fragile, augmentant ainsi l'efficacité de certains processus érosifs (notamment l'érosion hydrique). La critique de cette imprudence, parfois fatale, n'est pas neuve (Surrel, 1870 ; Mougin 1924 et 1931), et dès la fin du siècle dernier, des mesures draconiennes ont été prises par les pouvoirs publics afin de remédier aux erreurs d'autrefois (reboisements et correction des torrents par implantation de seuils). Plus récemment, les contraintes imposées par l'avènement du tourisme ont nécessité le renforcement de la politique de prévention des risques inhérents à la dynamique des versants. En dépit de tous ces efforts, les effets préjudiciables de l'occupation humaine sur la stabilité des pentes n'ont pu être totalement gommés. C'est pourquoi, il conviendra, à la suite de l'examen des conditions naturelles, d'analyser les facteurs anthropiques susceptibles d'accélérer, voire de déclencher certains phénomènes.

1. 2. 2. 1 - Le contexte structural

a - Nature et propriétés mécaniques des roches

Les propriétés mécaniques des roches représentent, sans conteste, les premiers paramètres à prendre en considération dans la recherche et l'évaluation des causes d'instabilité dans la vallée de la Guisane. C'est en tous cas ce que semble signifier la distribution des mouvements de terrain en fonction de la nature des matériaux affectés. En effet, regroupant environ 70% des surfaces en désordre, les formations du Carbonifère briançonnais apparaissent incontestablement comme un élément déterminant dans la localisation des secteurs instables.

Cette sensibilité à l'égard des mouvements de terrain s'explique naturellement par la présence de strates schisteuses et charbonneuses. Particulièrement abondantes dans le Namurien, celles-ci en font une assise au plus haut point vulnérable, dont il est rare de trouver de larges affleurements restés entièrement intacts (vallon du torrent de Pervou, secteur

de Roche Chevalier et du col des Cibières, flanc septentrional du Prorel, etc.). Ceci ne se signifie pas pour autant que les autres assises du Houiller, sensiblement moins schisteuses, soient épargnées par l'instabilité naturelle. Bien au contraire, ces terrains sont couramment affectés par des mouvements complexes, dont il est parfois difficile de cerner les limites exactes.

Cette instabilité chronique est en partie liée au caractère mécanique anisotrope du bloc carbonifère. En effet, les niveaux schisteux et anthracifères qui l'entrelardent, représentent des plans de moindre résistance au cisaillement, constituant un véritable système de fractures orientées. Ces discontinuités lithostratigraphiques influencent d'une part la répartition des tensions à l'intérieur du massif, d'autre part, en altèrent ostensiblement la robustesse. C'est ainsi qu'entre le col des Cibières et celui du Granon, où les strates fortement redressées⁽¹⁾ s'allongent parallèlement à la ligne de crête, on peut observer un fauchage généralisé des têtes de bancs sous l'effet de la gravité. Toutefois l'hétérogénéité mécanique du bloc carbonifère induit des différences dans la vitesse de déformation. Ceci se manifeste par la présence de deux tranchées sommitales qui, sous leur épais manteau de gélifracsts, dissimulent vraisemblablement les terrains les moins rigides (schistes en l'occurrence). Ces dépressions sont dominées d'une quinzaine de mètres par des escarpements gréseux et conglomératiques. Ici, les contraintes imposées au rocher se traduisent par une intense fracturation, mais aussi par de nombreuses dalles structurales dont les pendages aberrants indiquent manifestement qu'elles sont désolidarisées des déformations profondes.

Outre les dissemblances dans le comportement mécaniques des différentes composantes du Houiller, l'alternance maintes fois répétée de bancs fissurés (grès et conglomérats) et de niveaux schisteux ou charbonneux détermine autant de binômes "roche perméable sur roche imperméable". Cet agencement favorise évidemment la réalisation de petits aquifères, à la faveur desquels apparaissent des suintements, voire quelques modestes sources contribuant à la déstabilisation des fonds de ravins (torrent du Verdarel notamment). Néanmoins, les terrains du Carbonifère demeurent dans leur ensemble peu perméables (Blais, 1978). Là où ils affleurent directement, le paysage est verdoyant et le réseau hydrographique est généralement dense. Lorsqu'ils sont recouverts de formations superficielles,

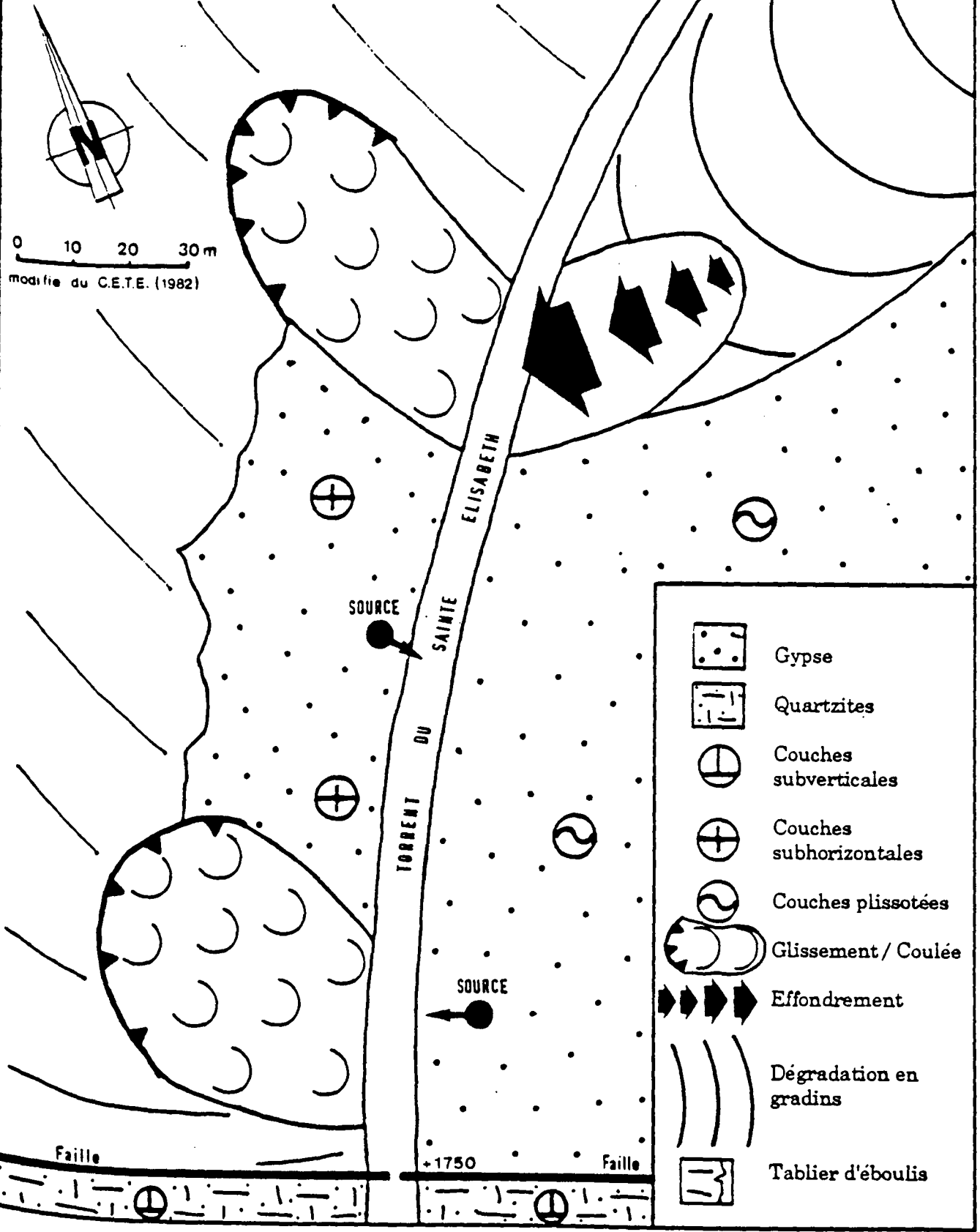
(1) Pendages compris généralement entre 45 et 80°

les eaux d'infiltration ont tendance à se concentrer à leur contact, créant ainsi des surfaces privilégiées de décollement. Le binôme "Houiller/couverture quaternaire" est donc éminemment propice au déclenchement de glissements et de coulées tels qu'on peut les observer dans le haut bassin du Verdarel et sur la rive droite du torrent de Peytavin.

Bien entendu, les terrains du Carbonifère ne sont pas les seuls à être concernés par des problèmes de stabilité. Outre les roches cohérentes affectées par de multiples écroulements, et sur lesquels j'aurai l'occasion de revenir lorsque j'évoquerai la préparation tectonique des matériaux, il convient également de classer le flysch tertiaire schisto-gréseux au rang des formations les plus vulnérables. Ceci se vérifie en particulier pour le flysch noir de la zone subbriançonnaise, dont les affleurements sont souvent dégradés par des coulées anciennes (flanc sud-oriental de la Cucumelle), subissant parfois des réactivations ponctuelles (vallon du Galibier).

De la même façon, les nombreuses accumulations gypseuses, qui soulignent les discontinuités structurales, sont inéluctablement vouées à l'instabilité. En effet, au-delà de sa grande sensibilité vis-à-vis de l'érosion hydrique linéaire (voir la balafre qui entaille le versant du Bois des Sagnères, au Sud-Ouest de Monétier-les-Bains), le gypse est avant tout une roche très soluble. Les manifestations géomorphologiques d'une telle propriété prennent le plus couramment l'aspect d'un karst à entonnoirs (table d'orientation du col du Granon et secteur de la Chapelle N.D. des Neiges). Toutefois, la dissolution souterraine des gypses peut avoir localement des incidences plus fâcheuses. C'est le cas notamment dans le haut bassin du torrent de Ste-Elisabeth, où les soutirages conduisent à des effondrements de blocs plurimétriques, à un tassement en gradins d'une partie de la rive gauche, ainsi qu'à une déstabilisation des tabliers de géli fractas sus-jacents (Fig. 75). D'autre part, bien que la question ait suscité durant un temps quelques polémiques, il paraît dorénavant acquis que les eaux séléniteuses, issues des massifs gypseux, abaissent sensiblement les seuils de plasticité et de liquidité des matériaux qu'elles imbibent (Julian et Nicod, 1990). Ainsi, en participant activement à la défloculation des argiles, ces solutions aqueuses favorisent le déclenchement et la progression de coulées boueuses. Dès lors, il n'est pas étonnant que les laves torrentielles cheminant dans les bassins versants où pointent des affleurements de gypse fassent partie des

**FIG. 75 - SCHÉMA
GÉOMORPHOLOGIQUE DU HAUT
BASSIN DU ST-ÉLISABETH**



plus destructrices⁽¹⁾. C'est pourquoi, en plus des masses gypseuses bien connues des torrents de Ste-Elisabeth et des Vallois, il n'est pas inutile de rappeler que le St-Joseph recoupe le chevauchement briançonnais, à la faveur duquel apparaissent quelques pointements gypseux (Fig. 6.b). De même, la quantité importante de sulfates révélée par l'analyse chimique des eaux du Réguinier⁽²⁾ (C.E.T.E., 1982), tend à prouver que l'accumulation gypseuse de Ste-Elisabeth se prolonge largement vers l'Est (Tab. XX). C'est également ce que laisse supposer la crevasse de tassement que l'on peut suivre sans interruption d'un torrent à l'autre, entre 1950 et 2030 m d'altitude.

| TORRENT | QUANTITÉ DE SULFATES |
|----------------------------|----------------------|
| Réguinier ¹ | 252 mg/l |
| Ste-Elisabeth ¹ | 365 mg/l |
| Verdarel ¹ | 47 mg/l |
| St-Bernard ¹ | 31 mg/l |
| Peytavin ² | 50,6 mg/l |

1. Rive gauche de la Guisane ; 2. Rive droite de la Guisane

TABLEAU XX - Teneur en sulfates relevée dans les eaux des torrents de la commune de St-Chaffrey (d'après le C.E.T.E., 1982)

Néanmoins, le risque de voir se former une lave torrentielle pouvant atteindre le fond de la vallée est ici modéré par le tracé assez tortueux de cet émissaire, et surtout par un imposant escarpement calcaréo-dolomitique qui forme, à mi-parcours, un barrage naturel inébranlable.

b - Une tectonique puissante qui a participé à la dégradation du substratum rocheux

Depuis leur constitution, les termes composants le soubassement rocheux de la vallée de la Guisane ont été soumis à des efforts tectoniques particulièrement intenses. Leurs répercussions s'expriment avant tout par des chevauchements majeurs et par le froncement des nappes dont ils déterminent les limites (cf. Chapitre XIII). A une échelle plus fine, les contraintes imposées aux diverses formations se traduisent par un réseau de fractures, dont la densité est parfois telle, qu'elle aboutit à un véritable broyage de la roche (quartzites du haut bassin de Ste-Elisabeth). Sans aller

(1) voir notamment les crues torrentielles du torrent de la Ravoire, affluent de l'Arc (Biarez et al., 1973)

(2) Torrent situé à la limite entre les communes de St-Chaffrey et de Briançon.

jusqu'à ces cas extrêmes qui entraînent une détérioration généralisée des propriétés mécaniques du substratum, les innombrables cassures qui hachent les massifs guisanais déterminent autant de discontinuités susceptibles de guider les déplacements de la roche, et d'induire des surfaces potentielles de décollement.

La terminaison méridionale du massif de la Tête Noire est à ce propos assez significative. En effet, il semble qu'ici le réseau de petites failles orientées N 90° E, affectant la couverture mésozoïque, ait présidé à la déstabilisation des masses calcaréo-dolomitiques et quartzitiques que l'on retrouve isolées sur le versant houiller du Puy Freysinnet, entre 2000 et 2200 m d'altitude. De même, plus au Nord-Ouest, le tracé d'un accident majeur passant au-dessus de la croix Ste-Elisabeth, selon une direction N 120° E, se calque parfaitement sur la limite amont d'un énorme bloc de brèches jurassico-crétacées en voie de tassement. Il est donc hautement probable que celui-ci se soit désolidarisé du reste du massif à la faveur de cette discontinuité tectonique.

Au-dessus de Monétier-les-Bains, il apparaît clairement que les écroulements et le glissement rotationnel qui affectent la Cime des Conchiers sont directement liés à l'extrême fracturation des quartzites qui en forment l'armature (Photo. 17). Celle-ci prend, aux alentours du point coté 1891 m, un aspect très inquiétant, dans la mesure où de larges fissures isolent plusieurs masses rocheuses représentant un volume total de plusieurs millions de mètres cubes (Fig. 76). Il serait donc prudent, à l'avenir, d'en surveiller régulièrement l'évolution afin de mieux estimer le risque de déstabilisation des secteurs concernés.

Une telle dislocation se retrouve également sur la retombée méridionale de l'Aiguillette du Lauzet, où j'ai eu l'occasion de constater, à plusieurs reprises, l'équilibre très précaire d'un volumineux monolithe de calcaires dolomitiques. Délimité par une fracture très franche, celui-ci a d'ailleurs déjà subi un déplacement, car les multiples linéaments sombres, dessinés sur ses flancs par les eaux de ruissellement, n'occupent plus une position verticale, mais légèrement inclinée vers l'amont.

Bien évidemment, il ne s'agit là que de quelques exemples choisis parmi les plus significatifs. Toutefois, il est incontestable que la majorité des écroulements identifiés dans la vallée de la Guisane sont en liaison avec le

FIG. 76 - CROQUIS MORPHOLOGIQUE DE LA CIME DES CONCHIERS

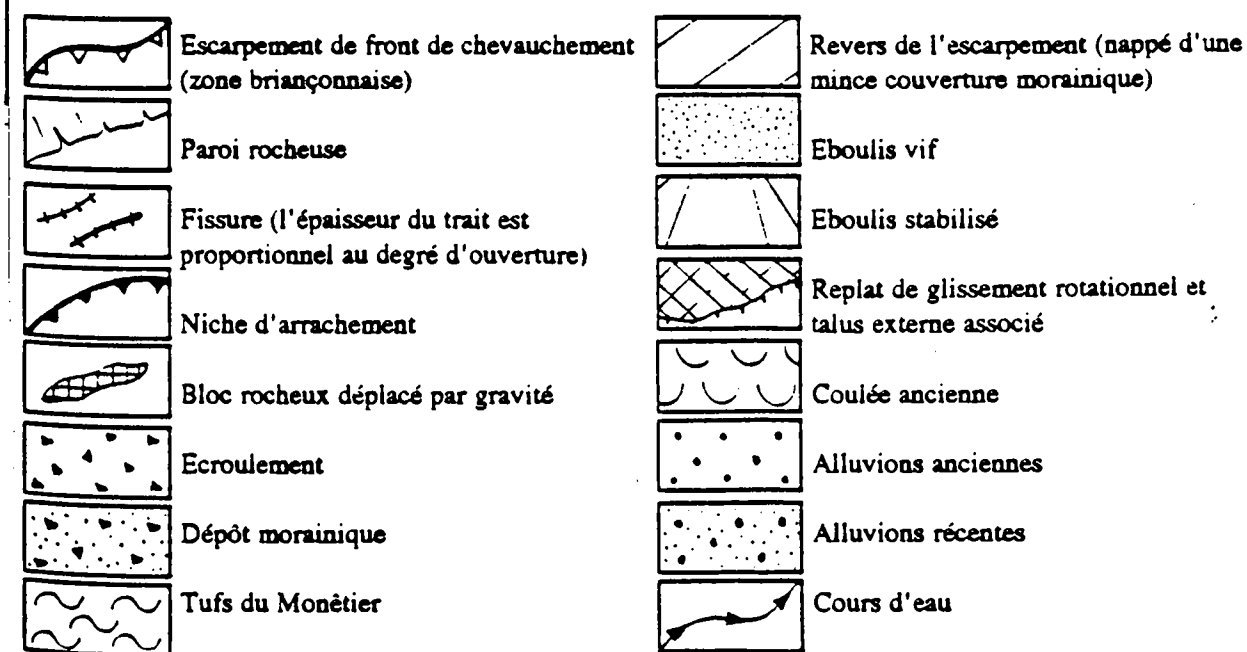
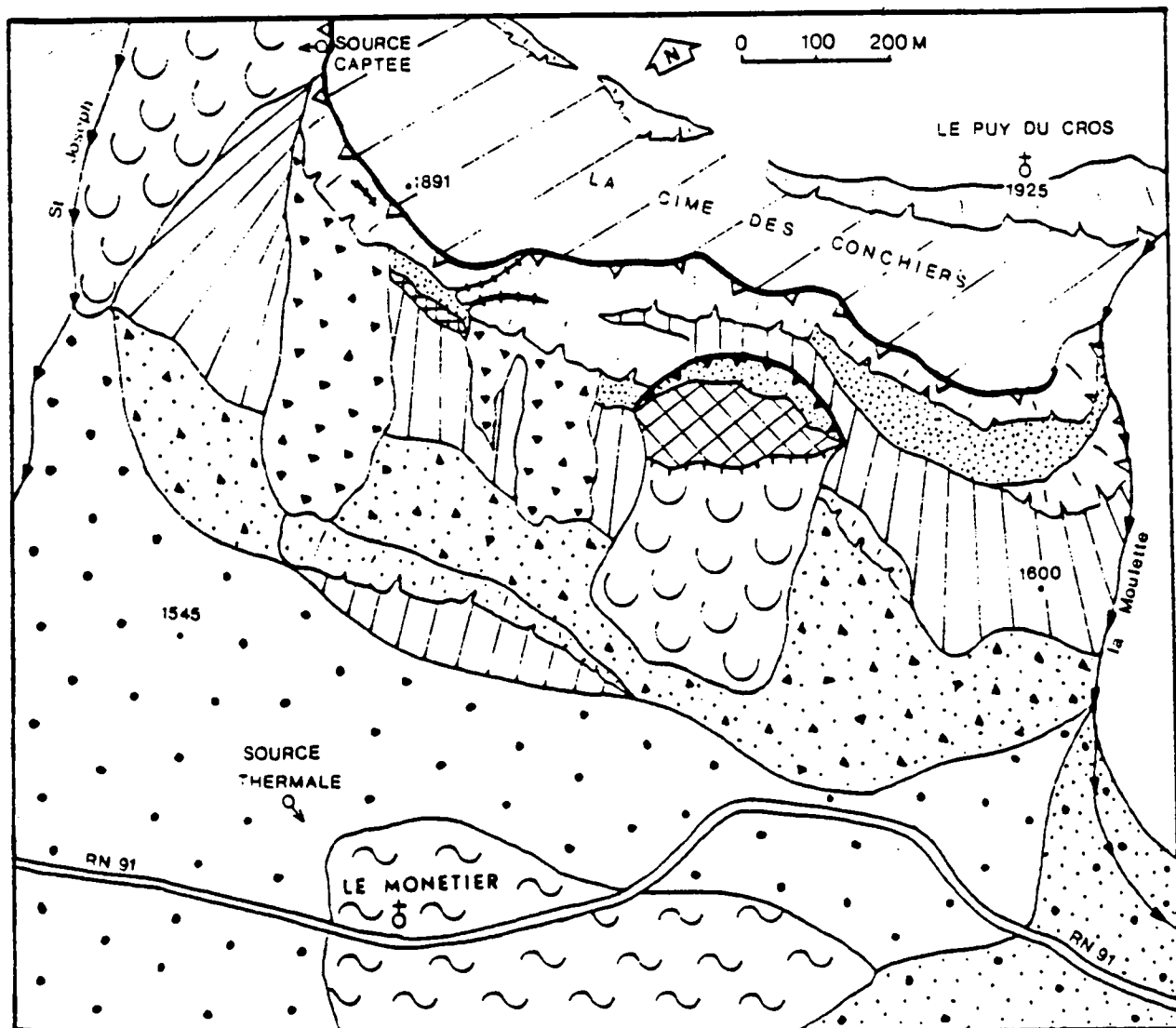




PHOTO. 17 - Le versant septentrional de la Guisane, au-dessus de Monétier-les-Bains. Le chevauchement de la zone Briançonnaise est ici marqué par un escarpement quartzitique extrêmement disloqué. Il est effectivement le siège de plusieurs écroulements (Ec) et d'un important glissement rotationnel, dont la niche d'arrachement principale est aisément identifiable (G). Au-dessus du flanc inverse du synclinal quartzitique que l'on distingue un peu en arrière de la corniche principale, le versant est entièrement façonné dans les terrains carbonifères. Il présente alors plusieurs secteurs perturbés : si à droite du cliché, il ne s'agit que d'une coulée bien circonscrite (C), les lignes d'arbres qui se dessinent dans le bassin du St-Joseph trahissent la présence de multiples arrachements, donnant naissance à un véritable complexe de déstabilisation

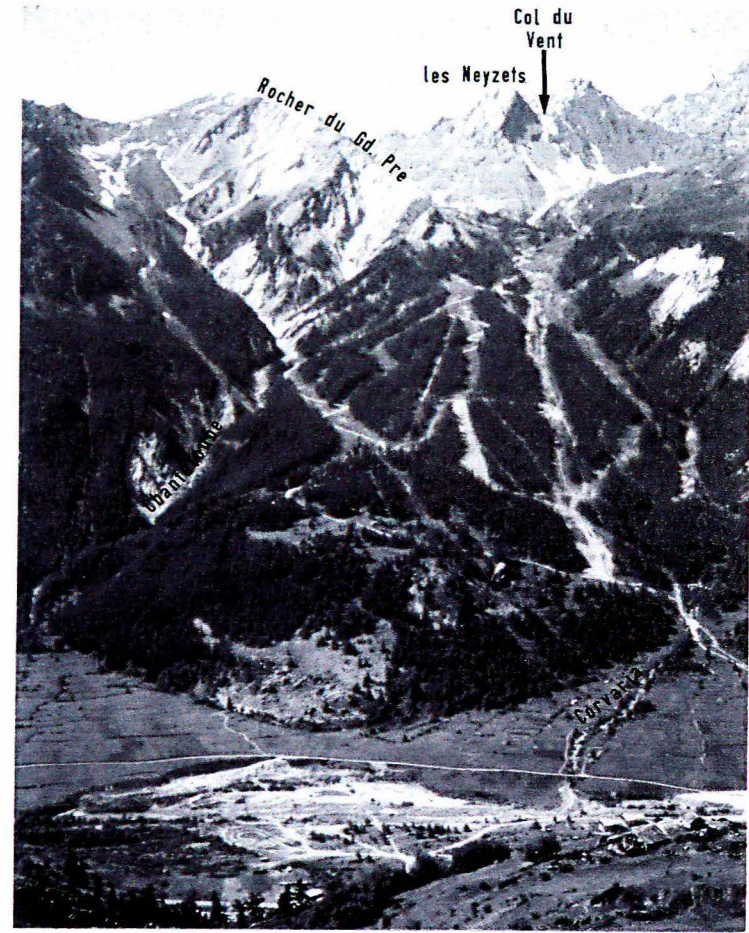


PHOTO. 18 - Le domaine skiable de Monétier-les-Bains. Entre les torrents de Corvaria et de Chanteloube, le domaine skiable de Monétier-les-Bains est implanté sur une gigantesque coulée qui s'étale jusqu'au fond de la vallée de la Guisane. Sa région frontale est constituée d'une accumulation de blocs siliceux, vraisemblablement arrachés aux écaillés briançonnaises dont on retrouve des témoins dans l'incision du torrent de Chanteloube. Du point de vue géologique, on remarquera le déversement des structures vers la droite du cliché (vers l'Ouest) : c'est d'abord le flysch du Rocher du Grand Pré, puis les calcaires jurassiques de la Pointe des Neyzets qui marquent le chevauchement de la zone Subbriançonnaise. Ils sont suivis par le flysch gréseux ultraauphinois qui forme, au-delà du col du vent, une pointe isolée

réseau de fracturation parcourant le substratum. Loin d'être étonnante, cette relation ne fait qu'accroître le rôle prépondérant joué par la structure dans l'évolution géomorphologique du Briançonnais. Il n'en demeure pas moins que les formations corrélatives de cette évolution représentent elles aussi un facteur d'instabilité fondamental qu'il ne faut pas manquer de signaler.

1. 2. 2. 2 - L'importance des recouvrements quaternaires

Les recouvrements quaternaires, toutes natures confondues, occupent approximativement 80% de la superficie totale de la vallée de la Guisane. Ils constituent donc une quantité importante de matériaux souvent sujets à l'instabilité. C'est le cas notamment des dépôts morainiques qui, lorsqu'ils reposent sur un substratum imperméable tel que le Carbonifère, ont tendance à se décoller de leur support en raison de la concentration des eaux d'infiltration au contact des deux formations. Etant donné la faible cohésion de ces matériaux glaciaires, les mouvements de terrain résultants prennent le plus souvent l'aspect de coulées qui, lorsqu'elles sont coalescentes, peuvent affecter des surfaces très étendues.

C'est le cas notamment dans le haut bassin du Verdarel⁽¹⁾, où la totalité des placages morainiques du lieu-dit la Côte de la Fleur sont remaniés par de vastes coulées attenantes, dont la plupart présentent incontestablement les signes d'une évolution récente et même actuelle (Fig. 4 ; photo. 19 et 20). Les matériaux glaciaires sont ici affectés sur des épaisseurs considérables, qui peuvent aller jusqu'à une trentaine de mètres (Fig. 77, profil n° 3).

Au-dessous de 2200 m d'altitude, les surfaces de décollement pénètrent plus profondément les terrains et entament directement le substratum carbonifère (Fig. 77, profils 1, 2, 4 et 5). Dans la mesure où les qualités mécaniques initiales du rocher ont été largement détériorées lors du déplacement, les amoncellements chaotiques qui en résultent représentent une quantité considérable de matériaux vulnérables. Or, sur ce versant méridional du Granon, ces mouvements profonds sont particulièrement développés puisqu'ils s'étendent, d'un seul tenant, jusqu'au torrent de la Salle⁽²⁾. Bien que leur mise en place apparaisse de toute évidence ancienne,

(1) Petit et Grand Verdarel confondus

(2) Soit une superficie totale à peine inférieure à 1000 ha



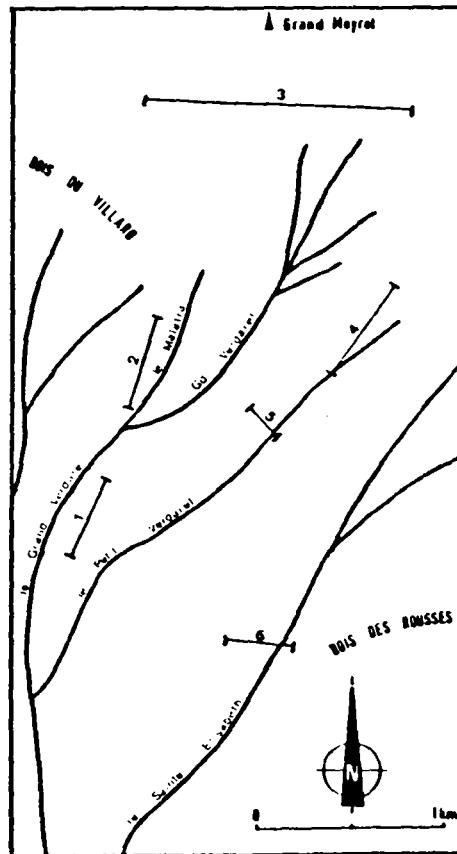
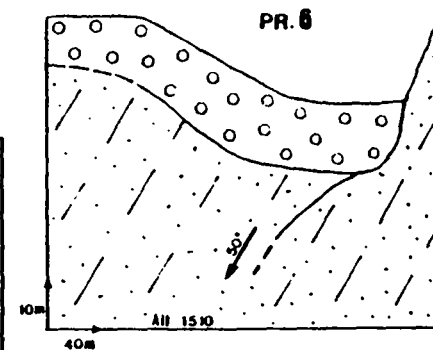
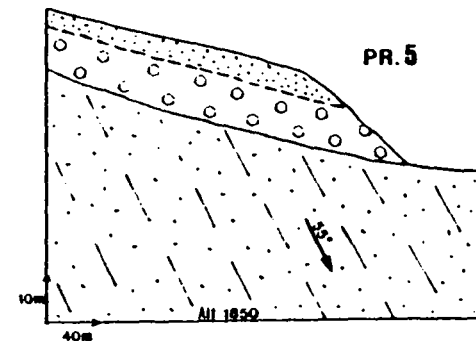
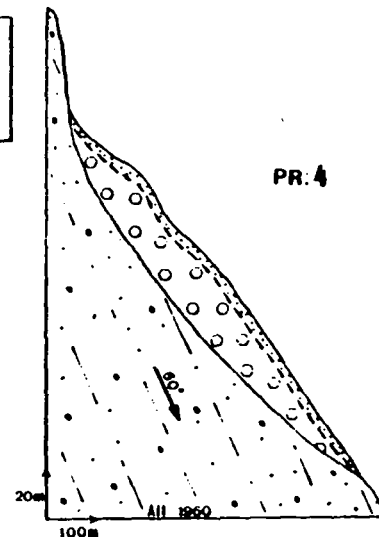
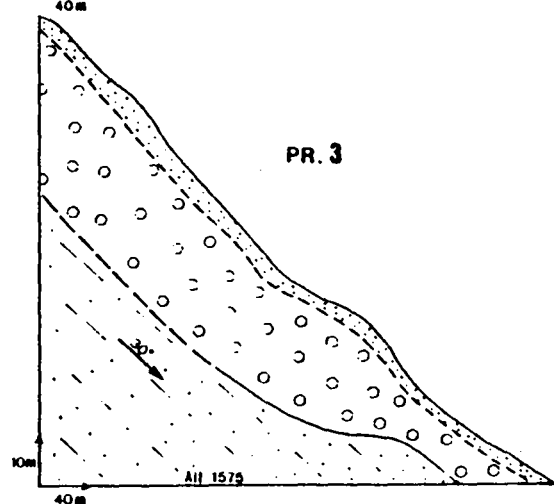
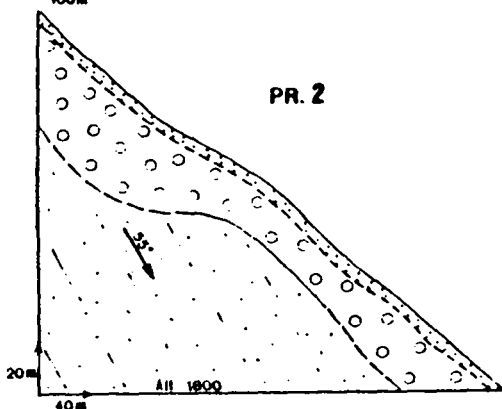
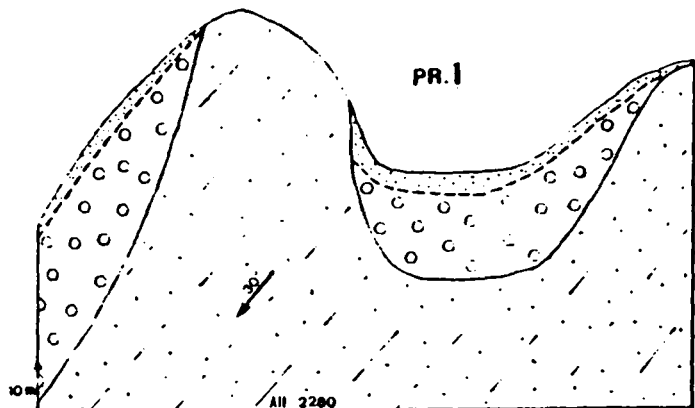
PHOTO. 19 - Niches d'arrachement coalescentes dans le haut bassin du Verdarel. Le secteur du col de Barteaux est effectivement marqué par une succession de niches d'arrachement de grande ampleur. Elles trahissent une déstabilisation généralisée de la couverture morainique sur le substratum carbonifère imperméable. Compte tenu de la faible cohésion des matériaux glaciaires, elles sont associées à des mouvements de terrain de type coulée. La plupart d'entre-elles présentent des signes incontestables d'activité actuelle (fissures, végétation perturbée, etc.).



PHOTO. 20 - Vue rapprochée d'une coulée du haut bassin du verdarel. L'abrupt de tête prend naissance juste au-dessous du chemin carrossable menant au col de Barteaux. Celui-ci est d'ailleurs extrêmement déformé par de multiples tassements et fissures de régression. Au-dessous de cet arrachement, se développe une importante coulée active. Elle est parcourue par un écoulement anarchique, qui rend certains secteurs inaccessibles. On remarquera, dans le coin inférieur gauche du cliché, la présence d'une fissure ouverte qui est située sur la couronne d'un mouvement attenant.

**FIG. 77 - PROFILS SISMIQUES DANS
LES BASSINS VERSANTS DU
VERDAREL ET DU ST-ÉLISABETH**

D'après le C.E.T.E. d'Aix-en-Provence (1982)



| VITESSE | TERRAINS |
|-----------------------|--|
| $2300 < S < 6000$ m/s | Houiller |
| $700 < S < 2300$ m/s | Permien |
| $200 < S < 700$ m/s | Dépôts meubles compacts (argences et matériaux glissés) |
| | Dépôts meubles superficiels |

ceux-ci sont encore parcourus, en surface, par de nombreuses coulées boueuses qui rappellent leur grande sensibilité.

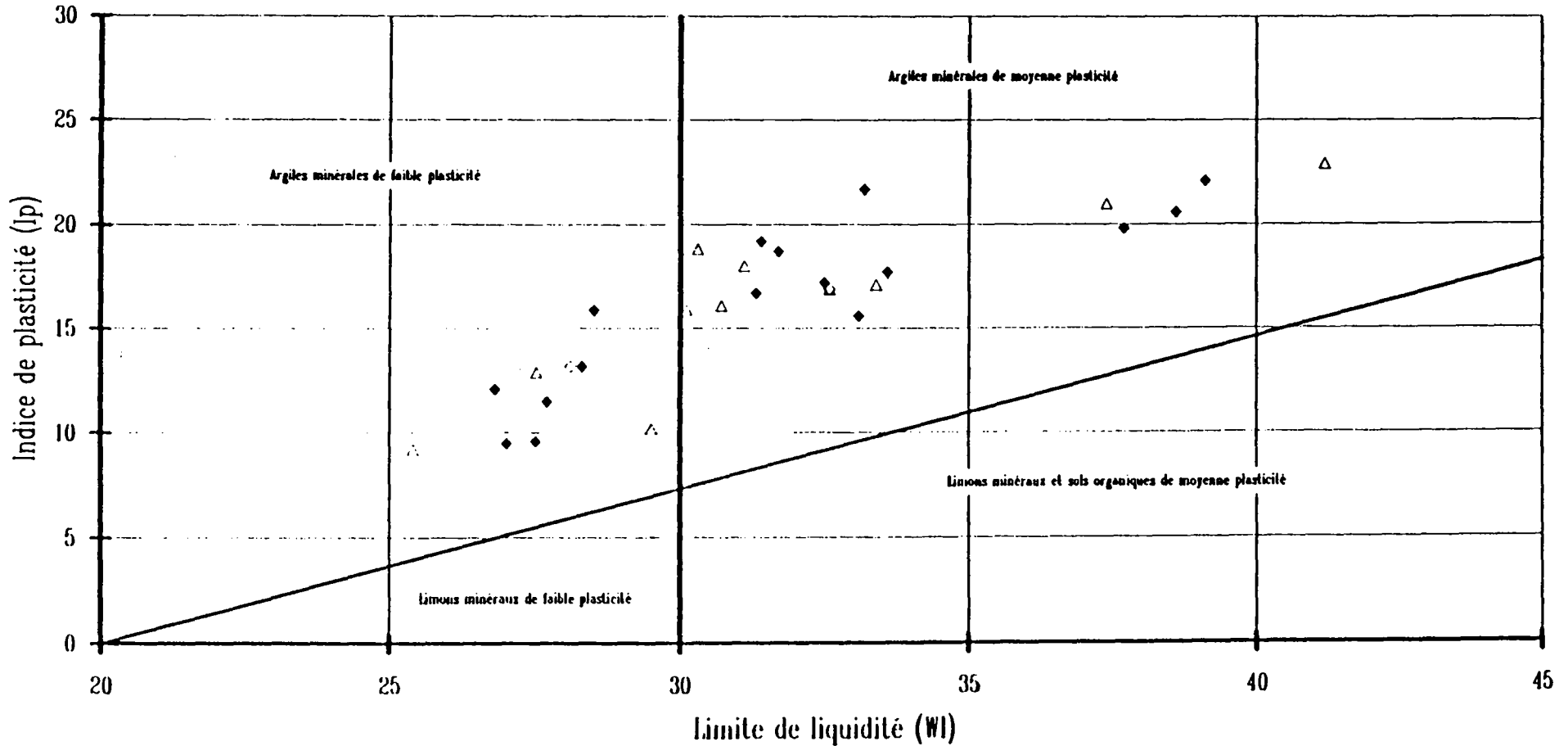
Bien évidemment, il ne s'agit pas là d'un exemple isolé, car ce type de complexe de déstabilisation est relativement fréquent dans la vallée de la Guisane. Toutefois, il prend à cet endroit une ampleur considérable que l'on ne retrouve véritablement que sur le versant opposé, au droit du sommet du Prorel. Ici, bien que les mouvements de terrain soient d'envergure, ils semblent pourtant moins menaçants dans l'immédiat, dans la mesure où les indices d'instabilité actuelle y sont relativement rares. Ce secteur demeure néanmoins susceptible d'évoluer, et les aménagements qu'on pourra lui apporter à l'avenir, pour étendre notamment le domaine skiable de Serre-Chevalier, devront nécessairement aller de pair avec des travaux préventifs, destinés à contrôler les modifications dans les écoulements superficiels, et en réduire les effets malencontreux.

Une telle suspicion, quant à la sûreté des terrains, doit d'ailleurs s'appliquer à de nombreux secteurs du domaine skiable de la station. En effet, la cartographie géomorphologique a permis de montrer que la plupart des remontées mécaniques et des pistes de ski étaient implantées sur des mouvements anciens. C'est pourquoi, sans remettre en cause les multiples aménagements apportés à ce versant méridional de la Guisane, il convient dorénavant d'en tenir compte, et de veiller à l'application des règles nécessaires à la sécurité de tous.

Afin de mieux cerner la nature de toutes ces formations superficielles, j'ai eu recours à des analyses de laboratoire qui ont permis de déterminer certaines des caractéristiques physiques des trente échantillons prélevés. Le détail des résultats obtenus est rassemblé à la fin de cet essai, en annexe n° 2. Néanmoins, je tiens ici à attirer l'attention sur le comportement plastique relativement médiocre des matrices (Fig. 78). Il apparaît donc clairement que ces recouvrements superficiels ne présentent pas une aptitude particulière à fluer⁽¹⁾. Pourtant, il est incontestable qu'ils sont le siège d'une active solifluxion, qui se traduit sur le terrain par des bossellements d'ampleur métrique, et par la déformation des arbres qu'ils portent. Cet

(1) Si ce n'est peut-être pour les matrices des échantillons n° 1, 5, 9, 21 et 27, pour lesquelles les limites de liquidité sont comprises entre 37,4 et 41,2%, tandis que les indices de plasticité ont été établis entre 19,8 et 22,9% (voir Fig. 3 pour la localisation et la nature des formations associées).

FIG. 78 - RÉPARTITION DES ÉCHANTILLONS SUR L'ABAQUE DE PLASTICITÉ DE CASAGRANDE



13 - L'échantillon n° 23 (dépôt fluvia glaciaire) ne contenant pas d'argile, n'a pu faire l'objet d'un calcul des limites d'Atterberg.

antagonisme apparent résulte de l'intervention d'autres facteurs défavorables à la stabilité des versants, et qui relèvent, entre autres, des conditions topographiques spécifiques au milieu montagnard.

1. 2. 2. 3 - La topographie

Dans les reliefs tourmentés des montagnes, il est bien connu que la raideur des versants exerce une influence géodynamique décisive, dans la mesure où elle accroît considérablement l'efficacité des processus gravitaires. Ainsi, il semble que dans la vallée de la Guisane, une valeur de pente minimale de 10° soit nécessaire au développement d'une solifluxion généralisée, telle qu'on peut l'observer notamment dans les produits d'altération des schistes cristallins des sommets de l'Eychauda et de Serre-Chevalier.

D'un autre côté, l'examen de la distribution des glissements rotationnels hérités et des complexes de coulées auxquels ils sont souvent associés, montre qu'environ 70% d'entre-eux affectent des versants dont la déclivité est comprise entre 25 et 30° ; le reste des phénomènes reconnus se répartit pour 25% dans la classe $20/25^\circ$, et pour 5% sur les pentes inclinées entre 30 et 35° . Il ne faut pas en conclure pour autant que l'on tienne dans ces résultats l'une des clefs fondamentales du zonage de la carte des aléas naturels. En effet, il s'agit là d'événements anciens de grande ampleur, dont la mise en place procède vraisemblablement de mécanismes sensiblement différents de ceux qui entraînent actuellement la déstabilisation des versants. Je pense en particulier, pour un certain nombre d'entre-eux, aux phases de régression glaciaire qui se sont traduites par une décompression des versants de vallées préalablement façonnées en auge et, à un stade plus avancé, par le déclenchement de vastes mouvements de terrain provoquant des désordres profonds (grande coulée à blocs de la Casse Vendant⁽¹⁾ ou du vallon de Fréjus⁽²⁾ , glissements rotationnels des ruines de Chaméant⁽³⁾ ou du hameau des Pananches⁽³⁾). Durant ces périodes, aux effets de la pesanteur, se sont ajoutés à la fois l'imprégnation des formations géologiques par les eaux

(1) Commune de Monétier-les-Bains, entre les torrents de Corvaria et de Chanteloube

(2) Commune de la Salle, au Sud du hameau du Bez

(3) Commune de la Salle, sur le versant septentrional de la Guisane

issues de la fonte des glaces, mais aussi les chocs thermiques imposés à la roche qui se sont multipliés avec le réchauffement des températures.

Aujourd'hui, si quelques phénomènes profonds demeurent actifs en raison de contraintes tangentielles excessives occasionnées par le creusement des torrents (le Merdarel, le Gros Rif, et surtout le Malatra), la plupart des mouvements de terrain prennent l'aspect de petites coulées boueuses situées préférentiellement dans le fond de petits vallons mal drainés (secteur de Serre-Chevalier et versant méridional du Granon). Ici, plus que la valeur de la pente (la déclivité longitudinale peut s'abaisser à 10/12°), c'est plutôt la convergence des versants, et par voie de conséquence, la concentration des eaux de drainage qui en explique la genèse.

Si la raideur des pentes et leur système d'assemblage jouent assurément un rôle capital dans la distribution géographique des mouvements de terrain, l'exposition des versants constitue de son côté un facteur qui, en raison de la faible nébulosité du climat briançonnais, ne peut être négligée. Celle-ci intervient en l'occurrence au niveau de l'efficacité du gel sur l'ébranlement de la roche, et explique par ce biais la plus forte fréquence des chutes de pierres sur les parois d'ubac (cf. Chapitre XI). De même, elle est à l'origine d'une détérioration accélérée des horizons superficiels des formations quaternaires nappant les adrets. En effet, sur ces versants intensément exposés au rayonnement solaire, la disparition précoce du manteau neigeux permet aux pipkrakes de se développer parfois quotidiennement. En triturant les premiers centimètres du sol, ces derniers favorisent activement la mobilisation des particules terreuses par le ruissellement, et peuvent ainsi accélérer le décapage de surfaces parfois très étendues (secteur du col de Barteaux⁽¹⁾, versant dominant la Roche Chevalier⁽²⁾, facette méridionale de la Pointe de la Tête Noire⁽³⁾, etc.). A l'inverse, la lente résorption de la chape neigeuse des ubacs permet aux eaux de fusion d'imprégner les terrains en profondeur. Il s'ensuit une solifluxion quasi généralisée qui affecte systématiquement les pentes dont l'inclinaison est comprise entre 10 et 25°. Toutefois, ce phénomène n'est pas l'apanage des ubacs, car un simple

(1) A l'Est du col du Granon

(2) Bassin versant du St-Joseph, commune de Monétier-les-Bains

(3) SERRATE (1981)

couvert forestier suffit à ralentir la fonte du manteau neigeux des adrets. C'est ainsi que les surfaces boisées du versant septentrional de la Guisane sont également le siège de fluages actifs. On voit d'ores et déjà, au travers de ce dernier exemple, à quel point l'intervention humaine (en l'occurrence la déforestation) est susceptible de modifier l'équilibre morphodynamique de versants entiers. J'aurai d'ailleurs l'occasion de revenir plus en détail sur ce sujet. Pour le moment, je tiens à demeurer dans les facteurs naturels d'instabilité, en abordant les contraintes climatiques actuelles.

1. 2. 2. 4 - Les contraintes climatiques actuelles

Ayant déjà suffisamment insisté sur le fait que la limpidité du ciel briançonnais impose aux massifs rocheux et aux formations corrélatives de leur évolution des conditions thermiques très contrastées selon l'exposition, je ne développerai pas davantage cet aspect (cf. Chapitres V et XI). En revanche, bien que les précipitations apparaissent en moyenne relativement faibles (756 mm à Briançon et 925 mm au Monétier), il me semble important d'en décrire le rythme annuel, car il est susceptible d'engendrer des mouvements de terrain au printemps et en début d'été.

En effet, à la fonte des neiges succède une période marquée par un allongement sensible des séquences pluvieuses. Durant ces mois de mai et juin, les longues pluies fines pénètrent abondamment des terrains ayant préalablement subi les effets du froid, et qui sont déjà saturés par les eaux issues de l'ablation du manteau neigeux. Puis, interviennent les averses orageuses de la saison estivale qui sont susceptibles d'apporter des concentrations suffisantes au déclenchement de laves torrentielles catastrophiques, notamment si elles s'abattent sur des sols encore gorgés d'eau. Pour illustrer ces propos, j'évoquerais dès à présent le débordement du torrent du Verdarel le 9 juillet 1981, qui correspond tout à fait aux circonstances décrites ci-dessus. De la même manière, le 2 août 1990, un violent orage a provoqué le départ d'une imposante coulée de débris canalisée par le ravin du Serre des Aigles, et qui est venue mourir sur le revers de l'escarpement calcaire du Bois de l'Ours, vers 1800 m d'altitude (photo. 21).



PHOTO. 21 - Coulée de débris dans le ravin de Serre des Aigles. Déclenchée le 2 août 1990 à la suite d'un violent orage, cette coulée de débris a débuté aux environs de 2250 m d'altitude, pour ensuite venir mourir sur le revers de la corniche calcaréo-dolomitique qui se dresse au milieu du Bois de l'Ours, vers 1800 m. Les levées latérales sont ici très franches, puisqu'elles peuvent atteindre une hauteur maximale de 1,5 m. La largeur de la lave est en moyenne comprise entre 4 et 6 m. Les plus gros fragments de calcaires triasiques ont près de 50 cm de grand axe.



PHOTO. 22 - Glissement affectant les éboulis du haut bassin du torrent de Ste-Elisabeth. Dans le coin supérieur gauche du cliché, on peut distinguer l'escarpement de tête dont la couronne porte de nombreux pins de grande dimension. Au-dessous, ce mouvement actif se traduit par une topographie extrêmement perturbée, ainsi que par des désordres importants au niveau de la végétation. En arrière plan, pointent quelques affleurements de conglomérats permo-triasiques (Verrucano des auteurs) fortement tectonisés. Ils sont noyés au milieu des éboulis quartzitiques, composés essentiellement de petits débris et d'une arène blanchâtre.

Par ailleurs, la grande variabilité interannuelle des précipitations impose aux terrains des années particulièrement humides, souvent associées à la réactivation ponctuelle de mouvements somnolents. C'est ainsi que le 11 juin 1977, à la suite d'une période de dix mois durant laquelle les précipitations ont déversé sur Monétier-les-Bains une quantité d'eau supérieure de 458 mm à la moyenne sur 35 ans (Fig. 79), une masse cohérente de terre d'environ 400 m³ s'est désolidarisée du système de coulées anciennes qui affecte le vallon du Galibier, pour glisser sur une distance de l'ordre d'une trentaine de mètres (Serrate, 1978).

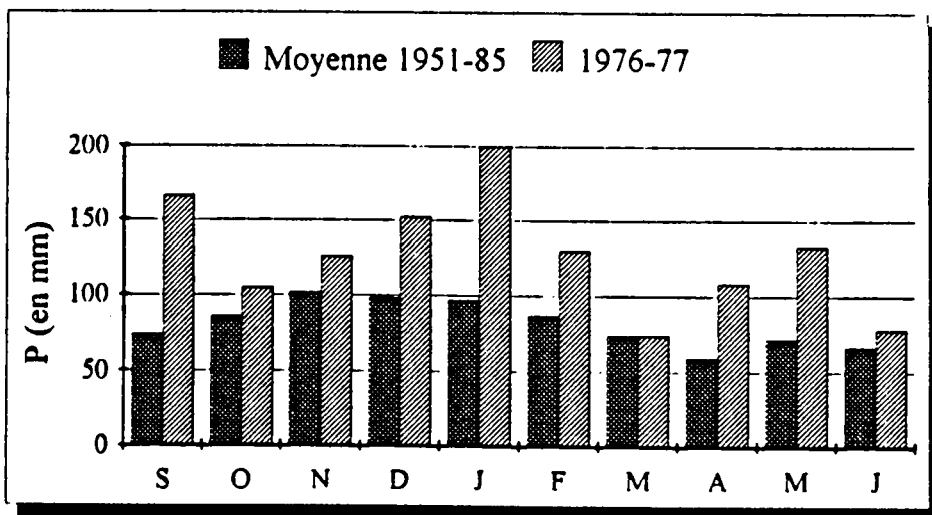


FIG. 79 - Comparaison entre les précipitations de la période sept. 1976 - juin 1977 et les moyennes mensuelles sur 35 ans (1951-1985) à Monétier-les-Bains

Source : Météo France

A l'inverse, les années déficientes participent également à la déstabilisation des versants. En effet, en privant les terrains d'une protection nivale efficace face à la pénétration des ondes de gel hivernales⁽¹⁾, elles accélèrent la détérioration des caractéristiques mécaniques des matériaux. D'un autre côté, en asséchant les recouvrements quaternaires argileux, elles provoquent l'ouverture de profondes fentes de dessiccation⁽²⁾, dans lesquelles les eaux des premières grosses averses automnales vont s'engouffrer. Ce phénomène assure ainsi l'humectage des horizons profonds, qui se rapprochent alors plus rapidement de leur limite de plasticité. Bien que connaissant un développement optimum durant les années sèches, ce processus n'en est pas pour autant exceptionnel. Il est effectivement courant de voir apparaître, durant la période estivale, des fentes de retrait sur les sols

(1) Une année sur dix, le manteau neigeux n'atteint pas le mètre à la station de Serre-Chevalier (2230 m)

(2) Voir Annexe 2.2 pour les limites de retrait des trente échantillons prélevés

les plus argileux après 3 ou 4 jours consécutifs de fort ensoleillement. Bien évidemment, il est difficile d'apprécier à sa juste valeur l'influence d'un tel phénomène dans la déstabilisation des versants. J'ajouterai cependant, en guise de conclusion, qu'il est curieux de constater que bon nombre d'événements surviennent à la suite d'un regain d'humidité marquant la terminaison de périodes à tendance sèche.

1. 2. 2. 5 - Les facteurs anthropiques

Depuis la fin du XIX^{ème} siècle⁽¹⁾, les services forestiers s'attachent avec ténacité à lutter contre les excès de la nature, et à panser les blessures provoquées par l'utilisation outrancière des richesses de la montagne. Pour ce faire, d'importants reboisements ont été entrepris sur la rive gauche de la Guisane (cf. Chapitre VI), associés à des travaux d'endiguement et de curage destinés à maîtriser la fougue de certains torrents (le St-Joseph, la Salle, le Verdarel, le Ste-Elisabeth). Toutefois, face à l'ampleur de la tâche, ces efforts sont parfois insuffisants, car les conditions socio-économiques d'un monde rural en pleine dégénérescence et les aménagements récemment apportés à ces régions de montagne sont souvent la source d'une instabilité nouvelle.

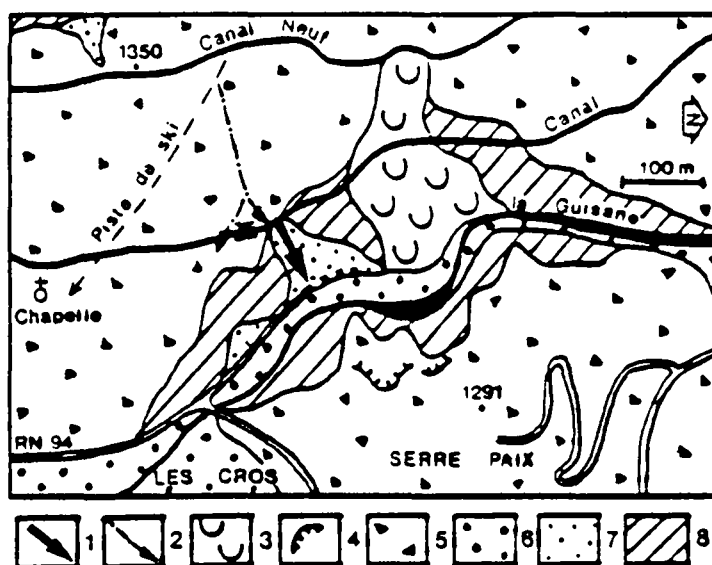
Ainsi, l'abandon progressif de l'important réseau de canaux, que la sécheresse du climat avait rendu indispensable à la culture, a provoqué des modifications considérables au niveau des écoulements superficiels et des infiltrations. Dans certains secteurs sensibles, ce phénomène s'est traduit par une dégradation accélérée, qui a pris la forme de ravinements et de mouvements de terrain. C'est ainsi que le 24 juillet 1992, à la suite d'un violent orage, une coulée boueuse est venue envahir une maison d'enfants située au pied du Prorel, après que deux arbres charriés eurent enfoncé le mur arrière (Fig. 80). Déclenché vers 1250 m d'altitude⁽²⁾, le mouvement s'est ensuite propagé vers le haut, jusqu'au premier canal. Le flanc de ce dernier s'est alors effondré, amenant les eaux qui l'emplissaient à se déverser dans le corps de la coulée. Ce phénomène a très certainement été provoqué

(1) Depuis la loi du 4 avril 1882 qui, en définissant la politique de Restauration des terrains de Montagne (R.T.M.), consacre l'irruption de l'Etat dans le système de gestion de la sécurité des populations et des biens.

(2) Cette description doit beaucoup à Monsieur le Professeur LHENAFF, qui m'a fait part de ses observations à propos de ce phénomène.

par la rupture d'une poche d'eau souterraine, dont l'origine est imputable au mauvais entretien du conduit. Par ailleurs, les eaux chargées issues de la piste de ski, pour lesquelles on avait pourtant construit une passerelle afin d'éviter leur piégeage par le fossé artificiel, ont en fait été pour une bonne part collectées par le canal à quelques dizaines de mètres plus au Sud. Selon la pente naturelle de ce dernier, elles ont ensuite cheminé en direction de la coulée, accentuant ainsi copieusement son alimentation en eau.

FIG. 80 - Environnement morphologique et circonstances de déclenchement de la coulée boueuse du 24 juillet 1992 sur la commune de Briançon.



1. Situation de la coulée boueuse du 24 juillet ;
2. Cheminement des eaux issues de la piste de ski ;
3. Mouvement de terrain ancien plus ou moins stabilisé ;
4. Cicatrice d'arrachement affectant la butte morainique de Serre Paix ;
5. recouvrement morainique ;
6. Fond alluvial de la Guisane ;
7. Colluvions ;
8. Affleurement de terrains carbonifères.

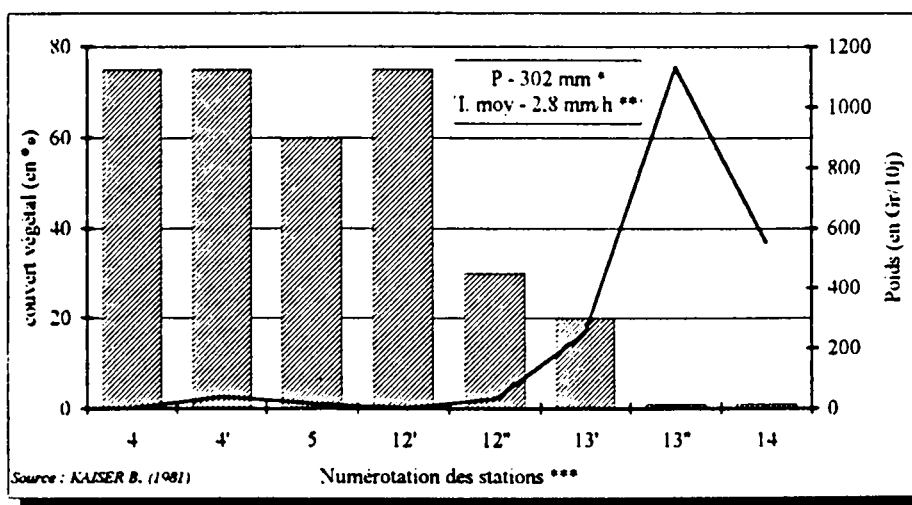
Conscient de ce problème de délabrement du réseau d'irrigation et de l'anarchie qui en découle au niveau du cheminement des eaux, le Service R.T.M. de Gap a entrepris, en plusieurs endroits, des travaux de drainage destinés à réduire les infiltrations dans les zones vulnérables (notamment sur le replat des Compes, à mi-chemin du col du Granon). Toutefois, il s'agit là d'actions très ponctuelles qui ne sont pas toujours suivies à long terme. Je pense en l'occurrence aux drains qui ont été ouverts il y a quelques années dans le bassin du St-Joseph, et qui ne semblent déjà plus remplir correctement leur office.

Si le déclin de l'activité agricole traditionnelle a conduit à l'abandon du réseau d'irrigation, à l'inverse, la persistance de l'élevage ovin⁽¹⁾ dans le

(1) Voir Chapitre VII

Briançonnais n'en est pas moins sans conséquences morphodynamiques. Ainsi, lorsque les troupeaux traversent un secteur hydromorphe, l'enfoncement des sabots crée une multitude de petits cratères dans lesquels les eaux de ruissellement sont piégées, stagnent et pénètrent lentement les terrains (Serrate, 1978 et 1981). Ce phénomène est naturellement favorable à l'entretien d'un fluage superficiel des matériaux, d'autant que ces zones humides se situent couramment sur des masses déjà déstabilisées par des mouvements anciens. En outre, le piétinement ovin provoque une véritable trituration des premiers horizons, et même, lorsque la pente s'accroît (déclivité de l'ordre de 20-30°), un déchaussement des cailloux faiblement enfoncés. Les mesures d'érosion menées sur le versant méridional de la Pointe de la Tête Noire ont montré à quel point cette préparation mécanique des matériaux favorise considérablement l'entraînement des particules par le ruissellement (Hernandez et Serrate, 1978 ; Kaiser, 1981). D'autre part, l'évolution de la végétation en fonction du passage des troupeaux est également à prendre en considération, dans la mesure où la dégradation du couvert végétal prive les sols d'une protection efficace à l'égard notamment des écoulements superficiels

Fig. 81 - Influence du couvert végétal sur l'entraînement des matières solides par ruissellement (versant méridional de la Tête Noire du Galibier)



* Total des précipitations à la station Lussaret I (20,90 m) durant la période des relevés ; ** Moyenne de l'intensité horaire de ces précipitations
 *** Pour la localisation des stations de mesures, se reporter à la figure n° 52

■ Tx de recouvrement végétal des impluviums — Poids moyen de matière recoltée par décade

En effet, les mesures entreprises sur le versant de la Tête Noire du Galibier, ont permis de mettre en évidence le rôle peu significatif de la surface de l'impluvium⁽¹⁾, par rapport à celui de la couverture végétale qui

(1) Alors que la station n° 4 possède un impluvium quatre fois plus grand que celui de la station n° 4', elle a recueilli environ 20 fois moins de matière solide.

FIG. 82
VERSANT SUD DE LA TÊTE NOIRE DU GALIBIER
Esquisse géomorphologique
Réalisée par B. Kaiser (1981)

0 200m



LEGENDE

v Emplacement des
 chenaux de mesures
 (Les stations 4, 12, 12', 13,
 13' et 14 sont proches
 des points de mesures
 4, 12 et 13)

ROCHE EN PLACE

- calcschistes
- calcaires compacts
- schistes
- quartzites
- gypse
- escarpement monoclinial

FORMES ET DÉPÔTS DES TVALVEGS
(selon Lutz)

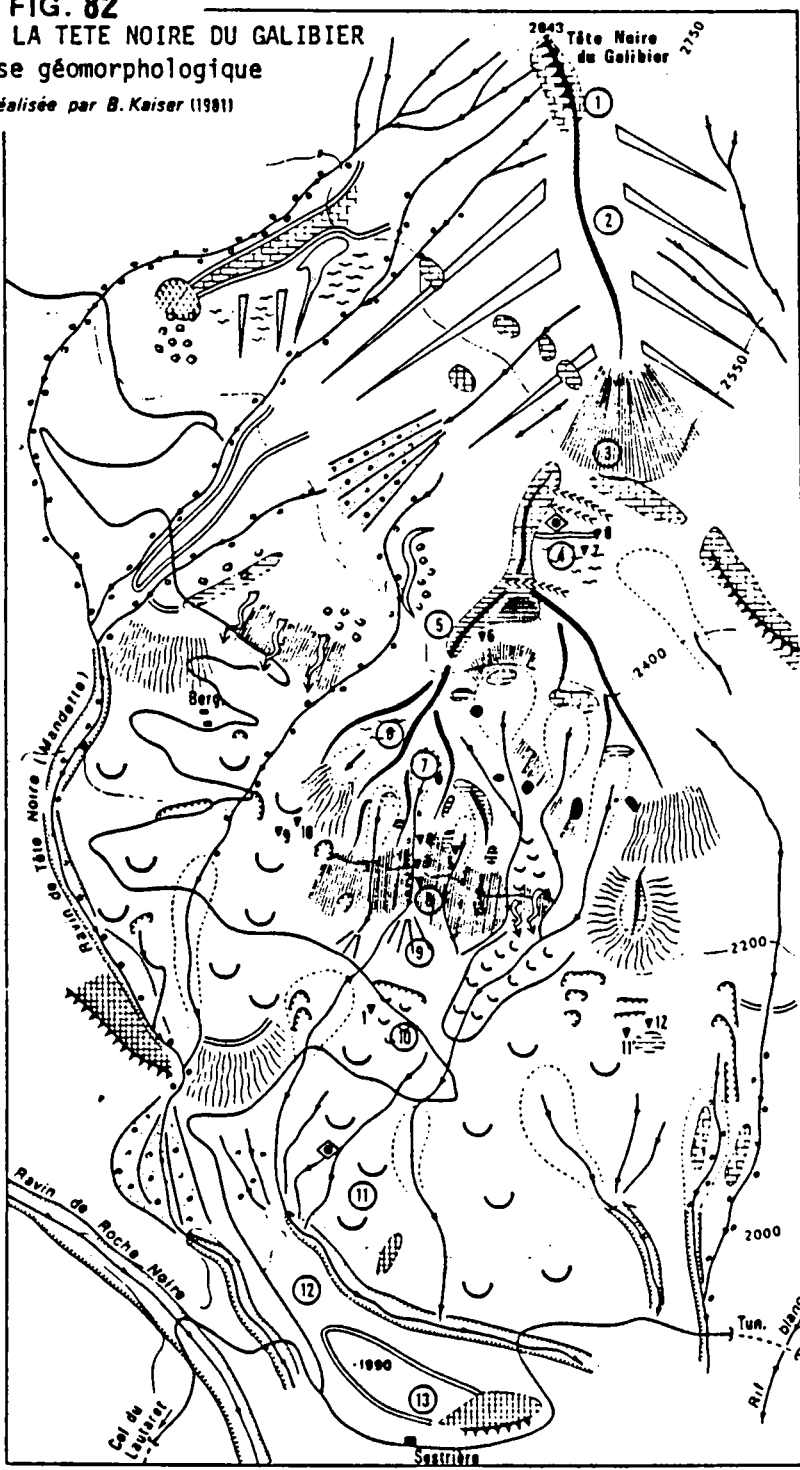
- bassin de réception des eaux
- incision par ruissellement concentré
- ravin encaissé (= 5 m)
- transport et dépôt de blocs et galets
- cône de déjection

FORMES D'INTERFLUVES

- crête arrondie
- long versant régularisé
- facette plane d'interfluve à pente forte (= 30°)
- facette faiblement ondulée à pente forte (= 30°)
- abrupt défoncé par le ruissellement et la solifluxion

- coulée de solifluxion
- bossellement d'ampleur métrique
- bossellement d'ampleur pluridécamétrique (solifluxion héritée)
- cicatrice d'arrachement actuel
- dépression fermée due à un mouvement de masse

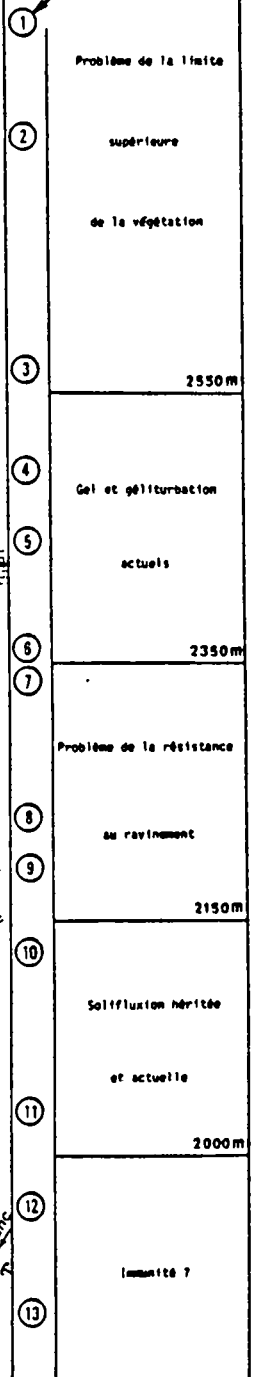
- géliturbation actuelle
- convexité
- sillon étroit discontinu
- sillon fossilisé par des fines
- très gros blocs (= 1 m) produits d'éboulement modelés en moraine de névé



Dessiné par J. Bessac

Transect N.S.

Unités et étages morphologiques



apparaît, quant à lui, déterminant (Fig. 81). Cette influence est de surcroît accentuée par le fait que c'est précisément aux endroits les plus dénudés que le piétinement ovin est le plus efficace dans la pulvérisation du sol, et par voie de conséquence, dans sa fragilisation face au ruissellement.

Dans un autre registre, l'exploitation de l'antracite briançonnais est un paramètre qu'il ne faut pas manquer de signaler, non pas parce qu'il est à l'origine d'effondrements miniers "classiques", mais plutôt à cause des méthodes employées qui favorisaient la déstabilisation de certains versants. Le meilleur exemple est sans aucun doute offert par le quartier des Petites Chalanches (secteur du col du Chardonnet) où, entre 2250 et 2270 m d'altitude, de nombreux et anciens grattages paysans ont mis à jour plusieurs couches charbonneuses. Ces tranchées de quelques mètres de profondeur sont des lieux privilégiés de concentration des eaux. En pénétrant lentement les matériaux sous-jacents, celles-ci assurent une humidité suffisante pour que la limite de plasticité soit dépassée. Ceci se traduit en contrebas par une topographie accidentée, où se mêlent des affleurements houillers ébouleux et des loupes de solifluxion affectant les dépôts de pente. Néanmoins, il s'agit là d'un phénomène ponctuel, dont les conséquences sont en définitive assez limitées.

Le dernier point sur lequel je tiens à insister concerne les déséquilibres de versants occasionnés par les voies de communication. La route stratégique du Granon est à ce propos très significative. Toutefois, les signes d'instabilité qu'elle porte indiscutablement (bossellements, fissures et même parfois quelques petits décrochements) ne sont pas tous imputables à la rupture qu'elle provoque dans le versant. En effet, traversant sur pratiquement l'intégralité de son tracé un ancien mouvement, elle subit parfois passivement les déformations lentes semblant encore animer ces terrains, et qui sans elle resteraient probablement insensibles. C'est pour cette raison qu'un soin tout particulier doit être apporté à l'entretien des fossés qui la frangent, afin d'éviter qu'ils s'obstruent et puissent engendrer de la sorte des infiltrations d'eau excessives. C'est d'ailleurs le manque total de contrôle des écoulements qui a assurément amené l'un des chemins utilisés lors de l'aménagement du Grand Verdarel à se rompre, pour donner naissance, à l'Ouest du lieu-dit Pingurier, à une importante coulée boueuse.

**TABLEAU XXI - TYPES DE MOUVEMENTS DE TERRAIN SELON
LES FACTEURS ET AGENTS DETERMINANTS**

| | Fauchage | Affaissement Effondrement | Ecroulement | Chute de pierres et de blocs | Glissement | Coulée boueuse | Coulée de débris | Solifluxion | Reptation pelliculaire |
|------------------------------|--------------------------|------------------------------|-------------|---------------------------------|------------|-------------------|---------------------|-------------|---------------------------|
| Nature du substrat rocheux | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | □ |
| Pendage | ■ | □ | □ | □ | ■ | □ | □ | □ | □ |
| Fracturation | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | □ | □ |
| Recouvrement quaternaire | □ | □ | □ | □ | ■ | ■ | □ | ■ | ■ |
| Pente | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ |
| Exposition | □ | □ | □ | ■ | □ | □ | □ | ■ | ■ |
| Contraintes climatiques | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ |
| Déforestation | □ | □ | □ | □ | ? | ■ | □ | □ | ■ |
| Déprise agricole | □ | □ | □ | □ | ■ | ■ | □ | ■ | □ |
| Passage des troupeaux | □ | □ | □ | □ | □ | ? | □ | ■ | ■ |
| Exploitation du charbon | □ | □ | □ | □ | □ | □ | □ | ■ | □ |
| Voie de communication | □ | □ | □ | ■ | ■ | ■ | □ | ■ | □ |
| FACTEUR D'INSTABILITÉ | TYPE DE MOUVEMENT | | | | | | | | |

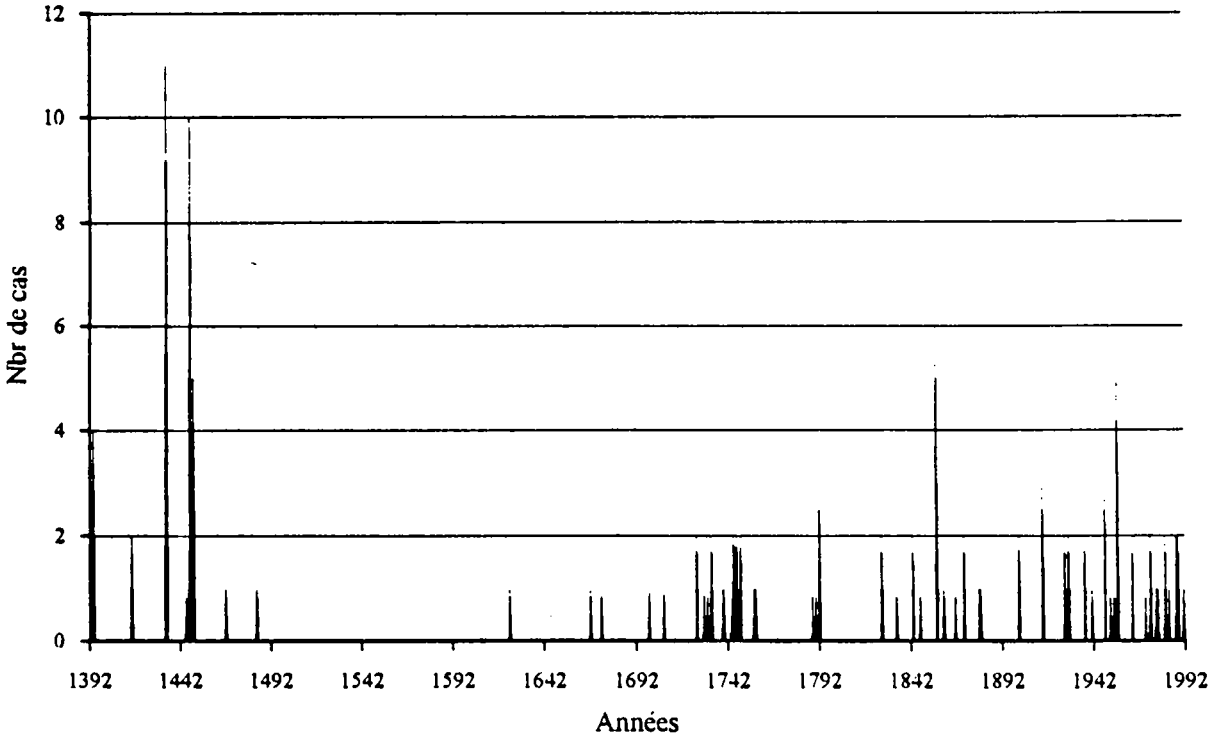
Au terme de ce long examen des facteurs influant sur la stabilité des versants, il me semble judicieux de rappeler, à l'aide d'un tableau récapitulatif, les types de mouvements auxquels ils sont susceptibles de participer à la mise en place (Tab. XXI). En outre, ce document permet de saisir l'importance capitale de certains agents naturels qui interviennent pratiquement dans tous les cas de figure (nature et fracturation du substratum rocheux, topographie et contraintes climatiques). Ceci ne signifie pas pour autant qu'il faille négliger le paramètre anthropique, d'autant que les préjudices qu'il génère pourraient souvent être atténués, voire totalement évités parfois. Bien sûr, la tâche est d'envergure, et elle passe inévitablement par des interventions coûteuses, destinées notamment à reconstituer une partie du réseau de drainage et à redonner de la vigueur aux peuplements forestiers menacés. Le Service R.T.M. de Gap a déjà entrepris plusieurs actions dans ce sens (bassin du St-Joseph, replat des Compes, etc.). Néanmoins, ces opérations demeurent à mon sens trop limitées, et il serait bon, à l'avenir, de se donner les moyens de les multiplier. Loin d'être garantes de la sécurité absolue des terrains, celles-ci pourraient en revanche modérer la menace de déstabilisation de certains versants prédisposés (route stratégique du col du Granon, Bois du Prorel, vallon de Fréjus, etc.).

1. 3 - EXPLOITATION DES DONNÉES RECUEILLIES SUR LES DÉBORDEMENTS TORRENTIELS PAR L'ENQUÊTE HISTORIQUE

La répartition temporelle des 118 crues torrentielles recensées par l'intermédiaire de l'enquête historique montre d'emblée une importante discontinuité entre le milieu du XV^{ème} siècle et le deuxième quart du XVIII^{ème} (Fig. 83) Durant cet intervalle de plus de 250 ans, seulement sept événements ont pu être mis à jour (environ 6% de la distribution⁽¹⁾). Ceux-ci se placent de part et d'autre du XVI^{ème} siècle, qui est marqué par l'absence totale de sinistres répertoriés. Faut-il en conclure pour autant qu'il s'agit là d'un répit concernant l'activité torrentielle ? En toute évidence, ce hiatus indique plutôt un défaut de conservation des documents d'archives, car on saisit mal quels seraient les facteurs qui pourraient avoir entamé la virulence des torrents, au moment où la dégradation climatique du "Petit Age Glaciaire

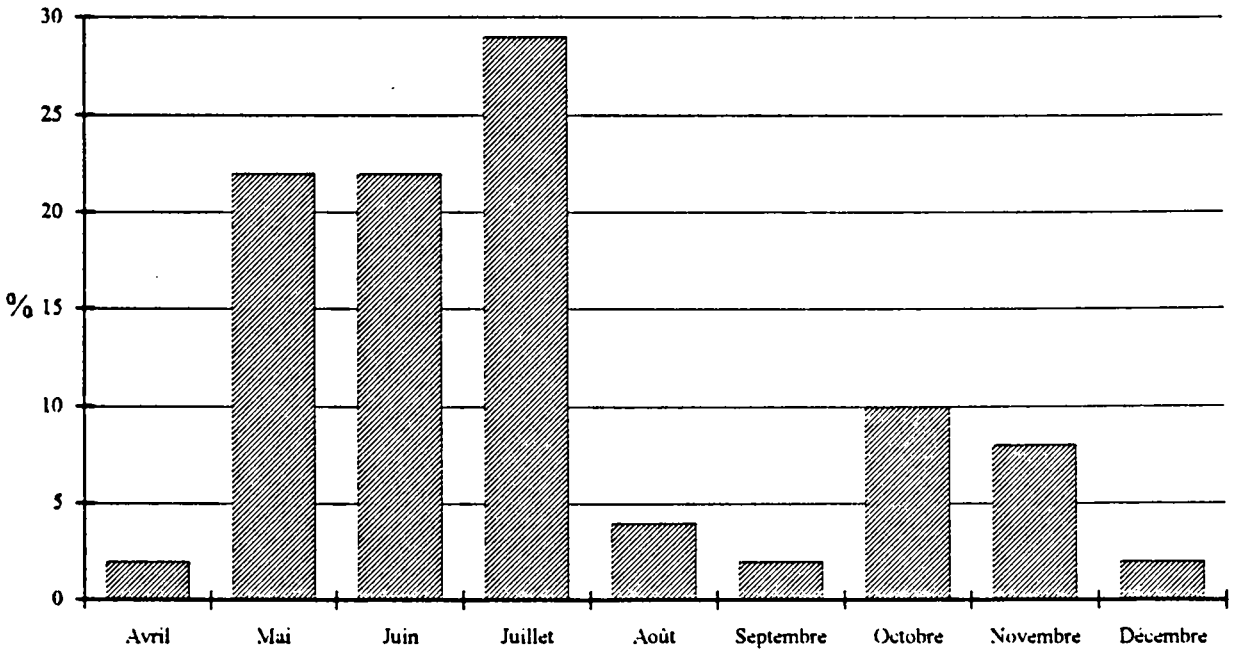
(1) Contre 28% avant 1450 et 66% après 1725.

FIG. 83 - DISTRIBUTION ANNUELLE DES CRUES TORRENTIELLES RÉPERTORIÉES



Sources : FANTHOU T. (1991) et archives du Service R.T.M. de Gap

FIG. 84 - FRÉQUENCE MENSUELLE DES CRUES TORRENTIELLES RÉPERTORIÉES



Sources : FANTHOU T. (1991) et archives de la R.T.M.

Alpin" s'affirme âprement⁽¹⁾. En effet, dans la mesure où la récurrence glaciaire subatlantique coïncide nécessairement avec un accroissement substantiel de l'enneigement et des précipitations estivales (Tessier, 1981 ; Couteaux, 1984), il est impossible d'interpréter cette lacune comme étant le signe d'un quelconque apaisement de l'activité torrentielle. D'ailleurs, certaines recherches historiques menées dans d'autres secteurs alpins ont pu mettre en évidence une recrudescence des crues entre la fin du XV^{ème} siècle et le milieu du XIX^{ème} (Sclafert, 1933 et 1959 ; Douguedroit, 1982).

Depuis 1725, la distribution des débordements torrentiels apparaît sensiblement plus régulière. Toutefois, les quelques ruptures qui ponctuent la deuxième moitié du XVIII^{ème}⁽²⁾ et la fin du siècle dernier⁽³⁾ rendent les calculs statistiques très aléatoires à partir de cet échantillon. En revanche, si l'on occulte ces discontinuités qui reflètent en toute vraisemblance une déficience documentaire, on peut admettre qu'en moyenne une année sur quatre est marquée par au moins une crue torrentielle. Ce résultat semble d'ailleurs se confirmer si l'on s'en tient aux sinistres ayant exclusivement eu lieu pendant notre siècle, et pour lesquels l'information est nettement moins lacunaire.

La recherche consécutive de données circonstancielles m'a d'abord conduit à analyser l'ambiance climatique générale des années ayant éprouvé la fureur des torrents, à partir des enregistrements météorologiques réalisés au Monétier depuis 1929. Il en ressort que la variabilité interannuelle des précipitations ne semble pas avoir d'influence fondamentale sur le déclenchement des crues. En effet, sur les seize années durant lesquelles au moins un événement s'est produit, seulement neuf sont marquées par des totaux pluviométriques annuels⁽⁴⁾ supérieurs à la moyenne⁽⁵⁾. De même, alors que certaines années ayant reçu une quantité relativement médiocre de précipitations sont marquées par des débordements mémorables (je pense en particulier à la fameuse inondation de juin 1957), d'autres, plus copieusement arrosées, ne se sont pas forcément traduites par le déclenchement de crues torrentielles catastrophiques. Par exemple, j'évoquerai simplement l'augmentation considérable des précipitations entre

(1) D'après Couteaux (1987), le milieu du XVI^{ème} siècle constitue la première charnière paroxysmale de l'extension glaciaire du "Petit Age de Glace"

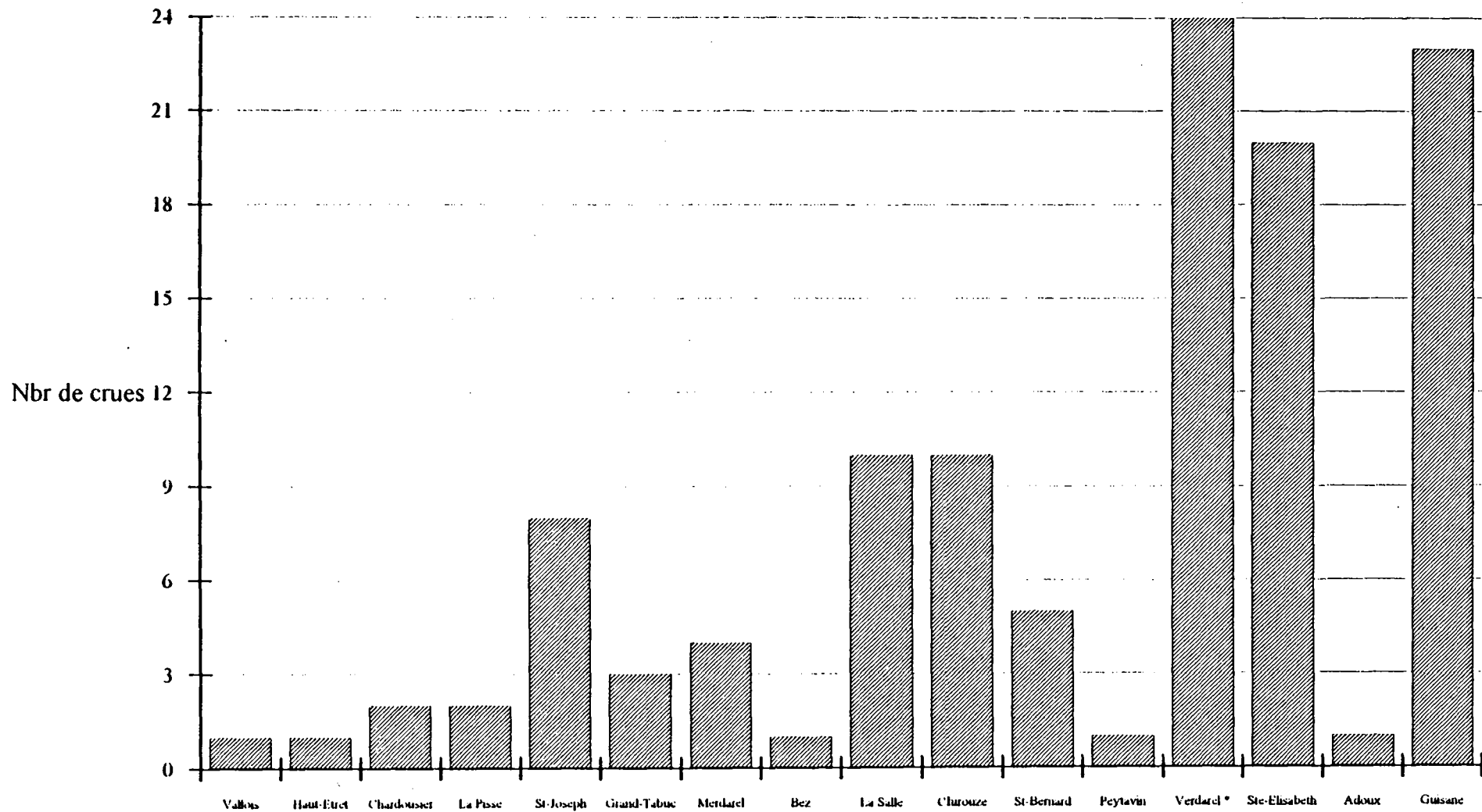
(2) Entre 1757 et 1788, soit 31 ans. Puis entre 1792 et 1826, soit 34 ans

(3) Entre 1880 et 1901, soit 21 ans

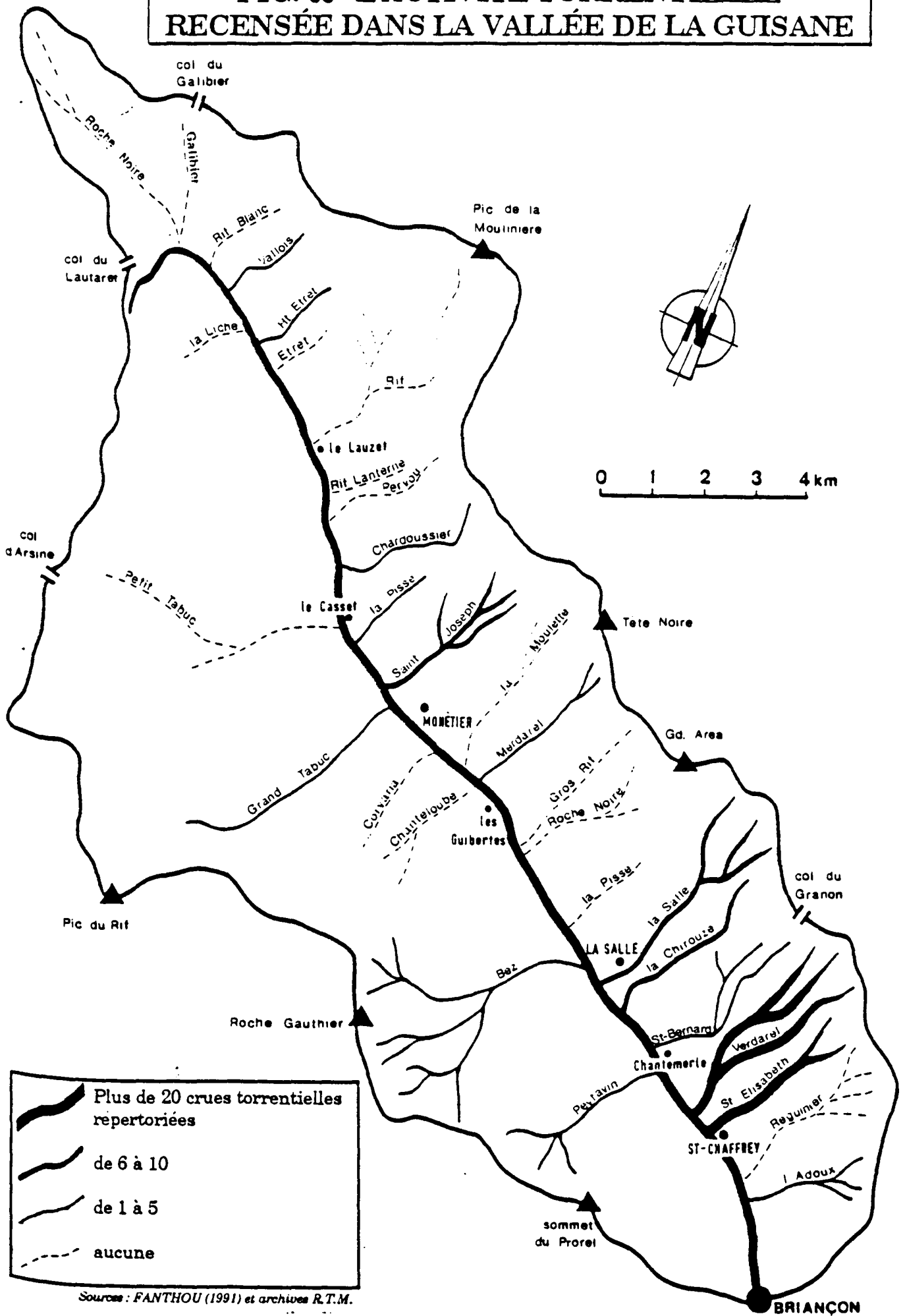
(4) Années budgétaires : d'octobre à septembre

(5) La moyenne des précipitations à Monétier-les-Bains depuis 1929 est de 918 mm. Pour les seize années ayant enregistré au moins un phénomène, ce paramètre n'atteint qu'une valeur de 989 mm.

FIG. 85 - RÉPARTITION PAR TORRENT DES CRUES RÉPERTORIEES



**FIG. 86 - L'ACTIVITÉ TORRENTIELLE
RECENSÉE DANS LA VALLÉE DE LA GUISE**



Source : FANTHOU (1991) et archives R.T.M.

octobre 1959 et septembre 1961 (3001 mm en deux ans), période durant laquelle les archives ne font état d'aucun sinistre.

En fait, dans la grande majorité des cas, les débordements torrentiels sont liés à l'apport d'une très grande quantité d'eau pendant un laps de temps relativement court. De la sorte, ils sont plutôt associés à des averses orageuses qui, lorsqu'elles s'abattent sur des sols encore saturés par les eaux issues de la résorption du manteau neigeux, sont d'autant plus menaçantes. Il n'est donc pas surprenant que la distribution mensuelle des crues présente un pic de recrudescence en fin de printemps/début d'été (Fig. 84). L'essaïm secondaire d'automne s'explique, quant à lui, par un accroissement sensible de l'intensité journalière des précipitations (Péguy, 1978). C'est ainsi qu'en novembre, des totaux pluviométriques de l'ordre de 45-50 mm/24 h sont en moyenne enregistrés tous les deux ans. Une fois par décennie, ceux-ci atteignent 70 mm/24 h, tandis que le seuil de 100 mm/24 h est dépassé au moins à deux reprises durant un siècle (Fig. 23).

La répartition par torrent des crues répertoriées mérite également quelques commentaires (Fig. 85 et 86). En effet, celle-ci montre à l'évidence que ce sont les émissaires proches des principaux lieux d'occupation humaine qui totalisent le plus d'événements (le St-Joseph, la Salle, la Chirouze, le Verdarel, le Ste-Elisabeth et la Guisane). On mesure là toutes les limites de l'enquête historique, car il est clair que la qualité de l'information que l'on en tire est entièrement subordonnée à l'ampleur des dégâts occasionnés par chaque crue. Il serait donc illusoire de considérer cet inventaire comme étant le réel reflet de l'activité torrentielle dans la vallée de la Guisane. Il n'en demeure pas moins une source capitale de renseignements qui, couplée avec un levé géomorphologique détaillé, permet de déboucher sur une évaluation et une cartographie des aléas naturels.

2 - CARTOGRAPHIE DES ALÉAS NATURELS

Si les cartes géomorphologiques constituent sans conteste l'une des bases fondamentales de l'évaluation des aléas naturels, elles ne peuvent en aucun cas se suffire à elles-mêmes, car l'ésotérisme scientifique des légendes qui les accompagnent, les rendent bien souvent hermétiques aux non initiés. D'autre part, si l'on admet, en règle générale, que 90% des problèmes d'instabilité concernent des réactivations partielles de mouvements anciens

jusque là somnolents (Noverraz, 1984 et Flageollet, 1989), on ne peut pour autant en conclure que les secteurs actuellement épargnés le seront à jamais. C'est pourquoi, après avoir procédé au recensement des indices et des facteurs d'instabilité, il importe de produire un document intelligible, sur lequel doit impérativement être figuré la nature des phénomènes déclarés, et une gradation des menaces induites par l'environnement géomorphologique. Or, si l'on veut préserver la lisibilité de la carte, il est impossible de représenter ces deux paramètres de manière équivalente, car les règles de la sémiologie graphique impliquent une hiérarchisation des niveaux de lecture. Tout cartographe sait en effet que la couleur est certainement la variable sélective la mieux perçue par l'oeil. Son utilisation doit en conséquence être réservée à l'information que l'on estime prioritaire.

S'inspirant des feuilles Z.E.R.M.O.S. et des Plans d'Exposition aux Risques, j'ai opté pour le système cartographique qui privilégie la représentation du degré de risque par rapport à sa nature. Ce choix délibéré est avant tout motivé par le souci d'obtenir un document ayant un impact visuel optimum⁽¹⁾. Cependant, compte tenu du caractère hautement interprétatif de cette carte, il convient d'apporter quelques éclaircissements quant à sa conception et sa réalisation.

2. 1 - LE PROBLEME DU ZONAGE

2. 1. 1 - Les critères de gradation des aléas naturels

La détermination du degré d'ancienneté ou d'activité des mouvements de terrain, ainsi que la localisation des manifestations de l'érosion hydrique, constituent les premiers fondements de la gradation des aléas naturels⁽²⁾. L'inventaire des instabilités déclarées m'a donc conduit, dans un premier temps, à distinguer quatre catégories de terrain :

- *Les zones où les processus morphodynamiques sont pleinement actifs.* Ce premier ensemble regroupe des phénomènes aussi divers que

(1) Celui-ci est assuré par l'emploi d'un nombre limité de couleurs, et surtout par l'analogie aux feux routiers tricolores.

(2) *"le passé et le présent sont les clefs du futur"* (Varnes, 1984)

le ravinement, les écoulements boueux, la solifluxion ou encore l'ébouilisation des parois de l'étage périglaciaire.

- *Les secteurs perturbés par des phénomènes gravitaires anciens⁽¹⁾ ou récents⁽²⁾, mais qui semblent aujourd'hui plus ou moins assoupis.*

- *Les zones concernées par des mouvements de terrain fossilisés, dont la forme originelle est quasiment masquée sous des recouvrements quaternaires postérieurs (Petit Aréa, flanc septentrional de la Tête du Grand Pré, etc.). Entre également dans cette catégorie, la portion de versant comprise entre le col du Granon et celui des Cibières, pour laquelle la déformation lente des têtes de bancs houillers pourrait, le cas échéant, induire des ruptures soudaines difficilement prévisibles.*

- *Enfin, les secteurs encore épargnés par l'instabilité.*

Toutefois, cette première subdivision est loin d'être satisfaisante, car elle ne fait pas intervenir la gravité des événements. Dans l'optique d'une cartographie des aléas naturels⁽³⁾, celle-ci doit être avant tout évaluée à partir du volume des matériaux impliqués ou susceptibles de l'être. Ainsi, alors que la solifluxion représente un danger constant mais d'une intensité relativement limitée, les versants affectés par des désordres anciens et profonds sont sans aucun doute plus menaçants. En effet, dans la mesure où ils constituent des lieux privilégiés de déclenchement de nouveaux mouvements d'envergure, on ne peut que recommander la plus grande prudence quant à leur aménagement. De même, les masses rocheuses branlantes de la Cime des Conchiers (au-dessus de Monétier-les-Bains) ou de Roche Robert (un peu au Nord du Lauzet) induisent, à mon sens, un risque plus élevé que celui engendré par l'ébouilisation des parois de l'étage périglaciaire. En effet, si ce dernier représente un danger réel, il n'en demeure pas moins un processus morphodynamique parfaitement circonscrit, qu'il est aisé d'éviter, et en tous cas, plus facile à contenir par des aménagements adéquats. En revanche, les écroulements constituent des phénomènes imparables, dont l'extension potentielle est, de surcroît, toujours délicate à déterminer avec précision. Ils requièrent en conséquence une attention toute particulière, et il ne serait

(1) Mouvements pour lesquels la stabilisation progressive des terrains a entraîné un processus d'estompement du modèle primitif, sans pour cela en modifier fondamentalement l'aspect initial

(2) Mouvements vraisemblablement déclenchés pendant la période historique

(3) Qui ne prend en considération que la probabilité d'occurrence des phénomènes naturels

certainement pas inutile d'assurer la surveillance des secteurs les plus sensibles, afin de se faire une idée plus juste des risques encourus.

D'autre part, il est nécessaire d'apprécier les possibilités d'apparition de phénomènes dans les zones restées jusque là intactes. Pour ce faire, il faut procéder à un examen détaillé des facteurs d'instabilité, tels qu'ils ont été décrits précédemment (essentiellement les données structurales, géotechniques et clinométriques). A ce niveau de la démarche, il est vain de rechercher une précision illusoire. Il importe au contraire de se fonder sur des éléments concrets pour attirer l'attention du lecteur sur des secteurs présentant des conditions identiques à celles caractérisant les zones d'instabilité avérée.

En définitive, la gradation des menaces induites par les mouvements de terrain et les ravinements résulte de la combinaison de trois critères : les indices d'instabilité passée ou actuelle, la gravité des phénomènes et les facteurs défavorables à la sécurité des terrains (Tab. XXII).

| Couleur sélectionnée | Degré de risque | Critères de gradation | | | |
|----------------------|-----------------|--|-----|---------------------------|---------------------------|
| | | Indices d'instabilité passée / actuelle | | gravité des phénomènes | Facteurs d'instabilité |
| Rouge | Elevé | Oui | Oui | Forte | Oui |
| Orange foncé | Moyen | Non | Oui | Moyenne | Oui |
| | Moyen | Oui | Non | Variable | Oui |
| Jaune orangé | Faible | Non | Oui | Faible | Oui |
| | Faible | Oui | Non | Variable | Oui |
| | Faible | Non | Non | Variable | Oui |
| Vert pomme | Très faible | Non | Non | Variable | Oui |
| Vert moyen | Nul | Non | Non | Néant | Non |

TABLEAU XXII - Critères de gradation des risques induits par les mouvements⁽¹⁾ de terrain et les ravinements

Les deux premières couleurs (rouge et orange) correspondent aux secteurs d'instabilité déclarée. A l'opposé, le vert a été réservé aux zones actuellement épargnées. Une nuance de teinte (vert pomme) a ensuite été apportée lorsqu'il subsistait des incertitudes sur l'évolution future de ces

(1) Laves torrentielles exclues

terrains (présence notamment d'un substratum carbonifère potentiellement instable). Quand l'équilibre apparent des versants était fortement compromis par l'accumulation de facteurs défavorables, j'ai préféré utiliser une couleur intermédiaire (jaune orangé), qui regroupe également certains secteurs perturbés, mais pour lesquels le danger effectif est mineur (solifluxion) ou les conséquences virtuelles difficiles à appréhender dans l'immédiat (déformation lente des têtes de banc et mouvements anciens fossilisés).

Le zonage ainsi établi ne répond toutefois pas intégralement aux objectifs fixés, car la méthode retenue pour les mouvements de terrain et les ravinements ne peut être appliquée aux débordements torrentiels. C'est donc à ce niveau qu'interviennent les informations recueillies sur les torrents par l'enquête historique. En effet, si le nombre trop restreint d'événements survenus n'autorise pas de calcul statistique véritablement significatif, l'abondance des documents évoquant les crues des dernières décennies permet d'apprécier la fougue des principaux torrents. En associant cette approche historique à une analyse détaillée des contextes géographiques et géologiques des bassins versants, il semble que l'on puisse proposer une hiérarchisation vraisemblable des niveaux de risque. Volontairement imprécise, celle-ci n'a pour prétention que de distinguer les secteurs des cônes de déjection soumis plusieurs fois par siècle aux débordements torrentiels (rouge), les zones moyennement exposées⁽¹⁾ (orange) et les surfaces apparemment non concernées (vert). Parfois, quelques incertitudes m'ont poussé à émettre des réserves quant à la sécurité absolue de certains secteurs. Celles-ci ont alors été signifiées par l'utilisation de la teinte intermédiaire (jaune orangé).

S'agissant de la Guisane elle-même, seuls les débordements provoqués par les crues ayant une période de retour de l'ordre de 100 ans ont été retenus (l'échelle utilisée ne permettant pas de préciser davantage). Conformément au système utilisé pour les torrents affluents, ces zones ont été figurées en orange.

Bien que les avalanches constituent des menaces pesantes dans ce haut lieu du tourisme hivernal, les surfaces qu'elles sont susceptibles d'affecter

(1) Probabilité d'occurrence des événements d'ordre séculaire

ont toutes été regroupées dans les zones à risque moyen (orange). Si ce choix est parfois discutable (certains endroits mériteraient sans doute de figurer en rouge), il se justifie par le fait que le document proposé est plutôt destiné à attirer l'attention sur les dangers induits par les mouvements de terrain et l'activité torrentielle. En effet, si les secteurs avalancheux sont bien connus des techniciens locaux⁽¹⁾, il n'en va pas toujours de même des versants potentiellement instables. Toutefois, soucieux de produire une carte intégrée des aléas naturels, je ne pouvais les exclure complètement de ce travail. J'ai donc pris le parti de leur attribuer la même couleur que pour l'éboulisation des parois de l'étage périglaciaire, non pas parce que les menaces qu'ils représentent sont analogues, mais simplement pour que les contraintes propres au domaine de haute montagne apparaissent uniformément⁽²⁾. Les utilisateurs souhaitant avoir une information plus fouillée sur les avalanches, auront en conséquence tout intérêt à se reporter aux documents thématiques déjà existants à ce sujet (notamment les Cartes de Localisation Probable des Avalanches).

2. 1. 2 - La délimitation des zones menacées

Le tracé des contours des secteurs menacés constitue toujours un problème épineux dans l'élaboration d'une carte des aléas naturels. C'est pourquoi, il convient ici de présenter en détail les éléments qui ont été pris en compte pour délimiter les différentes zones à risques.

Dans le cas des chutes de blocs ou de pierres, j'ai utilisé le procédé classique qui consiste à rechercher l'altitude minimale atteinte par les débris s'étant déjà détachés des corniches. Si cette démarche est particulièrement bien adaptée au processus d'éboulisation (le taux de recouvrement végétal des tabliers d'éboulis servant ici de base au zonage), elle suscite quelques réserves concernant les chutes de monolithes et les risques d'écroulement. Certes, il est fréquent d'observer des précédents au pied des parois les plus menaçantes (Cime des Conchiers, Roche Robert, etc.). Néanmoins, on ne peut gager que les limites de ces derniers assurent une marge de sécurité suffisante. Bien entendu, il existe des méthodes mathématiques permettant

(1) Ils font d'ailleurs l'objet d'un Plan d'Intervention pour le Déclenchement de Avalanches (P.I.D.A.)

(2) La distinction entre les divers processus se faisant ensuite par la superposition de figurés ponctuels (voir pages suivantes)

de prévoir, en fonction de l'importance de la masse rocheuse suspecte, la distance qu'elle pourrait parcourir en cas de déstabilisation (Li Tianchi, 1983). Toutefois, compte tenu du caractère aléatoire de l'estimation du volume rocheux susceptible de se détacher, les résultats obtenus sont généralement peu satisfaisants. Je m'en tiendrai donc au procédé énoncé précédemment, en prenant garde de préserver un large périmètre de confiance lorsque des aménagements humains sont menacés.

Vers l'amont, il est souvent plus facile de trancher, car les fissures ouvertes qui ont amené les suspicions quant à l'équilibre absolu de certains pans rocheux sont autant de repères pour en tracer précisément les contours. De tels indices d'instabilité jalonnent également la couronne de nombreux mouvements de type glissement/coulée. Ils ont donc servi à délimiter une marge de sécurité qui, selon les cas, a été traitée soit dans la même couleur que la zone d'instabilité avérée (secteur de la Côte de la Fleur, dans le haut bassin du Verdarel), soit en tant que frange de transition avec le secteur adossé supposé plus stable (Côte de la Ratière, sur le flanc sud-occidental du massif du Grand Aréa). Il est bien évident que le zonage résultant n'est pas immuable, car la déstabilisation de ces secteurs fragiles, ou l'accélération soudaine de l'incision torrentielle lors de crues exceptionnellement violentes (cf. le Verdarel en juillet 1981), peuvent engendrer de nouvelles fissures. En fait, on aborde là le problème fondamental de la durabilité d'un tel document (Dumas *et al.*, 1984 ; Guéremy, 1987). Pour ma part, je ne souhaite pas fixer d'échéance, car il est incontestable que la validité d'une carte des aléas naturels est entièrement subordonnée aux événements susceptibles de se produire. En d'autres termes, un secteur répertorié moyennement dangereux en raison du risque latent induit par la présence d'un mouvement de terrain ancien, peut très bien, à la suite d'une réactivation localisée, être partiellement reclassé en zone très sensible. Le document cartographique proposé est en conséquence voué à être modifié au rythme de l'évolution géomorphologique.

Le problème est de même nature en ce qui concerne le zonage retenu pour les cônes de déjection. En effet, si celui-ci est le résultat d'un examen attentif des sources historiques et de l'environnement géomorphologique des bassins versants, il reste que des rectifications peuvent y être apportées en fonction notamment des travaux de correction réalisés par le service R.T.M. des Hautes-Alpes. C'est ainsi qu'à la suite de la crue destructrice du Verdarel en juillet 1981 (cf. Chapitre suivant), la collectivité locale a souhaité engager

les moyens permettant de limiter l'impact des débordements boueux sur le cône de déjection. Aujourd'hui doté d'un important dispositif de régulation des écoulements, ce torrent n'en demeure pas moins inquiétant, dans la mesure où les versants qu'il draine sont très instables. Toutefois, il semble véritablement que les aménagements apportés soient à la hauteur de la menace encourue. C'est pourquoi, il n'est pas déraisonnable de considérer le cône de déjection du Verdarel comme actuellement moyennement soumis aux humeurs du torrent⁽¹⁾, d'autant que les ouvrages protecteurs ont déjà prouvé leur relative efficacité (les dégâts provoqués par la crue du 22 juillet 1988 ont été effectivement largement réduits).

Pour déterminer les zones exposées aux débordements de la Guisane, je me suis essentiellement reporté aux résultats obtenus récemment par simulation mathématique⁽²⁾ des crues centennales (B.C.E.O.M., 1990). Celles-ci ont également servi de référence à l'évaluation du coût des dégâts engendrés dans les principales zones urbanisées (Tab. XXIII). Toutefois, il convient de rappeler qu'il ne s'agit pas là des seules crues dommageables, car si l'on en croit les travaux du B.C.E.O.M., des débordements ayant une probabilité d'occurrence de 10/20 ans⁽³⁾ suffiraient à occasionner les premières nuisances.

| Site | Coût (MF) |
|-------------|-----------|
| Le Casset | 2,85 |
| Le Monétier | 1,48 |
| Villeneuve | 6,85 |
| Chantemerle | 0,77 |

TABLEAU XXIII - Estimation du coût des dommages que pourrait engendrer une crue centennale dans les principales zones urbanisées (d'après le B.C.E.O.M., 1990)

D'autre part, la sensibilité de la ligne d'eau de la Guisane à l'occlusion localisée de son lit par le transport solide d'un torrent affluent est également à prendre en considération. Or, si les simulations d'obstruction par des embâcles de 2 m de hauteur réalisées au débouché des principaux torrents

(1) Sauf, bien évidemment, le secteur de la plage d'atterrissement réalisée à l'amont du cône

(2) L'outil de simulation des écoulements utilisé étant le modèle SHERPA, développé par le Bureau Central d'Etude pour les Equipements Outre-Mer. Quant au linéaire analysé, il est borné, à l'amont, par une petite passerelle située entre le Casset et les Boussardes, et à l'aval, par la confluence avec le torrent de Régulier.

(3) L'estimation de la période de retour de la crue maximale non dommageable est de 10 ans au Casset et à Villeneuve-la-Salle ; de 20 ans à Monétier-les-Bains et Chantemerle

font apparaître un fort impact local (Tab. XXIV), il semble en revanche que son influence s'estompe rapidement vers l'amont : seul un exhaussement de 2 cm en crue centennale est perceptible 400 m à l'amont de la confluence avec le Verdarel.

| Torrent à l'origine de l'obstruction (embâcle de 2 m) | Surélévation à la confluence en crue décennale (en m) | Surélévation à la confluence en crue centennale (en m) |
|--|--|---|
| St-Joseph | 0,78 | 0,54 |
| Merdarel | 1,15 | 1,23 |
| Chanteloube | 1,15 | 1,23 |
| Bez | 0,85 | 0,70 |
| La Salle | 1,08 | 0,99 |
| Verdarel | 1,33 | 1,47 |

TABLEAU XIV - Impact de l'obstruction de la Guisane par un torrent affluent sur la ligne d'eau décennale et centennale (d'après le B.C.E.O.M., 1990)

Cependant, ces endiguements à caractère exceptionnel ne doivent pas être négligés, car leur rupture brutale pourrait créer une violente onde de crue (débâcle), susceptible de causer des dégâts considérables le long du tronçon situé en aval.

On voit donc, à la suite de ces quelques remarques, combien il est délicat de proposer un zonage précis et définitif des secteurs menacés. C'est d'ailleurs en partie pour justifier les choix effectués, qu'il convient de préciser la nature des risques encourus. Toutefois, là n'en est pas la seule raison, car de la connaissance des processus qui agissent, ou sont susceptibles d'intervenir, dépendent les remèdes à mettre éventuellement à l'étude pour s'en prémunir.

2. 2 - LES INDICATIONS SUR LA NATURE DES ALÉAS

En fait, il s'agit de retranscrire, sur la carte des aléas naturels, les risques morphodynamiques avérés. Pour cela, des figurés ponctuels conventionnels ont été uniformément apposés sur les zones dangereuses (des flèches pour les avalanches, des hachures pour les glissements et les

coulées, des triangles pour les chutes de pierres, des ronds pour les endroits exposés à l'alluvionnement, etc.). La plupart du temps, j'ai cherché à ne pas trop densifier ces signes, afin de ne pas porter préjudice à la lisibilité du document. Les distinctions apportées en matière de glissements et de coulées m'ont quand même contraint à resserrer les symboles dans les secteurs actifs, attirant ainsi involontairement l'attention du lecteur. Cependant, cela n'entrave en rien la logique du document, dans le sens où il s'agit là de zones particulièrement sensibles, qui méritent en conséquence toute l'attention des utilisateurs potentiels.

S'inspirant des normes préconisées pour la réalisation de la carte géomorphologique française (Tricart, 1972), et d'un essai de représentation des aléas naturels sur la façade calabraise du Déroit de Messine (Dumas et al, 1984), la couleur sélectionnée pour chaque agent morphogénique le fut en fonction de sa nature générique :

- le brun correspond aux mouvements de terrain (glissement, coulées boueuses⁽¹⁾, chutes de matériaux, etc.) ;
- le vert a été réservé à l'action des eaux courantes (ravinement et alluvionnement) ;
- quant au violet, il est exclusivement employé pour signaler les trajectoires d'avalanches.

La classification retenue se détache sensiblement de celle utilisée pour la carte géomorphologique précédemment décrite (cf. Chapitre III), car les couleurs adoptées n'ont plus aucune connotation morphoclimatique. C'est ainsi, que l'ébouilisation est traitée en tant que mouvement de terrain, et non comme un processus spécifique au domaine périglaciaire.

2. 3 - CONCLUSION : l'exemple du versant méridional du Granon

Pour illustrer les propos tenus ci-dessus, j'ai choisi de prendre l'exemple du versant méridional du Granon, car il présente une diversité d'aléas inégalée dans tout le reste de la vallée de la Guisane (Fig. 87 à 89). Afin de préserver la clarté des documents monochromes ci-joints, la gradation et la nature des risques ont dû être traitées séparément (Fig. 88 et 89). L'examen

(1) Sauf les laves torrentielles qui ont été traitées en tant que risque d'alluvionnement (en vert donc)

simultané de ces trois cartes permet néanmoins de faire apparaître les éléments suivants :

- *Les zones jugées très dangereuses* correspondent principalement à des coulées actives (haut bassin du Verdarel notamment) et des ravinements intenses, parfois associés à des chutes de pierres et de blocs (haut bassin du Ste-Elisabeth). Entrent également dans cette catégorie, les portions de cône de déjection soumises, plusieurs fois par siècle, aux crues torrentielles.

- *Les secteurs moyennement menacés* regroupent les mouvements de terrain anciens ou récents, qui ne présentent plus actuellement d'indices d'activité significatifs (soit une superficie de plus de 1.000 ha dans les limites de la carte). Cette division rassemble aussi les versants dont l'évolution est régie par les processus propres aux parois de l'étage périglaciaire (éboulisation et avalanches), de même que les surfaces menacées par les débordements torrentiels ayant une probabilité d'occurrence d'ordre séculaire (lit majeur de la Guisane et cônes de déjection).

- *Les zones faiblement exposées* prennent en compte les versants affectés par la solifluxion (hauts bassins des torrents de la Salle et de Ste-Elisabeth). Elles correspondent également à des mouvements de terrain fossilisés (flanc méridional du massif de l'Aréa), ou qui ne se sont pas encore traduits par de véritables ruptures (déformation lente des têtes de bancs houillers du col du Granon). Elles sont enfin associées aux pentes encore épargnées, mais pour lesquelles l'accumulation de facteurs d'instabilité implique une grande réserve quant à leur équilibre futur (versants houillers incisés par des torrents que l'on sait particulièrement capricieux).

- La dernière catégorie se rapporte exclusivement aux *versants actuellement stables*. Cette dénomination ne garantit pas pour autant l'absence totale et définitive de risques. En effet, certains secteurs présentent des conditions suspectes (substratum carbonifère nappé de dépôts morainiques notamment) qui pourraient, si l'on n'y prenait garde, s'avérer menaçantes à l'avenir. Leur utilisation nécessite donc une grande vigilance, notamment quant à la gestion des écoulements superficiels.

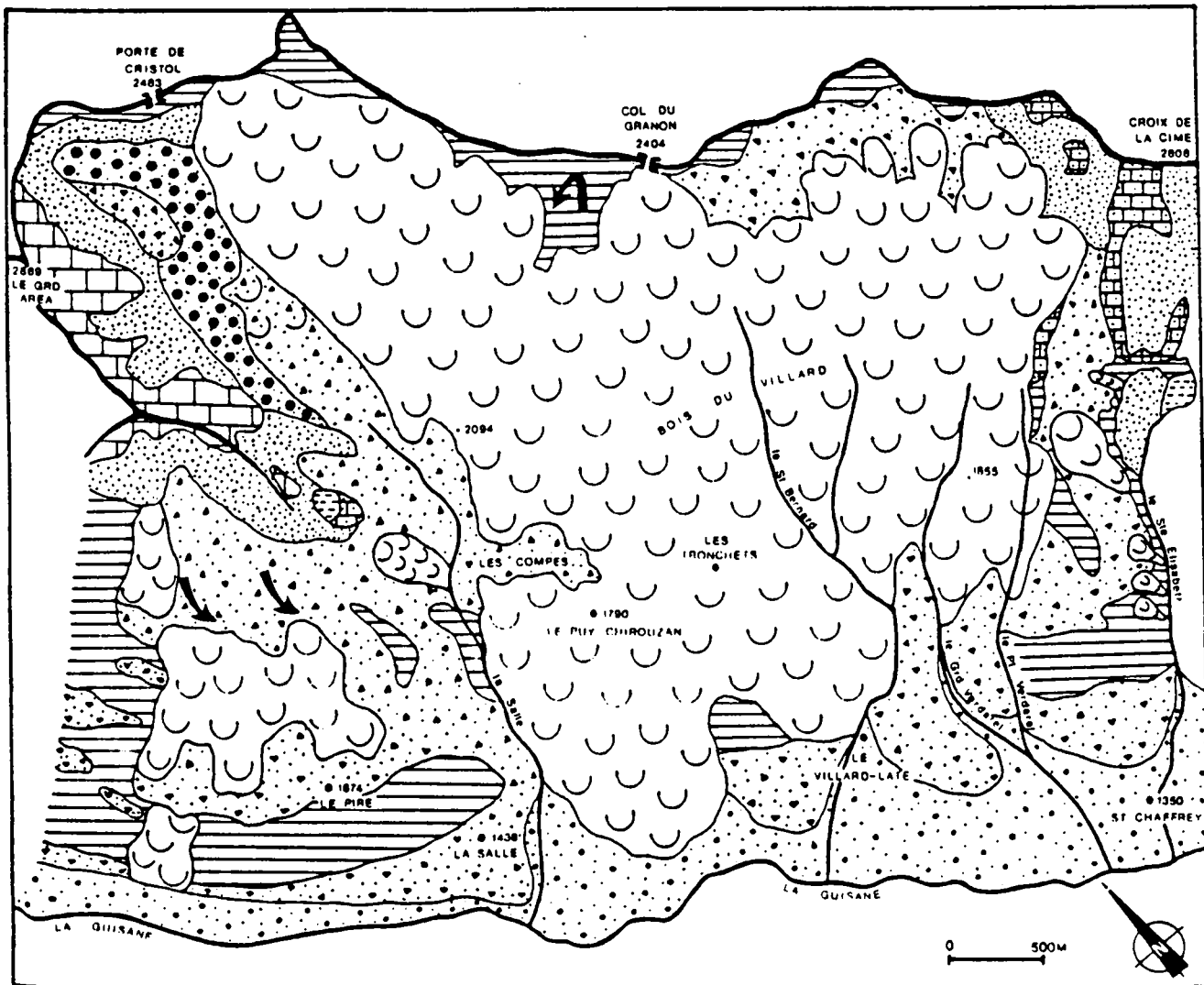
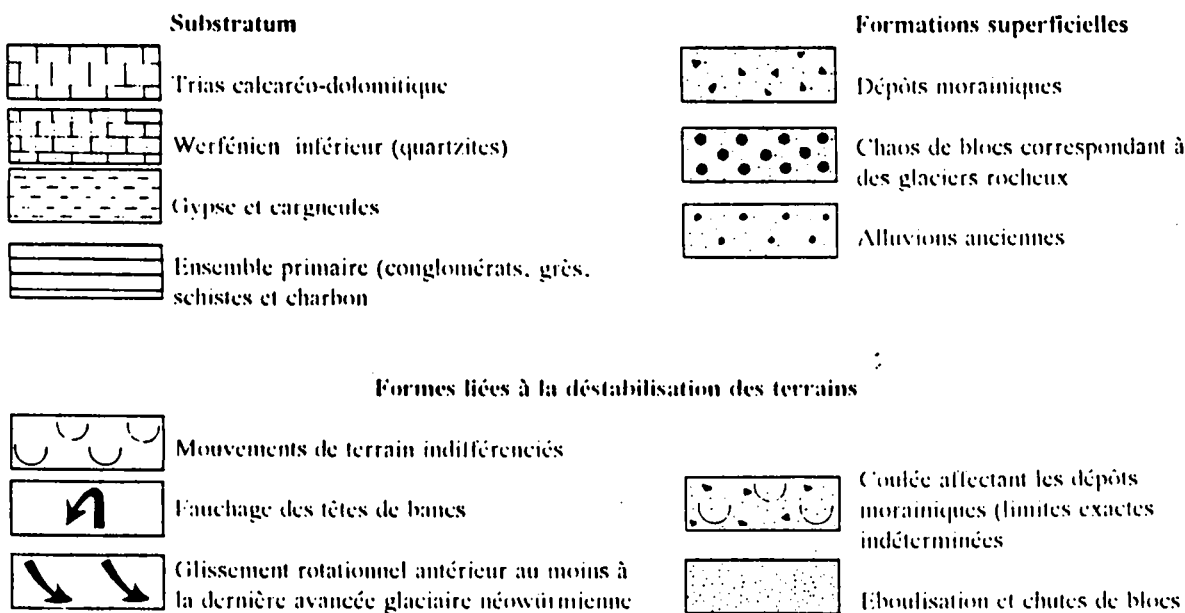


FIG. 87 - CROQUIS GEOMORPHOLOGIQUE DU VERSANT MERIDIONAL DU GRANON



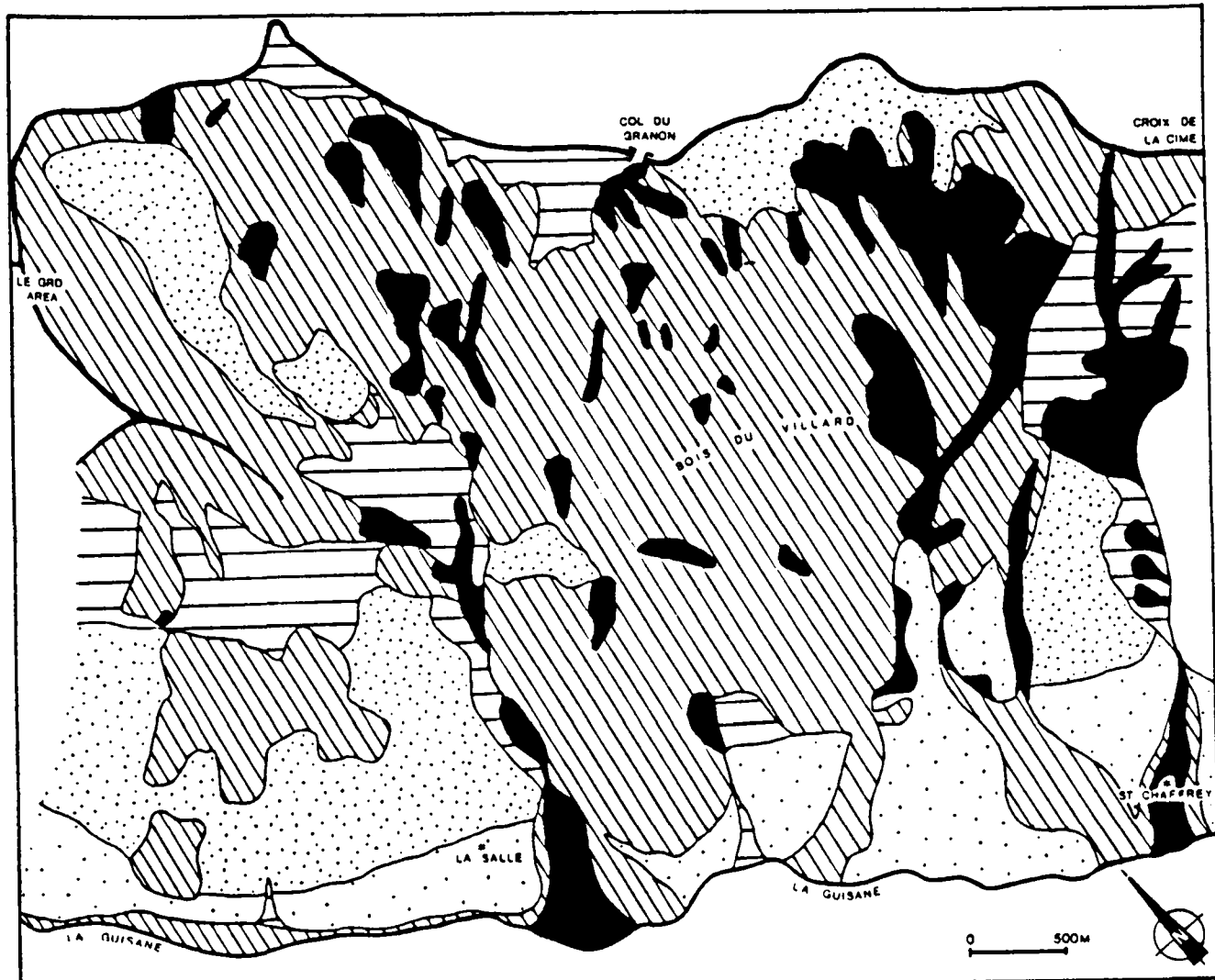
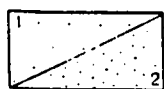
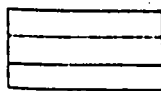


FIG. 88 - CARTE DES ALEAS NATURELS SUR LE VERSANT MERIDIONAL DU GRANON



(1) Zones actuellement épargnées par les mouvements de terrain et l'activité torrentielle. (2) Localement, elles présentent des conditions défavorables au maintien de la sécurité des terrains (substratum carbonifère éventuellement recouvert de dépôts morainiques, pente, etc.)



Zones affectées par des mouvements épidermiques (reptation ou solifluxion de faible ampleur) ou par des phénomènes diffus et mal circonscrits pour lesquels les conséquences sont difficiles à évaluer précisément. Elles correspondent également aux versants dont l'équilibre actuel est compromis par l'accumulation de facteurs défavorables.



Zones perturbées par des mouvements de terrains anciens ou récents, plus ou moins stabilisés. Elles correspondent aussi aux secteurs de fond de vallée exceptionnellement soumis aux crues torrentielles et aux débordements de la Guisane (probabilité d'occurrence d'ordre séculaire). Cette catégorie prend enfin en compte les domaines à caractère de haute montagne (chutes de pierres et avalanches)



Zones présentant des manifestations de mouvements de terrains actifs importants, d'érosion hydrique concentrée, ou menacées par leur extension. Cette catégorie regroupe également les secteurs de fond de vallée soumis à de fréquentes crues torrentielles (plusieurs par siècle).

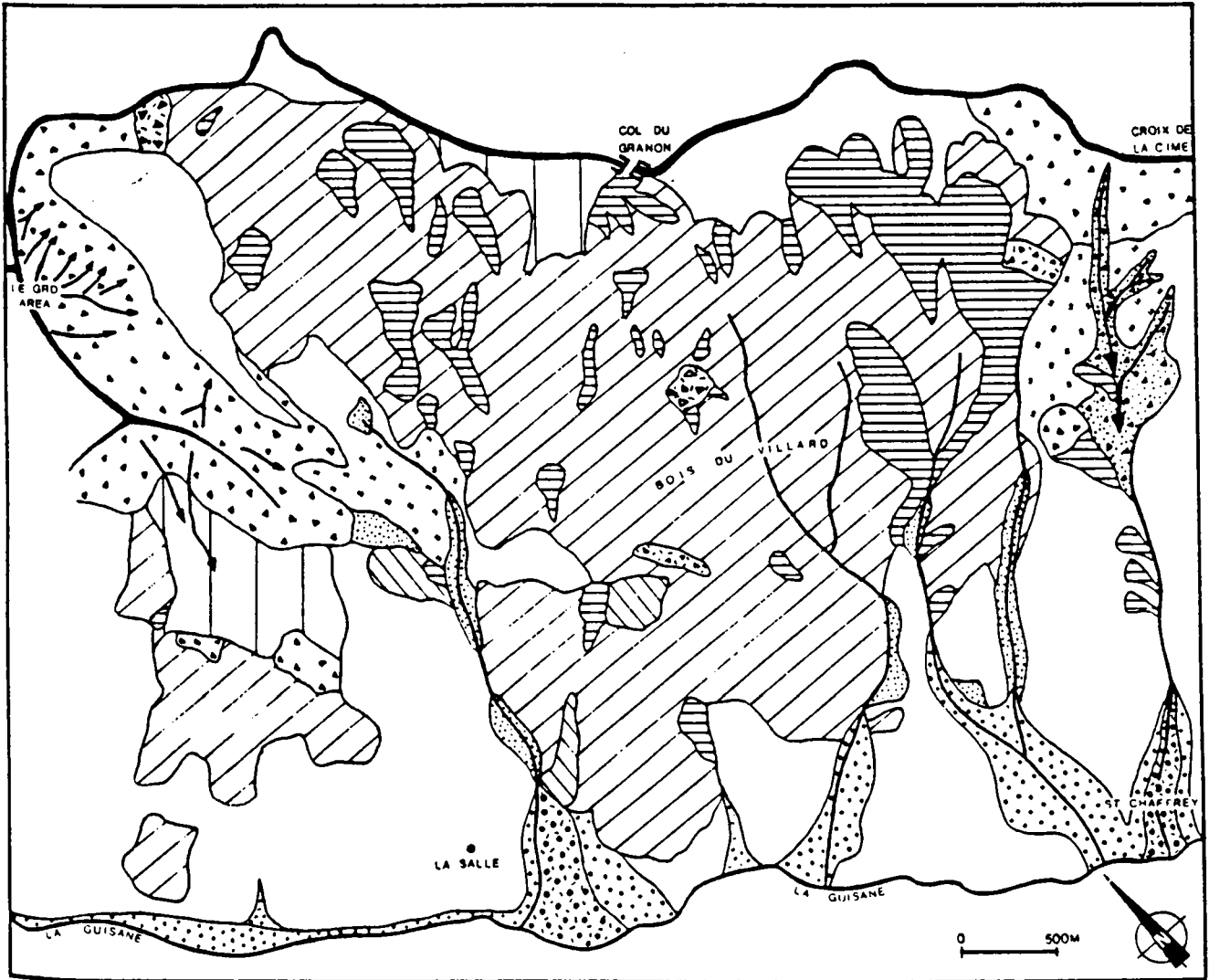

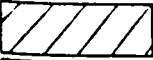

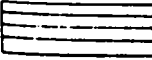

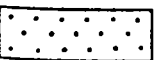
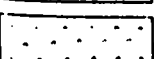


FIG. 89 - CROQUIS MORPHO-DYNAMIQUE DU VERSANT MERIDIONAL DU GRANON



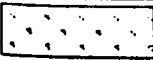


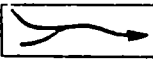
Glissement et coulée

-  Glissement rotationnel fossilisé mal circonscrit et déformation lente du versant par courbure des têtes de banes (col du Granon)
-  Mouvement de terrain ancien plus ou moins stabilisé
-  Mouvement de terrain récent plus ou moins stabilisé
-  Coulée active

Débordement torrentiel

-  Zone éminemment soumise aux crues torrentielles (plusieurs par siècle)
-  Zone faiblement exposée aux débordements torrentiels (probabilité d'occurrence de l'ordre de 100 ans), ou supposée préservée de celles-ci par des constructions préventives (cône du Verdarel)
-  Zone présentant des incertitudes sur la sécurité absolue des quelques habitations qu'elle porte

Autres processus morpho-dynamiques

-  Chutes de pierres et de blocs
-  Feroutement (ancien / récent)
-  Solifluxion
-  Ravinement
-  Ravinement et chutes de pierres
-  Trajectoire d'avalanches

Je rappellerai, en guise de conclusion, que la carte proposée ici ne représente que la transcription, en termes de risques naturels, d'une interprétation des données géologiques et géomorphologiques. Une telle démarche requiert à la fois de la prudence et du réalisme, afin d'éviter le double écueil d'une sous-estimation pouvant à l'avenir se révéler préjudiciable, ou d'une surévaluation incompatible avec les contraintes économiques d'une grande vallée touristique. Elle constitue en conséquence un document éminemment subjectif, qui peut à tout instant être modifié en fonction de l'apparition de phénomènes nouveaux, ou de la progression des connaissances en matière notamment des mécanismes de déclenchement des mouvements de terrain.

XIII - ANALYSE DÉTAILLÉE DE QUELQUES PHÉNOMÈNES SIGNIFICATIFS

Il est toujours difficile de concevoir qu'il existe des mouvements de terrain démesurés, affectant des pans entiers de montagnes, jusqu'à des profondeurs considérables. Cependant, il faut se rendre à l'évidence, car la morphologie d'un bon nombre de versants alpins ne peut être expliquée que par des phénomènes gravitaires de grande ampleur. C. BORDET fut l'un des premiers géologues à prendre conscience de ces désordres, et dès 1963, il signale que dans le Carbonifère briançonnais *"les glissements peuvent atteindre des dimensions considérables : plus de 1000 m de haut, 3 à 4 km de large et 500 m d'épaisseur"*. De tels mouvements sont souvent complexes, et leur aspect actuel ne reflète généralement que les derniers stades de leur évolution. C'est pour cette raison que la compréhension de leur genèse nécessite un examen minutieux, dont je propose d'exposer les résultats pour trois cas différents.

Par ailleurs, ces mouvements de masse représentent, au même titre que les recouvrements morainiques et périglaciaires, un stock volumineux de matériaux potentiellement instables, épisodiquement évacués par les torrents sous forme de coulées boueuses dévastatrices. C'est ainsi que le jeudi 9 juillet 1981, à la suite d'un violent orage, le torrent de Verdarel a provoqué d'importants dégâts dans la commune de St-Chaffrey (habitations, voies de communication, terres agricoles, etc.). L'effet de surprise fut d'autant plus grand que l'on craignait plutôt les humeurs du torrent de Ste-Elisabeth, situé immédiatement en aval. Cette catastrophe a donc eu le privilège de rappeler à la mémoire de tous que le Verdarel était loin d'être éteint, et qu'il importait d'en tenir compte à l'avenir. C'est pourquoi, je tiens pour terminer cet essai à aborder le problème de la torrentialité, en décrivant dans un premier temps les circonstances de déclenchement de cette crue, puis en précisant les facteurs géologiques et géomorphologiques qui rendent compte de la sensibilité du bassin versant du Verdarel vis-à-vis des laves torrentielles.

1 - LE COMPLEXE DE COULÉES A BLOCS DU GRANON

1. 1 - PRÉSENTATION DU MOUVEMENT ANCIEN

Cet ensemble s'étend globalement du torrent de St-Bernard à l'Est⁽¹⁾ (Fig. 87), jusqu'à celui de la Salle à l'Ouest, soit une superficie d'environ 6 km². Ce mouvement affecte essentiellement le substratum carbonifère. Des témoins d'une couverture morainique se retrouvent cependant sous forme de blocs calcaires et quartzitiques légèrement émoussés, qui ne peuvent être que les résidus d'un glacier ayant acheminé les débris issus des massifs triasiques environnants jusqu'au milieu des pentes entaillées dans les formations houillères.

Le mouvement débute en amont par un escarpement au tracé sinueux qui correspond à une série de niches d'arrachement coalescentes remontant souvent jusqu'au sommet du versant pour se confondre avec la crête d'interfluve. Toutefois, à 300 m environ à l'Est du col du Granon, l'escarpement de tête se décale nettement vers l'aval. Il laisse place à une zone de 800 m de long et 400 m de large, où apparaissent deux lignes de hauteurs allongées parallèlement à la crête principale, et qui se font face de part et d'autre d'une tranchée naturelle. Comme on a pu le souligner auparavant (cf. Chapitre XII), cette disposition représente la manifestation topographique d'une déformation lente du versant. En effet, les dépressions et gradins trouvent leur origine dans un fauchage généralisé des têtes de bancs houillers (Fig. 90).

Au-dessous de la zone de départ principale, le mouvement se manifeste par des désordres importants. Ils prennent l'aspect soit d'un bossellement pluridécamétrique, soit de niches d'arrachement secondaires qui traduisent les médiocres qualités mécaniques du matériau constitutif. Celui-ci est essentiellement composé de blocs gréseux et conglomératiques, emballés dans une matrice silto-sableuse⁽²⁾ de couleur beige ou grise, et entrecoupée de nombreuses passées ferrugineuses liées aux circulations d'eau à l'intérieur de la masse remaniée.

(1) Au-delà, on passe progressivement à des coulées coalescentes affectant exclusivement les recouvrements morainiques

(2) Voir Annexe 2, échantillon n° 10

Ce complexe de coulées anciennes s'insère dans l'évolution géomorphologique d'un versant qui a également supporté les fluctuations de langues glaciaires tardives dont les empreintes, encore très fraîches, se retrouvent à la périphérie de la zone affectée (Fig. 40, 41 et 87). Ces systèmes morainiques, vraisemblablement édifiés avant le Tardiglaciaire⁽¹⁾, fournissent les bases d'une chronologie relative permettant d'appréhender quelque peu la succession des processus qui ont modelé ce versant.

1. 2 - LE FRONT DU MOUVEMENT ET SES RAPPORTS AVEC LES HÉRITAGES GLACIAIRES ENVIRONNANTS : tentative d'établissement d'une chronologie relative

Les rapports entre le complexe de coulées du Granon et les formes glaciaires situées dans le cirque du massif de l'Aréa (Fig. 40) nécessitent une analyse détaillée, car ils révèlent une évolution géomorphologique beaucoup plus complexe que ne le font apparaître les liens existant entre le mouvement et la moraine latérale de Villard-Laté (Fig. 41). Ici, la seule conclusion que l'on puisse effectivement tirer, est que la déstabilisation de cette portion de versant s'est produite postérieurement à la récurrence glaciaire qui est à l'origine de cet important cordon morainique. En effet, comment en serait-il autrement, puisque les terrains déplacés viennent buter contre son flanc externe (Fig. 41).

Dans le cirque de l'Aréa, le front du système de coulées se présente à deux reprises (à l'Est de la source captée de St-Joseph et au droit de la Porte de Cristol) sous forme d'une section de versant fortement inclinée, dont le sommet se situe globalement aux mêmes altitudes que l'axe de la moraine latérale qui est accolée au flanc oriental du massif de l'Aréa (Fig. 40). Une telle disposition constitue l'élément essentiel sur lequel s'appuie la chronologie relative que j'ai tentée de mettre en place (Fig. 90) :

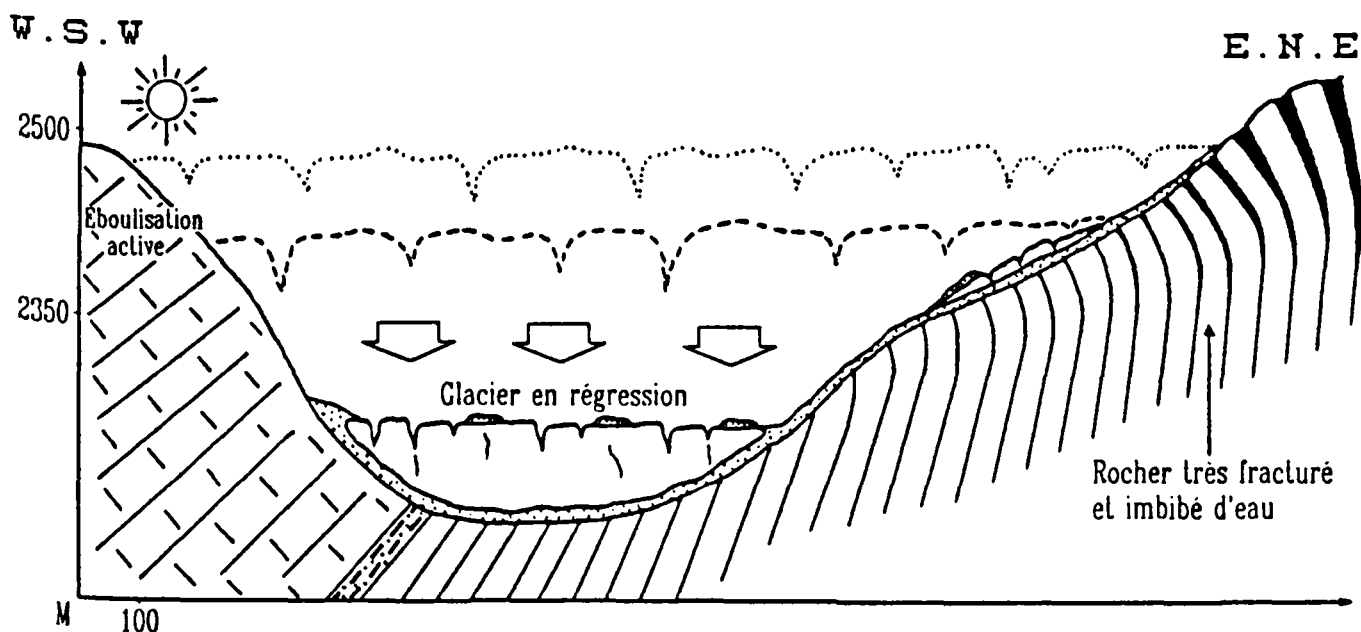
Phase 1⁽²⁾ - Le grand courant de décrue würmienne, qui a provoqué le morcellement du glacier de la Guisane (phénomène antérieur au Tardiglaciaire, conformément au modèle de déglaciation précoce décrit par COUTEAUX), se poursuit, et affecte le glacier qui s'est réfugié dans le

(1) Voir Chapitre X

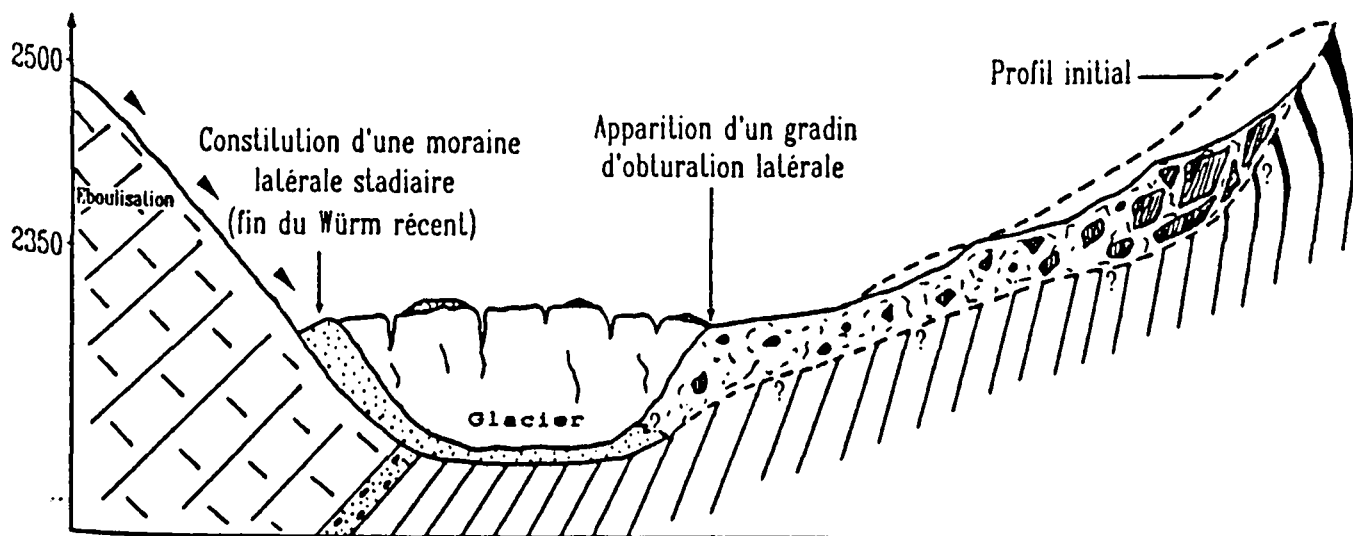
(2) Fig. 90, coupe A

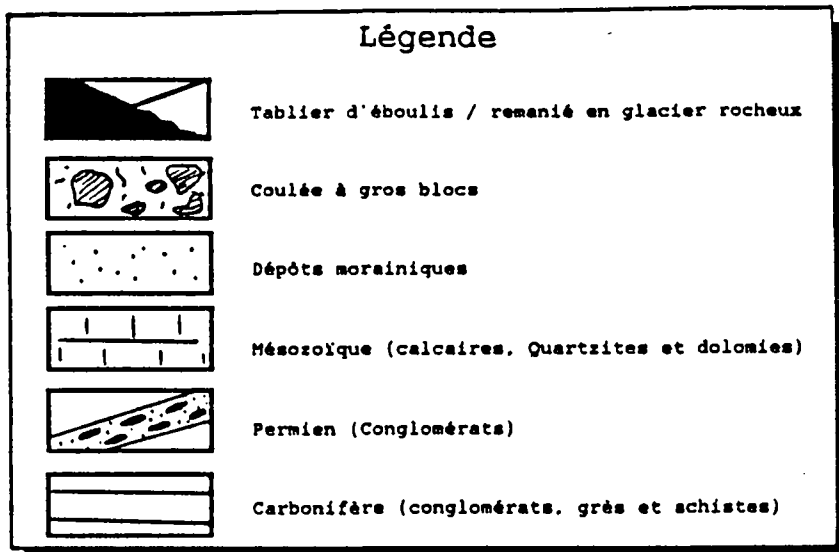
Figure 90. Essai de reconstitution de l'évolution des versants situés entre le col des Cibières et le Petit Aréa

Coupe A. Le grand courant de décrue würmienne, qui a provoqué le morcellement du glacier de la Guisane, se poursuit et affecte les appareils glaciaires qui se sont réfugiés dans les cirques et les vallons d'altitude. Cette régression entraîne, par suppression de butées de pied, un début de fauchage des têtes de bancs dans les terrains du Carbonifère.

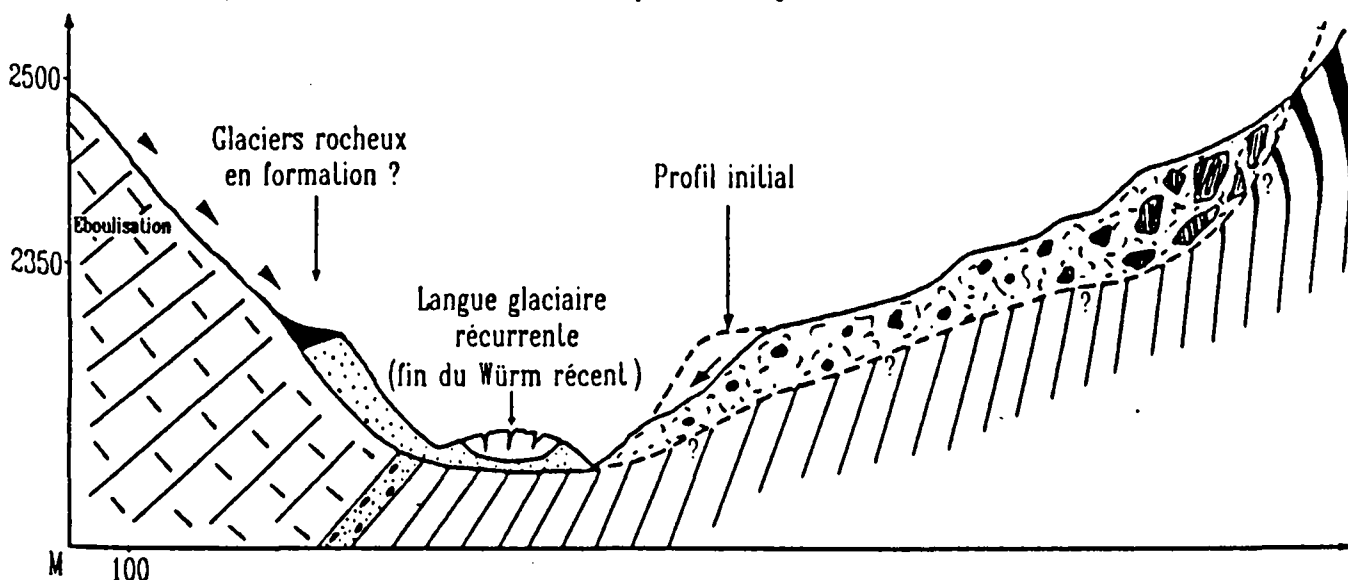


Coupe B. Une flexure climatique substantielle permet la progression d'une importante langue de glace (constructions morainiques imposantes). Celle-ci s'accompagne d'un accroissement de l'activité érosive en raison de l'aggravation de conditions périglaciaires déjà très sévères auparavant. Ce dernier élément fut sans doute décisif dans le déclenchement d'un vaste mouvement de terrain qui est venu buter sur le flanc gauche du glacier (gradin d'obturation latérale).

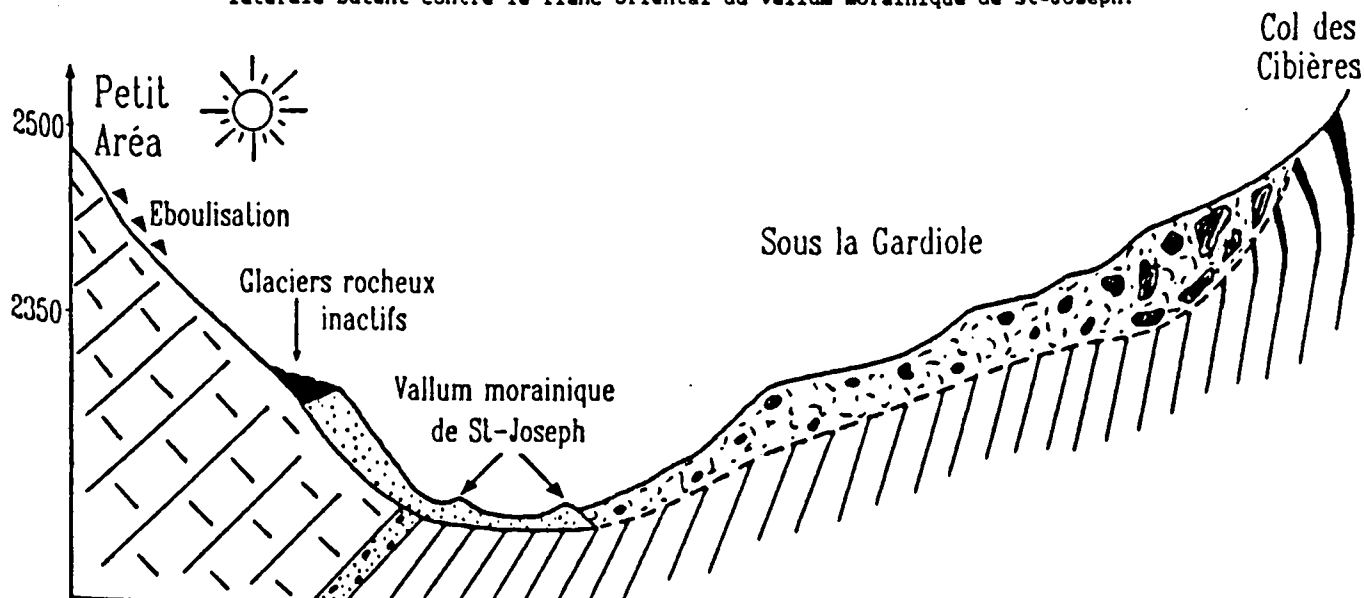




Coupe C. Après un nouveau recul du glacier, intervient un nouveau stade glaciaire (fin du Würm récent), individualisé aujourd'hui par le vallum morainique de St-Joseph. Cette phase est également marquée par un début de détérioration du gradin d'obturation latérale, liée au déficit de butée de pied et au retour de conditions climatiques très rigoureuses.



Coupe D. Etat actuel : les coulées issues du gradin d'obturation latérale butent contre le flanc oriental du vallum morainique de St-Joseph.



cirque de l'Aréa. La disparition de cette masse considérable de glace, qui jouait le rôle de butée de pied, a entraîné une décompression généralisée du massif. Dans les terrains houillers subverticaux, celle-ci s'est traduite par une déformation lente par courbure des têtes de bancs.

Phase 2⁽¹⁾ - Lors d'une première récurrence froide, le glacier s'est réavancé, constituant sur son flanc droit une imposante moraine latérale. Sur le versant oriental, la forte instabilité et l'activité érosive qui ont accompagné le retour du glacier sont probablement responsables de l'apparition d'une surface de glissement (sans doute très profonde), à partir de laquelle les matériaux rocheux se sont décollés, d'autant plus aisément que leur résistance mécanique devait être largement amoindrie par la multiplication des chocs thermiques. Les coulées résultant de cette phase de déstabilisation ont alors buté contre la langue de glace qui emplissait le fond du cirque, créant ainsi un gradin d'obturation latérale (photo. 23).

J'avais également envisagé la possibilité que le mouvement de terrain se soit mis en place avant le retour des glaces. L'épaulement du système de coulées aurait alors été lié au défonçage par le glacier, lors de sa réavancée. Cependant, il est difficile d'admettre que ce type de langue tardive ait pu dégager le fond du cirque des coulées à blocs qui le comblaient partiellement. D'autre part, l'examen pétrographique des dépôts constituant la moraine latérale de la Bergerie (Fig. 40), ne montre aucune trace de ces matériaux glissés. Au contraire, on peut y observer une très nette domination des blocs calcaires. Or, il est certain que cela n'aurait pas été le cas si le glacier avait éventré le front de ces coulées si riches en éléments siliceux. Dans ces conditions, il semble que la première interprétation soit la plus satisfaisante.

Outre cet aspect, la présence de la moraine latérale de la Bergerie, située dans le prolongement du gradin d'obturation latérale, apporte un élément supplémentaire, dans la mesure où cette disposition implique que le mouvement de terrain n'atteignait par ce secteur. Par conséquent, une nouvelle phase de déstabilisation doit être invoquée pour expliquer que les coulées butent actuellement sur le flanc oriental de ce cordon morainique (Fig. 40).

(1) Fig. 90, coupe B



PHOTO. 23 - Vue partielle du complexe de coulées du Granon. Le long du tronçon inférieur de la route stratégique du Granon, on distingue aisément l'épaulement du mouvement de terrain. Celui-ci est localement dégradé par de petits ravins et des coulées boueuses superficielles. En arrière, se développe une topographie très irrégulière, où alternent niches d'arrachement secondaires et bossellements d'ampleur pluridécamétrique. A gauche de la source captée de St-Joseph, on aperçoit l'extrémité aval du vallum morainique le plus récent déterminé dans ce haut vallon du torrent de la Salle (G1). Dans le coin inférieur gauche du cliché (sous le virage du chemin carrossable), se dessine le bourrelet frontal d'un petit glacier rocheux, dont la racine est située au pied du flanc méridional de la Montagne du Sachet.



PHOTO. 24 - Rapport entre le mouvement de terrain du Granon et les formes glaciaires du haut vallon de la Salle. Située à droite du cliché, la région frontale du complexe de coulées du Granon bute contre le flanc oriental de la moraine latérale de St-Joseph (voir photo ci-dessus). On remarquera, par la même occasion, la différence de nature pétrographique entre les deux formations : alors que le dépôt glaciaire comporte essentiellement des blocs calcaires aux angles émoussés (émoussé karstique), ce sont plutôt les débris anguleux de grès houillers qui dominent au sein de la coulée.

Phase 3⁽¹⁾ - Le gradin d'obturation latérale, contemporain du dispositif morainique accolé au massif de l'Aréa et auquel est également rattachée la moraine latérale de la Bergerie, est actuellement dégradé en de nombreux endroits. Toutefois, la fusion du glacier qui est survenue après le stade glaciaire déterminé précédemment, et qui a entraîné une nouvelle suppression de butée de pied, ne semble pas en être responsable. De même, la péjoration climatique qui a provoqué la récurrence glaciaire correspondant au dispositif morainique de la source captée de St-Joseph (Fig. 40 et 90) n'a probablement pas joué un rôle déterminant dans la déstabilisation de ce gradin d'obturation latérale. Si tel était le cas, le matériau composant le flanc oriental de ce vallum aurait été pour le moins enrichi en blocs gréseux et conglomératiques issus du front des coulées. Or, la présence quasi exclusive de blocs triasiques va totalement à l'encontre d'une telle hypothèse (photo. 24).

En définitive, toutes ces observations impliquent une phase tardive de détérioration du gradin d'obturation latérale. Celle-ci est intervenue après une période de répit qui a permis à la dernière pulsation glaciaire d'apposer librement sa marque. Aujourd'hui, l'instabilité persiste localement sous forme de petites coulées (Fig. 40). Elle n'est d'ailleurs par exclusive à ce secteur, car le mouvement de terrain initial a induit un enchaînement de processus nouveaux qui témoignent de la précarité de l'équilibre général de ce versant.

1. 3 - L'ÉVOLUTION ACTUELLE DU MOUVEMENT

Le système de coulées anciennes affectant le versant méridional du Granon est parcouru par de nombreux petits vallons qui acheminent les eaux de ruissellement vers les principaux émissaires torrentiels. Leur concentration au fond des talwegs provoque systématiquement des coulées boueuses, demeurant néanmoins d'une épaisseur relativement modeste (quelques mètres au plus). Celles-ci subissent une évolution cyclique qui place les phases d'activité maximale au printemps, lorsqu'aux apports issus de la fonte des neiges, se mêlent les pluies fines et pénétrantes marquant cette saison. Toutefois, les innombrables émergences qui caractérisent cette énorme masse de terrains glissés assurent, jusqu'en plein coeur de l'été, une alimentation en eau suffisante pour maintenir un déplacement perceptible

(1) Fig. 90, coupe C et D

(mottes de terre basculées, stries de friction sur le bord des fissures latérales, etc.).

Les autres processus qui remodelent actuellement la morphologie du mouvement de terrain initial se localisent préférentiellement au niveau des multiples niches d'arrachement qui l'accidentent. Ceux-ci relèvent principalement de la gravité, et prennent le plus souvent l'aspect de chutes isolées de pierres et de blocs rocheux qui se désolidarisent de la matrice. Ce processus menace d'ailleurs, à plusieurs reprises, la route stratégique du Granon. C'est le cas notamment vers 1900 m d'altitude, où la réalité de ce phénomène se vérifie quasiment chaque jour.

Le mouvement de terrain du Granon illustre donc parfaitement la sensibilité des versants anciennement dégradés par rapport aux réactivations superficielles. Celles-ci correspondent essentiellement à de petites coulées boueuses dont l'entretien est assuré par la concentration des eaux de ruissellement au fond des vallons et par les nombreuses émergences qui caractérisent ce versant. Cela signifie-t-il pour autant que ce secteur est à l'abri du déclenchement de phénomènes plus importants ?

2 - LE GLISSEMENT DE TERRAIN DU PUY CHIROUZAN

2.1 - PRÉSENTATION DU MOUVEMENT

Les limites latérales du secteur affecté par ce glissement de terrain sont, à l'Ouest, le torrent de la Salle, à l'Est, le torrent de Ruffier (Fig. 91). Le front de la coulée qui lui est associée se situe dans le fond de la vallée de la Guisane, aux environs des hameaux de la Chirouze et des Pananches. Quant à l'abrupt de tête, il remonte jusqu'à 1890 m d'altitude, ce qui représente une superficie totale un peu inférieure à 2 km². Deux parties s'individualisent nettement :

2.1.1 - Le glissement rotationnel

Il débute par une cicatrice de départ au tracé arqué caractéristique des glissements qui se produisent le long d'une surface de rupture circulaire. Longue d'environ 1,5 km, celle-ci possède une énergie pouvant atteindre plus de 50 m dans la partie centrale. A l'Est du torrent de la Chirouze, elle

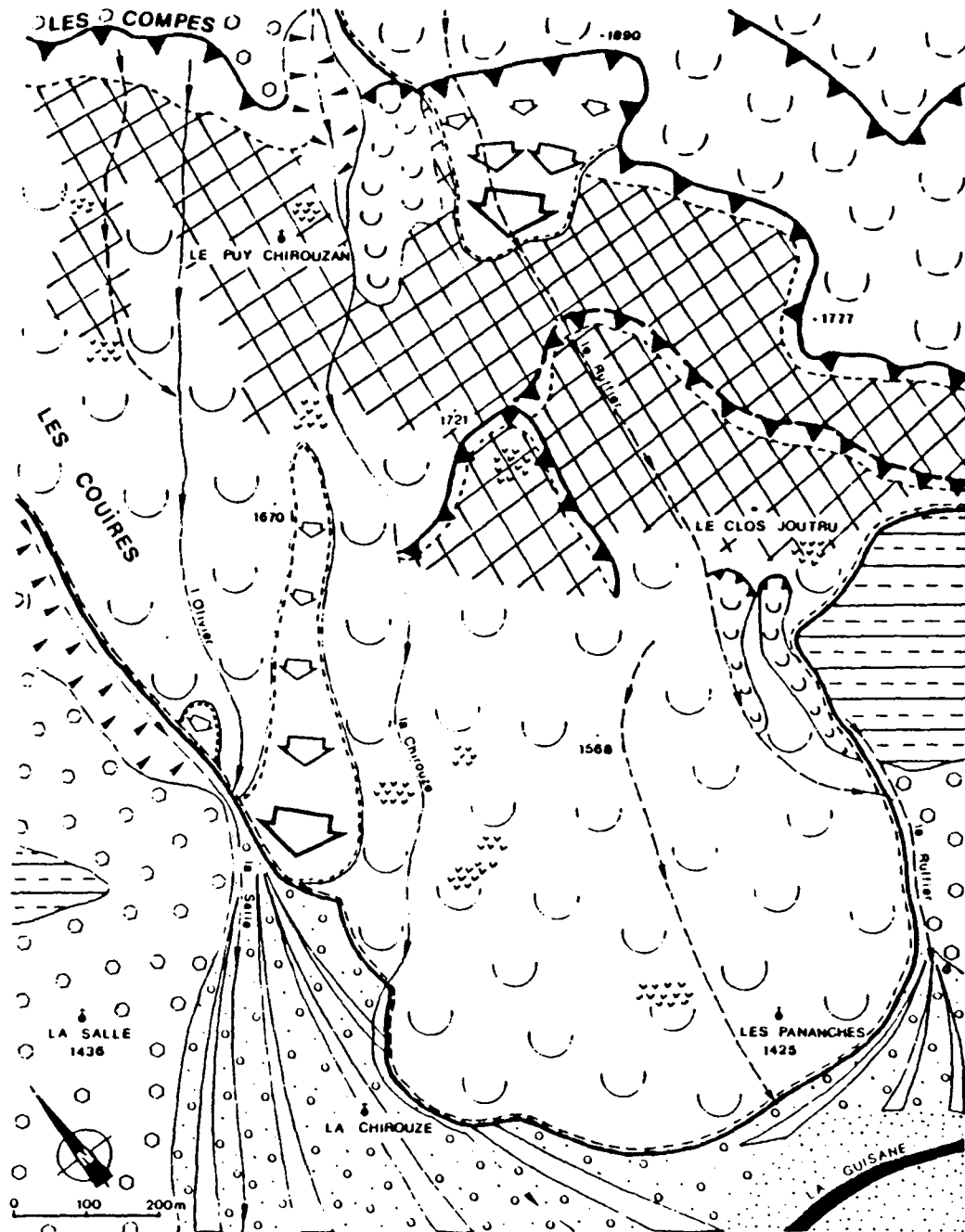
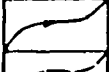


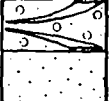



FIG. 91- CROQUIS GÉOMORPHOLOGIQUE DU MOUVEMENT DE TERRAIN DU PUY CHIROUZAN







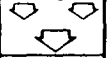
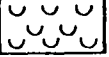
FORMES D'ÉROSION HYDRIQUE

-  Incision à écoulement pérenne
-  Incision à écoulement épisodique
-  Ravines généralisées

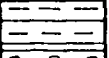
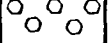

FORMES D'ACCUMULATIONS ALLUVIALES

-  Cône de déjection stabilisé
-  Alluvions récentes et actuelles de la Guisane

FORMES LIÉES AUX MOUVEMENTS DE TERRAIN

-  Cicatrice d'arrachement nette
-  Cicatrice d'arrachement estompée
-  Système de coulées anciennes du Granon
-  Coulée ancienne du Puy Chirouzan
-  Replat de glissement
-  Limite de mouvement ancien
-  Mouvement récent plus ou moins stabilisé
-  Mouvement actif

AUTRES ÉLÉMENTS

-  Affleurement rocheux (Houiller)
-  Dépôt morainique
-  Sagnes

entaille des schistes houillers surmontés par quelques mètres de matériaux appartenant au système de coulées du Granon (Fig. 91). A l'Ouest de ce torrent, les ravins incisant l'abrupt de tête montrent l'épaississement progressif d'un dépôt morainique, riche en blocs calcaires et quartzitiques légèrement émoussés.

En contrebas, se développe une série de replats étagés, dont le plus vaste est celui sur lequel se trouve le hameau du Puy Chirouzan. Cette disposition en gradins est liée, d'une part, à la dislocation de la masse rocheuse lors de son déplacement, d'autre part, à l'apparition de glissements rotationnels postérieurs à la phase de déformation initiale (niche d'arrachement semi-circulaire située à l'Ouest du Clos Joutru).

Le contour en arc de cercle de l'escarpement de tête et les replats sont autant d'indices morphologiques qui permettent de supposer que la partie supérieure du mouvement de terrain du Puy Chirouzan correspond à un vaste glissement rotationnel. Vers l'aval, celui-ci est associé à une importante coulée à blocs qui s'étale jusqu'au fond de la vallée de la Guisane.

2. 1. 2 - La coulée à blocs

Longue d'environ 800 m, la coulée issue du glissement débute vers 1700/1800 m d'altitude. La topographie y est très tourmentée : on peut y observer une alternance maintes fois répétée de bombements et de replats, sur lesquels les eaux de ruissellement stagnent pour former des sagnes parfois très étendues.

Le matériau qui la compose est essentiellement constitué de débris schisteux et gréseux de dimensions variables. Le creusement récent des fondations d'une maison individuelle a d'ailleurs mis au jour quelques spécimens ayant un volume impressionnant (plusieurs m³). Ils sont emballés dans une matrice silto-sableuse de couleur grise⁽¹⁾.

Le bourrelet terminal s'identifie aisément dans le fond de la vallée de la Guisane, car il surmonte en partie le cône de déjection du torrent de la Salle.

(1) Voir Annexe 2, échantillons n° 7 et 13

Cette dernière observation amène nécessairement à envisager une mise en place de ce mouvement en plusieurs phases.

2. 2 - APPROCHE MORPHODYNAMIQUE DU MOUVEMENT

2. 2. 1 - Mise en place du mouvement ancien

Il semble raisonnable de concevoir une première dégradation du versant à la suite de la décompression du massif, intervenue après le retrait définitif du glacier principal de l'axe guisanais (avant 15.000 B.P.). Ce mouvement, né du déficit de butée de pied, s'est alors stabilisé, permettant aux torrents de la Salle et de Ruffier d'édifier librement leur cône de déjection respectif de part et d'autre du front de la coulée à blocs.

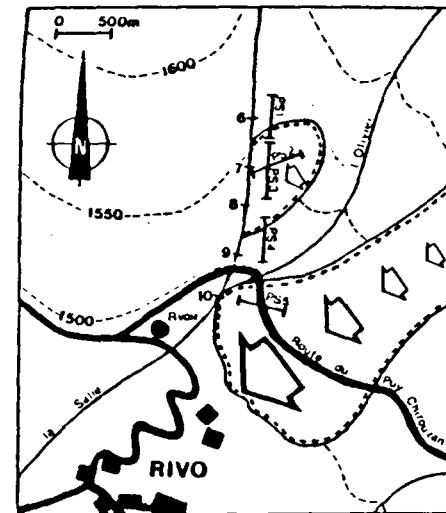
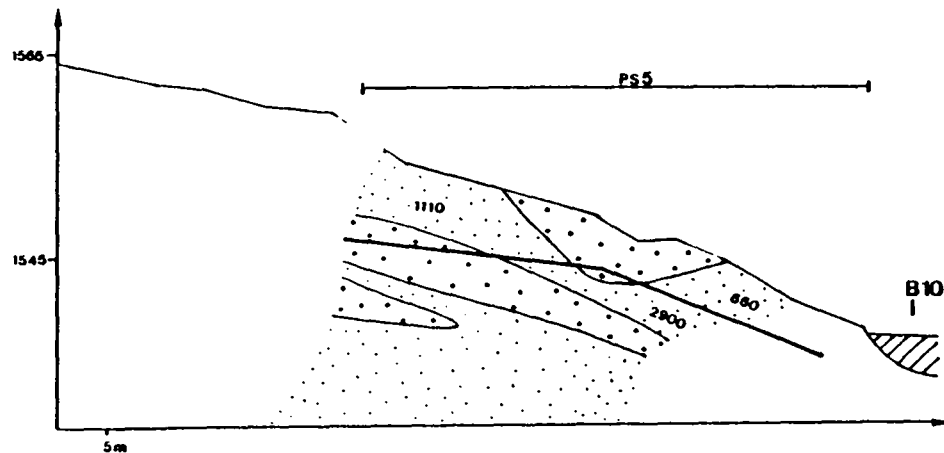
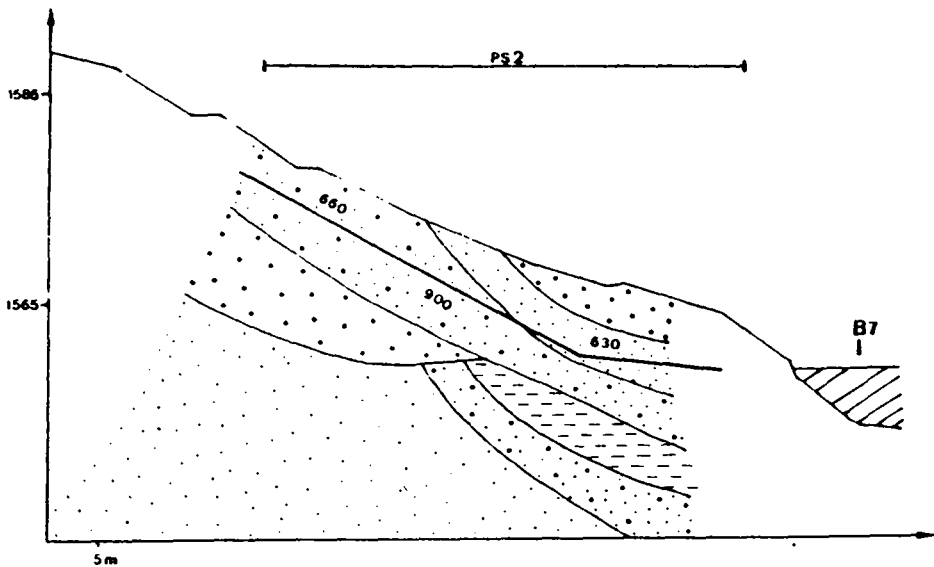
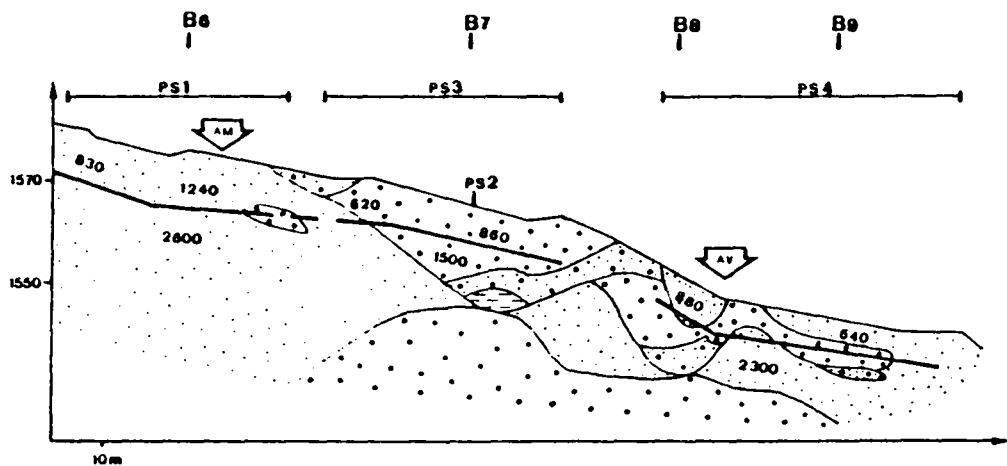
C'est alors que le glissement rotationnel situé à l'Ouest du Clos Joutru (point coté 1721 m) s'est probablement déclenché, entraînant ainsi la réactivation partielle de la coulée sous-jacente. En progressant de nouveau, elle est venue chevaucher une portion du cône de déjection préalablement construit, repoussant dans le même temps le torrent de la Chirouze vers l'Ouest. Pour ce dernier, il en résulte un tracé sinueux insolite qui atteste des déplacements du front de la coulée à blocs.

Une telle évolution peut être également invoquée pour rendre compte de la morphologie du secteur situé entre les torrents de la Chirouze et de l'Olivier. Cependant, il s'agit ici d'un phénomène plus récent qui, il y a encore peu de temps, inquiétait le Service R.T.M. des Hautes-Alpes.

2. 2. 2 - Les retouches récentes et actuelles apportées au mouvement

Depuis sa mise en place initiale, le mouvement a subi une série de modifications liées à des réactivations d'importance inégale. Parmi celles-ci, plusieurs sont intervenues récemment. C'est le cas notamment en amont du torrent de Ruffier (point coté 1890 m), où un glissement de type rotationnel modifie le tracé de la niche d'arrachement principale. Il donne naissance à une coulée à blocs qui s'étale largement sur le replat situé en contrebas. Si l'on s'en tient à la "fraîcheur" des formes engendrées par ce mouvement, il

FIG. 92 - COUPES GÉOPHYSIQUES SUR LA RIVE GAUCHE DU TORRENT DE LA SALLE ENTRE 1530 ET 1600 M D'ALTITUDE
 (Sondages effectués par l'A.D.R.G.T. en 1986)



| Légende | |
|---|-------------------|
| COUPES | |
| PS Profil sismique | Reconstitué en cm |
| — Interface sismique | 100 - 300 |
| 830 Vitesse sismique en m/s | 300 - 500 |
| B6 Barrages (6 à 10) | 500 - 1000 |
| ◊ Limite de glissement | Sup à 1000 |
| AM - amont AV - aval | |
| CARTON DE LOCALISATION | |
| 6 à 10 Barrage | |
| ◊ Mouvement actif jusqu'en 1986 mais actuellement stabilisé | |
| — Limite de mouvement | |

semble que l'on ait ici affaire à un phénomène relativement récent. Toutefois, il ne présente actuellement aucun signe probant d'activité. Il en va de même des mouvements qui affectent ce versant, de part et d'autre du torrent de l'Olivier. Avant 1986, ces derniers constituaient pourtant l'une des préoccupations majeures du Service R.T.M. de Gap. Ils étaient effectivement à l'origine de désordres réguliers affectant les barrages de correction du torrent de la Salle. Une étude géologique et géophysique des berges du torrent a donc été sollicitée (A.D.R.G.T., 1986), en vue de déterminer l'extension des zones instables et d'estimer la profondeur des surfaces de glissement. Ce travail a permis de mettre au jour deux types d'instabilité (Fig. 92) :

- On peut d'abord signaler des mouvements concernant le substratum qui affleure au bénéfice du creusement torrentiel. C'est le cas au niveau des barrages B7 et B8, où la surface de glissement⁽¹⁾ se situe au maximum à 6-7 m de profondeur (profils sismiques n° 1, 2, 3 et 4). Les sondages électriques montrent, quant à eux, que le décollement n'est pas dû à la présence d'une couche homogène ayant des qualités mécaniques suspectes, mais plus vraisemblablement à la densité du réseau de fissures observables à l'oeil nu. Au total, la masse de matériaux instables représente un volume approximatif de 15.000 m³.
- On observe également une réactivation localisée de la coulée ancienne (profil sismique n° 5). Si la surface de décollement apparaît relativement peu profonde à proximité du torrent de la Salle (4-5 m sous la surface topographique), plus à l'Est, elle s'enfonce rapidement pour se retrouver à plus de 10 m sous le terrain naturel.

Contrairement au cas précédent, ce dernier mouvement n'est pas lié au creusement du torrent, mais plutôt à l'infiltration excessive des eaux de ruissellement. C'est pourquoi, à la suite de cette étude, des travaux de drainage ont été entrepris sur le replat des Compes (Fig. 91). Cette action a rapidement porté ses fruits, et à l'heure actuelle, plus aucune détérioration n'est à déplorer sur les barrages de correction (communication orale de Monsieur COCHETEAU, Ingénieur des Eaux et Forêts, anciennement détaché au Service R.T.M. de Gap).

Cependant, quelques phénomènes se maintiennent, en particulier sur la rive gauche du torrent de Ruffier, en aval du Clos Joutru. Il s'agit de deux

(1) Correspondant à l'interface sismique de la figure n° 92

glissements rotationnels, associés à des coulées filiformes. Ils prennent naissance quelques mètres au-dessous du troisième lacet de la route stratégique du Granon (vers 1640 m d'altitude), et affectent le versant sur une longueur d'environ 250 m. Si le mouvement jouxtant le torrent de Ruffier montrent les signes d'une instabilité latente (quelques fissures ouvertes, arbres inclinés), il est incontestablement moins menaçant que son équivalent oriental. Celui-ci se caractérise en effet par un équilibre très précaire, qui se manifeste aussi bien au niveau de l'abrupt de tête (multiples fissures de traction, petits glissements superficiels, etc.), que dans le corps du glissement, ou sur la coulée sous-jacente (niches secondaires, fissures béantes, végétation bousculée, etc.). Compte tenu de la proximité de la route du Granon, il constitue un danger authentique qui nécessite assurément une grande vigilance.

On voit donc une nouvelle fois, au travers de ces derniers exemples, à quel point il est indispensable de localiser précisément les mouvements anciens. Ils sont effectivement le siège de nombreuses réactivations qui menacent localement les activités humaines. Bien entendu, il ne s'agit pas, en cette circonstance, de remettre en cause l'intégralité des aménagements qu'ils portent, mais plus raisonnablement de recommander la plus grande prudence quant aux projets d'équipement à venir.

3 - LE GLISSEMENT ET LE SYSTEME DE COULÉES ANCIENNES DES RUINES DE CHAMÉANT

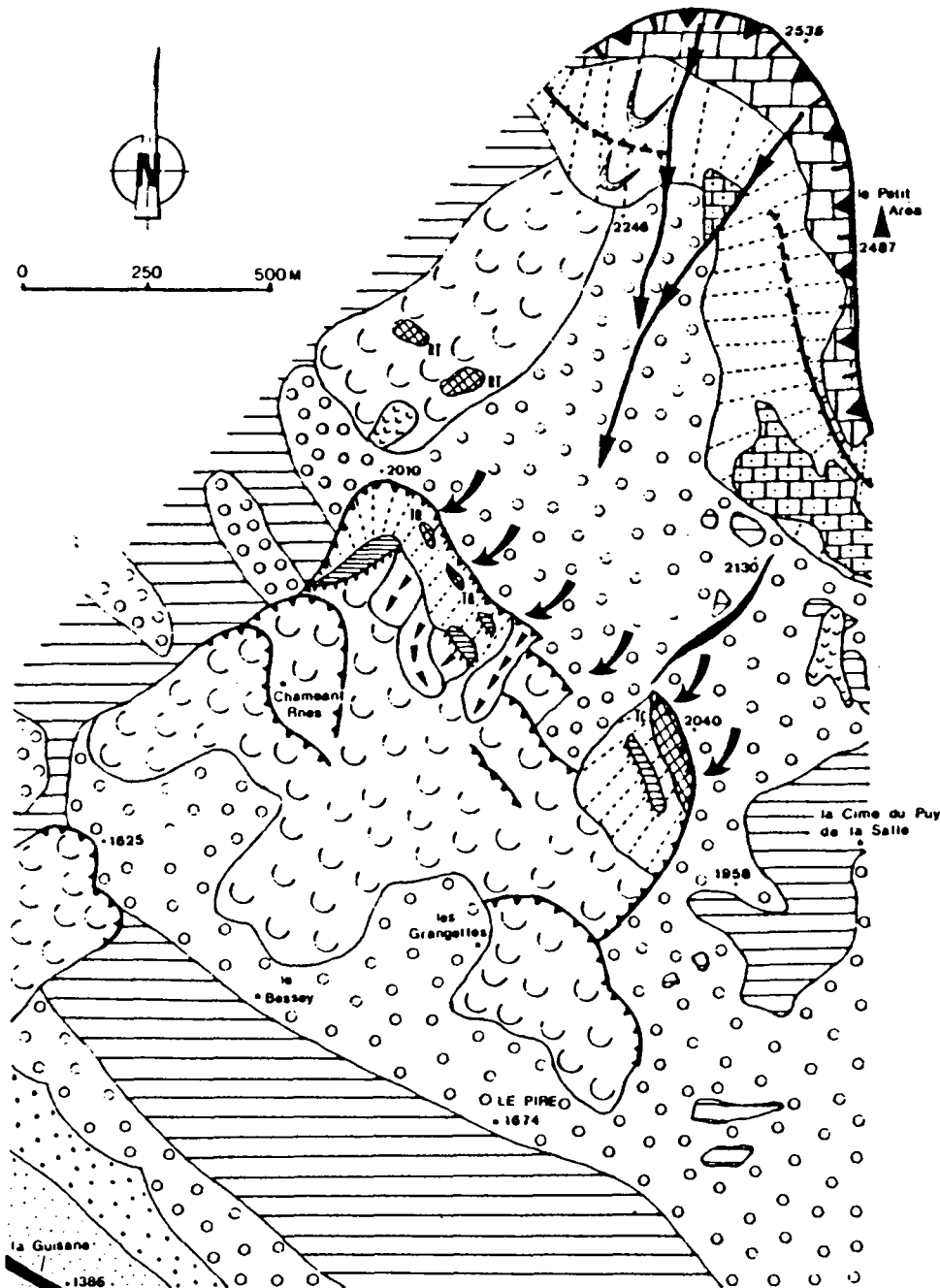
3. 1 - DESCRIPTION DU MOUVEMENT


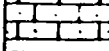
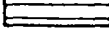

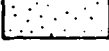
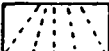


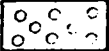


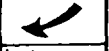
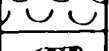



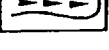

Ce mouvement se localise sur la face sud-occidentale de la Montagne du Sachet, et s'étend du Petit Aréa (2487 m) jusqu'au lieu-dit le Bessey (1694 m). A l'instar du mouvement précédent, celui-ci peut être divisé en deux parties bien distinctes (Fig. 93) :

3. 1. 1 - Le glissement rotationnel

La morphologie de la partie supérieure de ce versant présente toutes les caractéristiques d'un glissement de terrain le long d'une surface de décollement courbe. Ainsi, entre 2000 et 2100 m d'altitude, on peut observer

FIG. 93- CROQUIS GÉOMORPHOLOGIQUE DU MOUVEMENT DE TERRAIN DE CHAMÉANT



- SUBSTRAT**
-  Trias calcaireo-dolomitique
 -  Quartzites blancs du Briançonnais (Werfénien supérieur)
 -  Houiller
- FORMATIONS ALLUVIALES**
-  Alluvions anciennes
 -  Alluvions récentes
- DOMAINE PÉRIGLACIAIRE OU CRYONIVAL**
-  Tablier d'éboulis
 -  Eboulis fluant
 -  Couloir d'avalanches (de pierres et de neige)
- DOMAINE GLACIAIRE**
-  Dépôt morainique
 -  Cordon morainique
 -  Niche d'arrachement remodelée en cirque glaciaire
- FORMES ET FORMATIONS LIÉES AUX MOUVEMENTS DE TERRAIN**
-  Glissement rotationnel antérieur au moins à la dernière avancée glaciaire néowürmienne
 -  Complexe de coulées postérieures au retrait définitif du glacier du Lautaret
 -  Paquet de roche déplacée et très fracturée (RT : Permo-Trias; TQ : Quartzites; TC : Calcaires)
 -  Cicatrice de distension
 -  Cicatrice de départ postérieure au retrait définitif du glacier du Lautaret
 -  Paquet glissé du talus externe
 -  Coulée récente (inactive) remodelant le talus externe

un vaste replat nappé de dépôts morainiques⁽¹⁾. Il comporte localement des contre-pentes bien marquées, notamment dans sa portion la plus orientale (point coté 2040 m, à l'Ouest du lieu-dit la Cime du Puy de la salle). Ce secteur est dominé en amont par un vigoureux escarpement rocheux au tracé semi-circulaire. En aval, le replat est limité par un abrupt d'une centaine de mètres d'énergie, qui correspond au talus externe du glissement.

A ces arguments exclusivement topographiques, s'ajoute une série d'indices géologiques qui viennent conforter l'hypothèse du glissement rotationnel. C'est ainsi qu'au niveau du talus externe, en plein milieu des versants entaillés dans le Carbonifère briançonnais, affleurent des quartzites et des calcaires dolomitiques du Trias. Loin de représenter un quelconque repli synclinal, ces terrains sont en position stratigraphique anormale. En conséquence, leur présence à cette altitude ne peut être justifiée que par un phénomène gravitaire de grande ampleur, qui semble également affecter une partie des formations houillères. En effet, dans la partie occidentale de l'escarpement externe, j'ai eu l'occasion de constater, à la suite de R. FEYS (1963), des pendages élevés dans le Carbonifère, avec prolongement sous les paquets quartzitiques glissés.

Compte tenu de la disposition anarchique des différentes formations affectées⁽²⁾, il apparaît que le déplacement de la masse rocheuse a provoqué sa fragmentation en plusieurs compartiments indépendants. Cette dislocation du rocher est particulièrement bien visible à l'extrémité orientale de l'escarpement externe (au Nord-Est du lieu-dit les Grangettes), où les calcaires dolomitiques montrent de multiples fissures ouvertes et diaclases, ainsi que des pendages très variables.

3. 1. 2 - Le système de coulées à blocs

Au pied du talus externe, se développe un système de coulées à blocs qui s'achève par une série de lobes terminaux dominant de plusieurs mètres les habitations du Bessey et du Piré. Ces écoulements concernent à la fois le substratum carbonifère, et sa couverture morainique dont on retrouve les traces sous forme de galets quartzitiques et calcaires. Elle comporte

(1) Voir Annexe 2, échantillon n° 5

(2) Les quartzites affleurent effectivement à la même altitude que les calcaires dolomitiques

également de volumineux blocs de calcaires⁽¹⁾, probablement issus du talus externe décrit ci-dessus.

La prospection sur le terrain a révélé que le front de ce complexe de coulées se superpose aux formations glaciaires qui nappent le versant au-dessus de 1600 m d'altitude⁽²⁾. Cette dernière observation permet d'affirmer que la mise en place définitive de ces écoulements est postérieure à la dernière grande avancée glaciaire néowürmienne. En revanche, les dépôts morainiques qui recouvrent le replat de glissement indiquent que celui s'est produit au minimum avant l'ultime retour du glacier du Lautaret⁽³⁾. Il est en conséquence inconcevable que les coulées lui soient contemporaines, tout au moins dans leur état actuel. Ainsi, on est une nouvelle fois dans l'obligation d'invoquer plusieurs phases d'évolution (Fig. 94).

3. 2 - ESSAI DE RECONSTITUTION DES PHASES D'ÉVOLUTION DU MOUVEMENT

3. 2. 1 - Mise en place initiale du mouvement⁽⁴⁾

S'il paraît certain que le glissement rotationnel s'est mis en place avant le retrait définitif du glacier du Lautaret, il est également logique de considérer qu'il s'est probablement déclenché à un moment où la vallée de la Guisane était libérée des glaces (suppression de butée de pied). Or, d'après une récente datation Uranium/Thorium établie à partir des tufs de Monêtier-les-Bains (Chardon, 1993), il semble que l'interstade mésowürmien⁽⁵⁾ se soit traduit par la disparition quasi intégrale du glacier du Lautaret. De même, une seconde valeur de 57.100 B.P. (avec une fourchette très large de +11.800 et -10.200), correspondant à un échantillon prélevé dans la partie inférieure de la formation travertineuse, tendrait également à prouver l'existence d'un interstade majeur durant le Würm inférieur. Si l'on se réfère à ces données, il est dès lors possible de concevoir une mise en place initiale du mouvement durant un interstade würmien. Toutefois, l'hypothèse d'un déclenchement lors d'une période interglaciaire demeure également

(1) En particulier en amont du lieu-dit le Bessey

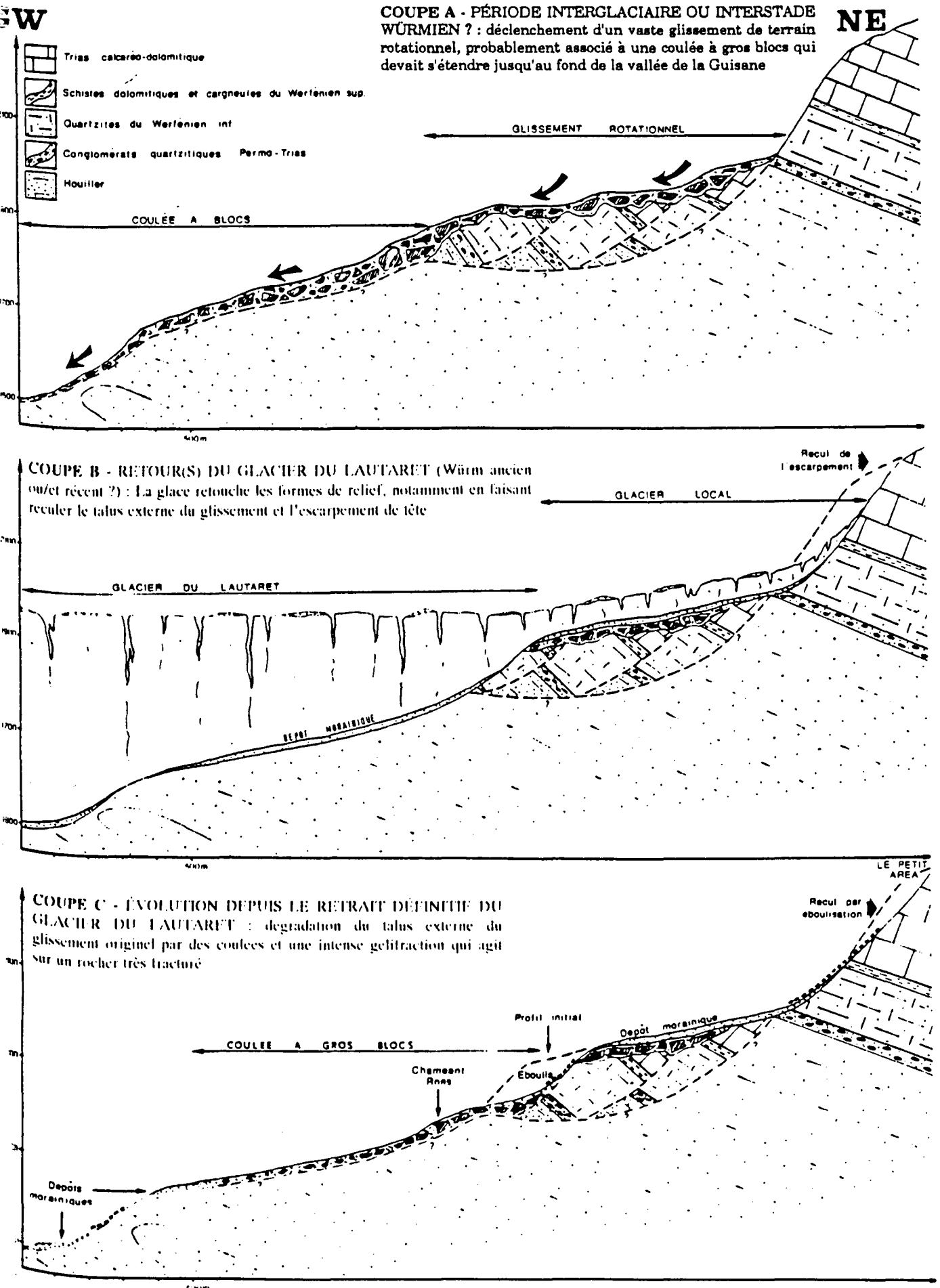
(2) Voir Annexe 2, échantillon n° 6

(3) Une telle disposition se retrouve d'ailleurs à plusieurs reprises dans la vallée de la Guisane (flanc septentrional de la Tête du Grand Pré et retombée méridionale du massif de la Tête Noire)

(4) Fig. 94, coupe A

(5) Estimé entre 40.000 et 25.000 B.P. (Monjuvent et Nicoud, 1988)

FIG. 94 - ESSAI DE RECONSTITUTION DE L'ÉVOLUTION DU VERSANT OCCIDENTAL DE LA MONTAGNE DU SACHET



envisageable. C'est pourquoi, je resterai dans l'imprécision, tout en réaffirmant que les indices géomorphologiques permettent de conclure à un phénomène antérieur à la dernière poussée néowürmienne du glacier guisanais.

Compte tenu de l'ampleur du glissement rotationnel, il devait vraisemblablement être associé à une importante coulée à blocs. Il est vrai cependant que les arguments géomorphologiques manquent. C'est pourquoi j'invite les lecteurs à ne voir là qu'une simple suggestion, même si j'ai pris le parti de représenter effectivement une coulée à blocs sur la coupe A de la figure 94.

3. 2. 2 - Le remodelage du mouvement par les glaces et son évolution depuis leur retrait définitif

Le retour du glacier du Lautaret et des appareils affluents (Würm ancien ou/et récent ?) a vraisemblablement apporté quelques aménagements à ce mouvement de terrain (Fig. 94, coupe B):

- rabotage de la majeure partie des matériaux fragilisés (rocher extrêmement fracturé du glissement rotationnel et éventuel dépôt de coulée situé dans l'axe du glacier principal) ;
- recul probable de la niche d'arrachement principale qui est alors remodelée en cirque glaciaire ;
- ennoyage de l'ensemble de formes sous un épais recouvrement morainique (Fig. 93 et 94).

Suite au retrait définitif du glacier axial et à la décompression généralisée des massifs l'ayant accompagné, le talus externe du glissement rotationnel a donné naissance à un complexe de coulées à blocs qui s'étale largement sur plus de 50 ha (Fig. 93 et 94, coupe C). Celui-ci montre des ruptures secondaires, dont les plus importantes se situent aux environs des ruines de Chaméant et à l'Est du lieu-dit les Grangettes (Fig. 93).

L'examen minutieux du talus externe révèle également un certain nombre de retouches plus récentes. Il s'agit principalement de paquets de roches glissés sur quelques dizaines de mètres. Dans la partie occidentale, on peut aussi observer plusieurs coulées de taille modeste (Fig. 93).

Toutefois, il apparaît que seul le processus d'ébouilisation demeure actif. Il prend un aspect particulièrement impressionnant sous la masse orientale de calcaires dolomitiques intensément fracturés, car à cet endroit, s'y ajoutent de nombreuses chutes de blocs volumineux qui se détachent de la paroi par simple gravité.

La niche d'arrachement principale (Petit Aréa) n'a pas non plus été épargnée par l'instabilité. Hormis le processus endémique d'ébouilisation, elle est parcourue par une importante cicatrice de distension, révélatrice d'un équilibre précaire (Fig. 93). En contrebas, ce sont les terrains carbonifères qui sont affectés. Ils sont en effet le siège d'une importante coulée postérieure au retrait définitif des glaces, qui a amené deux paquets de conglomérats permo-triasiques jusqu'au milieu des pentes houillères (Fig. 93). Aujourd'hui globalement stabilisée, elle n'en demeure pas moins une zone sensible, comme en témoigne la réactivation partielle de son front.

L'examen détaillé du mouvement de terrain des ruines de Chaméant permet de le caler dans une chronologie relative des phases d'évolution de ce versant. Etabli comme un phénomène dont le déclenchement est intervenu au moins avant la dernière poussée glaciaire néowürmienne, il remet en cause l'hypothèse souvent invoquée, selon laquelle tous les grands mouvements de masse alpins s'expliquent par la décompression qui a suivi le retrait des glaces würmiennes. En fait, il apparaît que cette conception dissimule une grande complexité, car si la détente des massifs qui marque la fin de la dernière période froide a sans aucun doute joué un rôle décisif dans l'apparition de nombreux mouvements (complexe de coulées du Granon, glissement du Puy Chirouzan, etc.), elle ne peut être rendue responsable de la totalité des phénomènes gravitaires de grande ampleur.

4 - LE PROBLEME DES LAVES TORRENTIELLES : L'exemple du Verdarel

En raison de l'importance des dommages qu'elle a provoqués, la crue du Verdarel du 9 juillet 1981 a sensibilisé toute la population de la vallée de la Guisane et du Briançonnais⁽¹⁾. De mémoire d'homme et nulle part dans les archives n'ont été retrouvés de récits de crues aussi violentes concernant ce

(1) D'après le sondage réalisé auprès de la population locale, la crue du 9 juillet 1981 est de loin la plus marquante (plus de 20% des réponses). Si l'on s'en tient exclusivement aux phénomènes intervenus dans la commune de St-Chaffrey, elle totalise près de 70% des réponses.

torrent. On le savait quelque peu capricieux en raison de l'activité torrentielle plus prononcée de son affluent de rive gauche (le Malatra⁽¹⁾), mais eu égard aux faibles dégâts qu'il occasionnait (essentiellement aux terres agricoles), il était considéré jusque là comme peu préoccupant. En créant un précédent dévastateur, cette crue a eu le mérite de montrer que l'aménagement d'un grand cône de déjection montagnard nécessite toujours la plus grande prudence. D'autre part, elle a entraîné d'importantes modifications dans la géométrie de surface du bassin versant, provoquant ainsi la déstabilisation de nombreuses portions de versants. Après avoir relaté les circonstances de déclenchement de cette crue destructrice, j'essaierai donc d'apporter une contribution à l'estimation du risque de renouvellement d'un tel phénomène, en faisant le point sur l'état d'équilibre actuel des versants de ce bassin torrentiel.

4. 1 - LA CRUE DU 9 JUILLET 1981

4. 1. 1 - Description du phénomène

Le Verdarel est constitué d'un chenal d'écoulement axial (le Grand Verdarel), sur lequel viennent se greffer un affluent de rive droite (le Malatra) et un autre de rive gauche (le Petit Verdarel).

| Nom du torrent | Surface du bassin versant (en ha.) | Altitude maximale du bassin versant (en m) | Alt. de la confluence avec le Grand Verdarel (en m) |
|----------------|------------------------------------|--|---|
| Malatra | 40 | 2100 | 1750 |
| Petit Verdarel | 150 | 2550 | 1408 |
| Grand verdarel | 180 | 2550 | ---- |

TABLEAU XXV - Composition de l'ensemble torrentiel du Verdarel

La crue est intervenue lors du déversement d'un véritable sac d'eau orageux (environ 100 mm/2 h). Elle fut essentiellement le fait du Grand Verdarel. Ses effets morphologiques (arrachement de matériaux, divagations, affouillement, alluvionnement, etc.) se sont manifestés de manière inhabituelle dans la partie supérieure du bassin de réception (au-dessus de 2300 m d'altitude). Pourtant, les pentes enherbées et faiblement

(1) Ce torrent était d'ailleurs compris dans le projet de périmètre R.T.M. Haute-Durance 1903. Toutefois, la fréquence des crues étant faible et les dégâts ne concernant que des terres agricoles, la réalisation de la série R.T.M. n'a pas été poursuivie sur ce secteur

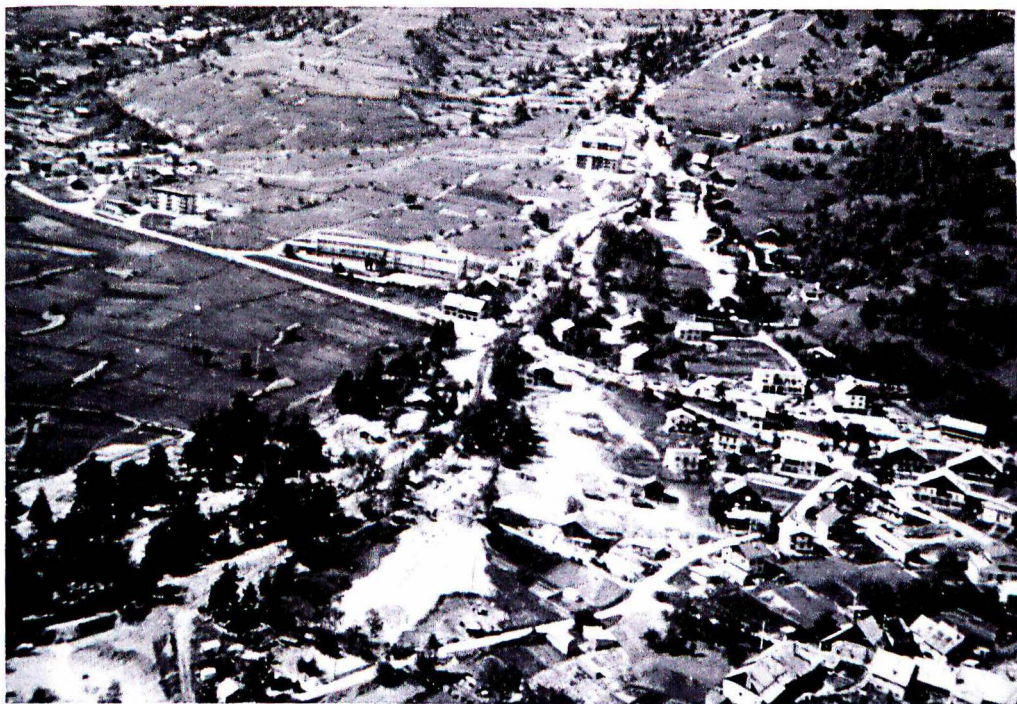


PHOTO. 25 - Etat du cône de déjection du torrent de Verdarel après la crue du 9 juillet 1981 (commune de St-Chaffrey). L'événement s'est produit à la suite d'un violent orage qui a déversé près de 100 mm de précipitations en deux heures. Le volume de matériaux arrachés, puis répandus sur le cône de déjection, a pu être estimé entre 30.000 et 50.000 m³. Une quinzaine de maisons ont été endommagées sur la rive gauche du torrent. Un pont dont le tablier pesait plus de quarante tonnes fut également emporté. La lave torrentielle qui a accompagné la crue du torrent charriait des rochers pouvant atteindre 8 à 10 m³. Depuis cette sinistre date, de nombreux aménagements ont été apportés au chenal d'écoulement (barrages, seuils, digues, etc.), afin de garantir la sécurité des populations et des biens.



PHOTO. 26 - Etat du cône de déjection du torrent de Merdarel après la crue du 12 juillet 1991 (commune de Monétier-les-Bains). A l'instar de la crue décrite ci-dessus, le phénomène s'est produit à la suite d'une violente averse orageuse de fin d'après-midi. Les eaux de ruissellement ont alors intensément raviné les épais recouvrements morainiques situés dans la partie supérieure du bassin versant. Toutefois, les débordements n'auraient peut être pas eu lieu si un bloc quartzitique d'une trentaine de mètres cubes n'avait obstrué le chenal d'écoulement au tiers supérieur du cône de déjection. Quoi qu'il en soit, la R.N. 91 fut recouverte sur une longueur d'environ 100 m, et la circulation fut interrompue pendant plusieurs heures.

inclinées (entre 10 et 15°) de ce secteur avaient auparavant prouvé leur résistance à l'érosion hydrique. En dépit de cela, de nombreux chenaux d'affouillement ont été creusés par les eaux de ruissellement, qui se sont rapidement chargées en matériaux.

Plus bas, le chenal d'écoulement a également subi d'importantes modifications. Il a été en effet littéralement défoncé sur plusieurs mètres, entraînant un réajustement immédiat de l'équilibre par l'intermédiaire de glissements latéraux et d'éboulements de berges. Les divers rapports qui ont été rédigés à la suite de cet événement signalent unanimement que sur l'emplacement de l'ancien chenal peu marqué, le cours d'eau s'est dorénavant façonné un véritable lit torrentiel.

Sur le cône de déjection (au-dessous de 1530 m d'altitude), le creusement du chenal d'écoulement s'est accompagné, aux différents points névralgiques (goulots d'étranglement formés par les ponts⁽¹⁾, coudes, variation de la valeur de pente et des frottements, etc.), des phénomènes successifs suivants :

- Débordement, puis divagation des eaux chargées en boue et en rochers pouvant atteindre 8 à 10 m³ ; de nombreux témoignages indiquent même que des arbres entiers flottaient à la surface du flot boueux.
- Epanchage d'un volume de matériaux transportés devant se situer entre 30.000 et 50.000 m³ (Fig. 95.a et photo. 25).
- Affouillement par les eaux déchargées et rapides : rien que sur le cône de déjection, le volume de matériaux arrachés a été estimé à environ 10/12.000 m³ (Charry et Ruchon, 1982).

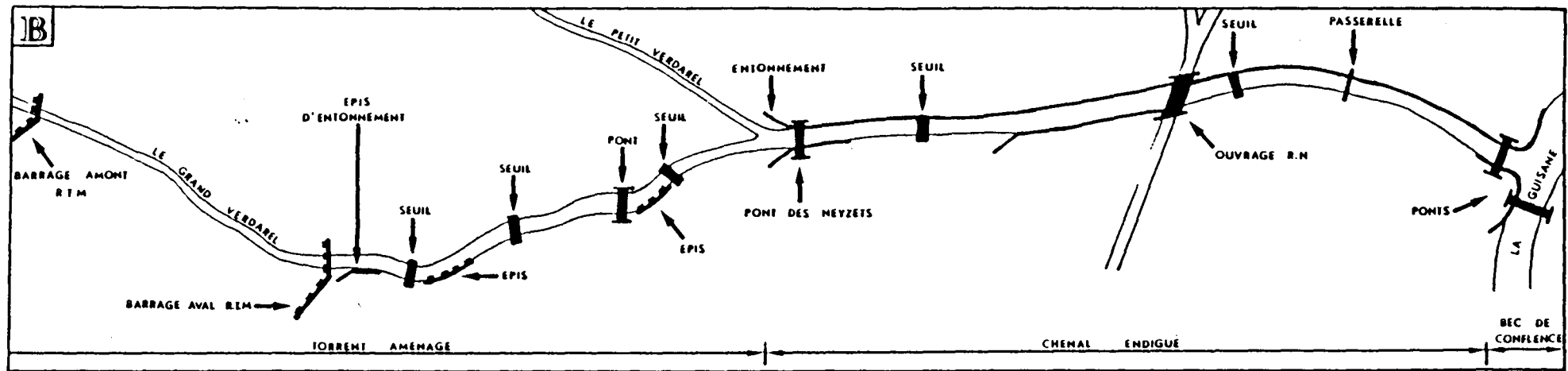
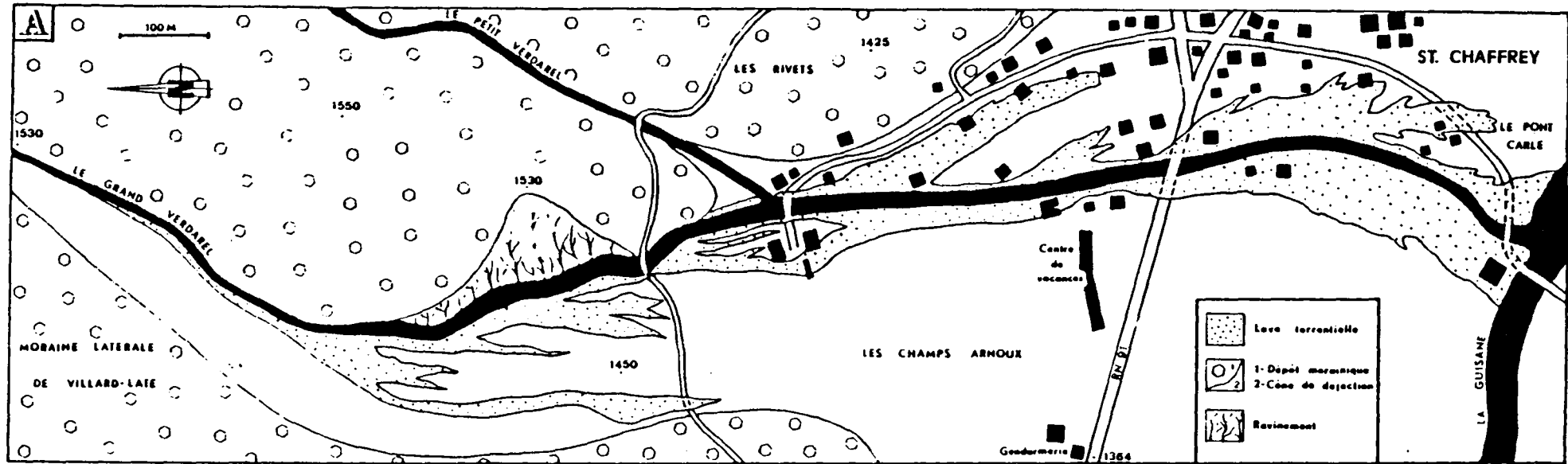
En aval, la lave torrentielle a totalement obstrué le cours de la Guisane, créant ainsi une retenue d'eau extrêmement menaçante, dont le niveau atteignait la base de la plate-forme du pont Carle⁽²⁾ (soit une hauteur d'eau presque équivalente à une crue centennale de la Guisane⁽³⁾).

(1) Le premier pont qui a fait office de goulot d'étranglement (celui qui est situé immédiatement en aval de la confluence entre le Petit et le Grand verdarel, voir figure n° 95.a) n'a d'ailleurs pas résisté, et il a rapidement été délesté de son tablier qui pesait plus de 40 tonnes.

(2) Ouvrage situé sur la Guisane, immédiatement en amont de la confluence avec le Verdarel (Fig. 95)

(3) Voir Annexe 3.2

FIG. 95 - EXTENSION SUR LE CONE DE DEJECTION DU VERDAREL DES ZONES CONCERNEES PAR LA LAVE TORRENTIELLE DU 9 JUILLET 1982 (A), ET PROJET CONSECUTIF D'EQUIPEMENT DU CHENAL (B)



4. 1. 2 - Les facteurs explicatifs

4. 1. 2. 1 - *L'importance des recouvrements quaternaires instables*

Les recouvrements quaternaires⁽¹⁾ occupent, avec un peu plus de 90% de la superficie totale, une place de premier ordre dans le bassin du Verdarel. Les sondages sismiques réalisés à la suite du sinistre de 1981 (C.E.T.E., 1982) ont révélé des épaisseurs pouvant aller jusqu'à 35 m (Fig. 77, profils 1 à 5). Cette masse considérable de matériaux d'origine essentiellement glaciaire est d'autant plus fragile qu'elle est affectée de multiples mouvements de terrain, indubitablement plus anciens que la crue du 9 juillet 1981 (Fig. 87 et 89). Avant cette date tristement mémorable, l'incision du Verdarel n'entamait que superficiellement ces terrains de couverture. Ceci a donc grandement favorisé l'affouillement vertical, que seul le substrat carbonifère sous-jacent est venu entraver entre 1590 et 2000 m d'altitude.

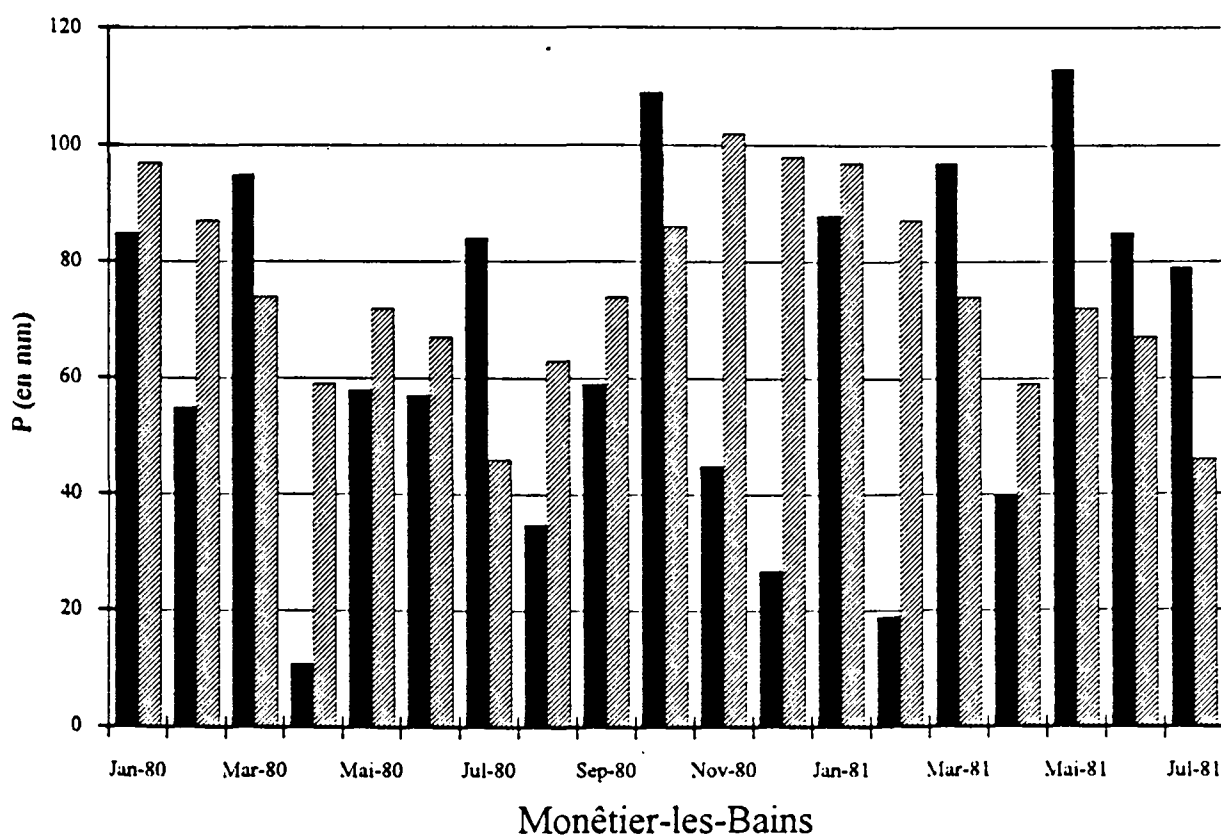
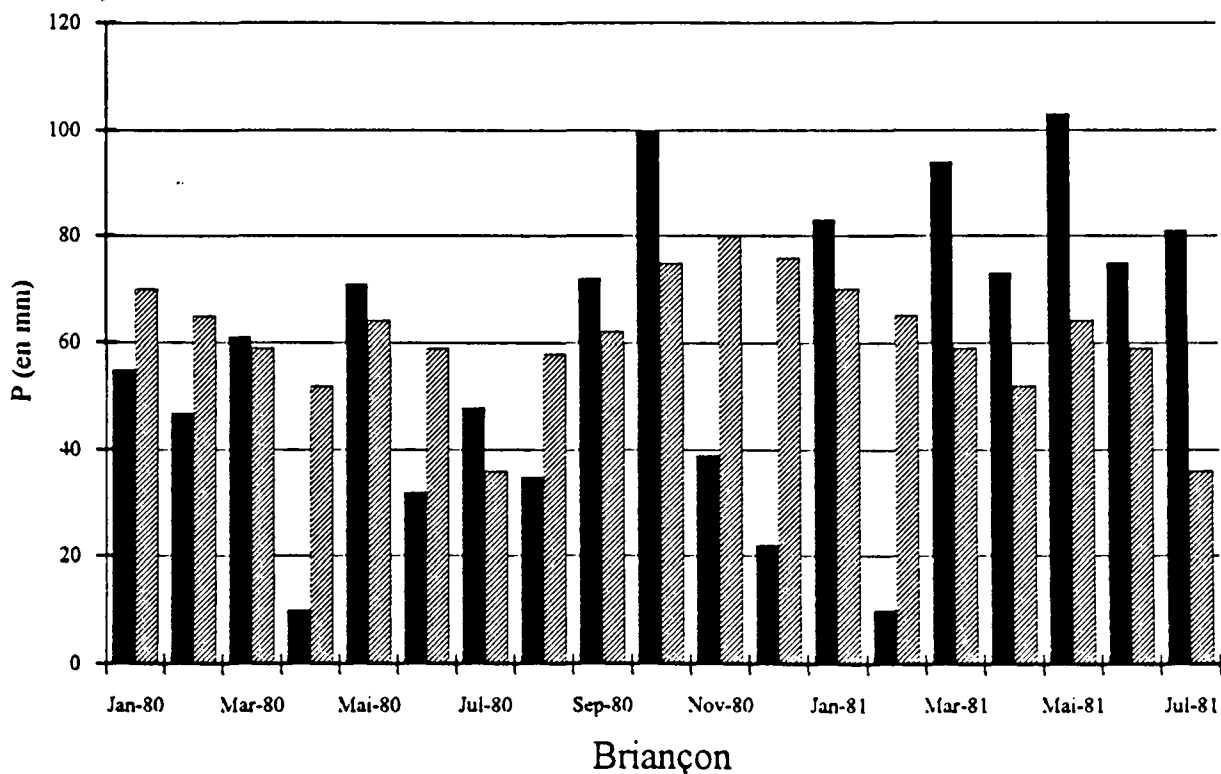
Il est donc clair que ce stock important de matériaux aisément mobilisable a été déterminant dans le déclenchement de la lave torrentielle. Toutefois, ce phénomène n'aurait pu se déclencher sans des conditions météorologiques exceptionnelles qu'il convient de préciser.

4. 1. 2. 2 - *Le contexte climatique*

Les circonstances météorologiques de la période qui a précédé la crue ont sans aucun doute joué un rôle décisif dans la déstabilisation des terrains. En effet, si l'année 1980 est caractérisée par un volume de précipitations tout à fait moyen jusqu'à la fin du moins d'octobre, la saison froide consécutive est marquée par une relative sécheresse (Fig. 96) : entre novembre 1980 et février 1981, les totaux pluviométriques n'ont atteint que 50% de leur valeur moyenne. Sur le versant ensoleillé du Verdarel, la résorption de la mince pellicule neigeuse s'est de ce fait réalisée précocement, exposant ainsi les terrains découverts aux effets du gel. Ces matériaux fragilisés en surface ont dû ensuite supporter des précipitations printanières particulièrement

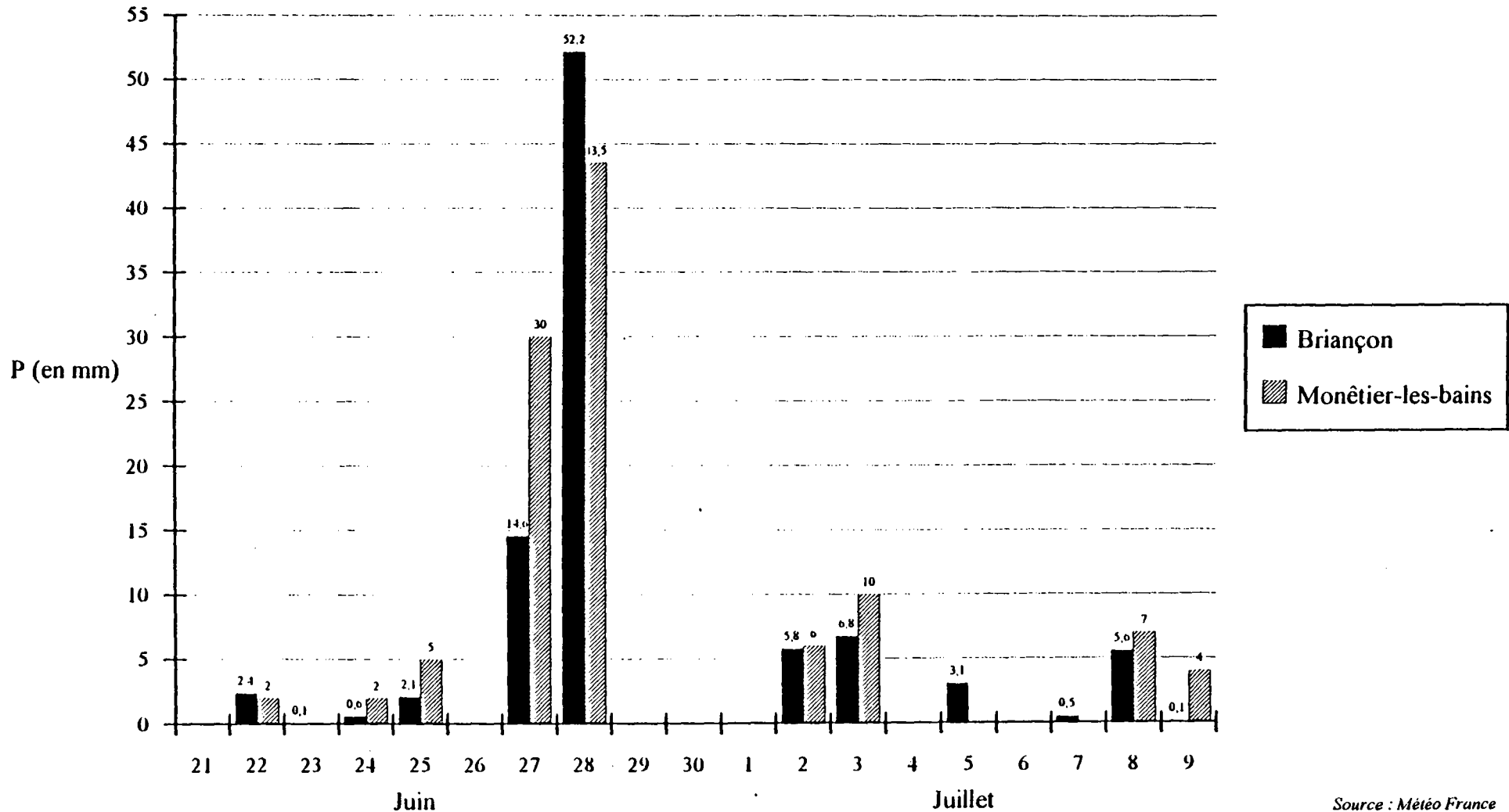
(1) Voir Annexe 2, échantillons n° 9, 11, 12 et 14

FIG. 96 - COMPARAISON ENTRE LES PRÉCIPITATIONS DE LA PÉRIODE
JAN. 1980 - JUL. 1981 ET LES MOYENNES MENSUELLES SUR 35 ANS



■ Moyennes mensuelles de Janvier 1980 à juillet 1981 ▨ Moyennes mensuelles sur 35 ans (1951-1985)

FIG. 97 - BRIANCON ET MONËTIER-LES-BAINS : Précipitations quotidiennes durant les deux décades qui ont précédé la crue du Verdarel le 9 juillet 1981



Source : Météo France

abondantes cette année là : entre mars et juin 1981, le total pluviométrique enregistré à Briançon a dépassé la moyenne de plus de la moitié.

La dégradation des conditions climatiques durant les deux dernières décades n'est également pas étrangère au déclenchement de ce phénomène exceptionnel (Fig. 97) :

- Les 27 et 28 juin 1981, Briançon et Monétier-les-Bains ont respectivement reçu 52,2 et 43,5 mm de pluie, soit environ 80 % des précipitations moyennes de ce mois.
- Au cours des huit premiers jours de juillet, une quantité d'eau équivalant à 60% des précipitations moyennes du mois a été enregistrée aux deux stations guisanaises.

A ceci s'ajoute, dans les instants précédant et accompagnant la crue, un orage particulièrement violent qui a déversé plus de 100 mm d'eau en deux heures. Centré sur le secteur des cols du Granon et de Barteaux, celui-ci a connu son paroxysme entre 2200 et 2500 m d'altitude⁽¹⁾.

Face à cette quantité d'eau inhabituelle qui s'est abattue sur des matériaux déjà saturés par les longues pluies pénétrantes du printemps, la pelouse alpine n'a pu assurer efficacement son rôle protecteur, d'autant qu'elle a été littéralement assommée par les grêles ayant accompagné l'orage. L'incision des eaux de ruissellement a donc pu débiter très haut dans le bassin, là où pourtant l'érosion hydrique n'avait auparavant laissé qu'une empreinte diffuse.

Le recoupement des informations climatiques avec l'ampleur de l'affouillement vertical le long du chenal d'écoulement permet de classer cette crue parmi les phénomènes d'exception. D'aucuns ont même pu dire que ce torrent avait *"accompli en quelques heures le travail géomorphologique de plusieurs siècles, voire de plusieurs millénaires"* (Charry et Ruchon, 1982 ; CochetEAU et al, 1990).

Au lendemain de la crue⁽²⁾, une plage d'atterrissement d'une capacité de 50.000 m³ a été réalisée en amont du cône de déjection. Dans le même temps, le chenal d'écoulement a été endigué entre le pont des Neyzets et

(1) Ceci explique que le Malatra ait été épargné par la crue (Tab. XXV)

(2) Dès l'automne 1981 et le printemps 1982.

celui reconstruit de la R.N. 91. Ces ouvrages font partie d'un projet très ambitieux d'équipement, comprenant à la fois l'implantation d'ouvrages dans le bassin versant et l'aménagement du cône de déjection (Fig. 95.b). Si celui-ci n'a pas encore totalement abouti⁽¹⁾, le dispositif de régulation torrentielle mis en oeuvre demeure en l'état l'un des plus importants de France.

Si la difficile maîtrise des torrents de montagne n'est certes pas un problème nouveau, les dégâts occasionnés par la crue torrentielle du Verdarel en juillet 1981 soulignent à quel point l'explosion immobilière de ces dernières décennies implique le développement d'une politique de prévention adaptée aux nouvelles contraintes de l'économie touristique. Celle-ci passe nécessairement par un repérage des zones potentiellement instables, permettant d'émettre un premier diagnostic quant à la sensibilité des bassins versants vis-à-vis du déclenchement de laves torrentielles. C'est pourquoi, il convient à présent de faire un état des lieux du bassin du Verdarel, afin de mieux cerner le risque de renouvellement d'un tel phénomène.

4. 2 - ÉTAT ACTUEL DU BASSIN VERSANT

La portion sommitale du bassin versant du Grand Verdarel est constituée d'une multitude de bras qui évoluent sur l'épaisse couverture morainique⁽²⁾ du lieu-dit la Côte de la Fleur (Fig. 4). Celle-ci est affectée par des mouvements actifs, qui se développent vraisemblablement à la faveur du contact lithologique avec le Carbonifère peu perméable (cf. Chapitre XXII). Les berges entaillées dans ces matériaux extrêmement instables sont en équilibre très précaire (nombreuses fissures ouvertes, blocs énormes en porte-à-faux, etc.). Elles sont régulièrement dégradées par de petits éboulements et des basculements, livrant ainsi au torrent une charge non négligeable.

Aux alentours de 2100 m d'altitude, les diverses branches du torrent convergent pour former un chenal d'écoulement unique. Celui-ci s'incise

(1) D'une part, certains aménagements n'ont pas encore vu le jour (notamment l'endiguement du torrent entre la R.N. 91 et la confluence avec la Guisane), d'autre part, des ouvrages initialement non prévus s'ajoutent régulièrement. C'est ainsi que durant l'été 1991, trois barrages ont été construits au pied du grand ravinement de la moraine de Pingurier (point coté 1530 de la figure n° 95).

(2) Fig. 77, profil sismique n° 3



PHOTO. 27 - Déstabilisation de la couverture morainique sur la rive gauche du Grand Verdarel, vers 2050 m d'altitude. Les arrachements vifs et les multiples fissures ouvertes représentent autant d'indices éloquentes de l'activité actuelle de ce mouvement de terrain. On remarquera, en outre, la déformation des arbres (jusqu'au plus jeune d'entre-eux), qui révèle incontestablement une grande instabilité.



PHOTO. 28 - Cicatrice d'arrachement en rive droite du Grand Verdarel, au niveau de sa confluence avec le Malatra. Le volume de matériaux déstabilisés peut être estimé entre 300.000 et 450.000 m³. Il s'agit là d'une menace importante, car le torrent de Verdarel s'écoule à la base de cette énorme masse en équilibre précaire. L'abrupt de tête, lui-même, est très instable : hormis les fissures de régression que l'on peut observer sur le terrain, on devine sur ce cliché qu'il engendre de nombreuses chutes de blocs. Ceux-ci se détachent isolément (à gauche de la photo) ou par éboulement de la matrice sableuse (extrémité droite de la photo)

dans une formation à gros blocs, correspondant à un ancien mouvement de terrain. Les deux rives semblent néanmoins relativement peu menaçantes dans l'immédiat (seules quelques petites coulées affectent les berges), d'autant que les pointements du soubassement carbonifère dans le fond du lit freinent considérablement l'affouillement vertical (Fig. 4 et 100).

A partir de la confluence avec le Malatra, l'état des versants devient en revanche singulièrement préoccupant. Cette situation alarmante est d'abord liée à un vaste mouvement de terrain actif qui affecte toute la rive droite du Malatra (Fig. 4 et photo. 28). Débutant en amont par une longue niche d'arrachement très instable (chutes de blocs et nombreuses fissures s'ouvrant jusqu'à plusieurs dizaines de mètres en arrière de l'escarpement principal), celui-ci est susceptible de fournir rapidement un volume de matériaux compris entre 600.000 et 900.000 m³. Immédiatement en aval de la confluence avec le Grand Verdarel, on peut aussi déplorer la présence, en rive droite, d'un important mouvement de terrain actif concernant 300.000 à 450.000 m³ de matériaux particulièrement instables (Fig. 100).

Toutefois, la menace ne se limite pas à ce versant occidental. Elle vient également de la rive gauche du Grand Verdarel où, vers 1750 m d'altitude, le torrent sape le front d'une importante coulée active, issue du haut bassin du Petit Verdarel. Comme j'ai déjà pu le préciser auparavant (cf. Chapitre II), celle-ci a été équipée de deux séries de piquets repères, destinés à connaître précisément sa vitesse de déplacement (Fig. 4). Si le transect implanté dans la partie supérieure (Profil n° 1) n'a pas livré de résultats significatifs⁽¹⁾, les mesures réalisées le long du profil inférieur (Profil n° 2) prouvent incontestablement que ces matériaux ont subi un déplacement substantiel (Fig. 98). En moyenne de l'ordre de 8 cm en 5 mois⁽²⁾, celui-ci a atteint une valeur maximale de 19,5 cm dans l'axe de la coulée, là où les frottements sont les moins importants (Fig. 99). Quant à la situation paradoxale du piquet n° 1 (situé 5 cm en amont de sa position initiale), elle peut s'expliquer par l'ouverture d'une fissure au niveau du point d'ancrage, qui a sans doute conduit au basculement du piquet vers l'amont. Quoi qu'il en soit, on est loin des déplacements journaliers pluricentimétriques décelés sur certains mouvements (Marre, 1987 et Evin, 1990). Il n'est cependant pas négligeable,

(1) L'absence d'un second point fixe altérant sérieusement la fiabilité des résultats

(2) Entre le 8 novembre 1990 et le 18 avril 1991

FIG. 98 - DÉPLACEMENT ABSOLU DES PIQUETS LE LONG DU PROFIL INFÉRIEUR (hiver 1990-91)

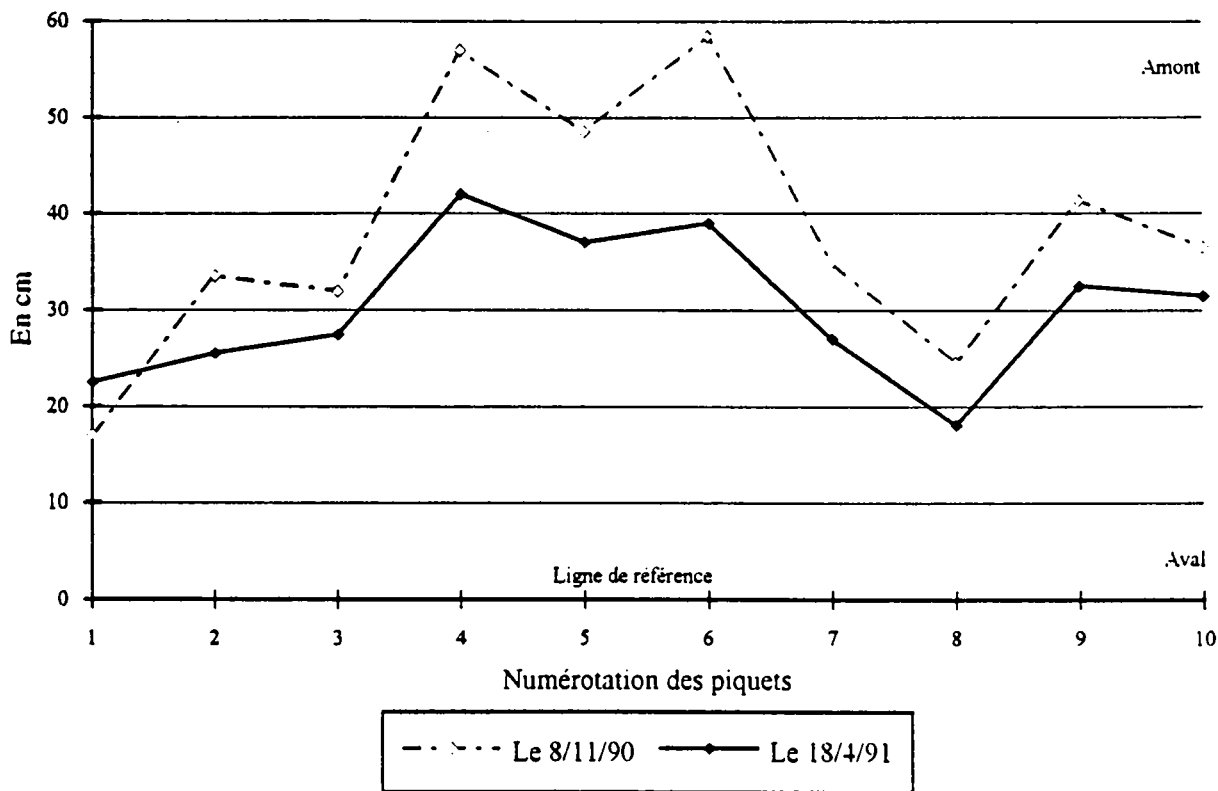


FIG. 99 - DÉPLACEMENT RELATIF DES PIQUETS LE LONG DU PROFIL INFÉRIEUR (hiver 1990-91)

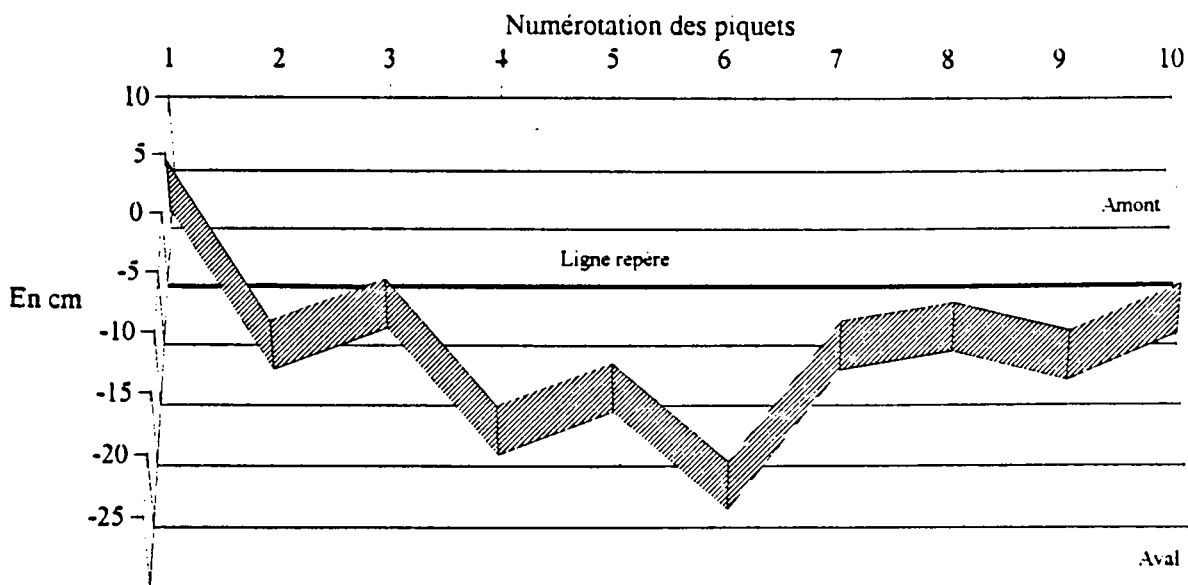




PHOTO. 29 - Rive gauche du Grand Verdarel, immédiatement en aval du barrage Blanchard (vers 1730 m d'altitude). La coupe montre la superposition du substratum carbonifère et d'une couverture morainique épaisse d'environ une vingtaine de mètres. Celle-ci est affectée d'un petit glissement dont l'équilibre actuel est très précaire. En fait, ce type de mouvement latéral est assez fréquent dans ce secteur. C'est d'ailleurs ce que laisse deviner l'inclinaison du sommet de l'arbre situé au tout premier plan. On notera également la présence d'une zone de suintement au contact du substratum houiller imperméable et des dépôts glaciaires sus-jacents. C'est à de telles concentrations d'eau que l'on doit vraisemblablement la déstabilisation généralisée de la partie supérieure du bassin versant (secteur du col de Barteaux).

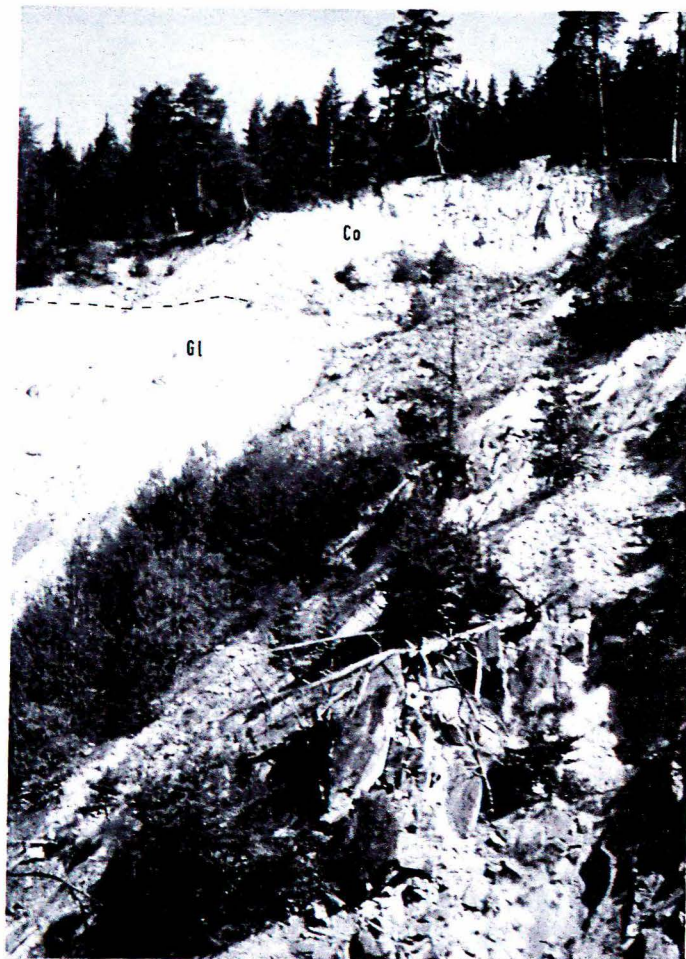


PHOTO. 30 - Rive droite du Grand Verdarel, vers 1700 m d'altitude. La coupe montre la superposition d'un dépôt morainique comprenant des débris de nature diverse (calcaires, quartzites, et grès) emballés dans une matrice argilo-sableuse (G1), et d'une coulée à blocs essentiellement gréseux d'une épaisseur de 6 à 8 m (Co). Le tout repose sur un substratum carbonifère extrêmement tectonisé qui affleure au premier plan de la photographie. Si la mise en place initiale de la coulée est ancienne (probablement consécutive au dernier grand courant de retrait glaciaire), elle n'en demeure pas moins une source d'instabilité permanente. En effet, sa partie frontale fournit sans cesse une quantité considérable de matériaux par l'intermédiaire de petits éboulements. Ceux-ci se gorgent rapidement d'eau, et s'écoulent lentement vers le fond du chenal principal d'écoulement.

d'autant qu'à terme, cette coulée menace directement la dérivation du Petit Verdarel (Fig. 4).

En aval du barrage Blanchard⁽¹⁾, l'instabilité règne également. Entre 1600 et 1700 m d'altitude, elle prend l'aspect de hautes ravines (30 à 40 m d'énergie), dont le creusement s'accompagne localement de glissements latéraux pouvant intéresser un volume de matériaux de plusieurs centaines de mètres cubes (photo 29 et 30). Un peu plus bas, vers 1580 m d'altitude, la couverture morainique de rive gauche (déjà remaniée par un ancien mouvement de terrain) est le siège d'une importante coulée active qui pourrait livrer une quantité de matériaux comprise entre 120.000 et 300.000 m³. De la même manière, la balafre qui entame l'extrémité aval de l'imposante moraine latérale de Pingurier est susceptible de se dégrader rapidement (Fig. 41 et 95). C'est d'ailleurs pour enrayer ces ravinements que le Service R.T.M. des Hautes-Alpes a pris le parti de stopper l'affouillement du torrent à leur base, en implantant récemment⁽²⁾ trois barrages successifs.

A la cote 1408 m, le torrent est rejoint par son affluent de rive gauche, le Petit Verdarel. Situé un peu à l'Est du col de Barteaux, le bassin de ce dernier a été relativement épargné par l'orage du 6 juillet 1981. Il n'en demeure pas moins au plus haut point préoccupant, car sa partie sommitale est presque entièrement affectée par des mouvements actifs (Fig. 4). En se fondant sur les résultats des sondages sismiques réalisés dans ce secteur⁽³⁾ (Fig. 77), on peut estimer que le volume des matériaux concernés est compris entre 1,5 et 3 millions de mètres cubes. Bien entendu, ceux-ci ne sont pas susceptibles d'être mobilisés lors d'une seule crue. Ils constituent néanmoins un stock considérable de terrains instables, et par voie de conséquence, propices au déclenchement de laves torrentielles. Conscient de la potentialité de ce risque, le Service R.T.M. des Hautes-Alpes a décidé de dévier une partie des eaux du Petit Verdarel vers le chenal aménagé du Grand Verdarel (Fig. 4). Toutefois, comme j'ai déjà pu le préciser un peu plus haut, cette dérivation a entièrement été creusée dans la prolongation aval de la coulée active qui prend naissance dans le haut bassin du Petit Verdarel. Si cet aménagement n'est certes pas contestable (il permet dans le

(1) Ouvrage implanté vers 1700 m d'altitude

(2) Durant l'été 1991

(3) C.E.T.E. (1982)

DYNAMIQUE DES VERSANTS

En rive droite

Au-dessus de 1600 m d'altitude, le torrent s'inscrit dans un domaine extrêmement perturbé (ancien mouvement de terrain). Toutefois, certains secteurs méritent une attention toute particulière :

- 1 - Ravinement intense et mouvement de terrain actif. On peut estimer entre 300 000 et 450 000 m³ le volume des matériaux susceptibles d'évoluer rapidement
- 2 - Au-dessus de 2100 m d'altitude, la berge du torrent est très instable (petits éboulements, chutes de blocs, glissement superficiels, etc.)


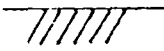
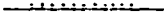



En rive gauche

Au-dessus de 1530 m d'altitude, la rive est entièrement affectée par d'anciens mouvements de terrain. Comme précédemment, certains secteurs plus sensibles peuvent toutefois être déterminés :

- 1 - Ravinement intense de la moraine latérale de Pingutier entre 1450 et 1500 m d'altitude
- 2 - Entre 1530 et 1580 m d'altitude, une masse d'un volume compris entre 120 000 et 300 000 m³ semble particulièrement instable.
- 3 - Entre 1600 m et le barrage Blanchard (vers 1700 m), les terrains houillers, et surtout leur couverture quaternaire, sont sujets à un intense ravinement
- 4 - Vers 1750 m, le torrent sappe le front d'une importante coulée à blocs active, issue du Petit Verdarel.
- 5 - Au-dessus de 2100 m d'altitude, les berges sont soumises aux mêmes phénomènes qu'en rive droite

FIG. 100 - PROFIL EN LONG DU TORRENT DU GRAND VERDAREL

ETAT DU LIT

| | |
|---|------------------------|
|  | Lit en équilibre |
|  | Lit rocheux |
|  | Dépôt de matériaux |
|  | Forte érosion linéaire |
|  | Barrage R.T.M. |
|  | Chenal endigué |

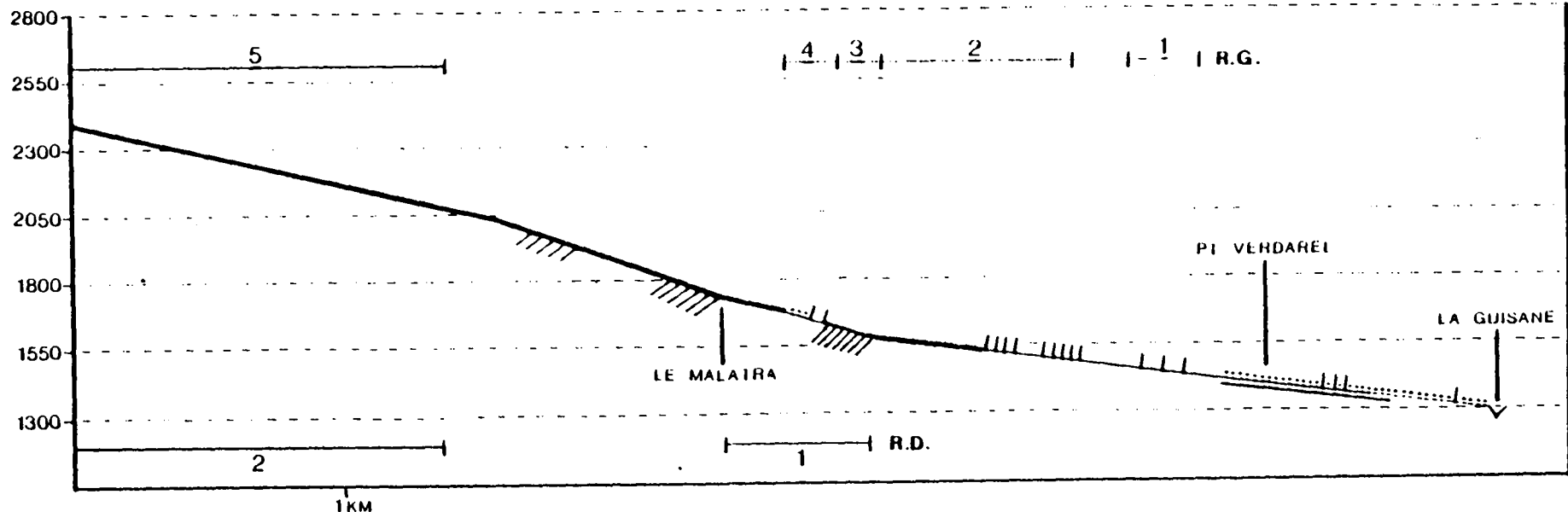
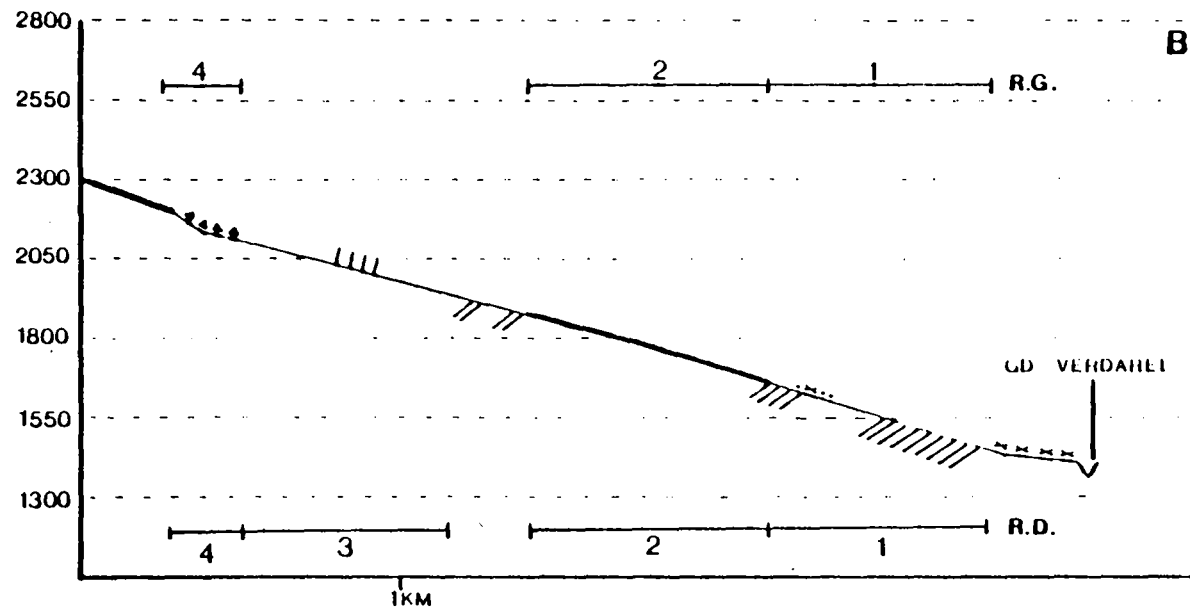
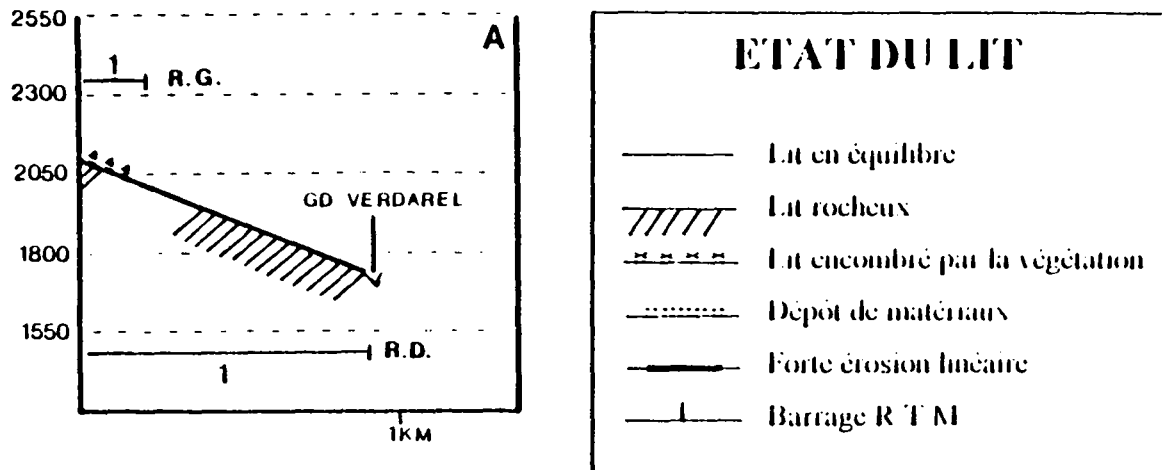


FIG. 101 - PROFIL EN LONG DES TORRENTS DE MALATRA (A) ET DU PETIT VERDAREL (B)



DYNAMIQUE DES VERSANTS

LE MALATRA

Ce torrent s'insère dans un environnement géomorphologique entièrement perturbé par des mouvements de terrain de grande ampleur. De nombreux secteurs sont donc très menaçants :

En rive droite

Si la totalité de la rive droite est affectée de glissements actifs, on peut déplorer une importante masse de terrains en équilibre très précaire (volume compris entre 600 000 et 900 000 m³)

La rive gauche

Un peu moins préoccupante, celle-ci demeure néanmoins fragile, notamment à l'extrémité amont du torrent (ravine et glissements actifs)

LE PETIT VERDAREL

Rives droite et gauche

1 - Entre 1420 et 1650 m d'altitude, le torrent ravine les terrains houillers, nappés d'une épaisse couverture morainique.

2 - Entre 1650 et 1850 m, le substratum carbonifère disparaît sous des dépôts glaciaires remaniés par d'anciens mouvements de terrain. Ils sont le siège d'une intense érosion hydrique (cheminées de fée)

4 - Vers 2150 m, cette instabilité est aggravée par de nombreuses chutes de pierres et de blocs, issus d'une corniche quartzitique très disloquée

Rive droite uniquement

3 - Entre 1950 et 2150 m d'altitude, le torrent est bordé par une importante coulée active.

même temps de drainer les eaux du mouvement de terrain), il serait souhaitable de contrôler régulièrement l'état de la tranchée, afin d'éviter une augmentation préjudiciable des infiltrations.

Au-dessous de 2000 m d'altitude, le Petit Verdarel quitte cette zone particulièrement instable pour s'enfoncer progressivement dans une épaisse couverture morainique, remaniée dans son ensemble par d'anciens mouvements de terrain. A partir de 1850 m, l'incision du torrent s'amplifie et les rives sont soumises à une intense érosion hydrique. Celle-ci se manifeste de manière spectaculaire à la cote 1770, où l'on peut observer une série de cheminées de fée de plusieurs mètres de haut. Elles se localisent invariablement à la jonction de deux niches d'arrachement coalescentes, qui confèrent aux berges un tracé multilobé caractéristique. Les masses glissées correspondantes ont déjà été en grande partie évacuées par le torrent. Néanmoins, l'instabilité persiste sous forme d'une érosion régressive, qui fait constamment reculer les abrupts de tête (nombreuses fissures ouvertes, paquets glissés sur quelques mètres, arbres déchaussés au niveau de la couronne, etc.). Du même coup, des branchages, et même des arbres entiers, sont régulièrement précipités dans le lit du torrent. Un tel phénomène est loin d'être négligeable, dans la mesure où les débris végétaux sont susceptibles de provoquer un embâcle, dont la rupture pourrait avoir des conséquences catastrophiques. Au-dessous de 1650 m d'altitude, les rives se stabilisent définitivement jusqu'à la confluence avec le Grand Verdarel. Cependant, le lit du torrent est toujours fortement encombré par la végétation. Un curage serait donc nécessaire pour améliorer les conditions d'écoulement.

Finalement, il est clair que le bassin versant du Verdarel présente un niveau d'instabilité éminemment propice au déclenchement de laves torrentielles. L'importance des volumes de matériaux charriés lors des crues du 14 mai 1983⁽¹⁾ et du 22 juillet 1988⁽²⁾ est d'ailleurs là pour en témoigner. Ces dernières ont d'autre part permis de juger de l'efficacité des ouvrages de

(1) Lors de cette crue, la lave torrentielle est d'abord sortie du chenal d'écoulement au niveau du pont de la R.N. 91, puis a obstrué la Guisane à sa confluence.

(2) Au cours de ce dernier événement répertorié à ce jour, les ouvrages R.T.M. ont permis de limiter sensiblement les dégâts. Ceux-ci concernèrent essentiellement les ouvrages R.T.M., ainsi que quelques terrains qui furent engravés.

correction implantés à la suite du sinistre de 1981, et de tirer des conclusions quant aux efforts qu'il reste à fournir pour assurer la pérennité des équipements humains installés sur le cône de déjection. S'il est incontestable que les travaux entrepris ont permis de limiter l'ampleur des dommages susceptibles d'être provoqués, le risque demeure latent à proximité du chenal d'écoulement. Gageons que les responsables concernés par l'élaboration des documents d'urbanisme sauront à l'avenir en tenir compte.

CONCLUSION GÉNÉRALE

Les dangers de la montagne ont longtemps été perçus par les pouvoirs publics comme une fatalité inhérente à ce milieu assurément contraignant. Il faut attendre la loi du 4 avril 1882, qui définit la politique de Restauration des Terrains de Montagne (R.T.M.), pour que l'Etat s'investisse concrètement dans la protection des populations et des biens menacés. Depuis cette date, les services forestiers s'attachent obstinément à lutter contre les excès de cette nature capricieuse, et à panser les blessures occasionnées par l'utilisation immodérée de ses richesses. Toutefois, leur compétence en la matière est trop souvent handicapée par des moyens financiers insuffisants par rapport à l'effort qu'il reste à produire. La crue du Verdarel du 9 juillet 1981 a eu, à cet égard, le privilège de rappeler aux élus la nécessité de développer une politique de prévention plus réaliste, adaptée aux nouvelles exigences de l'économie touristique. Or, si celle-ci dispose déjà d'un support technique en la qualité notamment du Service R.T.M. des Hautes-Alpes, elle ne peut, par ailleurs, être raisonnablement mise en place sans un fondement scientifique. Destiné à préciser les interactions qui existent entre le fonctionnement du milieu naturel et la société humaine, celui-ci implique un lourd travail de recensement des données géomorphologiques, bio-climatiques, historiques et socio-économiques. Le géographe prend volontiers part à une telle entreprise, car elle se place au carrefour de plusieurs disciplines qu'il affectionne particulièrement. Cependant, il est bien évident que devant l'ampleur de la tâche, un chercheur isolé ne peut espérer apporter une réponse définitive à la totalité des questions soulevées. C'est pourquoi, je me suis toujours efforcé de travailler en étroite collaboration avec toutes les personnes qui ont bien voulu trouver un intérêt à cette étude.

La démarche adoptée a d'abord consisté en une analyse rigoureuse du milieu naturel et des processus qui conditionnent son évolution. Lors de cette première étape, la prospection sur le terrain et la cartographie géomorphologique ont permis de dresser un inventaire hiérarchisé des

phénomènes susceptibles d'engendrer une menace. Parmi eux, les mouvements de terrain tiennent une place de choix. Ils intéressent pour une bonne part le Carbonifère briançonnais, qui apparaît une nouvelle fois⁽¹⁾ comme une formation lithostratigraphique particulièrement sensible. Toutefois, il s'agit la plupart du temps de phénomènes anciens qui, dans les conditions bio-climatiques actuelles, ne sont plus que le siège de réactivations ponctuelles. Ainsi, pour mieux comprendre leur genèse, j'ai pris le parti d'examiner en détail l'environnement géomorphologique initial (héritages glaciaires notamment). Cette démarche m'a permis d'insérer plusieurs de ces mouvements de terrain d'envergure dans les grandes phases d'évolution de cette vallée intra-alpine. Au-delà de son intérêt purement scientifique, la chronologie relative à laquelle j'ai abouti m'a fourni un critère supplémentaire de classification et de gradation de l'intensité des aléas naturels.

Aujourd'hui, les risques induits par la dynamique des versants sont toujours omniprésents. Les processus cryergiques et cryonivaux spécifiques à ce milieu haut montagnard en constituent l'une des principales origines. Ils sont en effet générateurs de désordres chroniques, dont les manifestations les plus probantes se situent au pied des parois de l'étage périglaciaire (talus d'éboulis régulièrement empruntés par les avalanches de pierres et de neige). On ne s'étonnera pas non plus que l'eau joue un rôle fondamental dans le déséquilibre actuel des versants. S'agissant des infiltrations, hormis le fait qu'en imprégnant les terrains elles favorisent leur déplacement, elles contribuent également à la lubrification des surfaces de glissement potentiel que constitue notamment l'interface "substratum imperméable⁽²⁾/formations superficielles perméables". Leur action géomorphologique se manifeste aussi au niveau des nombreuses masses gypseuses, pour lesquelles le haut degré de solubilité représente un facteur éminemment préoccupant. Les eaux de ruissellement constituent, en outre, un agent très efficace de déstabilisation. Ceci est particulièrement flagrant dans le bassin du Verdarel, où l'ampleur de l'affouillement vertical qui a accompagné la crue du 9 juillet 1981 a considérablement détérioré les conditions d'équilibre des versants. Sans aller jusqu'à ce cas extrême, les multiples ravinements qui entaillent les épais

(1) MALATRAIT A.M. (1975) et MARTIN-COCHER J. (1984)

(2) Généralement constitué par le Carbonifère briançonnais

recouvrements morainiques suffisent, à la faveur de précipitations exceptionnelles, à alimenter des laves torrentielles importantes⁽¹⁾.

En fait, on aborde avec ce dernier point le problème essentiel auquel sont incessamment confrontés le Service R.T.M. et les élus locaux. L'explosion urbaine qui a touché certains cônes de déjection depuis les dernières décennies les a effectivement conduits à renforcer leur vigilance vis-à-vis des débordements torrentiels. Si en réalisant une carte des aléas naturels, je désire leur apporter une expression synthétique des multiples informations que j'ai pu rassembler, je reste néanmoins conscient qu'elle ne répond que partiellement à leurs préoccupations. C'est pourquoi, je désire profondément aller encore plus loin dans cette voie. Cela implique nécessairement la multiplication des mesures morphodynamiques, et un suivi régulier de l'évolution des versants d'un bassin sensible et aisément accessible (vraisemblablement le Verdarel). Un tel programme gagnerait à être réalisé en étroite collaboration avec le Service R.T.M. des Hautes-Alpes, afin d'adapter les objectifs scientifiques aux exigences locales imposées par le développement touristique.

Toutefois, devant la richesse géomorphologique de cette région intra-alpine, je ne saurais me contenter de recherches exclusivement axées sur les risques induits par la dynamique des versants. Je souhaite donc, dans le même temps, étendre la cartographie aux vallées voisines, afin de compléter l'inventaire des héritages géomorphologiques. Celui-ci pourrait alors constituer la base d'une analyse plus poussée qui, par la palynologie ou d'autres moyens en cours, apporterait une contribution à la connaissance des chronoséquences morphogéniques d'altitude.

(1) Ce fut le cas le 12 juillet 1991 pour le torrent du Merdarel, situé sur la commune de Monétier-les-Bains (photo. 26)

ANNEXE 1

**Tableau synthétique des phénomènes naturels
répertoriés dans la vallée de la Guisane**

| COMMUNE | LIEU PRECIS | TORRENT | PHENOMENE | JOUR | MOIS | ANNEE | SOURCES |
|-------------|---------------|--------------|-----------|------------|---------|-------|-------------------|
| Le Monétier | | Guisane | ct | | | 1434 | MOUGIN |
| Le Monétier | | Merdarel | ct | | | 1434 | MOUGIN |
| Le Monétier | | Gd Tabuc | ct | | | 1434 | MOUGIN |
| Le Monétier | | Chardoussier | ct | | | 1434 | MOUGIN |
| Le Monétier | | St Joseph | ct | | | 1434 | MOUGIN |
| Le Monétier | | Guisane | ct | | | 1447 | MOUGIN |
| Le Monétier | | Merdarel | ct | | | 1447 | MOUGIN |
| Le Monétier | | Gd Tabuc | ct | | | 1447 | MOUGIN |
| Le Monétier | | Chardoussier | ct | | | 1447 | MOUGIN |
| Le Monétier | | St Joseph | ct | | | 1447 | MOUGIN |
| Le Monétier | | Guisane | ct | | | 1449 | MOUGIN |
| Le Monétier | | St Joseph | ct | | | 1449 | MOUGIN |
| Le Monétier | | Guisane | ct | | | 1667 | MOUGIN |
| Le Monétier | | Guisane | ct | | | 1673 | MOUGIN |
| Le Monétier | | Guisane | ct | | juin | 1707 | MOUGIN |
| Le Monétier | | Guisane | ct | | | 1725 | R.T.M. Gap* |
| Le Monétier | | St Joseph | ct | 11 | juillet | 1725 | MOUGIN |
| Le Monétier | Les Rouseaux | Guisane | ct | | | 1729 | MOUGIN |
| Le Monétier | | St Joseph | ct | 4 | juin | 1731 | MOUGIN |
| Le Monétier | | Guisane | ct | | | 1733 | MOUGIN |
| Le Monétier | | St Joseph | ct | 1 | juin | 1733 | MOUGIN |
| Le Monétier | | Guisane | ct | 20 et 21 | déc. | 1740 | MOUGIN |
| Le Monétier | | Gd Tabuc | ct | 6 | oct. | 1744 | MOUGIN |
| Le Monétier | | Guisane | ct | 26 | août | 1834 | A.D.H.A. 1M176 |
| Le Monétier | Les Guibertès | Guisane | ct | 9, 30 et 3 | mai | 1856 | R.T.M. Gap* |
| Le Monétier | | St Joseph | ct | 30 | mai | 1856 | A.N. F14 / 7564 |
| Le Monétier | | St Joseph | ct | | | 1880 | R.T.M. Gap* |
| Le Monétier | Les Guibertès | Guisane | ct | 25 | juillet | 1914 | A.D.H.A. 1M199 |
| Le Monétier | | Guisane | ct | 20 | mai | 1951 | A.D.H.A. 159W4059 |
| Le Monétier | Le Lauzet | Guisane | ct | 19 | juillet | 1953 | A.D.H.A. 165W4199 |
| Le Monétier | | La Pisse | ct | 7 | juin | 1955 | R.T.M. Gap* |

| COMMUNE | LIEU PRECIS | TORRENT | PHENOMENE | JOUR | MOIS | ANNEE | SOURCES |
|-------------|-------------------------------|---------------|-----------|------|---------|-------|---------------------|
| Le Monétier | | Corvaria | ct | 7 | juin | 1955 | R.T.M. Gap |
| Le Monétier | | Haut Etret | ct | 15 | nov. | 1963 | A.D.H.A. 198W5170 |
| Le Monétier | 8 km au NW | ? | ct | 15 | nov. | 1963 | A.D.H.A. 198W5170 |
| Le Monétier | Les guibertés | Merdarel | ct | 13 | juillet | 1987 | R.T.M. Gap |
| Le Monétier | | La Pisse | ct | 13 | juillet | 1987 | R.T.M. Gap* |
| Le monétier | En amont des Guibertés | Merdarel | ct | 12 | juillet | 1991 | Constat personnel |
| Le Monétier | Tête Noire du Galibier | | mt | 11 | juin | 1977 | SERRATE* |
| Le Monétier | | | se | 27 | nov. | 1884 | CADIOT et Al.* |
| Le Monétier | | | ec | 13 | juin | 1790 | A.D.H.A. L364 / 371 |
| Le Monétier | Roche Robert | | ec | | sept. | 1976 | R.T.M. Gap |
| Le Monétier | Les Clochettes (La Madeleine) | | av | 29 | mars | 1630 | MOUGIN |
| Le Monétier | La Madeleine | | av | | | 1739 | MOUGIN |
| Le Monétier | | | av | | | 1782 | MOUGIN |
| Le Monétier | Le Clos de la Lame (Lauzet) | | av | 15 | janvier | 1843 | A.D.H.A. 1M180 |
| Le Monétier | Col du Galibier | | av | | avril | 1849 | A.D.H.A. 1M182 |
| Le Monétier | Montagne de l'Alpe (Lauzet) | | av | 4 | avril | 1919 | A.D.H.A. 1M199 |
| Le Monétier | Font cibert (Lauzet) | | av | 2 | juin | 1951 | A.D.H.A. 159W4059 |
| Le Monétier | Alpe du Lauzet | | av | | | 1978 | R.T.M. Gap |
| Le Monétier | Pic du Pré des Fonds | Gd Tabuc | av | | | 1988 | R.T.M. Gap |
| Le Monétier | Tête Noire du Galibier | | av | 23 | janvier | 1988 | R.T.M. Gap |
| | | | | | | | |
| St Chaffrey | | Ste-Elisabeth | ct | | | 1394 | MOUGIN |
| St Chaffrey | | Verdarel | ct | | | 1394 | MOUGIN |
| St Chaffrey | | Malatra | ct | | | 1394 | R.T.M. Gap* |
| St Chaffrey | | Ste-Elisabeth | ct | | | 1434 | MOUGIN |
| St Chaffrey | | Verdarel | ct | | | 1434 | MOUGIN |
| St Chaffrey | | Malatra | ct | | | 1434 | R.T.M. Gap* |
| St Chaffrey | | Ste-Elisabeth | ct | | | 1447 | MOUGIN |
| St Chaffrey | | Verdarel | ct | | | 1447 | MOUGIN |
| St Chaffrey | | Ste Elisabeth | ct | | | 1467 | MOYRAND-GATTEFOSSE |
| St Chaffrey | | Ste Elisabeth | ct | | | 1484 | MOYRAND-GATTEFOSSE |

| COMMUNE | LIEU PRECIS | TORRENT | PHENOMENE | JOUR | MOIS | ANNEE | SOURCES |
|-------------|-------------|---------------|-----------|------------|---------|-------|---------------------|
| St-Chaffrey | | Adoux | ct | 2 | juillet | 1623 | R.T.M. Gap* |
| St Chaffrey | | Ste-Elisabeth | ct | | | 1699 | MOYRAND-GATTEFOSSE |
| St Chaffrey | | St Bernard | ct | 20 | juillet | 1746 | MOYRAND-GATTEFOSSE |
| St Chaffrey | | Verdarel | ct | | | 1749 | MOUGIN |
| St Chaffrey | | Malatra | ct | | | 1749 | R.T.M. Gap* |
| St Chaffrey | | Verdarel | ct | | | 1756 | MOUGIN |
| St Chaffrey | | Verdarel | ct | | | 1757 | MOUGIN |
| St Chaffrey | | Ste-Elisabeth | ct | 18 | avril | 1788 | A.D.H.A. L364 / 371 |
| St Chaffrey | Chantemerle | Guisane | ct | | oct. | 1790 | A.D.H.A. L234 |
| St Chaffrey | | Guisane | ct | | | 1792 | A.D.H.A. L234 |
| St Chaffrey | | Verdarel | ct | | | 1792 | A.D.H.A. L234 |
| St Chaffrey | | Guisane | ct | | | 1792 | R.T.M. Gap* |
| St Chaffrey | Chantemerle | Guisane | ct | 2 | juillet | 1826 | A.D.H.A. 1M172 |
| St Chaffrey | | Ste-Elisabeth | ct | 2 | juillet | 1826 | R.T.M. Gap* |
| St Chaffrey | | Ste-Elisabeth | ct | | | 1843 | MOYRAND-GATTEFOSSE |
| St Chaffrey | | Ste-Elisabeth | ct | | | 1847 | MOYRAND-GATTEFOSSE |
| St Chaffrey | Chantemerle | Guisane | ct | 29 | mai | 1856 | A.N. F14 / 7564 |
| St Chaffrey | | Ste-Elisabeth | ct | 9, 30 et 3 | mai | 1856 | R.T.M. Gap* |
| St Chaffrey | | Verdarel | ct | 9, 30 et 3 | Mai | 1856 | R.T.M. Gap* |
| St Chaffrey | Chantemerle | Guisane | ct | 25 | sept. | 1860 | A.D.H.A. 1M187 |
| St Chaffrey | | Ste-Elisabeth | ct | | | 1866 | MOYRAND-GATTEFOSSE |
| St Chaffrey | | Verdarel | ct | | | 1871 | MOUGIN |
| St Chaffrey | | Malatra | ct | | | 1871 | R.T.M. Gap* |
| St Chaffrey | | Ste-Elisabeth | ct | 7 | juin | 1879 | A.D.H.A. 1M193 |
| St Chaffrey | | Verdarel | ct | | | 1901 | MOUGIN |
| St Chaffrey | | Malatra | ct | | | 1901 | R.T.M. Gap* |
| St Chaffrey | | Ste-Elisabeth | ct | 25 | juillet | 1914 | A.D.H.A. 1M199 |
| St Chaffrey | | Verdarel | ct | | | 1914 | R.T.M. Gap* |
| St Chaffrey | | Ste Elisabeth | ct | 28 | oct. | 1926 | A.D.H.A. 1M200 |
| St Chaffrey | | Verdarel | ct | 28 | nov. | 1926 | A.D.H.A. 1M200 |
| St Chaffrey | | Ste-Elisabeth | ct | 21 | oct. | 1928 | A.D.H.A. 1M203 |

| COMMUNE | LIEU PRECIS | TORRENT | PHENOMENE | JOUR | MOIS | ANNEE | SOURCES |
|-------------|-------------|---------------|-----------|------|---------|-------|-------------------|
| St Chaffrey | | Verdarel | ct | 21 | nov. | 1928 | A.D.H.A. 1M203 |
| St Chaffrey | | Peytavin | ct | 28 | mai | 1937 | R.T.M. Gap* |
| St Chaffrey | | Malatra | ct | 28 | mai | 1937 | R.T.M. Gap* |
| St Chaffrey | | Ste-Elisabeth | ct | 11 | juillet | 1941 | R.T.M. Gap* |
| St Chaffrey | | Verdarel | ct | | | 1948 | R.T.M. Gap* |
| St Chaffrey | | Ste-Elisabeth | ct | 7 | juin | 1955 | R.T.M. Gap* |
| St Chaffrey | | Pt Verdarel | ct | 15 | nov. | 1963 | A.D.H.A. 198W5170 |
| St Chaffrey | | St Bernard | ct | | juin | 1973 | R.T.M. Gap |
| St Chaffrey | | St Bernard | ct | 6 | mai | 1973 | R.T.M. Gap |
| St Chaffrey | | St Bernard | ct | 8 | oct. | 1976 | R.T.M. Gap |
| St Chaffrey | | Ste-Elisabeth | ct | 4 | août | 1977 | R.T.M. Gap |
| St Chaffrey | | Gd Verdarel | ct | 9 | juillet | 1981 | R.T.M. Gap |
| St Chaffrey | | St Bernard | ct | | | 1981 | R.T.M. Gap* |
| St Chaffrey | | Verdarel | ct | 14 | mai | 1983 | R.T.M. Gap* |
| St Chaffrey | | Gd Verdarel | ct | 22 | juillet | 1988 | R.T.M. Gap |
| St Chaffrey | Le Villard | | mt | 13 | avril | 1790 | A.D.H.A. L234 |
| | | | | | | | |
| La Salle | | Chirouze | ct | | | 1415 | MOUGIN |
| La Salle | | La Salle | ct | | | 1415 | MOUGIN |
| La Salle | | Chirouze | ct | | | 1434 | MOUGIN |
| La Salle | | La Salle | ct | | | 1434 | MOUGIN |
| La Salle | | Guisane | ct | | | 1445 | R.T.M. Gap* |
| La Salle | | Chirouze | ct | | | 1447 | MOUGIN |
| La Salle | | La Salle | ct | | | 1447 | MOUGIN |
| La Salle | | Chirouze | ct | | | 1449 | R.T.M. Gap* |
| La Salle | | Guisane | ct | | | 1449 | MOUGIN |
| La Salle | | La Salle | ct | | | 1449 | R.T.M. Gap* |
| La Salle | | Chirouze | ct | | | 1739 | MOUGIN |
| La Salle | | Chirouze | ct | | | 1745 | MOUGIN |
| La Salle | | La Salle | ct | | | 1745 | MOUGIN |
| La Salle | | Chirouze | ct | | | 1747 | MOUGIN |

| COMMUNE | LIEU PRECIS | TORRENT | PHENOMENE | JOUR | MOIS | ANNEE | SOURCES |
|------------|---------------------------|----------|-----------|---------|---------|-------|----------------------|
| La Salle | | La Salle | ct | | | 1747 | MOUGIN |
| La Salle | | Chirouze | ct | 31 | mai | 1773 | MOUGIN |
| La Salle | | La Salle | ct | | | 1856 | R.T.M. Gap* |
| La Salle | | Chirouze | ct | 9 | juin | 1948 | A.D.H.A. 1043W41 |
| La Salle | | La Salle | ct | 9 et 10 | juin | 1948 | A.D.H.A. 63W1665 |
| La Salle | | Le Bez | ct | 7 | juin | 1955 | R.T.M. Gap* |
| La Salle | | Chirouze | ct | 7 | juin | 1955 | A.D.H.A. 1046W41 |
| La Salle | | La Salle | ct | | | 1955 | R.T.M. Gap* |
| La Salle | | La Salle | ct | 22 | juillet | 1988 | R.T.M. Gap |
| La Salle | | Fréjus | av | 2 | mars | 1635 | FROMENT |
| | | | | | | | |
| Briançon | Ravin de Serre des Aigles | Adoux | cd | 2 | août | 1990 | Constat personnel |
| Briançon | Au SW de Serre Paix | | mt | 24 | Juillet | 1992 | Communication orale* |
| Briançon** | Séisme régional | | se | 1 | déc. | 1624 | CADIOT et Al.* |
| Briançon** | Séisme lointain (Piémont) | | se | 12 | sept. | 1785 | CADIOT et Al.* |
| Briançon** | Séisme lointain (Piémont) | | se | 2 | Avril | 1808 | CADIOT et Al.* |
| Briançon** | Séisme régional | | se | 27 | nov. | 1884 | CADIOT et Al.* |
| Briançon** | Séisme régional | | se | 12 | juillet | 1904 | CADIOT et Al.* |
| Briançon** | Séisme régional | | se | 19 | mars | 1935 | CADIOT et Al.* |
| Briançon** | Séisme lointain (Queyras) | | se | 5 | avril | 1959 | CADIOT et Al.* |

PHENOMENES : ct - crue torrentielle ; av - avalanche ; mt - mouvement de terrain ; ec - écoulement ; cd - coulée de débris ; se - séisme

* Phénomènes personnellement répertoriés, le reste étant tiré de l'atlas des risques majeurs dans les Hautes-Alpes (Fanthou, 1991)

** compte tenu de la nature des phénomènes répertoriés (séisme), il n'est pas exclus que les effets aient été ressentis dans le reste de la vallée

SOURCES CITÉES (se référer à la bibliographie finale)

CADIOT et AL. (1979), MOUGIN P. (1931), MOYRAND-GATTEFOSSE F. (1982) et SERRATE C. (1981)

A.D.H.A. - Archives Départementales des Hautes-Alpes

A.N. - Archives Nationales

ANNEXE 2

**Localisation et caractéristiques physiques
des échantillons prélevés**

**Détermination de la stabilité de la moraine
historique du glacier d'Arsine**

ANNEXE 2

**Localisation et caractéristiques physiques
des échantillons prélevés**

**Détermination de la stabilité de la moraine
historique du glacier d'Arsine**

ANNEXE 2. 1 - Localisation et identification des échantillons prélevés

| N° Ech. | date du prélèvement | Lieu de prélèvement | Coordonnées Lambert (x - y) | Alt. (m) | Aspect général de l'affleurement | Nature de la formation |
|---------|---------------------|---|-----------------------------|----------|---|--|
| 1 | 29,Mai,89 | Escarpeement de tête du Glissement du Puy chirouzan (à l'Est du torrent de l'Olivier) | 934,8 - 2004,2 | 1890 | Dépôt hétérométrique de couleur jaunâtre dans la partie sup. et passant au gris vers le bas. Comporte des blocs émoussés de grès houiller, de calcaire triasique, et de quartzite | dépôt glaciaire |
| 2 | 30,Mai,89 | Ravinement de la moraine de Villard-Laté, au-dessus du torrent de St-Bernard | 936 - 2002,5 | 1562 | Même aspect général que l'échantillon précédent | dépôt glaciaire |
| 3 | 30,Mai,89 | Idem que l'échantillon précédent, mais un peu plus à l'amont du St-Bernard | 936,2 - 2002,7 | 1500 | Même aspect général que l'échantillon précédent | dépôt glaciaire |
| 4 | 31,Mai,89 | Le long de la route de l'Izouards, entre le hameau des Faures et les Rivets | 936,5 - 2001,6 | 1440 | Dépôt hétérométrique de couleur beige comportant des blocs émoussés de toute nature (granite, gneiss, grès houiller, conglomérat permo-triasique, calcaire triasique, quartzite) | Dépôt glaciaire |
| 5 | 13,Juin,89 | Le long de la route menant au Bessey, avant le lieu-dit les Aumièyes | 933,8 - 2003,7 | 1540 | Dépôt hétérométrique de couleur gris foncé avec quelques passées beiges. Comporte essentiellement des grès houillers avec cependant quelques blocs émoussés de granite | Dépôt glaciaire |
| 6 | 14,Juin,89 | Sur le replat situé au NW du lieu-dit la Cime du Puy de la Salle | 934 - 2004,9 | 2060 | Dépôt hétérométrique de couleur beige contenant essentiellement des blocs de calcaire triasique, et secondairement des débris de grès houiller et de quartzite | Dépôt glaciaire |
| 7 | 27,Mai,89 | Le long de la route menant au Puy Chirouzan, sur la rive droite de la Chirouze | 934,8 - 2003,6 | 1700 | Dépôt hétérométrique de couleur grise, voire bleutée en certains endroits. comporte de nombreux débris schisteux (houiller) et de rares blocs de grès houillers | Coulée ancienne |
| 8 | 29,Mai,89 | En arrière de la route du Granon, au lieu-dit le Puy du Rey | 936 - 2003,1 | 1740 | Dépôt hétérométrique où alternent des niveaux grisâtres riches en débris de grès et schistes houillers, et des passées noires dépourvues de blocs (lits argileux) | Coulée active reprennant un mouvement ancien |
| 9 | 4,Juin,89 | Au-dessous du Col de Barteaux, au lieu-dit Côte de la Fleur | 937,5 - 2004,5 | 2280 | Dépôt hétérométrique de couleur jaunâtre dans la partie sup. et passant au gris vers le bas. Comporte essentiellement des blocs émoussés de conglomérats et de grès houiller | Coulée active rémaniant des dépôts morainiques |
| 10 | 9,Juin,89 | Le long de la route du Granon, au niveau des ruines | 935,8 - 2005,2 | 2270 | Dépôt hétérométrique de couleur grise, avec des passées beiges et rouilles (eaux ferrugineuses). Comporte exclusivement des blocs du Houiller (grès et conglomérat) | Complexe de coulées anciennes du Granon |

Annexe 2. 1 (suite)

| N° Ech. | date du prélèvement | Lieu de prélèvement | Coordonnées Lambert (x - y) | Alt. (m) | Aspect général de l'affleurement | Nature de la formation |
|---------|---------------------|--|-----------------------------|----------|---|--|
| 11 | 22, Juin, 89 | A l'extrémité de la route de la cabane forestière d'Izouard, (déviation du Pt. Verdarel) | 937,4 - 2003,1 | 1900 | Dépôt hétérométrique essentiellement gris clair, avec cependant quelques passées noires et rouilles. Comporte des blocs de nature variée (grès, calcaires et quartzites) | Coulée active de la déviation du Petit Verdarel |
| 12 | 30, Mai, 89 | Rive gauche du Gd. Verdarel | 937,3 - 2003,5 | 1945 | Dépôt hétérométrique de couleur beige comprenant des blocs anguleux et émoussés de grès houiller, de calcaire triasique et de quartzite | Coulée active sur la rive gauche du Grand Verdarel |
| 13 | 27, Mai, 89 | Le long de la route du Puy Chirouzan, sur la rive gauche du torrent de La Salle | 934,4 - 2003,4 | 1504 | Dépôt hétérométrique de couleur grise, comprenant des blocs semi-anguleux de grès houiller, incorporés dans une matrice principalement silto-sableuse | Coulée récente remaniant un mouvement ancien |
| 14 | 2, Juin, 89 | Entre le lieu-dit Ventecul et celui de Serina (rive droite du Gr. Verdarel) | 936,7 - 2003 | 1700 | Matériau essentiellement silto-sableux, de couleur principalement grisâtre. Cependant on peut noter quelques intercalations de passées rouilles et blanchâtres | Remaniement superficiel d'un dépôt morainique |
| 15 | 12, Juillet, 90 | Sous le télésiège du Pré du Bois (rive droite du torrent de Glaize) | 932 - 2000 | 2010 | Dépôt hétérométrique de couleur grisâtre, avec des passées noires. Comporte surtout des blocs de schistes houillers, incorporés dans une abondante matrice argilo-sableuse | Coulée active remaniant un mouvement ancien |
| 16 | 16, Juin, 90 | Au lieu-dit Serre du Banc, sur la rive gauche du torrent du Gros Rif | 932,1 - 2005,5 | 1855 | Dépôt hétérométrique comportant de gros blocs de grès houiller (jusqu'à 1 mètre cube), incorporés dans une matrice noirâtre d'apparence argilo-sableuse | Bourrelet frontal d'une coulée ancienne |
| 17 | 13, Juillet, 90 | Le long de la route de Fréjus, sous le télésiège du même nom | 931,4 - 2000,7 | 1995 | Dépôt hétérométrique de couleur beige, avec des nuances rougeâtres. Comporte de nombreux éléments grossiers de diverses natures (calcaires, quartzites, schistes cristallins) | Coulée ancienne |
| 18 | 14, Juillet, 90 | Le long de la route de Fréjus, après l'école d'escalade du lieu-dit les Albeyres | 932 - 2002,1 | 1540 | Dépôt hétérométrique de couleur beige comportant des blocs de toute nature et de toute taille. Ils sont incorporés dans une abondante matrice essentiellement sableuse | Dépôt morainique |
| 19 | 28, Juillet, 90 | Le long de la route menant à l'arrivée du télécabine du Grand-Alpe | 934,5 - 1999,5 | 1890 | Dépôt hétérométrique de couleur beige comprenant de nombreux blocs calcaires de toute taille emballés dans une matrice argilo-silteuse | Coulée ancienne |
| 20 | 2, Juin, 91 | Haut vallon du Grand Tabuc lieu-dit Champ Vieux | 925,8 - 2002,8 | 2090 | Dépôt hétérométrique composé d'une matrice très sableuse de couleur jaunâtre, englobant de nombreux galets cristallins | Fluvio-glaciaire |

Annexe 2. 1 (suite et fin)

| N° Ech. | date du prélèvement | Lieu de prélèvement | Coordonnées Lambert (x - y) | Alt. (m) | Aspect général de l'affleurement | Nature de la formation |
|---------|---------------------|--|-----------------------------|----------|---|---|
| 21 | 10, Juin, 91 | Haut bassin du torrent de Saint-Joseph, au Nord du Puy Chevalier | 928,8 - 2007,7 | 2060 | Matériau très humide au moment du prélèvement. De ce fait, le dépôt était de couleur sombre avec quelques passées beiges. Nombreux blocs supérieurs à 20 cm (grès houiller) | Coulée active rémaniant un mouvement ancien |
| 22 | 22, Juin, 91 | Prélèvement effectué juste au Nord du Lac du Glacier d'Arsine | 921,1 - 2005,7 | 2440 | Dépôt hétérométrique de couleur beige, comprenant une matrice très sableuse qui englobe de nombreux blocs de gneiss de taille souvent importante | Dépôt morainique |
| 23 | 22, Juin, 91 | Haut vallon du Pt. Verdarel, Le long du GR. 54, à 500 m du chalet d'Arsine | 921,2 - 2006,4 | 2275 | Dépôt silto-argileux de couleur ocre, comportant quelques blocs de gneiss | Remaniement superficiel d'un dépôt morainique |
| 24 | 13, Juillet, 91 | Cône de déjection du Merdarel. Rive gauche, en amont du pont de la RN. 91 | 930,4 - 2005 | 1440 | Dépôt hétérométrique de couleur gris anthracite (teneur en eau élevée lors du prélèvement) comportant de nombreux blocs volumineux (essentiellement quartzitiques) | Lave torrentielle du 12 juillet 1991 |
| 25 | 15, Juillet, 91 | Voie carrossable partant de Puy-St-Pierre, avant d'arriver au Ravin du Tournon | 938,4 - 1998,4 | 1580 | Dépôt hétérométrique de couleur sombre avec quelques passées beiges. Comporte de nombreux blocs gresseux (Houiller) de toutes les tailles | Coulée ancienne |
| 26 | 17, Juillet, 91 | Voie carrossable partant de Puy-St-Pierre, avant d'arriver au Ravin du Tournon | 938,3 - 1198,4 | 1590 | Dépôt hétérométrique dont la matrice de couleur beige, englobe des blocs de nature diverse (cristallin, Houiller, calcaires, quartzite, etc.) | Dépôt morainique |
| 27 | 25, Juillet, 91 | Route des Eruits, au lieu-dit le Rocher Noir | 936,2 - 1999,8 | 1640 | Dépôt hétérométrique de couleur sombre avec quelques passées beiges. Comporte de nombreux blocs gresseux (Houiller) de toutes les tailles | Coulée ancienne |
| 28 | 1, Août, 91 | Dans le torrent des Vallois (rive gauche) | 923,4 - 2013,4 | 2150 | Dépôt hétérométrique de couleur grise, comprenant de nombreux blocs volumineux (calcaires triasiques) enrobés dans une faible quantité de matrice | Lave torrentielle |
| 29 | 3, Août, 91 | Vallon du torrent du Plan Chevalier | 926 - 2012,2 | 1995 | Dépôt hétérométrique de couleur ocre comportant de nombreux débris calcaires, quartzitiques et de flysch, souvent inférieurs à 0,5 mètre cube | Coulée ancienne |
| 30 | 29, Août, 91 | Le long de la RN. 91, entre le tunnel du Rif Blanc et les Sestrières | 922,2 - 2013,4 | 1950 | Dépôt ayant un aspect très schisteux, de couleur grisâtre avec quelques passées beiges | Coulée ancienne |

ANNEXE 2. 2 - Caractéristiques physiques des échantillons

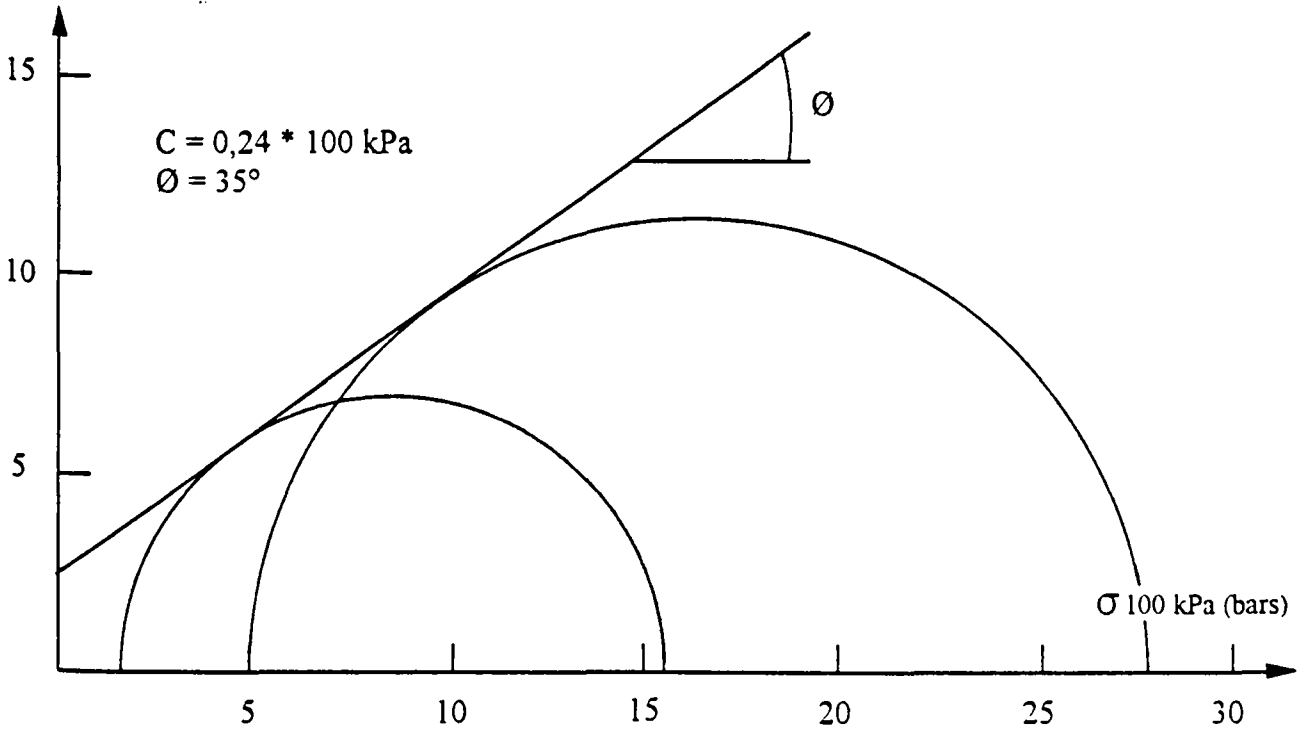
| N° de prélèvement | Argile | Limon fin | Limon grossier | Sable | Wl* | Wp** | Ip** | Ws' |
|-------------------|--------|-----------|----------------|-------|------|------|------|------|
| 1 | 35,00 | 20,00 | 1,15 | 43,85 | 41,2 | 18,3 | 22,9 | 10,7 |
| 2 | 15,00 | 5,00 | 25,45 | 54,55 | 31,1 | 13,1 | 18,0 | 8,4 |
| 3 | 20,00 | 25,00 | 5,00 | 50,00 | 30,3 | 11,5 | 18,8 | 8,8 |
| 4 | 10,00 | 20,00 | 13,95 | 56,05 | 27,5 | 14,6 | 12,9 | 6,0 |
| 5 | 20,00 | 25,00 | 10,25 | 44,75 | 37,4 | 16,5 | 21,0 | 9,8 |
| 6 | 15,00 | 15,00 | 13,15 | 56,85 | 30,7 | 14,6 | 16,1 | 7,5 |
| 7 | 5,00 | 20,00 | 10,95 | 64,05 | 27,0 | 17,5 | 9,5 | 4,5 |
| 8 | 15,00 | 25,00 | 8,00 | 52,00 | 32,5 | 15,3 | 17,2 | 8,1 |
| 9 | 20,00 | 25,00 | 18,40 | 36,60 | 38,6 | 18,0 | 20,6 | 9,7 |
| 10 | 10,00 | 35,00 | 2,85 | 52,15 | 27,7 | 15,2 | 11,5 | 5,4 |
| 11 | 20,00 | 20,00 | 8,55 | 51,45 | 31,7 | 12,8 | 18,7 | 8,8 |
| 12 | 15,00 | 10,00 | 5,15 | 69,85 | 33,1 | 17,5 | 15,6 | 7,3 |
| 13 | 5,00 | 20,00 | 12,90 | 62,10 | 27,5 | 17,9 | 9,6 | 4,5 |
| 14 | 5,00 | 20,00 | 15,15 | 59,85 | 29,5 | 19,3 | 10,2 | 4,8 |
| 15 | 25,00 | 15,00 | 2,65 | 57,35 | 31,4 | 12,2 | 19,2 | 9,0 |
| 16 | 20,00 | 10,00 | 3,20 | 66,80 | 28,5 | 12,6 | 15,9 | 7,5 |
| 17 | 10,00 | 25,00 | 2,80 | 62,20 | 26,8 | 14,7 | 12,1 | 5,7 |
| 18 | 15,00 | 15,00 | 1,90 | 68,10 | 30,1 | 14,2 | 15,9 | 7,4 |
| 19 | 25,00 | 20,00 | 4,55 | 50,45 | 33,2 | 11,5 | 21,7 | 10,2 |
| 20 | 0,00 | 10,00 | 4,10 | 85,90 | ? | ? | ? | ? |
| 21 | 25,00 | 30,00 | 10,25 | 34,75 | 39,1 | 17,0 | 22,1 | 10,4 |
| 22 | 5,00 | 10,00 | 15,60 | 69,40 | 25,4 | 16,2 | 9,2 | 4,4 |
| 23 | 15,00 | 40,00 | 14,15 | 30,85 | 33,4 | 16,3 | 17,1 | 8,0 |
| 24 | 10,00 | 20,00 | 12,35 | 57,65 | 28,1 | 14,9 | 13,2 | 6,2 |
| 25 | 15,00 | 25,00 | 18,60 | 41,40 | 33,6 | 15,9 | 17,7 | 8,3 |
| 26 | 15,00 | 30,00 | 10,55 | 44,45 | 32,6 | 18,7 | 16,9 | 7,9 |
| 27 | 20,00 | 20,00 | 19,35 | 40,65 | 37,7 | 17,9 | 19,8 | 9,3 |
| 28 | 15,00 | 25,00 | 20,85 | 39,15 | 32,6 | 15,7 | 16,9 | 7,9 |
| 29 | 10,00 | 25,00 | 24,95 | 40,05 | 28,3 | 15,1 | 13,2 | 6,2 |
| 30 | 15,00 | 30,00 | 25,20 | 29,80 | 31,3 | 14,6 | 16,7 | 7,8 |

* Ws - Limite de liquidité ; **Wp - Limite de plasticité ; °Ws - Limite de retrait ; °°Ip - Indice de plasticité

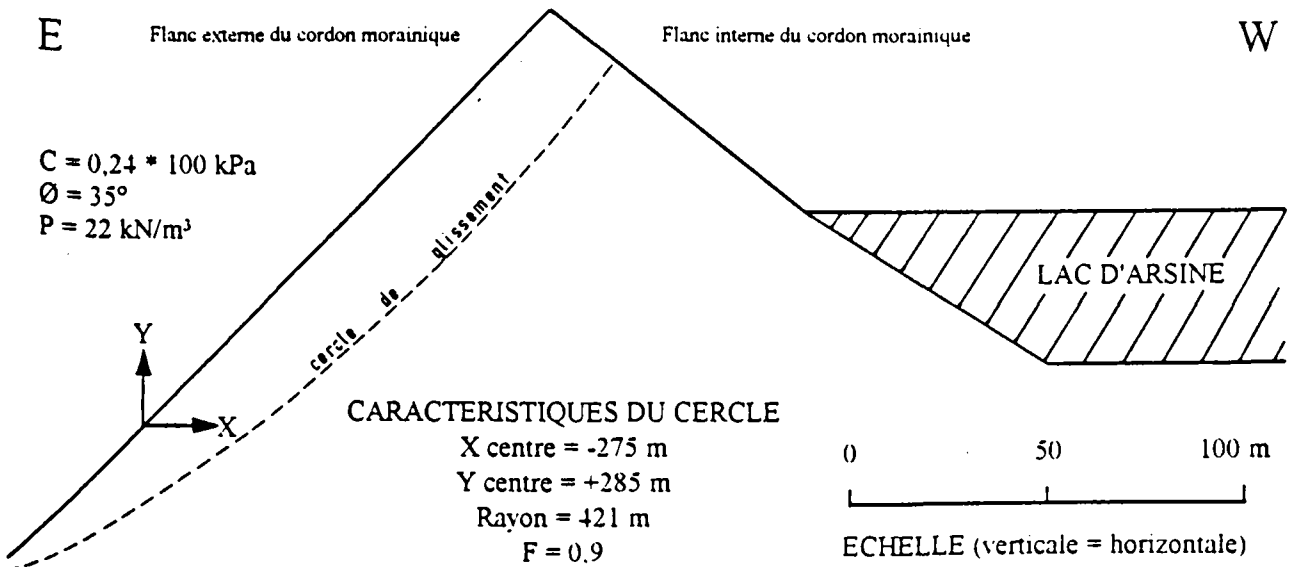
ANNEXE 2.3 - DETERMINATION DE LA STABILITE DE LA MORAINES LATÉRALE LIMITANT, A L'EST, LE GLACIER D'ARSINE

T 100 kPa (bars)

ESSAIS TRIAXIAUX NON DRAINES



CALCUL DE STABILITE



| | |
|--|---------------------------------|
| T - Composante tangentielle de la contrainte (en centaine de kilopascal) | C - Cohésion |
| σ - Composante normale de la contrainte (en centaine de kilopascal) | φ - Angle de frottement interne |
| P - Poids volumique apparent (en kilonewton par mètre cube) | F - Coefficient de sécurité |

D'après ANTOINE ET MONNET (1986)

ANNEXE 3

**Diagnostic des ouvrages franchissant la Guisane
face aux crues décennales et centennales**

**Profil en long de la Guisane et estimation du
volume d'alluvions charriées**

**Caractéristiques principales de sous bassins de
la vallée de la Guisane**

ANNEXE 3. 1 - Diagnostic des ouvrages franchissant la Guisane en crue décennale

| Nom des Ouvrages* | Côte fond de rivière | Côte sous ouvrage | Niveau crue décennale | Hauteur d'eau en C.D.** sous pont | Tirant d'air en C.D.** | Débordement en C.D.** |
|-------------------|----------------------|-------------------|-----------------------|-----------------------------------|------------------------|-----------------------|
| A | 1539,33 | 1543,61 | 1541,70 | 2,37 | 1,91 | |
| B | 1514,22 | 1516,69 | 1516,99 | 2,77 | | 0,30 m |
| C | 1509,32 | 1511,57 | 1511,77 | 2,45 | | 0,20 m |
| D | 1498,07 | 1500,17 | 1500,44 | 2,37 | | 0,27 m |
| E | 1479,61 | 1482,32 | 1482,43 | 2,82 | | 0,11 m |
| F | 1466,39 | 1469,92 | 1469,00 | 2,61 | 0,92 | |
| G | 1463,57 | 1467,00 | 1465,64 | 2,07 | 1,36 | |
| H | 1460,87 | 1463,89 | 1463,54 | 2,67 | 0,35 | |
| I | 1453,68 | 1456,95 | 1454,99 | 1,31 | 1,96 | |
| J | 1421,51 | 1424,52 | 1423,91 | 2,40 | 0,61 | |
| K | 1412,83 | 1415,92 | 1415,75 | 2,92 | 0,17 | |
| L | 1398,77 | 1405,11 | 1400,64 | 1,87 | 4,47 | |
| M | 1385,04 | 1387,81 | 1387,41 | 2,37 | 0,40 | |
| N | 1380,99 | 1383,90 | 1383,01 | 2,02 | 0,89 | |
| O | 1377,69 | 1381,43 | 1379,64 | 1,95 | 1,79 | |
| Q | 1376,13 | 1378,52 | 1378,75 | 2,62 | | 0,23 m |
| R | 1374,03 | 1376,53 | 1376,67 | 2,64 | | 0,14 m |
| T | 1371,24 | 1376,70 | 1372,94 | 1,70 | 3,76 | |
| U | 1363,31 | 1366,38 | 1366,11 | 2,80 | 0,27 | |
| V | 1351,33 | 1354,11 | 1353,81 | 2,48 | 0,30 | |
| W | 1349,21 | 1351,98 | 1351,59 | 2,38 | 0,39 | |
| X | 1347,35 | 1350,77 | 1350,32 | 2,97 | 0,45 | |
| Y | 1340,74 | 1344,99 | 1343,53 | 2,79 | 1,46 | |
| Z | 1312,48 | 1315,57 | 1315,07 | 2,59 | 0,50 | |

Source : B.C.E.O.M. (1990)

* Voir annexe 3.3 pour la localisation des ouvrages ; ** Crue décennale

ANNEXE 3. 2 - Diagnostic des ouvrages franchissant la Guisane en crue centennale

| Nom des Ouvrages* | Côte fond de rivière | Côte sous ouvrage | Niveau crue centennale | Hauteur d'eau en C.C.** sous pont | Tirant d'air en C.C.** | Débordement en C.C.** |
|-------------------|----------------------|-------------------|------------------------|-----------------------------------|------------------------|-----------------------|
| A | 1539,33 | 1543,61 | 1542,33 | 3,00 | 1,28 | |
| B | 1514,22 | 1516,69 | 1517,47 | 3,25 | | 0,78 m |
| C | 1509,32 | 1511,57 | 1512,34 | 3,02 | | 0,77 m |
| D | 1498,07 | 1500,17 | 1500,63 | 2,56 | | 0,46 m |
| E | 1479,61 | 1482,32 | 1482,98 | 3,37 | | 0,66 m |
| F | 1466,39 | 1469,92 | 1469,54 | 3,15 | 0,38 | |
| G | 1463,57 | 1467,00 | 1466,22 | 2,65 | 0,78 | |
| H | 1460,87 | 1463,89 | 1464,27 | 3,40 | | 0,38 m |
| I | 1453,68 | 1456,95 | 1455,33 | 1,65 | 1,62 | |
| J | 1421,51 | 1424,52 | 1424,63 | 3,12 | | 0,11 m |
| K | 1412,83 | 1415,92 | 1416,63 | 3,80 | | 0,71 m |
| L | 1398,77 | 1405,11 | 1401,17 | 2,40 | 3,94 | |
| M | 1385,04 | 1387,81 | 1388,04 | 3,00 | | 0,23 m |
| N | 1380,99 | 1383,90 | 1383,54 | 2,55 | 0,36 | |
| O | 1377,69 | 1381,43 | 1380,15 | 2,46 | 1,28 | |
| Q | 1376,13 | 1378,52 | 1379,25 | 3,12 | | 0,73 m |
| R | 1374,03 | 1376,53 | 1377,40 | 3,37 | | 0,87 m |
| T | 1371,24 | 1376,70 | 1373,41 | 2,17 | 3,29 | |
| U | 1363,31 | 1366,38 | 1366,93 | 3,62 | | 0,55 m |
| V | 1351,33 | 1354,11 | 1354,20 | 2,87 | | 0,09 m |
| W | 1349,21 | 1351,98 | 1352,52 | 3,31 | | 0,54 m |
| X | 1347,35 | 1350,77 | 1351,22 | 3,87 | | 0,45 m |
| Y | 1340,74 | 1344,99 | 1344,36 | 3,62 | 0,63 | |
| Z | 1312,48 | 1315,57 | 1315,85 | 3,37 | | 0,28 m |

Source : B.C.E.O.M. (1990)

* Voir annexe 3.3 pour la localisation des ouvrages ; ** Crue centennale

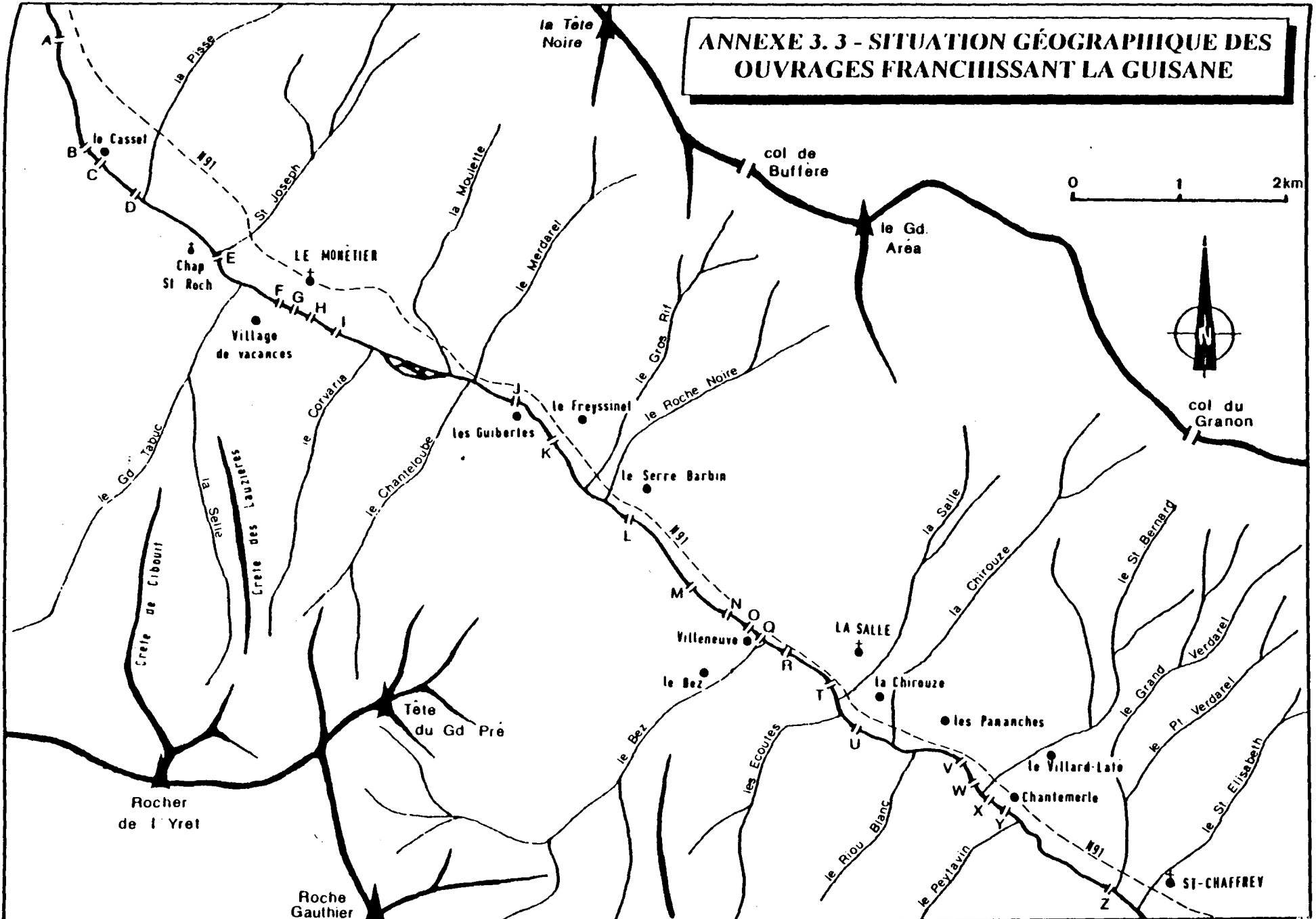
Annexe 3. 2 (suite et fin)

| Nom des Ouvrages* | Niveau C.C** + 20% | Hauteur d'eau en C.C** - 20% sous pont | Tirant d'air en C.C** - 20% | Débordement en C.C** - 20% | Niveau C.C** + 20% | Hauteur d'eau en C.C** + 20% sous pont | Tirant d'air en C.C** + 20% | Débordement en C.C** + 20% |
|-------------------|--------------------|--|-----------------------------|----------------------------|--------------------|--|-----------------------------|----------------------------|
| A | 1541,98 | 2,65 | 1,63 | | 1542,63 | 3,30 | 0,98 | |
| B | 1517,22 | 2,87 | | 0,53 m | 1517,69 | 3,47 | | 1,00 m |
| C | 1512,04 | 2,67 | | 0,47 m | 1512,57 | 3,25 | | 1,00 m |
| D | 1500,53 | 2,26 | | 0,36 m | 1500,73 | 2,66 | | 0,56 m |
| E | 1482,71 | 2,98 | | 0,39 m | 1483,21 | 3,60 | | 0,89 m |
| F | 1469,24 | 2,78 | 0,68 | | 1469,84 | 3,45 | 0,08 | |
| G | 1465,92 | 2,34 | 1,08 | | 1466,54 | 2,97 | 0,46 | |
| H | 1463,87 | 3,00 | 0,02 | 0,23 m | 1464,62 | 3,75 | | 0,73 m |
| I | 1455,15 | 1,46 | 1,80 | | 1455,52 | 1,84 | 1,43 | |
| J | 1424,26 | 2,76 | 0,26 | | 1425,01 | 3,50 | | 0,49 m |
| K | 1416,18 | 3,36 | | 0,26 m | 1416,98 | 4,15 | | 1,06 m |
| L | 1400,87 | 2,12 | 4,24 | | 1401,42 | 2,65 | 3,69 | |
| M | 1387,74 | 2,65 | 0,07 | | 1388,18 | 3,14 | | 0,37 m |
| N | 1383,26 | 2,25 | 0,64 | | 1383,81 | 2,82 | 0,09 | |
| O | 1379,87 | 2,17 | 1,56 | | 1380,40 | 2,71 | 1,03 | |
| Q | 1379,02 | 2,76 | | 0,5 m | 1379,45 | 3,32 | | 0,93 m |
| R | 1377,07 | 2,98 | | 0,54 m | 1377,67 | 3,64 | | 1,14 m |
| T | 1373,18 | 1,92 | 3,52 | | 1373,64 | 2,40 | 3,06 | |
| U | 1366,56 | 3,20 | | 0,18 m | 1367,21 | 3,90 | | 0,83 m |
| V | 1354,02 | 2,54 | 0,09 | | 1354,35 | 3,02 | | 0,24 m |
| W | 1352,02 | 2,92 | | 0,04 m | 1353,12 | 3,91 | | 1,14 m |
| X | 1350,74 | 3,42 | 0,03 | | 1351,62 | 4,27 | | 0,85 m |
| Y | 1343,95 | 3,20 | 1,04 | | 1344,78 | 4,04 | 0,21 | |
| Z | 1315,45 | 2,98 | 0,12 | | 1316,20 | 3,72 | | 0,63 m |

Source : B.C.E.O.M. (1990)

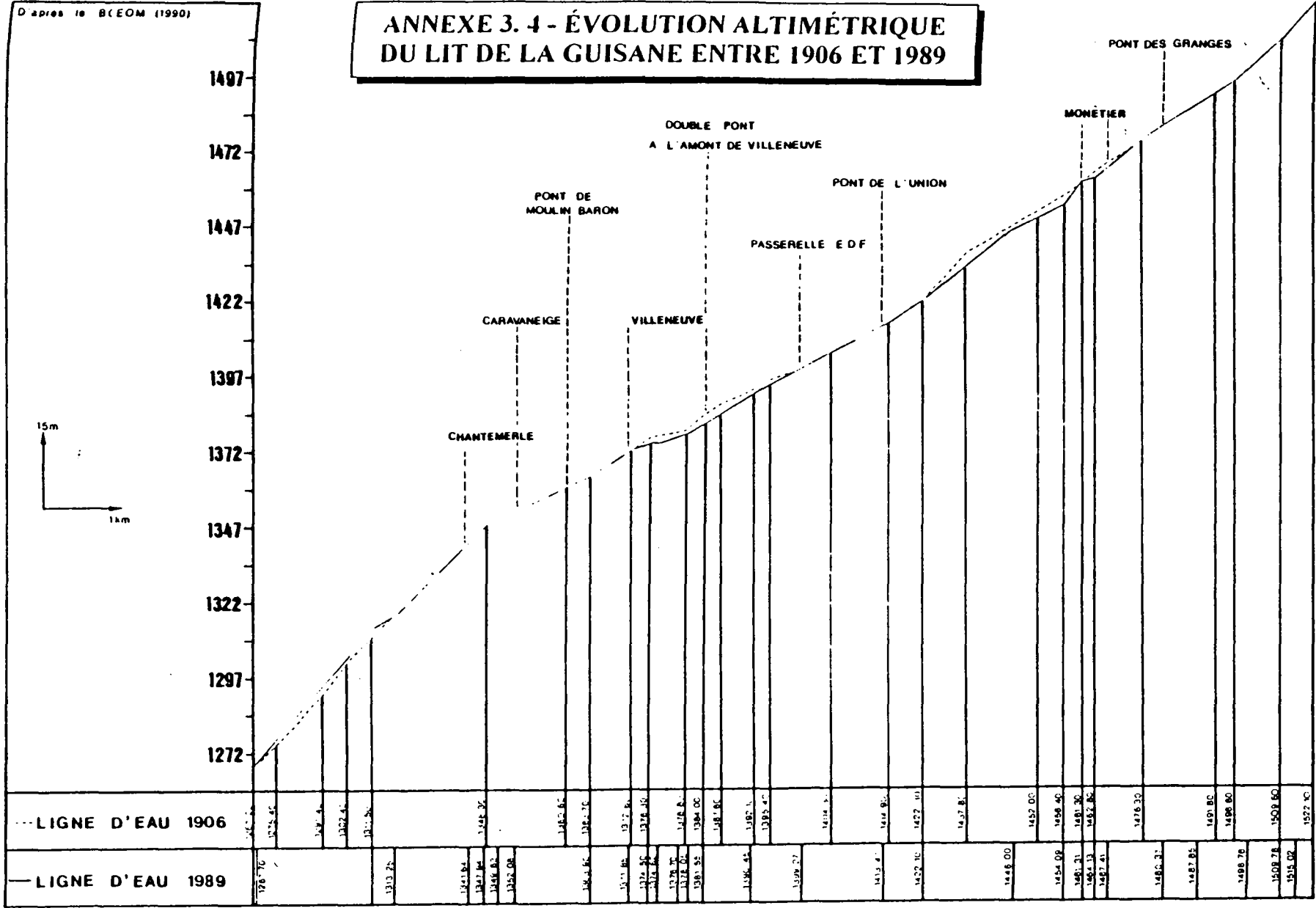
* Voir annexe 3.3 pour la localisation des ouvrages ; ** Crue centennale

ANNEXE 3.3 - SITUATION GÉOGRAPHIQUE DES OUVRAGES FRANCISSANT LA GUISANE

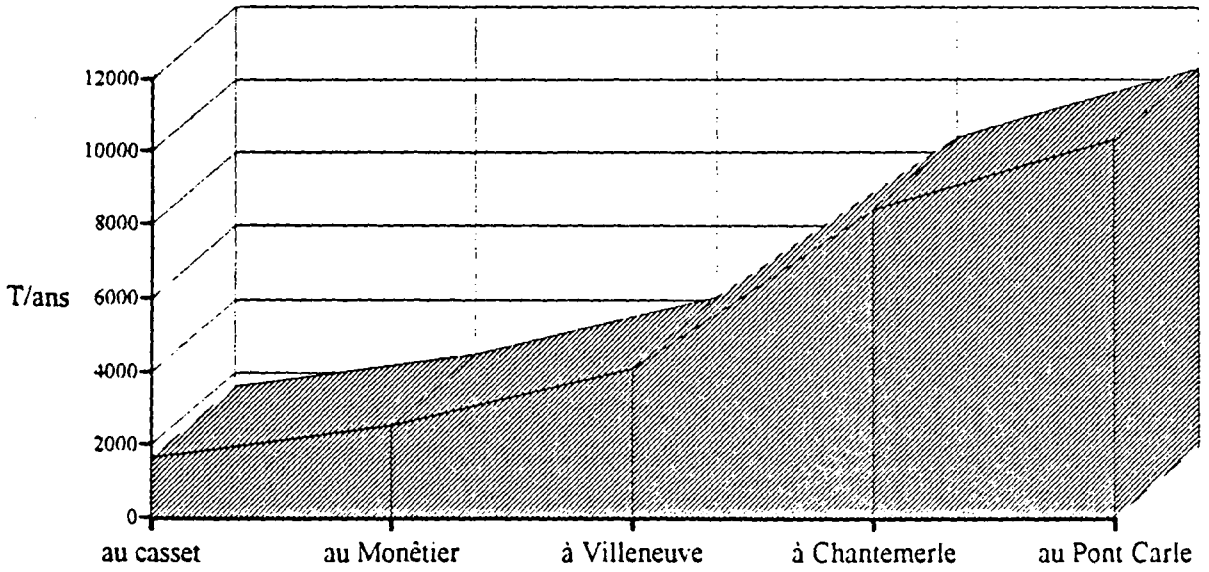


D'après le B(CEM (1990)

ANNEXE 3. 4 - ÉVOLUTION ALTIMÉTRIQUE DU LIT DE LA GUISANE ENTRE 1906 ET 1989

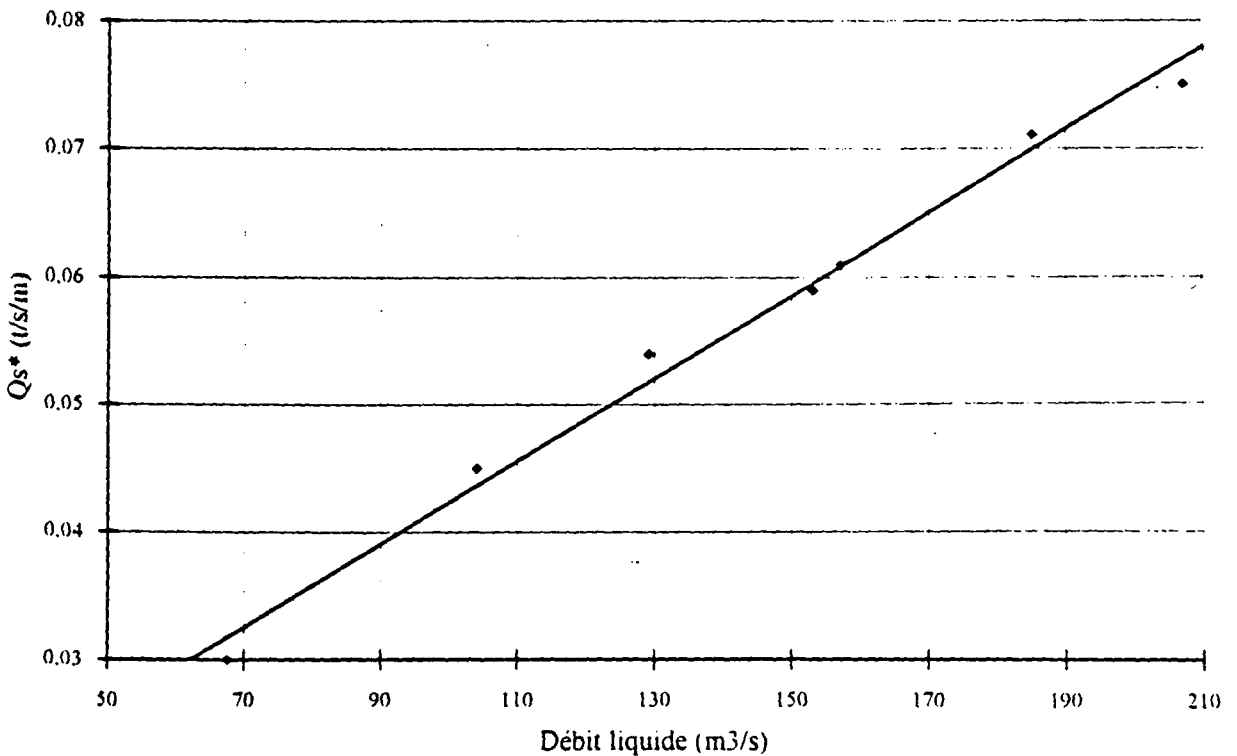


ANNEXE 3. 5 - ESTIMATION QUANTITATIVE DU TRANSPORT SOLIDE MOYEN ANNUEL DE LA GUISE



Source B.C.E.O.M. (1990)

ANNEXE 3. 6 - DROITE D'AJUSTEMENT DÉBIT SOLIDE/DÉBIT LIQUIDE ÉTABLIE EN AVAL DU PONT CARLE (ouvrage Z)



^a Débit solide en tonne par seconde et par unité de largeur du cours d'eau

ANNEXE 3.7 - CARACTÉRISTIQUES DES SOUS-BASSINS VERSANTS DE LA VALLÉE DE LA GUISANE

| Nom des torrents | Territoire communal | Surface des B.V. (en hectares) | Couvert forestier (en % du B.V.) | Pente moyenne (en %) | Altitude maxi. du B.V. (en m) |
|-------------------------|----------------------------|---------------------------------------|---|-----------------------------|--------------------------------------|
| Adoux | St-Chaffrey | 185 | 75 | 40 | 2570 |
| Chanteloube | le Monétier | 230 | 48 | 33 | 2700 |
| Chardoussier | le Monétier | 320 | 3,5 | 32 | 2810 |
| Corvaria | le Monétier | 270 | 40 | 20 | 2830 |
| Etret | le Monétier | 45 | 13,5 | 45 | 2350 |
| Galibier | le Monétier | 250 | 0 | 23 | 2825 |
| Gd-Tabuc | le Monétier | 1700 | 18 | 20 | 3665 |
| Gros Rif | le Monétier | 220 | 0 | 23 | 2835 |
| Haut Etret | le Monétier | 70 | 11,5 | 43 | 2800 |
| La Chrouze | la Salle | 200 | 7 | 25 | 2560 |
| La Liche | le Monétier | 90 | 0 | 55 | 3150 |
| La Moulette | le Monétier | 500 | 3 | 30 | 2900 |
| La Pisse | le Monétier | 70 | 18 | 40 | 2250 |
| La Salle | la Salle | 600 | 3,5 | 23 | 2870 |
| Le Bez | la Salle | 960 | 13,5 | 20 | 2700 |
| Merdarel | le Monétier | 200 | 0 | 40 | 2920 |
| Pervou | le Monétier | 240 | 3,5 | 32 | 2785 |
| Peytavin | St-Chaffrey | 400 | 37,5 | 22 | 2550 |
| Pt-Tabuc | le Monétier | 2150 | 12,5 | 14 | 3665 |
| Réguinier | St-Chaffrey | 330 | 45 | 35 | 2645 |
| Rif | le Monétier | 1225 | 1 | 16 | 3075 |
| Rif Blanc | le Monétier | 310 | 1 | 48 | 2970 |
| Rif Lanterne | le Monétier | 45 | 0 | 50 | 2550 |
| Roche Noire | le Monétier | 180 | 0 | 33 | 2870 |
| Roche Noire (Lautaret) | le Monétier | 610 | 0 | 20 | 3015 |
| St-Bernard | St-Chaffrey | 200 | 75 | 25 | 2515 |
| St-Joseph | le Monétier | 350 | 26 | 36 | 2810 |
| Ste-Elisabeth | St-Chaffrey | 230 | 44 | 32 | 2605 |
| Vallois | le Monétier | 140 | 10 | 42 | 2950 |
| Verdarel * | St-Chaffrey | 370 | 38 | 21 | 2550 |

* comprend le Malatra, le Petit et le Grand Verdarel

BIBLIOGRAPHIE

A.D.R.G.T. (1986) - *Etude concernant les désordres affectant les barrages de correction du torrent de La Salle*. Rapport inédit de l'Association pour le Développement des Recherches sur les Glissements de Terrains, Grenoble. 8 p, 5 profils sismiques, 19 sondages électriques.

AIMES P. (1959) - Guide bibliographique des Hautes-Alpes. *Archives départementales des Hautes-Alpes*, n°2, Gap.

ALLERA JL., BON-MARDION G., EYBERT-BERARD A., GUELFF C., MURA R., PERROUD P. et REY L. (1976) - La dynamique des avalanches d'après les résultats des expériences de déclenchement artificiel au Lautaret. *La Houille Blanche*, vol. 31, n° 6-7, pp 489-501.

ALLIX A. (1922) - Les glaciers des Alpes françaises. *Rev. Géogr. Alpine*, t. X, pp 325-333.

ALLIX A. (1926) - Les glaciers du Dauphiné. *Rev. Géogr. Alpine*, n° 10, pp 2-3.

ALLIX A. (1927) - Observations glaciologiques faites en Dauphiné. Direction Générale des Eaux et Forêts. *Etudes glaciologiques*, t. VI. Paris, Impr. Nationale, 138 p.

ALLIX A. (1929) - *Un pays de haute montagne, l'Oisans. Etude géographique*. Armand Colin éd., Paris, 1 vol, 915 p, 58 fig, 12 tabl.

ALLIX A. (1952) - Au sujet de la tectonique des massifs cristallins des Alpes. *C.R. Somm. Soc. Géol. France*, p. 229.

ANDRE MF. et PEULVAST JP. (1989) - Le domaine glaciaire. In "*La recherche française récente en géomorphologie*" présentée par le Group. Fr. Géomorph. lors de la Seconde Conférence Internationale de Géomorphologie, Frankfurt. Publication du Centre de Géomorphologie du C.N.R.S. de Caen, pp 79-87.

ANDRIES D. (1980) - *Les éboulis ordonnés du haut-pays niçois*. Thèse de 3^{ème} cycle, Université de Nice, 150 p.

ANTOINE P. (1977) - Réflexion sur la cartographie Z.E.R.M.O.S. et bilan des expériences en cours. *Bull. B.R.G.M.*, Sect. 3, n° 1-2, pp 9-20.

ANTOINE P., BARBIER R., BARFETY JC., GOGUEL J., HUMBERT M., MONITION L., MOUGIN JP. et PACHOUD A. (1973) - Cartographie systématique des mouvements de terrains sur la feuille de la Grave à 1/50.000. *Symposium National "Sol et sous-sol et sécurité des constructions"*, Cannes, t. 1, pp 11-24.

ANTOINE P., BIAREZ J., DESVAREUX P. et MOUGIN JP. (1971) - Les problèmes posés par la stabilité des pentes dans les régions de montagne. *Géol. Alpine*, t. 47, pp 5-24.

- ANTOINE P. et CRECY de L. (1986) - Compte-rendu de visite au lac du glacier d'Arsine. *Délégation aux risques majeurs, Comité d'évaluation des risques de mouvement de terrain*. Rapport inédit, 11 p.
- ANTOINE P. et LETOURNEUR J. (1973) - Aperçu et réflexions sur les cartes géotechniques. *Rev. Géogr. Alpine*, t. LXI, n° 2, pp 231-246.
- ANTOINE P., LETOURNEUR J. et LEGUERNIC J. (1981) - De la géologie du Quaternaire à la géotechnique. *Bull. Assoc. Fr. Etude. Quaternaire*, fasc. 1, pp 27-32.
- ANTOINE P. et MARIE R. (1985) - Géologie et aménagement de la montagne. *Bull. Soc. Géol. France*, t. 1, n° 7, pp 1113-1128.
- ANTOINE P. et MONNET J. (1986) - Détermination de la stabilité de la moraine limitant à l'Est le lac d'Arsine. *Institut de Recherches Interdisciplinaires de Géologie et de Mécanique*, Grenoble I. Rapport inédit, 27 p.
- ANTOINE P. et PACHOUD A. (1976) - Enseignements tirés de deux essais de cartographie systématique de glissements de terrain. *Bull. Liaison. Labo. Ponts et Chaussées*, numéro spécial II "Stabilité des talus n° 1 : versant naturel", pp 31-39.
- ARNAUD H., DARDEAU G., DEBELMAS J., DELPECH PY., DUBOIS P., GIDON M., GRACIANSKY PC., KERCKOVE C., LEMOINE M. et MASCLE G. (1988) - Salt tectonics, tethian rifting and alping folding in the french Alps. *Bull. Soc. Géol. France*, 8^{ème} série, t. IV, n° 5, pp 747-758.
- AVENARD JM. et TRICART J. (1960) - Techniques de travail et idées de recherche. Applications de la mécanique des sols à l'étude des versants. *Rev. Géomorph. dynamique*, t. XI, pp 146-156.
- AVIAS J. (1984) - Sur la méthodologie de prévision et de prévention des risques liés aux mouvements de terrain d'origine principalement hydrique. *Actes du colloque "Mouvements de terrain"*, Caen. Document du B.R.G.M., n° 35, pp 299-308.
- AVOCAT Ch. (1979) - *Montagnes de Lumière. Briançonnais, Embrunais, Queyras, Ubaye*. Thèse Lettres, A.Fayolle et Cie éditeur, 680 p, 64 fig, 107 tabl.
- BADRE J. (1974) - Localisation du risque d'avalanche et aménagement de la montagne. *Neige et avalanches*, Assoc. Nat. Etude. Neige. Avalanches, n° 8, 45 p.
- BALSEINTE R. (1966) - *Climats montagnards et stations climatiques d'altitude en France*. Thèse, Faculté des Lettres et Sciences Humaines de Grenoble, 523 p.
- BARBIER R. (1963a) - La tectonique de la zone ultradauphinoise au NE du Pelvoux. *Géol. Alpine*, n° 39, pp 239-246.
- BARBIER R. (1963b) - La zone subbriançonnaise dans la région du Col du Galibier. *Géol. Alpine*, n° 39, pp 247-257.
- BARBIER R. (1963c) - La tectonique de la zone ultradauphinoise au Nord-Est du Pelvoux. *Géol. Alpine*, n° 39, pp 239-246.

BARBIER R. (1963d) - Réflexions sur la zone dauphinoise orientale et la zone ultradauphinoise. In "*L'évolution paléogéographique et structurale des domaines méditerranéens et alpins d'Europe*". Livre à la mémoire du Professeur P. Fallot publié par la Soc. Géol. France, t. II, pp 321-330.

BARBIER R. et BARFETY JC. (1972) - Les structures Est-Ouest de la zone ultradauphinoise du pays des Arves (Savoie) et leur signification. *Géol. Alpine*, t. 48, fasc. 2, pp 151-158.

BARBIER R., BARFETY JC., BOCQUET A., BORDET P., LE FORT P., MELOUX J., MOUTERDE R., PECHER A. et PETTEVILLE M. (1973) - *Notice explicative de la feuille La Grave à 1/50.000*. Ed. B.R.G.M., Orléans, 44 p.

BARBIER R., BLOCH JP., DEBELMAS J., ELLENBERGER F., FABRE J., FEYS R., GIDON M., GOGUEL J., GUBLER Y., LANTEAUME M., LATREILLE M. et LEMOINE M. (1963) - Problèmes paléogéographiques et structure dans les zones internes des Alpes occidentales entre Savoie et Méditerranée. In "*L'évolution paléogéographique et structurale des domaines méditerranéens et alpins d'Europe*". Livre à la mémoire du Professeur P. Fallot publié par la Soc. Géol. France, t. II, pp 331-378.

BARBIER R. et DEBELMAS J. (1961) - Les domaines de sédimentation de la zone subbriançonnaise. *C.R. Acad. Sciences*, t. 252, pp 916-918.

BARBIER R. et DEBELMAS J. (1962) - Le "Flysch à Helminthoïdes" de la Mandette, près du col du Galibier (Alpes internes du Dauphiné). *C.R. Acad. Sciences*, t. 255, pp 333-334.

BARBIER R. et DEBELMAS J. (1966) - Réflexions et vues nouvelles sur la zone subbriançonnaise au Nord du Pelvoux (Alpes occidentales). *Géol. Alpine*, n°42, pp 135-142.

BARBIER R. et VERNET J. (1956) - La tectonique de la bordure nord du massif du Pelvoux. *C.R. Somm. Soc. Géol. France*, t. VI, fasc. 6, pp 131-132.

BARBIERI A. (1970) - *Etude pétrographique de la partie orientale du massif des Ecrins-Pelvoux : les granits. Aperçu sur la géochronométrie du massif*. Thèse de 3^{ème} cycle, Faculté des Sciences de Grenoble. 127 p.

BARD PY., DURVILLE JL. et MOUROUX P. (1985) - Les risques naturels : cas des séismes. *Bull. Soc. Géol. France*, 8^{ème} série, t. 1, n° 7, pp 1129-1141.

BARFETY JC. (1965) - *Etude géologique des environs de Monétier-les-Bains (zones subbriançonnaise et briançonnaise)*. Thèse de 3^{ème} cycle, Grenoble. 91 p, 23 planches i.t., 6 planches h.t.

BARFETY JC. (1972) - Les variations du Trias médio-supérieur dolomitique et leur répartition dans la zone briançonnaise entre la Vallée Etroite et le Guil (Haute-Alpes). *C.R. Acad. Sciences*, t. 274, série D, p 636.

BARFETY JC. et GIDON M. (1975) - La place des failles longitudinales dans la structure du Briançonnais oriental (Alpes occidentales). *C.R. Acad. Sciences*, t. 281, série D, pp 1677-1680.

BARFETY JC., GIDON M et KERCKHOVE C. (1968) - Sur l'importance des failles longitudinales dans le secteur durancien des Alpes internes françaises. *C.R. Acad. Sciences*, t. 267, série D, pp 394-397.

BARFETY JC., GIDON M et LEMOINE M. (1970) - Observations nouvelles et hypothèses sur le Trias Supérieur de la zone briançonnaise près de Briançon (Hautes-Alpes). *C.R. Acad. Sciences*, t. 270, série D, pp 2900-2902.

BARFETY JC et PECHER A. (1984) - *Notice explicative de la feuille Saint-Cristophe-en-Oisans à 1/50.000*. Ed. B.R.G.M., Orléans, 64 p, 1 pl. h.t.

BARTOLI F., PECHER. A et VIALON P. (1974) - Le chevauchement Meije-Muzelle et la répartition des domaines structuraux alpins du massif de l'Oisans (partie Nord du Haut-Dauphiné cristallin). *Géol. Alpine*, t. 50, pp 17-26.

B.C.E.O.M. (1990) - *Etude d'aménagement de la vallée de la Guisane*. Bureau Central d'Etude pour les Equipements Outre-Mer, rapport inédit réalisé à la demande du S.I.V.O.M. de la Guisane. 96 p, 6 annexes.

BEAULIEU de J.L. (1977) - *Contribution pollenanalytique à l'histoire tardiglaciaire et holocène des Alpes méridionales françaises*. Thèse Sciences, Aix-Marseille III, 358 p., 29 Fig, 39 diagrammes.

BEAULIEU de JL. (1980) - Analyses polliniques dans les Alpes méridionales françaises. *Bull. Assoc. Fr. Etude. Quaternaire*, numéro spécial 1, pp 63-67.

BEAULIEU de JL (1981) - Les dépôts pléistocènes du Serre du Villard (Hautes-Alpes). Analyse pollinique. *Géologie Méditerranéenne*, n° 3, pp 161-166.

BEAULIEU de JL. et JORDA M. (1977) - Tardiglaciaire et Postglaciaire des Alpes de Haute-Provence. Le glaciaire de la Montagne de la Blanche-Trois Evêchés. *Bull. Assoc. Fr. Etude. Quaternaire.*, fasc. 3, pp 3-15.

BEAULIEU de JL et REILLE M. (1983) - Paléoenvironnement tardiglaciaire et holocène des lacs de Pélleautier et Siguret (Hautes-Alpes, France). Histoire de la végétation d'après les analyses polliniques. *Ecologia méditerranéa*, t. IX, fasc. 3/4, pp 19-36.

BEAULIEU de JL. et REILLE M. (1984) - The pollen sequence of les Echets (France) : a new element for the chronology of the upper Pleistocene. *Rev. Géogr. Phys. et du Quaternaire*. Vol.38, fasc. 1, pp 3-9.

BEAUMONT de E. (1828) - Sur un gisement de végétaux fossiles et de graphite situé au col du Chardonnet (département des Hautes-Alpes). *Ann. Sc. Nat.*, 1^{ère} série, t. XV, pp 353-381 et pl. XII.

BECKER J. (1952) - Etude palynologique des tourbes flandriennes des Alpes françaises. *Mém. Serv. Carte. Géol. Alsace-Lorraine*, n° 11, 61 p.

- BELLAIR P. (1939) - Observations sur le massif cristallin du Pelvoux. *Bull. Serv. Carte. Géol. France*, t. 40, n° 189, p. 189.
- BELLAIR P. (1943) - Observations sur le massif cristallin des Ecrins-Pelvoux. *Bull. Serv. Carte. Géol. France*, t. 44, n° 212, p. 199.
- BELLAIR P. (1948) - Pétrographie et tectonique des massifs centraux dauphinois. Tome I : le Haut Massif. *Mém. Serv. Carte. Géol.*, 355 p.
- BELLAIR P. (1954) - A propos de la tectonique des environs du Lautaret. *C.R. Somm. Soc. Géol. France*, t. IV, fasc. 6, p 417.
- BELLAIR P. et GIGOUT M. (1969) - Livret-guide de l'excursion A.8 du Dauphiné. *VIII^{ème} Congrès I.N.Q.U.A : Union internationale pour l'étude du Quaternaire*, 63 p.
- BERNARD-BRUNET J. (1981) - Les traits du pastoralisme en Briançonnais. In *Recherches en Briançonnais*, publié par le C.E.M.A.G.R.E.F., Groupement de Grenoble, avec le concours de la D.G.R.S.T., fasc. 4, pp 3-12.
- BERSIER A. (1948) - Phénomènes de plasticité dans les charbons molassiques. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, vol. 41, heft 1, pp 101-112.
- BESSON L. (1985) - Les risques naturels. *Rev. Géogr. Alpine.*, t. LXXIII, n° 3, pp 321-333.
- BEZINGE A. et VIVIAN R. (1976) - Troncs fossiles morainiques et climat de la période holocène en Europe. *La Houille Blanche*, n°6/7, pp 449-459.
- BIAREZ J., AZIMI Ch. et DESVAREUX P. (1973) - Etude des risques de formation de coulées boueuses. *Symposium National "Sol et sous-sol et sécurité des constructions"*. Cannes, t. 1, pp 37-46.
- BIRMAN L. (1983) - *Le Parc National des Ecrins*. Créer éd., Nonette, 139 pages.
- BIROT P. (1970) - Etude quantitative des processus érosifs agissant sur les versants. *Zeitschr. Geomorphol.*, pp 11-44.
- BIROT P. (1981) - *Les processus d'érosion à la surface des continents*. Masson éd., Paris, 607 p.
- BLACHE J. (1952) - La sculpture glaciaire. *Rev. Géogr. Alpine*, t. 40, fasc. 1, pp 31-123.
- BLACHE J. (1959) - Sur un réseau d'auges glaciaires. *Rev. Géogr. Alpine*, t. 47, fasc. 2, pp 289-293.
- BLACHE J. (1960) - Les résultats de l'érosion glaciaire. *Méditerranée*, n°1, pp 5-33.
- BLAIS J.P. (1978) - *Hydrologie et hydrogéologie du bassin versant de la Clarée (Hautes-Alpes)*. Thèse de 3^{ème} cycle, Grenoble.
- BLAIS J.P. (1979) - Comportements hydrogéologiques des différentes formations géologiques du bassin versant de la vallée de la Clarée (Hautes-Alpes). *Rev. Géogr. Alpine*, t. LXVII, n° 2, pp 161-172.

BLANCHARD R. (1918) - L'état actuel des glaciers dans les Alpes françaises. *Rev. Géogr. Alpine*, t. VI, pp 241-244.

BLANCHARD R. (1920) - Les glaciers des Alpes françaises. *Rev. Géogr. Alpine*, t. VIII, pp 335-340.

BLANCHARD R. (1950) - *Les Alpes occidentales. Tome V : les Grandes Alpes du Sud*. Grenoble, éd Arthaud. 1018 pages, 114 fig, 120 pl, 7 cartes h.t.

BLANCHARD R. (1956) - *Les Alpes occidentales. Tome VII : essai de synthèse*. Grenoble, éd Arthaud. 605 p.

BLANCHET F. (1934) - Etude géologique des montagnes d'Escreins (Hautes-Alpes et Basses-Alpes). *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, vol. 19, 183 p.

BLANCHET F., KILIAN W., MORET L. et ROCH E. (1924) - Contribution à la connaissance du terrain houiller de la zone intra-alpine française. *Bull. Soc. Sc. Dauphiné*, pp 36-74.

BOCQUET F. et CHARRE JP. (1984) - Carte intégrée du danger en montagne. Méthode d'évaluation et introduction des données naturelles et socio-économiques. *Actes du colloque "Mouvements de terrain"*, Caen. Document du B.R.G.M., n° 35, pp 131-140

BODELLE J. et WEBER C. (1981) - La prévention des risques géologiques en France. Questions pour l'avenir. *Bull. Liaison. Labo. Ponts et Chaussées*, numéro spécial X : "Risques géologiques, mouvements de terrain", pp 7-9.

BOMBARD JP. (1968) - *Une approche posée par l'étude des mouvements de terrain. Essai méthodologique*. Thèse de 3^{ème} cycle, Fac. Sciences de l'Université de Grenoble. 271 p, 89 fig, 42 tabl.

BONAPARTE R. (1892) - Mesures des variations de longueur des glaciers du Dauphiné (massif du Pelvoux). *C.R. Acad. Sciences*, t. 114, pp 860-862.

BONNARD Ch. (1984) - Risques d'instabilité - Approche pluridisciplinaire dans la détection des glissements de terrain. *Actes du colloque "Mouvements de terrain"*, Caen. Document du B.R.G.M., n° 35, pp 309-316.

BONIFAY E. (1960) - *Recherches sur les terrains quaternaires du S.E de la France*. Thèse, Faculté des Sciences de l'Université de Paris. 193 p, 48 fig, 9 tabl.

BONTE A. (1970) - Le glissement de terrain, phénomène profond ou superficiel, influence de l'eau. *Ann. Soc. Géol. du Nord*, t. XC, fasc. 4, pp 395-406.

BORDET C. (1959) - Les modes de circulation de l'eau dans les terrains cristallins (d'après des observations de galeries). *Congrès et colloques. Université de Liège*, t. 14, pp 61-81.

BORDET P. (1963) - Déformations anciennes, récentes et actuelles dans les massifs cristallins externes des Alpes françaises. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, n°39, pp 173-199.

- BOREL J.L., JORDA M. et MONJUVENT G. (1988) - Variations climatiques, morphogénèse et évolution de la végétation post-würmienne dans les Alpes françaises. *Les Alpes, 25^{ème} Congrès Géographique International*, Paris. Chapitre II, pp 43-53.
- BORTENSCHLAGER S. (1982) - Chronostratigraphic subdivisions of the Holocene in the Alps. *Striae*, n° 16, pp 75-79.
- BOURBON M. (1980) - *Evolution d'un secteur de la marge nord-téthysienne en milieu pélagique : la zone briançonnaise près de Briançon entre le début du Malm et l'Eocène inférieur*. Thèse de Doctorat d'Etat, Université L. Pasteur de Strabourg, 580 p.
- BOURDIER F. (1940) - Sur le quaternaire de la Durance alpestre. *C.R. Acad. Sciences*, t. 210, pp 242-244.
- BOURGEAT S. (1990) - Eboulement et écroulement dans le bassin-versant du Vénéon (Massif des Ecrins, Isère). *Rev. Géogr. Alpine*, t. LXXVIII, n° 1/2/3, pp 11-24.
- BOYE M. (1952) - Névés et érosion glaciaire. *Rev. Géomorph. Dyn.*, III, pp 20-36.
- BRAVARD C. et GIDON M. (1979) - La structure du revers oriental du massif du Pelvoux : observations et interprétations nouvelles. *Géol. Alpine*, t. 55, pp 23-33.
- BROC N. (1984) - Le milieu montagnard : naissance d'un concept. *Rev. Géogr. Alpine*, t. 72, fasc. 2/3/4, pp 127-139.
- BROTTO M. (1982) - *Evolution morphogénique du bassin-versant du Guil au cours du Quaternaire*. Thèse de 3^{ème} cycle, Université Aix-Marseille II, 201 p, 19 fig, 6 tabl, 6 coupes, 5 annexes.
- BRUNSDEN D. et PRIOR DB. (1984) - *Slope instability*. John Wiley and Sons, Chichester, New York, Brisbane, Toronto, Singapore. 620 pages.
- BUCHARD R. (1950) - *Traité des sols et des fondations*. Ed Dunod, Paris, 192 p.
- BUFFAULT P. (1913) - Historique des forêts du Briançonnais. *Bull. Géogr. Historique et Descriptive*, n° 28, pp 252-284.
- BURNET R. et CHARVET G. (1990) - La carte de localisation des avalanches. *Géol. Alpine*, mémoire h.s. n° 15 : "Risques naturels dans le Sud-Est de la France", pp 21-25.
- BYRAMJEE R., LEMOINE M. et POIMBOEUF F. (1953) - Sur une coupe fossilifère précisant les rapports du Crétacé supérieur et de l'Eocène de la zone briançonnaise, au Nord-Ouest de Serre-Chevalier (Hautes-Alpes). *C.R. Acad. Sciences*, t. 236, pp 724-726.
- BYRAMJEE R. et POIMBOEUF F. (1954) - *Etude géologique de la bordure externe de la zone briançonnaise entre le col de Méa et l'Alpe du Lauzet*. D.E.S., Ecole des Mines, rapport inédit.
- CADIOT B., DELAUNAY J., FAURY G., GOGUEL J., MASSINON B., MAYER-ROSA D., VOGT J. et WEBER C. (1981) - *Carte sismotectonique de la France à 1/1.000.000 et sa notice*. Mémoire du B.R.G.M. n° 111.

CADIOT B., GODEFROY P., LAMBERT J. et THIRION S. (1980) - Informatisation du patrimoine de sismicité historique de la France. *Bulletin du B.R.G.M.*, 2^{ème} série, section IV, n° 2, pp 139-145.

CAMBEFORT H. (1971) - Glissements de terrains. In *Géotechnique de l'ingénieur : reconnaissance des sols*, chapitre V. Ed. Eyrolles, deuxième édition, pp 215-257.

CAMPY M. et MACAIRE JJ. (1989) - *Géologie des formations superficielles. Géodynamique, faciès, utilisation*. Ed. Masson, Paris, 433 pages.

CARENCO E. (1982) - *Hydrologie et hydrogéologie du bassin versant de la Guisane (Hautes-Alpes)*, Thèse de 3^{ème} cycle, Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 190 p.

CARRARA A. (1984) - Landslide hazard mapping : aims and methods. *Actes du colloque "Mouvements de terrain"*, Caen. Document du B.R.G.M., n° 35, pp 141-152.

CARSON MA. (1977) - Angle of repose, angles of shearing resistance and angles of talus slopes. *Earth Surf. Processes and Landf.*, fasc. 2, pp 363-380.

CARTIER G. (1981) - Recherches et études sur les glissements de terrain. *Bull. Liaison. Labo. Ponts et Chaussées*, n° 115, pp 15-24.

CARTIER G., DELMAS P. et POUGET P. (1987) - Méthodes d'analyse des risques liés aux glissements de terrain. *Bull. Liaison. Labo. Ponts et Chaussées*, n° 150/151 : "Risques naturels", pp 29-38.

C.E.M.A.G.R.E.F. (1976) - *Cartographie à moyenne échelle de localisation probable des avalanches*. Division nivologie, Saint-Martin-d'Hères, 11 p.

C.E.M.A.G.R.E.F. (1980) - *Mouvements de terrain et crues torrentielles. Cartes de localisation. Plan de zones exposées*. Groupement de Grenoble, Division Prospection contre les Erosions. Etude n° 165.

C.E.M.A.G.R.E.F. (1981) - *Les études de glissements de terrain*. Information technique, cahier 43, n° 5.

C.E.M.A.G.R.E.F. (1982) - *Neige et avalanche, connaissance de base*. Division nivologie, Saint-Martin-d'Hères, 77 p.

C.E.M.A.G.R.E.F. (1984) - *Glissements de terrain*. Groupement de Grenoble, Division Protection contre les Erosions. Etude n°194, 171 p.

C.E.T.E. (1982) - *Etude géologique pour le P.Z.E. de St-Chaffrey*. Centre d'Etude Technique de l'Equipement d'Aix en Provence. Rapport inédit, 17 p, 6 profils sismiques h.t.

CHALAUX E. (1982) - *Dynamique de versant d'alpage de la Tête Noire du Galibier durant la saison chaude 1981 et quelques autres moments*. Mémoire de Maîtrise, Laboratoire de Géographie Physique de l'Université de Paris VII, 212 p.

CHALAUX E. (1984a) - *Etat des recherches et premiers résultats des observations et mesures effectuées au Lautaret en 1983*. Rapport d'activité, Laboratoire de Géographie Physique de l'Université de Paris VII, 127 p.

CHALAUX E. (1984b) - Recherches sur le fonctionnement géomorphologique du versant de la Tête Noire du Galibier (Hautes-Alpes). *Les Alpes, Symposium Pré-congrès n°12, 25^{ème} Congrès International de Géographie*. Paris-Caen, 27 p.

CHALINE J. (1985) - *Histoire de l'homme et des climats au Quaternaire*. Doin, Paris, 366 p, 108 fig, 14 tabl.

CHAMPETIER DE RIBES G. (1987) - La cartographie des mouvements de terrain. Des Z.E.R.M.O.S. aux P.E.R. *Bull. Liaison. Labo. Ponts et Chaussées*, n° 150/151 : "Risques naturels", pp 9-19.

CHARDON M. (1984) Montagne et haute montagne alpine, critère et limites morphologiques remarquables en haute montagne. *Rev. Géogr. Alpine*, t. LXXII, n°2/3/4, pp 213-224.

CHARDON M. (1988) - Itinéraire Grenoble/Briançon : la vallée de la Romanche, l'Oisans et le Briançonnais. Vallées intra-alpines et milieux de haute-montagne. *Rev. Géogr. Alpine*, t. LXXVI, n° 2, pp 147-194.

CHARDON M. (1990a) - *Montagnes et milieux montagnards. Géographie physique des montagnes*. Edité par l'Université J. Fourier, Institut de Géographie Alpine, Grenoble. Collection "Grenoble Sciences", 242 p.

CHARDON M. (1990b) - Quelques réflexions sur les catastrophes naturelles en montagne. *Rev. Géogr. Alpine*, t. LXXVIII, n° 1/2/3, pp 193-213.

CHARDON M. (1991) - L'évolution tardiglaciaire et holocène des glaciers et de la végétation autour de l'Alpe d'Huez (Oisans, Alpes Françaises). *Rev. Géogr. Alpine*, n°2, pp 39-53.

CHARDON M. (1993) - Les tufs de Monétier-les-Bains (Briançonnais) : datations U/Th et sondages. Contribution à la connaissance de l'évolution morphologique d'une haute vallée alpine. *Rev. Géogr. Alpine*, t. LXXXI, n° 1, pp 61-69.

CHARDON M., GABERT P. et JORDA M. (1984) - Alpes occidentales et Sud-Est de la France. *Recherches françaises récentes sur les phénomènes périglaciaires, 25^{ème} Congrès Géographique International*, Paris, pp 63-78.

CHARDON M., MARNEZY A., VIVIAN H. et R. (1984) - Géomorphologie et risques naturels dans les Alpes. I - Le versant occidental des Alpes. *Les Alpes, 25^{ème} Congrès Géographique International*, Paris, pp 16-28.

CHARDONNET J. (1947a) - *Le relief des Alpes du Sud. Tome I : Etude morphologique des régions alpines comprises entre Galibier, moyenne Durance et Verdon*. Thèse Lettres, Université de Paris. 397 p, 85 fig, 4 cartes h.t.

CHARDONNET J. (1947b) - Types de bordures de massifs centraux dans les Alpes occidentales. *Ann. Géographie*, t. LI, pp 264-283.

CHARRY JC. et RUCHON R. (1982) - Commune de St-Chaffrey. Torrent du Verdarel. Crue torrentielle du 9 juillet 1981. *Direction Départementale de l'Agriculture, Direction Départementale de l'Équipement*. Rapport inédit, 9 pages.

CHAZAN W. (1974) - Le plan Z.E.R.M.O.S., prévision des risques liés aux mouvements du sol et du sous-sol et prévention de leurs effets. *Ann. Mines*, pp 37-46.

CHENET PY. (1978) - *La marge téthysienne au Mésozoïque dans le secteur subbriançonnais entre Gap et le Col du Galibier (Alpes occidentales française)*. Thèse de Docteur Ingénieur, Ecole. Nat. Sup. Mines, Paris, 385 pages.

CHENET PY. (1979) - Le secteur subbriançonnais entre Gap et le col du Galibier au Mésozoïque, sa place dans la marge européenne de la Théthys. *Géol. Alpine*, t. 55, pp 45-74.

CHONE P. (1991) - *Les risques naturels en Guisane : programmation des travaux de protection*. Rapport d'Ingénieur, Institut Supérieur d'Agriculture de Lille / service R.T.M. des Hautes-Alpes, 80 p. + annexes.

COCHETEAU JC., PIC R. et CHARRY JC. (1990) - La crue du torrent du Verdarel : zonage et travaux (Commune de Saint-Chaffrey - Hautes-Alpes). *Géol. Alpine*, mémoire h.s. n° 15 : "Risques naturels dans le Sud-Est de la France", pp 35-40.

COCHETEAU JC. et VAN EFFENTERRE C. (1990) - Risques induits par le lac d'Arsine et travaux de protection exécutés en 1986 (Commune de Le Monétier-les-Bains - Hautes-Alpes). *Géol. Alpine*, mémoire h.s. n° 15 : "Risques naturels dans le Sud-Est de la France", pp 41-49.

COCHETEAU JC., VAN EFFENTERRE C. et VILLIOT J. (1986) - Des travaux forestiers au glacier d'Arsine. *Arborescence*, n° 6, Office Nationale des Forêts.

COLAS A. (1991) - *L'évolution géomorphologique de la haute vallée de l'Onde*. D.E.A. "Analyse géographique du milieu physique, ressources et risques naturels", Lab. Géomorph. Etude. Quaternaire, Université de Lille I. 197 p, 29 fig, 23 photos.

COLAS G. (1987) - La crue torrentielle du Verdarel (Hautes-Alpes), 9 juillet 1981. *Bull. Liaison. Labo. Ponts et Chaussées*, n° 150/151 : "Risques naturels", pp 78-83.

COLAS J. et PILOT G. (1976) - Description et classification des mouvements de terrain. *Bull. Liaison. Labo. Ponts et Chaussées*, numéro spécial II "Stabilité des talus : versant naturel", pp 21-30.

CONEDERA C. et ERCOLI A. (1973) - Méthodologies photo-interprétatives pour l'analyse de la stabilité des versants. *Symposium National "Sol et sous-sol et sécurité des constructions*. Cannes, t. 1, pp 100-108.

CORBEL J. (1957) - Les Karsts hauts-alpins. *Rev. Géogr. Pyrénées et du S.O.*, t. 32, n°2, pp 135-158.

CORSIN P. (1950) - Le Houiller de la zone briançonnaise. *C.R. Acad. Sciences*, t. 230, pp 2315-2317.

COSANDEY C. (1990) - L'origine des crues dans les bassins-versants élémentaires : du ruissellement sur les versants à l'écoulement de crue. *Ann. Géographie*, vol. 90, n° 556, pp 641-659.

COSTET J. et SANGLERAT G. (1981) - *Cours pratique de mécanique des sols. Tome I : Plasticité et calcul des tassements*. Ed Dunod, Paris, troisième édition, 284 p.

COUTARD JP. (1985) - La crête de Vars (Hautes-Alpes). Exploitation de données thermiques. Période du 20/08/1983 au 16/06/1984. *Bull. Centre. Géomorph. du C.N.R.S. de Caen*, n°30, pp 85-98.

COUTEAUX M. (1981) - Caractérisation pollenanalytique en Oisans des milieux forestiers et des milieux supra-forestiers dans l'actuel et dans le passé. *Actes du colloque "La limite supérieure de la forêt et sa valeur de seuil"*. Perpignan, le 16/4/1981, pp 139-159.

COUTEAUX M. (1982a) - La tourbière et le glacier de La Muzelle (Parc National des Ecrins). *Rev. Parc. National. Ecrins.*, n°2, pp 31-52.

COUTEAUX M. (1982b) - Récurrences glaciaires en Oisans au Tardiglaciaire. *Société hydrotechnique de France, section glaciologie*, Mars 1982, 3 p.

COUTEAUX M. (1982c) - Intérêt historique et scientifique de la tourbière de La Muzelle (commune de Venosc, Isère, France). Proposition en vue de sa protection. *Actes du colloque de Chamonix : Montagne et Aménagement, Inst. Géogr. Alpine, L.A.M.A.*, pp 77-83.

COUTEAUX M. (1982d) - Recherches pollenanalytiques en Oisans : le plateau de Brande (Alpe d'Huez, Isère, France). *Bull. Soc. Roy. Bot. Belg.*, 115 (1), pp 91-106.

COUTEAUX M. (1983a) - Fluctuations glaciaires de la fin du Würm dans les Alpes françaises, établies par les analyses polliniques. *Boréas*, vol. 13, n°1, pp 35-56.

COUTEAUX M. (1983b) - Géomorphologie et évolution phytogéographique tardiglaciaire et holocène aux Deux-Alpes (Isère - France). Contribution pollenanalytique. *Rev. Géogr. Alpine*, t. LXXI, n° 2, pp 143-163.

COUTEAUX M. (1983c) - La déglaciation du vallon de La Lavey (vallée du Vénéon, massif des Ecrins, Isère, France). *Société hydrotechnique de France, section glaciologie*, Mars 1983, pp 1-13.

COUTEAUX M. (1984) - Les particularités pollenanalytiques de sédiments glaciaires en Oisans (Isère - France). *La Houille Blanche*, n°6/7, pp 433-443.

COUTEAUX M. et EDOUARD J.L. (1985) - Evolution du site du lac des Rouies (Vénéon, Isère) durant le retrait glaciaire récent (note préliminaire). *Société hydrotechnique de France, section glaciologie*, Mars 1985, pp 1-20.

COUTEAUX M. et EDOUARD J.L. (1987) - La déglaciation du site du lac des Bèches (Massifs des Ecrins). Etude pollenanalytique et glacio-morphologique. *Rev. Géogr. Alpine*, t. LXXV, n° 1, pp 63-77.

- COUTEAUX M. et EVIN J. (1981) - Etude palynologique et datage par le radio-carbone de dépôts fluvio-glaciaires aux Deux-Alpes. *C.R. Acad. Sciences*, t. 292, II, pp 1235-1238.
- COUTEAUX M., GUIOT J. et TESSIER L. (1986) - Essai de datage d'un sédiment de la dernière récurrence glaciaire par confrontation de données pollenanalytiques et dendroclimatiques. *Communication à la Société. hydrotechnique de France*, 19 p.
- CREANCIER M. et GELBERT C. (1985) - *Etude du glacier et du lac d'Arsine*. Ecole Nationale d'Hydraulique, rapport de stage inédit.
- CRECY de L. (1985) - Les risques naturels en montagne. *Bull. Techn. Information*, n° 399-401 intitulé "Eléments pour la connaissance et la mise en valeur de la montagne", pp 257-263.
- CRECY de L. (1988) - Les risques en montagne. *Aménagement et Nature*, n° 90, pp 12-14.
- CROZIER MJ. (1973) - Technics for the morphometric analysis of landslide. *Zietschr. Geomorph.*, vol. 17, fasc. 1, pp 78-101.
- CROZIER MJ. (1986) - *Landslides. Causes, consequences and environment*. Ed. London & Sydney - Croom Helm, 252 p.
- DADOU C., GODEFROY P. et VAGNERON JM. (1981) - *Evaluation probabiliste de l'aléa sismique dans le Sud-Est de la France*. Document du B.R.G.M. n° 59.
- DARDEAU G., GRACIANSKY PC., LEMOINE M. et TRICART P. (1988) - De la distension à la compression : l'inversion structurale dans les Alpes. *Bull. Soc. Géol. France*, 8^{ème} série, t. IV, n° 5, pp 779-785.
- DAVID J. (1967) - Excursion dans la haute montagne intra-alpine du Sud. Quelques formes froides. *Rev. Géogr. Alpine*, t. 55, pp 205-210.
- DEBELMAS J. (1955) - *Les zones subbriançonnaise et briançonnaise occidentale entre Vallouise et Guillestre*. Thèse de 3^{ème} cycle, Faculté des Sciences de Grenoble. 171 p, 37 fig, 7 planches h.t., 2 carte h.t.
- DEBELMAS J. (1956) - Marbre de Guillestre. In *Lexique Stratigraphique International*, vol. I "Europe", fasc. 4a "Jurassique", p 76.
- DEBELMAS J. (1960) - *Panorama géologique du Lautaret*. Grenoble, Allier.
- DEBELMAS J. (1961a) - La zone subbriançonnaise entre Vallouise et Le Monétier (Hautes-Alpes). *Bull. Serv. Carte. Géol. France*, t. 58, n° 264, pp 131-146.
- DEBELMAS J. (1961b) - L'âge des "calcaires de Vallouise", zone subbriançonnaise, à l'Est du Pelvoux. *C.R. Acad. Sciences*, t. 252, p 299
- DEBELMAS J. (1974) - *Géologie de la France ; volume II : les chaînes plissées du cycle alpin et leur avant-pays*. Doin éd., 108 fig., 3 planches h.t., 544 p.

DEBELMAS J. (1982) - *Découverte géologique des Alpes du Sud*. Ed. B.R.G.M. et Ophrys, 85 p.

DEBELMAS J. (1983) - *Alpes du Dauphiné*. Collection "Guides géologiques régionaux" dirigée par Ch. Pomerol, Masson éd., Paris, 198 p.

DEBELMAS J. et GIDON P. (1950) - Sur la tectonique du versant Sud du massif du Pelvoux : l'écaille de l'Eychauda. *C.R. Acad. Sciences*, t. 231, p 495.

DEBELMAS J. et GIDON P. (1951) - La couverture tertiaire du massif du Pelvoux entre Chambran, dans le vallon de l'Eychauda, et la Croix de Cibouit (Hautes-Alpes). *C.R. Somm. Soc. Géol. France*, séance du 22 janvier.

DEBELMAS J., GIDON M., HACCARD D., LEMOINE M. et PERRIAUX J. (1965) - Compte-rendu de la réunion extraordinaire de la Société Géologique de France en Briançonnais (Hautes-Alpes) en septembre 1964. *C.R. Somm. Soc. Géol. France*, fasc. 11, p 433-472.

DEBELMAS J. et LEMOINE M. (1963) - Etat actuel de nos connaissances sur la stratigraphie du Trias dans le Briançonnais sensu stricto. *Actes du colloque "Trias français"*, Montpellier, 1961. Mémoire du B.R.G.M. n° 15, pp 232-242.

DEBELMAS J., PECHER A. et BARFETY JC. (1989) - *Guide géologique du Parc des Ecrins. Itinéraires de découverte*. Ed. du B.R.G.M., 74 p, 51 fig et photos.

DEBRAND-PASSARD S., COURBOULEIX S. et LIENNHARDT MJ. (1984) - *Synthèse géologique du Sud-Est de la France, volume I : Stratigraphie et paléogéographie*. Mémoire du B.R.G.M. n° 125, Orléans, 615 p, 400 fig.

DECAILLOT P. et GARRY G. (1987) - La représentation cartographique des risques naturels. *Bull. Liaison. Labo. Ponts et Chaussées*, n° 150/151 : "Risques naturels", pp 20-28

DEGOUTE G. (1986) - Lac du Glacier d'Arsine. *Rapport C.E.M.A.G.R.E.F.*, Groupement d'Aix-en-Provence, Division hydraulique générale. Rapport inédit, 16 p.

DELIBRIAS G. et JORDA M. (1981) - Données nouvelles sur le Pléistocène supérieur des Alpes françaises du Sud. Le Würm récent du bassin de la Bléone (Alpes de Haute-Provence). *Bull. Assoc. Fr. Etude. Quaternaire*, fasc. 3/4, pp 173-182.

DELLION F. (1986) - *Morphologie des corniches et des éboulis actifs dans le massif des Cerces-Grand Galibier*. Trav. Etudes. Recherches, Université de Paris X, 142 p.

DELSOL F. (1975) - La randonnée à ski et le risque d'avalanche. *Neige et avalanches*, Assoc. Nat. Etude. Neige. Avalanches, n° 10, 8 p.

DEMANGEOT J. (1979) - Géographie séismologique des Alpes occidentales. *Rev. Géogr. Alpine*, t. LXVII, pp 153-160.

DELHAYE A. et PLANTET JL. (1976) - Sismicité générale de la France. *Bull. Soc. Géol. France*, 7^{ème} série, t. XVIII, n° 5, pp 1095-1102.

- DEPARDON JP. (1979) - *Les déformations de la couverture mésozoïque au Nord de l'Oisans*. Thèse de 3^{ème} cycle, Université de Lyon, 76 p.
- DESPEYROUX J. et GODEFROY P. (1986) - *Nouveau zonage sismique de la France en vue de l'application des règles parasismiques de construction et de la mise en oeuvre des plans d'exposition aux risques (P.E.R.)*. Délégation aux Risques Majeurs, La Documentation Française, 147 p, 16 fig, 5 carte h.t.
- DESVARREUX P. (1970) - *Recherches d'une méthode d'étude des mouvements de terrains et applications pratiques*. Thèse de docteur ingénieur, Fac. Sc. Grenoble. 162 p, 67 fig, 4 tabl, 6 photos.
- DEYMIER C. (1990) - Les outils du Génie civil dans la lutte contre l'érosion torrentielle. *Géol. Alpine*, mémoire h.s. n° 15 : "Risques naturels dans le Sud-Est de la France", pp 93-104.
- DOLLFUS O. (1978) - *Les programmes "Montagnes"*. Rapport inédit présenté au Comité "Gestion des Ressources Naturelles Renouvelables" de la D.G.R.S.T., 6 p.
- DOUGUEDROIT A. (1982) - *Les paysages forestiers de Haute-Provence et des Alpes Maritimes. Géographie. Ecologie. Histoire*. Thèse, Edisud, Aix-en-Provence, 550 p.
- DOUGUEDROIT A. et SAINTIGNON de MF. (1970) - Méthode d'étude de la décroissance des températures en montagne de la latitude moyenne : exemple des Alpes françaises du Sud. *Rev. Géogr. Alpine*, t. LVIII, pp 452-472.
- DOUGUEDROIT A. et SAINTIGNON de MF. (1981) - Décroissance des températures mensuelles et annuelles avec l'altitude dans les Alpes du Sud et en Provence (série 1959-1978). In *Eaux et climats*, mélanges géographiques offerts en hommage à Ch. P. Péguy, Grenoble, pp. 179-194.
- DOUTN R. (1927) - Nouvelles recherches sur les mousses et les hépatiques fossiles des tufs du Lautaret (Hautes-Alpes). *Rev. générale de Botanique*. t. 39, pp 213-217.
- DUBAR M. (1980) - Moyenne vallée de la Durance. *Bull Assoc. Fr. Etude. Quaternaire*, Numéro Spécial I, pp 58-62.
- DUBAR M. (1983) - *Stratigraphie des dépôts du Néogène et du Pléistocène du bassin de la moyenne Durance. Interprétations géodynamiques et paléogéographiques*. Thèse Sciences, Université de Provence, 428 p, 40 tabl, 76 fig.
- DUMAS B., GUEREMY P., LHENAFF R. et RAFFY J. (1984) - Mouvements de terrain et risques associés : présentation d'un essai cartographique. *Actes du colloque "Mouvements de terrain"*, Caen. Document du B.R.G.M., n° 35, pp 163-171.
- ECHEVIN M. (1970) - *Prospection gravimétrique du glacier d'Arsine*. Thèse de 3^{ème} cycle, Université Scientifique de Grenoble, 65 p, 1 carte h.t.
- EDOUARD J.L. (1978) - *La glaciation du bassin de la Romanche. Contribution à l'étude des fluctuations glaciaires post-würmiennes*. Thèse de 3^{ème} cycle, Grenoble, Institut de Géographie Alpine. 329 p, 22 fig, 19 tabl, 16 graph, 18 cartes, 31 pl photos, 14 croquis interprétatifs.

- EDOUARD JL. (1985) - Observations nouvelles sur trois lacs juxtaglaciaires dans les massifs du Haut-Dauphiné. *Société Hydrotechnique de France, Section de Glaciologie*. Rapport inédit.
- EDOUARD JL. (1986) - Evolution récente d'un lac juxtaglaciaire : le lac des Quirles (Massif des Grandes Rousses, Romanche, Isère). *Rev. Géogr. Alpine*, t. LXXIV, n°1-2, pp 93-98.
- ELLENBERGER F., LEMOINE M. et SIGAL J. (1952) - Sur l'âge des marbre en plaquettes du Briançonnais et des marbres chloriteux de la Vanoise. *C.R. Somm. Soc. Géol. France*, pp 146-148.
- ESCALON de FONTON M. (1971) - Stratigraphie, effondrements, climatologie des gisements préhistoriques du Sud de la France du Würm III à l'Holocène. *Bull Assoc. Fr. Etude. Quaternaire*, n° 29, fasc. 4, pp 199-207.
- EVIN M. (1983) - *Structure et mouvement des glaciers rocheux des Alpes du Sud*. Thèse de 3^{ème} cycle. Institut de Géographie Alpine. Grenoble. 343 p, 148 fig.
- EVIN M. (1983) - Présence et signification morphoclimatique de sédiments gélés à l'amont des glaciers rocheux. Actes du colloque "*Eboulis et environnement passé et actuel*" publiés intégralement par le Centre de Géographie Physique de ELHAI H. de l'Université de Paris X, pp 137-142.
- EVIN M. (1984) - Sondages électriques sur quelques glaciers rocheux et moraines des Alpes du Sud. *Rev. Géomorph. Dynamique*, t. XXXIII, pp 128-137.
- EVIN M. (1985) - Contribution à l'étude de la macrofissuration dans les parois situées à l'amont des glaciers rocheux des Alpes du Sud. *Rev. Géomorph. Dynamique*, t. XXXIV, pp 17-30.
- EVIN M. (1985a) - Les glaciers rocheux : une mise au point. *Notes et Comptes-rendus du Groupe de Travail "Régionalisation du Périglaciaire"*, fasc. X, pp 19-29.
- EVIN M. (1985b) - Colonisation végétale et étagement des glaciers rocheux dans les Alpes du Sud franco-italiennes. *Communication à la Société. hydrotechnique de France. section glaciologie*. Grenoble les 11-12 mars 1985, 8 p.
- EVIN M. (1987) - *Structure, répartition et âge des glaciers rocheux des Alpes du Sud*. Thèse de Doctorat d'Etat. Institut de Géographie Alpine. Grenoble I. 1500 p, 304 fig, 67 tabl, 159 photos, 206 annexes.
- EVIN M. (1988) - Répartition, morphologie et structure interne des glaciers rocheux des Alpes du Sud en fonction de la lithologie et de la fracturation. *Bull. Centre. Géomorph. du C.N.R.S. de Caen*, n° 34, pp 137-158.
- EVIN M. (1990) - Le glissement de la Valette (Barcelonnette). *Bull. Assoc. Géogr. Français*, n° 2, pp 149-157.
- EVIN M. et ASSIER A. (1982) - Mise en évidence de mouvements sur le glacier rocheux du Pic d'Asti (Queyras, Alpes du Sud, France). *Rev. Géomorph. Dynamique*. t. XXXI, n° 4, pp 127-136.

- EVIN M. et ASSIER A. (1983) - Mise en évidence de mouvements sur la moraine et le glacier rocheux de Sainte-Anne (Queyras, Alpes du Sud, France). *Rev. Géogr. Alpine*, t. LXXI, fasc. 2, pp 165-178.
- EVIN M. et BEAULIEU de J.L. (1985) - Nouvelles données sur l'âge de la mise en place et les phases d'activité du glacier rocheux de Marinet I (Haute-Ubaye, Alpes du Sud françaises). *Méditerranée*, n° 4, pp 21-30.
- EVIN M., FABRE D. et GUIGAN N. (1987) - Résistivité électrique sur quelques glaciers rocheux des Alpes du Sud. *Communication à la Société. hydrotechnique de France, section glaciologie*. Grenoble, mars 1987.
- FABRE J. (1955) - Volcanisme dans le Permocarbonifère de la zone briançonnaise. *C.R. Acad. Sciences*, t. 241, pp 1795-1798.
- FABRE J. (1961) - *Contribution à l'étude de la zone houillère en Maurienne et en Tarentaise (Alpes de Savoie)*. Thèse, Faculté des Sciences de l'Université de Paris. Publiée dans les Mémoires du B.R.G.M., n° 2, 315 p, 38 fig, 26 pl. i.t., 10 pl. h.t., 8 dépl. h.t., 1 carte coul h.t.
- FABRE J. et FEYS R. (1952) - Phénomène de plasticité et migration dans les charbons alpins. *Actes du XIX^{ème} Congrès Géologique International*, Alger, Section III, pp 149-162.
- FABRE J., FEYS R. et GREBER Ch. (1952) - Présence probable de Namurien dans le Houiller briançonnais. *C.R. Somm. Soc. Géol. France*, n° 3, p 36.
- FABRE J., FEYS R. et GREBER Ch. (1953a) - Le bassin houiller briançonnais. *Ann. Mines*, t. 141, n°. 11-12, pp 7-16.
- FABRE J., FEYS R. et GREBER Ch. (1953b) - Relations du Wesphalien et du Stéphalien dans la zone houillère briançonnaise. *C.R. Somm. Soc. Géol. France*, n° 13, pp 270-272.
- FABRE R., GIDON M. et TRICART P. (1982) - La structure du Paléozoïque de la zone briançonnaise axiale au Nord de Névache. *Géol. Alpine*, t. 58, pp 31-52.
- FANTHOU T. et GAMBIER G. (1991) - Un atlas des risques majeurs dans les Hautes-Alpes. *Bull. Assoc. Géogr. Français*, vol. 68, fasc. 3, pp 205-210.
- FANTHOU T., GAMBIER G. et Al. (1991) - *Atlas départemental des risques naturels et technologiques*. Préfecture des Hautes-Alpes, Conseil Général.
- FANTHOU T. et KAISER B. (1990) - Evaluation des risques naturels dans les Hautes-Alpes et la Savoie. Le recours aux documents d'archives et aux enquêtes. *Bull. Assoc. Géogr. Français*, vol. 67, fasc. 4, pp 323-341.
- FAUGERES L. (1990) - Géographie physique et risques naturels. *Bull. Assoc. Géogr. Français*, n°2, pp 89-98.

FAURE JL. et MEGARD-GALI J. (1988) - Tectonique distensive et sédimentation au Ladinien supérieur - Carnien dans la zone Briançonnaise. *Bull. Soc. Géol. France*, 8^{ème} série, t. IV, n° 5, pp 705-715.

FAURE JL. et MEGARD-GALI J. (1988) - L'émersion jurassique en Briançonnais : sédimentation continentale et fracturation distensive. *Bull. Soc. Géol. France*, 8^{ème} série, t. IV, n° 4, pp 681-692.

FEYS R. (1952) - Le Carbonifère de la rive gauche de la Guisane (Hautes-Alpes). *Bull. Soc. Géol. France*, t. II, fasc. 4-6, pp 197-206.

FEYS R. (1954) - Le Carbonifère de la rive droite de la Clarée (feuille Névache et Briançon au 50.000). *Bull. Serv. Carte. Géol. France*, t. 52, pp 265-272.

FEYS R. (1963a) - *Etude géologique du Carbonifère briançonnais (Hautes-Alpes)*. Thèse de doctorat publiée dans les Mémoires du B.R.G.M., n° 6, 387 p, 165 fig, 29 pl. h.t., 1 dépl. h.t., 2 cartes coul. h.t.

FEYS R. (1963b) - Le Carbonifère de la rive gauche de la Guisane (Hautes-Alpes). *Bull. Soc. Géol. France*, t. 2, fasc 4-6, pp 197-206.

FEYS R. et GREBER Ch. (1949) - Sur l'association dans le terrain houiller du Briançonnais (Hautes-Alpes) des roches éruptives d'intrusion et des niveaux charbonneux (Note préliminaire). *Bull. Soc. Géol. France*, t. 19, fasc. 5, pp 435-438.

FEYS R. et GREBER Ch. (1950) - Les conglomérats du Verrucano dans la région de Briançon (Hautes-Alpes) et leurs rapports avec le Carbonifère. *Bull. Soc. Géol. France*, t. 20, fasc. 5, pp 231-237.

FLAGEOLLET JC. (1989) - *Les mouvements de terrain et leur prévention*. Ed. Masson, Collection Géographie. 224 p, 119 fig, 37 photos.

FLAGEOLLET JC. et LHENAFF R. (1989) - Les risques naturels en géomorphologie. In "*La recherche française récente en géomorphologie*" présentée par le Group. Fr. Géomorph. lors de la Seconde Conférence Internationale de Géomorphologie, Frankfurt. Publication du Centre de Géomorphologie du C.N.R.S. de Caen, pp 159-166.

FLICHE P. (1904) - Flore des tufs du Lautaret (Hautes-Alpes) et d'Entraignes (Savoie). *Bull. Soc. Géol. France*, t. 4, pp 387-400.

FOLLACCI JP., PEREZ JL. et JULIAN M. (1984) - Crêtes doubles et perturbations de versants dans un domaine de montagne alpine (Mercantour et ses bordures). *Actes du colloque "Mouvements de terrain"*, Caen. Document du B.R.G.M., n° 35, pp 533-542.

FOUCHER JP. (1972) - *Bilan thermique sur alpage au col du Lautaret*. Thèse de 3^{ème} cycle, Université Scientifique et Médicale de Grenoble. Publication n° 156 du Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement du C.N.R.S., 64 p, 20 fig, 11 tabl.

FOURNEAUX M. et GILLET F. (1970) - *Glissement de Roche Colombe. Coulée des Vallois*. Rapport réalisé à la demande de la D.D.E. des Hautes-Alpes, inédit.

- FRANCOU B. (1970) - *Morphologie des versants de la vallée de la Guisane*. Trav. Etudes. Recherches, Inst. Géogr. Alpine. Grenoble, 70 p, 1 carte h.t.
- FRANCOU B. (1977a) - La "moraine de névé" du Lautaret, nouvelle interprétation. *Bull. Assoc. Géogr. Français*, vol. 54, n° 445-446, pp 247-253, 3 fig.
- FRANCOU B. (1977b) - Formes d'éboulis élevés en Briançonnais. *Rev. Géogr. Alpine*, t. LXV, fasc. 1, pp 63-77.
- FRANCOU B. (1981) - *Géodynamique des éboulis et formes associées dans la combe de Laurichard (H.A.)*. Thèse de 3^{ème} cycle, Institut de Géographie Alpine, Grenoble. 153 p, 70 fig et tabl, 20 photos, 3 annexes, 1 carte h.t.
- FRANCOU B. (1982) - Chutes de pierres et éboulisation dans les parois de l'étage périglaciaire. *Rev. Géogr. Alpine*, t. LXX, Fasc. 3, pp 279-300.
- FRANCOU B. (1983a) - Processus en inter-action sur les talus d'éboulis de l'étage périglaciaire. Actes du colloque "*Eboulis et environnement passé et actuel*" publiés intégralement par le Centre de Géographie Physique de ELHAI H. de l'Université de Paris X, pp 143-152.
- FRANCOU B. (1983b) - Géodynamique des dépôts de pied de paroi dans l'étage périglaciaire. *Rev. Géol. Dynamique. Géogr. Phys.*, vol. 24, fasc. 5, pp 411-424.
- FRANCOU B. (1983c) - Régimes thermiques de sols de l'étage périglaciaire et leurs conséquences géomorphologiques. Exemple de la combe de Laurichard, Alpes du Briançonnais, France. *Géogr. Phys. et Quaternaire*, vol. XXXVII, n° 1, pp 27-38.
- FRANCOU B. (1984) - La combe de Laurichard. *Les Alpes. Symposium Pré-congrès n°12, 25^{ème} Congrès International de Géographie*. Paris-Caen, 19 pages.
- FRANCOU B. (1988) - *L'éboulisation en haute montagne. Andes et Alpes*. Thèse de Doctorat d'Etat. Université de Paris VII (1987). 696 p, 275 fig, 69 tabl, 11 pl photos h.t.
- FRANCOU B. (1993) - *Hautes montagnes : passions d'explorations*. Paris, Masson, coll. "Pratiques de la Géographie", 202 p.
- FRANCOU B. et HETU B. (1989) - Eboulis et autres formations de pente hétérométriques. Contribution à une terminologie géomorphologique. *Notes et comptes-rendus du groupe de travail "Régionalisation du Périglaciaire"*, fasc. XIV, pp 11-69.
- FRANCOU B. et REYNAUD L. (1990) - Bilan de 10 années de mesures de la dynamique de surface du glacier rocheux de Laurichard (Massif du Combeynot, Alpes françaises). Communication à la *Société hydrotechnique de France, section glaciologie*, Grenoble, 15-16 mars 1990.
- FRANCOU Ch. (1971) - *Les glaciers du versant oriental du Massif Pelvoux-Ecrins*. Trav. Etudes. Recherche., Inst. Géogr. Alpine. Grenoble, 66 p, 2 cartes h.t.
- FRECHET J. (1978) - *La sismicité du Sud-Est de la France et une nouvelle méthode de zonage sismique*. Thèse de 3^{ème} cycle, Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 159 p, 47 fig, 3 annexes.

FRECHET J. et PAVONI N. (1979) - Etude de la sismicité de la zone Briançonnaise entre Pelvoux et Argentera (Alpes occidentales) à l'aide d'un réseau de stations portable. *Eclogae Geol. Helv.*, vol.72, heft.3, pp 763-781.

FROMENT A. (1868) - *Essais d'Antoine Froment, 17^{ème} siècle*. Grenoble, Allier.

GABERT P. (1971) - Les modelés supraforestiers dans les flyschs des montagnes de l'Embrunais. In colloque interdisciplinaire sur "*Les Milieux Naturels Supraforestiers des Montagnes du Bassin Occidental de la Méditerranée*", Perpignan, les 5-6 février 1971, pp 71-87

GABERT P. (1982) - L'intérêt des recherches géomorphologiques et leur cartographie pour l'aménagement et la gestion d'une haute vallée alpine consacrée au tourisme et au ski (exemple de la vallée de Vars). *Rev. Géogr. Alpine*, t. LXX, n° 3, pp 301-308.

GABERT P. et LAUTRIDOU JP. (1969) - Gélifraction artificielle et gélifraction au cours du Quaternaire. *Méditerranée*, n°3, pp 293-312.

GALIBERT G. (1965) - *La haute montagne alpine. L'évolution actuelle des formes dans les hauts massifs des Alpes et dans certains reliefs de comparaison*. Thèse, Toulouse, 405 p.

GARCZYNSKI F. (1973) - Rôle spécifique des services du Ministère de l'Agriculture pour la cartographie à moyenne échelle des risques naturels (hormis les avalanches) en haute montagne. *Symposium National "Sol et sous-sol et sécurité des constructions"*. Cannes, t. 1, pp 140-147.

GAUDET F. (1973) - *Les cours d'eau alpins de régime glaciaire*. Thèse de Doctorat d'Etat, Brest. Atelier de Reproduction des thèses de l'Université de Lille III, 1975. 417 p, 93 fig.

GELLATLY AF., WHALLEY WB. et DOUGLAS GR. (1984) - Rockfalls in mountains regions : establishing a rationale for effective study. *Actes du colloque "Mouvements de terrain"*, Caen. Document du B.R.G.M., n° 35, pp 101-108.

GIDON P. (1951) - Acquisitions nouvelles et considérations générales sur la tectonique du massif du Pelvoux. *C.R. Somm. Soc. Géol. France*, séance du 3 décembre.

GIDON P. (1953) - Sur la tectonique des bordures orientale et méridionale du massif du Pelvoux. *C.R. Acad. Sciences*, t. 237, p. 1064.

GIDON P. (1954a) - Sur la tectonique des environs du col du Lautaret (Hautes-Alpes). *C.R. Acad. Sciences*, t. 238, p. 520.

GIDON P. (1954b) - *Les rapports des terrains cristallins et leur couverture sédimentaire dans les régions orientale et méridionale du massif du Pelvoux*. Thèse publiée dans les Trav. Lab. Géol. Grenoble, n°31, pp 1-204, 54 fig.

GIDON P. (1955) - Résultats d'une tectonique du Pelvoux. *Rev. Géogr. Alpine*, pp 126-149.

- GIDON P. (1957) - Structure de la lisière orientale du massif d'Escreins (zone Briançonnaise, Hautes-Alpes). *Bull. Soc. Géol. France*, t. 7, fasc. 6, pp 811-817.
- GIDON P. (1962) - A propos de l'éventail Briançonnais. *C.R. Somm. Soc. Géol. France*, pp 12-13.
- GIDON M. (1965) - Sur l'interprétation des accidents de la bordure méridionale du massif du Pelvoux. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, n°41, pp 177-185.
- GIDON M., BARFETY JC. et DEBELMAS J. (1982) - Un exemple de "collapse-structure" jurassique dans le Nord-Est du massif du Pelvoux : contribution à la connaissance des panneaux glissés synsédimentaires des Alpes externes françaises. *Géol. Alpine*, t. 58, pp 69-72.
- GIDON M. et DEBELMAS J. (1951) - La couverture tertiaire du massif du Pelvoux entre Chambran, dans le vallon de l'Eychauda, et la Croix de Cibouit (Hautes-Alpes). *C.R. Somm. Soc. Géol. France*, n° 2, pp 17-18.
- GIDON M. et MONJUVENT F. (1969) - Essai de coordination des formations quaternaires de la moyenne Durance et du Haut Drac (H.A). *Bull. Assoc. Fr. Etude. Quaternaire*, fasc. 2, pp 145-161.
- GIGNOUX M. (1936a) - Stratigraphie de la bordure Ouest du Briançonnais entre Briançon et le Galibier : origine de la "4^{ème} écaille" Briançonnaise. *Bull. Soc. Géol. France*, t. VI, fasc. 4-5, pp 155-163.
- GIGNOUX M. (1936b) - Le prolongement de la zone du flysch des Aiguilles d'Arves à l'Est du Pelvoux. *C.R. Somm. Soc. Géol. France*, n° 15, pp 247-249.
- GIGNOUX M. (1946) - Une moraine de névé particulièrement typique près du col du Lautaret (Hautes-Alpes). *C.R. Somm. Soc. Géol. France*, p. 57.
- GIGNOUX M. et MORET L. (1933a) - Les unités structurales externes de la chaîne alpine entre le Pelvoux et la Durance. *C.R. Acad. Sciences*, t. 196, pp 830-833.
- GIGNOUX M. et MORET L. (1933b) - Les unités structurales internes de la chaîne alpine entre le Pelvoux et la Durance. *C.R. Acad. Sciences*, t. 196, p 1064.
- GIGNOUX M. et MORET L. (1937) - Géologie et morphologie de la vallée de la Valloirette (Savoie), du col du Galibier à Saint-Michel de Maurienne. *Rev. Géogr. Alpine*, t. 25, pp 347-379.
- GIGNOUX M. et MORET L. (1938a) - Description géologique du bassin supérieur de la Durance. *Géol. Alpine*, n° 21, 288 p.
- GIGNOUX M. et MORET L. (1938b) - Remarques complémentaires à notre "Description géologique du bassin supérieur de la Durance". *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, n° 22, pp 45-58.

GIGNOUX M. et MORET L. (1938c) - *Description géologique du bassin supérieur de la Durance. Itinéraire de Sis téron et de Grenoble à Veynes, Gap, Briançon au Lautaret et au Galibier*. Grenoble, 295 p, 9 planches.

GIGNOUX M. et RAGUIN E. (1932) - Découverte d'écaillés de roches granitiques au Nord-Ouest du col du Lautaret à la base de la nappe du flysch des Aiguilles d'Arves. *Bull. Soc. Géol. France*, t. II, fasc. 5, pp 513-526.

GIGNOUX M. et SCHNEEGANS D. (1939) - Sur l'âge des "calcaires de Vallouise" près de Briançon (Hautes-Alpes). *C.R. Somm. Soc. Géol. France*, p 66.

GILLOT-BARBIERI C. (1970) - *Etude pétrographique de la partie orientale du massif des Ecrins-Pelvoux : Le complexe intermédiaire*. Thèse de 3^{ème} cycle, Faculté des Sciences de Grenoble. 118 pages, 36 fig, 13 planches h.t., 2 tabl h.t.

GODARD A. (1984) - Le rôle de la structure dans les éboulis de haute altitude. Actes du colloque "*Eboulis et environnement passé et actuel*" publiés intégralement par le Centre de Géographie Physique de ELHAI H. de l'Université de Paris X, pp 79-90

GODARD A. (1990) - La place des risques naturels dans la recherche en géographie physique. L'exemple du Laboratoire 141 CNRS. *Bull. Assoc. Géogr. Français.*, n°2, pp 99-112.

GOGUEL J. (1939) - La zone briançonnaise sur la rive droite de la Guisane et la "quatrième écaille". *C.R. Acad. Sciences*, t. 209, pp 765-766.

GOGUEL J. (1940a) - Sur les montagnes comprises entre Briançon et Vallouise. *C.R. Somm. Soc. Géol. France*, p 55.

GOGUEL J. (1940b) - Tectonique de la chaîne de Monbrison (feuille Briançon au 50.000). *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. 42, n° 203, pp 187-201.

GOGUEL J. (1942) - Sur les caractères de l'érosion souterraine dans les gypses. *C.R. Société géol. France*, pp 139-140.

GOGUEL J. (1943) - Sur l'influence possible du reboisement sur les glissements de terrain. *C.R. Acad. Sciences*, t. 216, pp 124-125.

GONNET R. (1971) - *Morphologie glaciaire du Pelvoux oriental et de ses marges : les montagnes entre Guisane et Vallouise*. Trav. Etudes. Recherches, Inst. Géogr. Alpine. Grenoble, 105 p, 17 fig, 26 photos, 1 carte h.t; non publié.

GRAIG RF. (1978) - *Soil mechanics*. International Student Edition, seconde édition, 318 p.

GRANDJACQUET C. et HACCARD D. (1975) - Analyse des sédiments polygéniques néogènes à faciès de cargneules, associés à des gypses dans les Alpes du Sud. Extension de ces faciès au pourtour de la Méditerranée occidentale. *Bull. Soc. Géol. France*, t. 17, fasc. 7, pp 242-259.

GRAS S. (1854) - Mémoire sur les terrains anthracifères des Alpes de la France et de Savoie. *Ann. des Mines*, 5^{ème} série, t. V.

- GRAS S. (1858) - Examen de quelques assertions de M. d'Archiac, relatives à l'association de coquilles du Lias aux végétaux houillers dans les Alpes. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 2^{ème} série, t. XV, p 246.
- GREBER C. (1952) - Flore et stratigraphie du Carbonifère de la rive gauche de la Guisane (Hautes-Alpes). *Bull. Soc. Géol. France*, t. 2, fasc. 6, p 207.
- GREBER C. (1966) - *Flore et stratigraphie du Carbonifère des Alpes françaises*. Thèse, Faculté des Sciences de l'Université de Paris (1959). Publié dans les Mémoires du B.R.G.M., n° 21, 380 p, 37 fig, 11 tabl, 60 planches h.t., 1 carte coul. h.t.
- GROUPE D'ETUDE DES FALAISES (1978) - Eboulements et chutes de pierres sur les routes. Fasc. I : Méthode de cartographie. *Rapp. Rech. Lab. Ponts et Chaussées*, n° 80, 68 p.
- GUEREMY P. (1987a) - Géomorphologie et risques naturels : rapport introductif. *Rev. Géomorph. Dynamique*, t. 34, n° 3, pp 98-107.
- GUEREMY P. (1987b) - Principes de cartographie des risques inhérents à la dynamique des versants. *Trav. Inst. Géogr. Reims*, n° 69-72, pp 5-41.
- GUEYMARD E. (1830) - *Sur la minéralogie et la géologie du département des Hautes-Alpes*. Grenoble.
- GUILLAUME P. (1887) - Les forêts des Hautes-Alpes en 1727 et 1728 et la question des déboisements. *Bull. Soc. Etude des Hautes-Alpes*, t. VI, pp 81-114.
- GUITER V. (1972) - Une forme montagnarde : le rock-glacier. *Rev. Géogr. Alpine*, t. 60, n° 3, pp 467-487.
- HAEBERLI W. (1983) - Permafrost-Glacier relationships in the Swiss Alps. Today and in the past. 4th Intern. Conf. on Permafrost. Proc., pp 415-420.
- HAEBERLI W. (1985) - Creep of mountain permafrost internal structure and debris flow of alpine rock glaciers. *Hydrologie und Glaciologie*, n° 77, 142 p.
- HAIGH MJ. (1988) - Dynamic systems approaches in landslide hazard research. *Zeitschr. Geomorph.*, suppl. band 67, pp 79-91.
- HAIGH MJ. et SCHEIDEGGER AE. (1988) - Dynamic system approach to natural hazard : an introduction. *Zeitschr. Geomorph.*, suppl. band 67, pp 1-3.
- HAMELIN L.E. et COOK F.A. (1967) - *Le périglaciaire par l'image*. Presses de l'Université de Laval, Québec, 237 p.
- HANNSS C. (1970) - Les glaciers les plus méridionaux des Alpes : observations de morphologie glaciaire dans les Alpes Maritimes, versant italien. *Rev. Géogr. Alpine*, t. LVIII, n°4, pp 619-648.
- HAUG E. (1904) - Les grands charriages de l'Embrunais-Ubaye. *Comptes rendus du Congrès géologique international de Vienne*, t. I, p. 493.

- HEIM R. (1922) - La végétation du bois de la Madeleine et des îlots arbustifs du col du Lautaret. *Bull. Soc. Bot. France*, n° 69, pp 61-77.
- HERNANDEZ F. (1978) - L'impact du pâturage sur l'alpage de la Tête Noire du Galibier, premières observations, juillet-août 1977. *Trav. Lab. Geogr. Phys. Université. Paris VII*, n°5, pp 54-60.
- HERNANDEZ F. et SERRATE C. (1978) - Essai de mesures d'érosion par la technique des chéneaux. *Trav. Lab. Geogr. Phys. Université. Paris VII*, n°5, pp 45-54.
- HUGONIN J et SACCONI J.M. (1976) - *Les conditions géologiques d'un aménagement régional : la vallée de Névache (Hautes-Alpes)*. Thèse de 3^{ème} cycle, Université Scientifique et Médicale de Grenoble (géologie appliquée), 190 p, 28 fig, 87 annexes.
- HUMBERT M. (1972) - Les mouvements de terrain : principes de réalisation d'une carte prévisionnelle dans les Alpes. *Bull. B.R.G.M.*, 2^{ème} série, t. 3, fasc. 1, pp 13-28.
- JACOB Ch. et FLUSIN G. (1905) - Etude sur le glacier noir et le glacier blanc dans le massif du Pelvoux. *Annuaire de la Société des Touristes au Dauphiné*, n° 30 (1904), publié par la *Commission Française des Glaciers*, Allier éd., pp. 5-62.
- JAHN A. (1964) - Slopes morphological features resulting from gravitation. *Zeitschr. Geomorphol.*, Numéro supplémentaire 5 intitulé : "Avancement, sur le plan international, des recherches concernant l'évolution des versants", pp 59-72.
- JAIL M. (1967) - *La haute Maurienne : évolution et problèmes d'une cellule montagnarde intra-alpine*. Thèse de 3^{ème} cycle, ronéotypée, Inst. Géogr. Alpine, Grenoble, 201 p, 23 tabl i.t, 16 tabl h.t, 18 fig, 27 photos.
- JORDA M. (1972) - Etude des formations glaciaires de la région de Seyne (Alpes de Haute-Provence). Essai de coordination avec celles de la Durance gapençaise. *Méditerranée*, t. 10, n°2, pp 51-72.
- JORDA M. (1980a) - Morphogénèse et évolution des paysages dans les Alpes de Haute Provence depuis le Tardiglaciaire. Facteurs naturels et facteurs anthropiques. *Bull. Assoc. Géogr. Français*, n°472, p.295-304.
- JORDA M. (1980b) - La Glaciaire quaternaire des Alpes-de-Haute-Provence. *Rev. Géogr. Alpine*, "Montagnes et Montagnards", pp 183-194.
- JORDA M. (1983a) - L'évolution glaciaire d'altitude dans les Alpes françaises du Sud au cours des quinze derniers millénaires. Actes Colloque "*Late and Postglacial oscillations of glaciers*", Trèves le 15-17 mai 1980 (409 p), Balkéma Ed, pp 35-54
- JORDA M. (1983b) - Eboulis et glaciers rocheux. *Bull. Assoc. Géogr. Français*, n°491, pp 15-24.
- JORDA M. (1983c) - Eboulis et glaciers rocheux. Actes du colloque "*Eboulis et environnement passé et actuel*" publiés intégralement par le Centre de Géographie Physique de ELHAI H. de l'Université de Paris X, pp 107-117.

JORDA M. (1985) - La torrencialité holocène dans les Alpes françaises du Sud. Facteurs et paramètres naturels de son évolution. Symp "les modifications de l'environnement à la fin du Pléistocène et pendant l'Holocène dans le bassin méditerranéen occidental". 5-6 sept 1983, Toulouse. Publié dans les *Cahiers Ligures de Préhistoire et de Protohistoire*, Nouvelle série, vol. 2, pp 49-70.

JORDA M. (1988) - Modalités paléoclimatiques et chronologiques de la déglaciation würmienne dans les Alpes françaises du Sud (bassin durancien et Alpes de Haute-Provence). *Bull. Assoc. Fr. Etude. Quaternaire*, fasc. 2/3, pp 111-122.

JULIAN M. (1976) - *Les Alpes Maritimes Franco-italiennes - Etude géomorphologique*. Thèse de Doctorat d'Etat, Aix-Marseille II. Atelier de Reproduction des Thèses de l'Université de Lille III, 1980. 2 volumes, 844 p, 112 fig, 26 tabl, 8 pl photos, 3 annexes, 1 carte h.t.

JULIAN M. (1978) - Les risques naturels dans les vallées étroites des Alpes-Maritimes. *Bull. Assoc. Géogr. Français*, vol. 55, n° 453, pp 193-197, 1 fig.

JULIAN M. (1983) - Eboulis et glaciers rocheux. Actes du colloque "Eboulis et environnement passé et actuel" publiés intégralement par le Centre de Géographie Physique de ELHAI H. de l'Université de Paris X, pp 153-158.

JULIAN M. et MARTIN J. (1981) - Signification géomorphologique des tufs et des travertins. Actes du colloque "Formations carbonatées externes, tufs et travertins" publiés dans les *Bull. Assoc. Géogr. Français*, n° 479-480, pp 219-223.

JULIAN M. et MARTIN J. (1982) - Risques naturels et catastrophes. *Bull. Assoc. Géogr. Français*, vol. 59, n° 485-486, pp 114-121.

JULIAN M. et MARTIN J. (1982) - Milieu naturel, risque et gestion. Séismes et mouvements de terrain. *Méditerranée*, n° 3-4, pp 3-6.

JULIAN M. et NICOD J. (1990) - Catastrophes naturelles et risques afférents aux terrains gypseux (Alpes et Provence). *Rev. Géogr. Alpine*, t. LXXVIII, n° 1/2/3, pp 157-173.

KIENHOLZ H. (1984) - Landslide hazard assessment for landslide zonation. *Actes du colloque "Mouvements de terrain"*, Caen. Document du B.R.G.M., n° 35, pp 317-326.

KAISER B. (1981) - Observations et mesures morphodynamiques sur un versant d'alpage : perspectives et réalisations (la Tête Noire du Galibier 1976-1979). In *Recherches en Briançonnais*, publié par le C.E.M.A.G.R.E.F., Groupement de Grenoble, avec le concours de la D.G.R.S.T., fasc. 5, pp 17-63.

KAISER B. (1982) - Morphodynamique périglaciaire et morphodynamique globale : le cas de quelques éboulis de Tarentaise et de Maurienne (Sortie de la Commission pour l'Etude des Phénomènes Périglaciaires). *Notes et Comptes-rendus du Groupe de Travail "Régionalisation du Périglaciaire"*, fasc. VII, pp 3-80.

KAISER B. et LECOMPTE M. (1978) - Recherches sur la dynamique des versants de montagne dans le Briançonnais, exemple du versant sud de la Tête Noire du Galibier. *Trav. Lab. Geogr. Phys. Université. Paris VII*, n°5, fasc. 1, pp 7-32.

- KILIAN W. (1890) - Contribution à la connaissance géologique des chaînes alpines entre Mouëtier (Savoie) et Barcelonnette (Basses-Alpes). *C. R. Acad. Sc.*, t. 112, p 63.
- KILIAN W. (1899) - La zone Briançonnaise. Essai de synthèse tectonique. *Assoc. Fr. Pour l'av. des Sciences*, 28^{ème} session, Boulogne-sur-Mer, pp 403-405.
- KILIAN W., et REVIL J. (1904) - *Etudes géologiques dans les Alpes occidentales*. 1^{ère} partie : description orographique et géologique de quelques parties de la Tarentaise, de la Maurienne et du Briançonnais septentrional. Mém. Serv. Carte. Géol. France.
- KILIAN W., et REVIL J. (1908) - *Etudes géologiques dans les Alpes occidentales*. 2^{ème} partie, 1^{er} fascicule : Description des terrains qui prennent part à la constitution géologique des zones intra-alpines françaises (terrains anté-jurassiques). Mém. Serv. Carte. Géol. France.
- KIRKBY MJ. et STATHAM I. (1975) - Surface stone movement and scree formation. *Journ. of Geol.*, n° 83, fasc. 3, pp 349-362.
- KREBS R. (1984) - Modèle proposé pour l'implémentation des méthodes de détection des terrains instables dans les processus de l'aménagement du territoire en Suisse. *Actes du colloque "Mouvements de terrain"*, Caen. Document du B.R.G.M., n° 35, pp 205-212.
- LACOMBE JC. (1970) - *Etude pétrographique de la partie orientale du massif des Ecrins-Pelvoux : le complexe volcano-sédimentaire*. Thèse de 3^{ème} cycle, Faculté des Sciences de Grenoble. 123 pages, 15 fig, 3 tabl, 19 planches.
- LAHOUSSE P. (1989) - *Evolution géomorphologique du versant méridional du Granon et risques associés*. D.E.A. "Analyse géographique du milieu physique, ressources et risques naturels", Lab. Géomorph. Etude. Quaternaire, Université de Lille I. 201 p, 54 fig, 18 tabl, 16 photos.
- LAHOUSSE P. (1991) - Mouvement de terrain ancien et héritages glaciaires sur le versant méridional du Granon (Briançonnais) : tentative d'établissement d'une chronologie relative. *Méditerranée*, n° 4, pp 23-30.
- LARDEAU JP. (1977) - *Evaluation et comparaison de modèles mathématiques hydrologiques de bassins versants en haute montagne. Application au bassin de la haute Durance*. Thèse de Docteur Ingénieur. Institut National Polytechnique de Grenoble. 206 p, 37 fig, 3 annexes.
- LAUTRIDOU JP. (1971) - Conclusions générales des recherches de gélifraction expérimentale. *Bull. Centre. Géomorph. du C.N.R.S. de Caen*, n°21, pp 63-84.
- LAUTRIDOU JP. (1984) - Les expérimentations dans le domaine de la cryoclastie. *Bull. Centre. Géomorph. du C.N.R.S. de Caen*, n°27, pp 15-18.
- LAUTRIDOU JP. et GABERT P. (1987) - Mesures des mouvements superficiels et des températures dans les Alpes du Sud. *Actes du 25^{ème} Congrès International de Géographie "Processus et mesure de l'érosion"*, Paris, 1984. Publication du C.N.R.S., pp 455-476.

LAUTRIDOU JP., OZOUF JC., PELLERIN J., GABERT P., IGOUT M., VAN-VLIET LANOE B., LEVANT M. et COUSTUMIER MN. (1980) - Observations sur quelques formes et processus périglaciaires dans le massif de Chambeyron (Alpes de Haute-Provence). *Rev. Géogr. Alpine*, t. LXVIII, n° 4, pp 349-382.

LAUTRIDOU JP., VALADAS B. et VAN VLIET-LANOE Br. (1989) - Le domaine périglaciaire. In "*La recherche française récente en géomorphologie*" présentée par le Group. Fr. Géomorph. lors de la Seconde Conférence Internationale de Géomorphologie, Frankfurt. Publication du Centre de Géomorphologie du C.N.R.S. de Caen, pp 87-94.

LE FORT P. et Al (1969) - De l'existence d'un socle précambrien dans le massif des Ecrins-Pelvoux (Alpes du Dauphiné, France). *C.R. Acad. Sciences.*, t. 268, série D, pp 2392-2395.

LE FORT P. et PECHER A. (1971) - Géologie des terrains de la Meije (Alpes du Haut-Dauphiné). *Géol. Alpine*, t. 47, fasc. 1, pp 69-78.

LEMOINE M. (1950) - Observations sur la transgression du Jurassique supérieur à Notre-Dame-des-Neiges, près de Briançon (Hautes-Alpes). *C.R. Acad. Sciences*, t. 230, pp 2033-2035.

LEMOINE M. (1952) - Le décollement de la couverture briançonnaise et ses conséquences. *C.R. Acad. Sciences*, t. 234, pp 1195-1197.

LEMOINE M. (1953a) - Le problème de la transgression des marbres en plaquette dans la zone briançonnaise. *C.R. Acad. Sciences*, t. 236, pp 1056-1058.

LEMOINE M. (1953b) - Remarques sur les caractères et l'évolution de la paléogéographie de la zone briançonnaise au Secondaire et au Tertiaire. *Bull. Soc. Géol. France*, t. 3, fasc. 6, p 105.

LEMOINE M. (1964) - Sur un faisceau d'accidents transversaux aux zones briançonnaise et piémontaise à la latitude de Briançon. *C.R. Acad. Sciences*, t. 259, pp 845-847.

LEMOINE M. et Al (1969) - *Notice explicative de la feuille Briançon à 1 80.000*. Ed. B.R.G.M., Orléans, 15 p.

LEROI-GOURHAN A. (1980) - Les interstades du Würm supérieur. *Bull. Assoc. Fr. Etude. Quaternaire*, Numéro Supplémentaire 1, pp 192-194.

LE ROY LADURIE E. (1967) - *L'histoire du climat français depuis l'an mil*. Flammarion, Paris, 376 p, 31 fig, 31 photos, 17 annexes.

LETAVERNIER G. (1984) - *La gélivité des roches calcaires. Relations avec la morphologie du milieu poreux*. Thèse de 3^{ème} cycle, Centre de géomorphologie du C.N.R.S., Caen, 181 p.

LETOURNEUR J. (1942) - Observations sur le massif de la Tête Noire entre Monétier-les-Bains et Névache. *C.R. Société géol. France*, pp 138-139.

- LETOURNEUR J. et MICHEL R. (1971) - Les mouvements du sol. In *Géologie du Génie civil*, 1^{ère} partie, chapitre IV. Ed Armand Colin, Collection U, Série dirigée par P. BELLAIR, pp 159-211.
- LEVILLAIN JP. (1987) - Les risques hydrauliques : inondations, érosions, affouillements. *Bull. Liaison. Labo. Ponts et Chaussées*, n° 150/151 : "Risques naturels", pp 158-168.
- L.G.G.E. (1987) - Glacier d'Arsine. *Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement du C.N.R.S.* Grenoble, rapport inédit, 47 p.
- LIEVOIS J. et TRUCHE M. (1990) - Les Plans d'Exposition aux Risques naturels prévisibles (P.E.R.) en Haute-Savoie; bilan de 5 années d'expérimentation (1984-1989). *Géol. Alpine*, mémoire h.s. n° 15 : "Risques naturels dans le Sud-Est de la France", pp 139-145.
- LI TIANCHI (1983) - A mathematical model for predicting the extent of major rockfall. *Zeitschr. Geomorphol.*, 4, pp 325-341.
- LLIBOUTRY L. (1965) - *Traité de glaciologie*. 1^{er} volume : glace, neige, hydrologie nivale. 2^{ème} volume : glaciers, variations du climat, sols gelés. Paris, Masson Ed., 1040 p., 80 planches.
- LLIBOUTRY L., MORALES-ARNAO B., PAUTRE A. et SCHNEIDER B. (1977) - Glaciology problems set by the control of dangerous lakes in Cordillera Blanca, Peru. *Journal of glaciology*, vol. 18, n° 79, pp 239-290.
- LORY Ch. (1864) - *Description géologique du Dauphiné*. Paris, Grenoble. Trois tomes publiés entre 1860 et 1864, plusieurs cartes géologiques du Dauphiné.
- LOUP J. et JAIL M. (1972) - La prévention des crues dans les Alpes. *Rev. Géogr. Alpine*, t. LX, pp 488-497.
- LOUP J. et JAIL M. (1972) - Lombardes et avalanches. *Rev. Géogr. Alpine*, n°4, pp 643-646.
- LOVIE C. (1988) - Le gel dans le sol et les avalanches de fond. *Rev. Géogr. Alpine*, t. LXXVI, pp 195-206.
- LUGEON M. (1899) - Feuille de Briançon. *Bull. Serv. Carte. Géol. Fr.*, t. X, n° 69, p 116.
- MALATRAIT AM. (1975) - *Analyse et classement des mouvements gravitaires (feuille de St-Jean-de-Maurienne à 1 50.000)*. Thèse de 3^{ème} cycle, Université Scientifique et Médicale de Grenoble. 219 p, 81 fig, 25 tabl.
- MANTE C. (1985) - Evolution du champ de température dans une paroi rocheuse naturelle : la cas de la crête de Vars. *Bull. Centre. Géomorph. du C.N.R.S. de Caen*, n°30, pp 99-139.

- MARIE R. (1984) - La cartographie C.E.M.A.G.R.E.F. des risques naturels en montagne à 1/25.000. *C.R. inédit du colloque "mouvements de terrain"*, 4 p.
- MARIE R. et FEUVRIER JP. (1990) - La programmation des opérations R.T.M., un outil efficace pour la prévention. *Géol. Alpine*, mémoire h.s. n° 15 : "Risques naturels dans le Sud-Est de la France", pp 157-163.
- MARNEZY A. (1981) - Vidange brutale d'un lac proglaciaire en Vanoise. *Rev. Géogr. Alpine*, t. LXIX, fasc. 3, pp 489-494.
- MARRE A. (1987) - Le mouvement de terrain de Rilly-la-Montagne du 23 août 1986 : naissance et évolution. *Trav. Inst. Géogr. Reims*, n° 69-72, pp 95-111.
- MARTIN A. (1914) - Formation brusque d'un entonnoir dans les dépôts gypseux des Hautes-Alpes. *La géographie*, t. XXIX, n° 1, p 281.
- MARTIN D. (1934) - Les glaciers du pelvoux de 1906 à 1914. Direction Générale des Eaux et Forêts. *Etude glaciologiques*, t. VII. Paris, Impr. Nationale, 24 p.
- MARTIN J. (1980) - Etude des séquences de jours consécutifs secs ou pluvieux dans la zone intra-alpine. Actes du *XVII^{ème} Congrès International de Météorologie Alpine*, Aix-les-Bains. Publication provisoire, pp 221-227.
- MARTIN-COCHER J. (1984) - *Etude géologique de la stabilité des versants sur la rive droite de l'Arc entre St-Michel-de-Maurienne et la Praz (Savoie)*. Thèse de 3^{ème} cycle, Université Scientifique et Médicale de Grenoble. 264 p, 106 fig, 21 tabl, 5 cartes h.t.
- MASSEPORT J. et VIVIAN R. (1965) - Symposium International de Davos sur les aspects scientifiques des avalanches de neige et de glace. *Rev. Géogr. Alpine*, t. LIII, n° 4, pp 651-656.
- MAYR F. (1968) - Postglacial glacier fluctuations and correlative phenomena in the Stubai Mountains, Eastern Alps, Tyrol. I.N.Q.U.A. 1965, *University of Colorado Stud. Ser. in Earth Sci.*, n° 7, pp 167-177.
- MENARD G. (1979) - *Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le Sud-Est de la France. Essai d'utilisation de données géophysiques*. Thèse de 3^{ème} cycle, Université des Sciences de Grenoble, 178 p, 73 fig.
- MENEROUD JP. (1990) - L'aléa sismique : une revue des méthodes d'étude. *Géol. Alpine*, mémoire h.s. n° 15 : "Risques naturels dans le Sud-Est de la France", pp 165-175.
- MERCIER D. (1977) - *Les modalités de la transgression jurassique dans la zone briançonnaise (région de Briançon, Hautes-Alpes)*. Thèse de 3^{ème} cycle, Université de Paris VI, 351 p, 56 fig, 5 tabl, 20 pl photos.
- MERCIER D. et BEAUDOIN B. (1984) - Le Briançonnais au Carbonifère : modalités de la subsidence d'un gouttière méridienne. *C.R. Acad. Sciences*, t. 298, n° 4, pp 125-128.

- MERCIER J.L. (1976) - *Simulation digitale de l'évolution géomorphologique d'un versant*. Thèse de doctorat d'état. Strasbourg I. 288 p.
- MESSINES J. (1948) - Les éboulements dans les gypses. Inefficacité des travaux de reboisement. *C.R. Acad. Sciences*, t. 226, pp 1295-1296.
- MEYZENQ C. (1984) - *Hautes-Alpes, Ubaye, Haut-Drac, Préalpes drômoises. Pays de transition entre Alpes du Nord et Alpes du Sud*. Thèse de doctorat d'Etat, Grenoble. Ed. Ophrys, 983 p, 151 fig, 40 tabl.
- MEYZENQ C. et VIVIAN R. (1980) - Peut-on aménager la montagne sans connaître les contraintes du milieu naturel ?. *Rev. Géogr. Alpine*, numéro spécial "Montagne et montagnards", pp 263-271.
- MILLIES-LACROIX A. (1981) - Classification des talus et versants instables. *Bull. Liaison. Lab. Ponts et Chaussées*, numéro spécial X "Risques géologiques, mouvements de terrain", pp 55-62.
- MISKOVSKY J.C. (1987) - *Géologie de la Préhistoire : méthodes, techniques, applications*. Ouvrage réalisé sous la direction de J.C. Miskovsky. Ed. Assoc. Et. Env. Géol. de la Préhistoire, Paris, 1297 p.
- MOLINIER R. et PONS A. (1955) - Contribution à l'étude des groupements végétaux du Lautaret et du versant sud du Galibier (Hautes-Alpes). *Bull. Soc. Scient. Dauphiné*, n° 69, pp 2-19.
- MONTJUVENT G. (1973) - L'érosion sur les Alpes françaises d'après l'exemple du Pelvoux. *Rev. Géogr. Alpine*, t. LXI, pp 107-120.
- MONJUVENT G. et MARNEZY A. (1986) - Processus d'évolution des versants dans les Alpes françaises. *Géol. Alpine*, t. 62, pp 87-105.
- MONJUVENT G. et NICLOUD G. (1988) - Modalités et chronologie de la déglaciation würmienne dans l'arc alpin occidental et les massifs français : synthèse et réflexions. *Bull. Assoc. Fr. Etude. Quaternaire*, n° 2/3, pp 147-156, 2 tabl.
- MONJUVENT G. et WINISTORFER J. (1980) - Glaciations quaternaires dans les Alpes franco-suissees et leur piedmont. *Geol. Alpine*, t. 56, pp 251-282.
- MORET L. (1951) - Les synclinaux fermés et inapparents des massifs cristallins externes des Alpes occidentales. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. 29, pp 97-100.
- MORET L. et BLANCHET F. (1924) - Contribution à l'étude du Crétacé intra-alpin (Alpes occidentales) : le problème des "marbres en plaquettes". *Bull. Soc. Géol. France*, t. 14, fasc. 4, pp 312-320.
- MORET L. et ROCH E. (1924) - Révision de la feuille Briançon à 1/80 000. Sur les tufs pléistocènes du Lautaret. *Bull. Serv. Carte. Géol. France*, t.28, n°155, pp 114-115.
- MOUGIN J.P. (1973) - *Les mouvements de terrain, recherches sur les apports mutuels des études géologique et mécanique à l'estimation de la stabilité des pentes*. Thèse de docteur ingénieur, Grenoble, 295 p.

- MOUGIN P. (1924) - La question du reboisement des Alpes. *Rev. Géogr. Alpine*, t. XII, pp 497-545.
- MOUGIN P. (1931) - *La restauration des Alpes*. Imprimerie Nationale, Paris, 584 p.
- MOUGIN P. (1934) - Le déboisement des Alpes du Sud. *Revue des Eaux et Forêts*, pp 194-198.
- MOYRAND-GATTEFOSSE F. (1982) - *Saint-Chaffrey. Approche historique et témoignages*. Edité par la commune de St-Chaffrey, 186 p.
- NEBOIT R. (1983) - *L'homme et l'érosion*. Association des publications de la Faculté des Lettres et Sciences Humaines de l'Université de Clermont-Ferrand II. Nouvelle série, fascicule 17, 183 p, 23 fig, 12 tabl, 6 pl.
- NEBOIT-GUILHOT R. (1989) - Evolution géomorphologique et société. In "*La recherche française récente en géomorphologie*" présentée par le Group. Fr. Géomorph. lors de la Seconde Conférence Internationale de Géomorphologie, Frankfurt. Publication du Centre de Géomorphologie du C.N.R.S. de Caen, pp 149-158.
- NEBOIT-GUILHOT R. (1990) - Les contraintes physiques et la fragilité du milieu méditerranéen. *Ann. Géographie*, vol. 90, n° 551, pp 1-20.
- NICOD J. (1966) - Karsts du gypse dans les Alpes et en Provence. *Actes du 90^{ème} Congrès National des Sociétés Savantes*, section Géographie, Nice 1965, pp 87-103.
- NICOD J. (1971) - Quelques remarques sur la dissolution des dolomies. *Bull. Assoc. Géogr. Français*, n°389-390, pp 247-261.
- NICOD J. (1974) - Porosité, dissolution et formes de relief dans les dolomies. *Trav. Lab. Géogr. Reims*, n° 17, pp 51-60.
- NICOD J. (1976) - Karsts des gypses et des évaporites associées. *Ann. Géographie*, n° 471, pp 513-551.
- NICOD J. (1981) - Répartition, classification, relation avec les milieux karstiques et karstification. Actes du colloque "Formations carbonatées externes, tufs et travertins" publiés dans les *Bull. Assoc. Géogr. Français*, n° 479-480, pp 181-187.
- NODIN M. (1970) - *Un profil climatique de Lyon à Briançon*. Trav. Etudes. Recherches, Inst. Géogr. Alpine. Grenoble, 103 p, 37 tabl, 31 graph.
- NOVERRAZ F. (1984) - Cartographie des glissements de terrain. Méthode de levé; objectif et fonction des cartes d'instabilité. *Actes du colloque "Mouvements de terrain"*, Caen. Document du B.R.G.M., n° 35, pp 217-234.
- NOYELLE J. (1990) - Les nouvelles orientations concernant la prise en compte des risques naturels majeurs dans l'aménagement. *Géol. Alpine*, mémoire h.s. n° 15 : "Risques naturels dans le Sud-Est de la France", pp 177-187.
- OHMORI H. et HIRANO M. (1988) - Magnitude, frequency and geomorphological significance of rocky mud flows, landcreep and the collapse of steep slopes. *Zeitschr. Geomorphol.*, suppl. Band 67, pp 55-65.

- OLIVIER G. et CAMBOLY D. (1979) - Cartographie géotechnique pour l'aménagement. *Bull. Liaison. Lab. Ponts et Chaussées*, n° 99, pp 55-64.
- OLYPHANT GA. (1983) - Computer simulation of rock-glacier development under viscous and pseudoplastic flow. *Geological Society of America Bulletin*, n° 94, pp 499-505.
- ONDE H. (1938) - *La Maurienne et la Tarentaise. Etude de géographie physique*. Thèse Lettres, Grenoble, Allier, 623 pages.
- OTTMANN L. et TRICART J. (1964) - Application de la cartographie géomorphologique détaillée à l'étude des versants. *Zeitschr. Geomorphol.*, Numéro supplémentaire 5 intitulé : "Avancement, sur le plan international, des recherches concernant l'évolution des versants", pp 1-16.
- OZENDA P. (1966) - Perspectives nouvelles pour l'étude phytogéographique des Alpes du Sud. *Doc. Carte. Végét. Alpes*, t. IV, 198 p.
- OZENDA P. (1985) - *La végétation de la chaîne alpine*. Ed. Masson, Paris, 331 p.
- OZENDA P. et CADEL G. (1981) - Analyse et cartographie des groupements végétaux de la Guisane (Hautes-Alpes). In *Recherches en Briançonnais*, publié par le C.E.M.A.G.R.E.F., Groupement de Grenoble, avec le concours de la D.G.R.S.T., fasc. 2, pp 5-13.
- PACHOUD A. (1981) - Influence de la disparition de l'activité agricole traditionnelle sur la stabilité des pentes en montagne. *Bull. Liaison. Lab. Ponts et Chaussées*, numéro spécial X "Risques géologiques, mouvements de terrain", pp 49-53.
- PAGET R. (1985) - Les moyens de protection collective contre les avalanches. *Bull. Techn. Information*, n° 399-401 intitulé "Eléments pour la connaissance et la mise en valeur de la montagne", pp 283-286.
- PARDE M. (1959) - La grande crue alpestre de juin 1957. *Rev. Géogr. Alpine*, t. XLVII, fasc. 3, pp 325-338.
- PATZELT G. (1974) - Holocene variations of glaciers in the Alps. *Actes du Colloque International "Les méthodes quantitatives d'étude des variations du climat au cours du Pléistocène"*, Gif-sur-Yvette, 1973. Publication du C.N.R.S., pp 51-59.
- PECHER A. (1970) - *Etude pétrographique de la partie orientale du massif des Ecrinques-Pelvoux : le socle ancien*. Thèse de 3^{ème} cycle, Faculté des Sciences de Grenoble. 122 p., 39 fig, 4 photos, 4 planches h.t., 1 tabl h.t.
- PEGUY Ch. P. (1938) - Structure, hydrographie et relief du N.O. du Briançonnais. *Bull. Assoc. Géogr. Fr.*, pp 79-84.
- PEGUY Ch. P. (1942) - Une analyse morphométrique de la zone intra-alpine dans les Alpes Méridionales. *Bull. Assoc. Géogr. Fr.*, pp 22-24.

- PEGUY Ch P. (1947) - *Haute Durance et Ubaye : esquisse physique de la zone intra-alpine des Alpes françaises du Sud*. Thèse, Grenoble, éd. Arthaud. 314 p, 74 fig, 21 planches.
- PEGUY Ch.P. (1947) - Haute Durance et Ubaye : climat, végétation, eaux, glaciers. *Rev. Géogr. Alpine*, t. XXXV, pp 585-735.
- PEGUY Ch.P. (1976) - Une nouvelle expression graphique de la variabilité interannuelle des climats : les calendriers de probabilités. *Bull. Assoc. Géogr. Français*, n° 431-432, pp 5-16.
- PEGUY Ch.P. (1978) - Le climat du Monétier et de Briançon. Recherches météorologiques et actualisation des données. *Trav. Lab. Geogr. Phys. Université. Paris VII*, n°5, fasc. 2, pp 1-52.
- PEGUY Ch.P. (1981) - Le Monétier, mise au point climatique. In *Recherches en Briançonnais*, publié par le C.E.M.A.G.R.E.F., Groupement de Grenoble, avec le concours de la D.G.R.S.T., fasc. 2, pp 21-35.
- PERINET F. (1990) - Le lac d'Arsine. *Service Départemental R.T.M. des Hautes-Alpes*, Compte-rendu de visite du 12 juillet 1990, 4 p.
- PERRIER J. (1972) - La colonisation végétale des sols abandonnés par les glaciers (utilisation de cette étude pour une datation des moraines glaciaires). *Rapport inédit de l'Université de Lyon, Laboratoire de Biologie Végétale*, 30 p, 8 tabl.
- PIANTONE P. (1980) - *Magmatisme et métamorphisme des roches intrusives calco-alcalines du Carbonifère briançonnais entre Arc et Durance : minéralogie, pétrographie, géochimie*. Thèse de 3^{ème} cycle, Université Scientifique et Médicale de Grenoble. 214 p, 115 fig, 2 annexes
- P.I.R.D.E.S. (1980) - *Atlas des fréquences de l'insolation journalière dans le midi méditerranéen*. Laboratoire Associé n° 6 et Equipe de Recherche C.N.R.S. n° 30, Grenoble.
- PISSART A. (1972) - Vitesse des mouvements de pierres dans les sols et sur les versants périglaciaires au Chambeyron (Basses-Alpes). *Symposium : "Processus périglaciaires étudiés sur le terrain"*, Liège, pp 251-268.
- PISSART A. (1987) - *Géomorphologie périglaciaire*. Textes des leçons de la Chaire Francqui belge. Laboratoire de Géomorphologie et de Géologie du Quaternaire, Université de Liège, 135 p.
- POMEROL C. et RENARD M. (1989) - *Eléments de géologie*. Ed. Armand Colin, Collection U, 9^{ème} édition. 616 p, 36 photos h.t.
- PONCET A. (1965) - Notes sur la lutte contre l'érosion et l'aménagement des bassins versants montagnards au Nord de la Méditerranée. *Rev. Forest. Française*, n° 10, pp 637-661.
- PONCET A. (1978) - Actualité de la lutte contre l'érosion torrentielle en France. *Regard sur la France*, janv., pp 311-321.

- POULAIN PA. (1977) - *Les eaux minérales et thermominérales dans le département des Hautes-Alpes*. Thèse, Grenoble. 188 p, 177 fig.
- POUPARDIN D. (1981) - Le rôle de l'état dans la mise en valeur des hautes vallées briançonnaises. In *Recherches en Briançonnais*, publié par le C.E.M.A.G.R.E.F., Groupement de Grenoble, avec le concours de la D.G.R.S.T., fasc. 3, pp 7-53.
- RENAULT-MISKOVSKY J. (1972) - Contribution à la paléoclimatologie du Midi méditerranéen pendant la dernière glaciation, d'après l'étude palynologique du remplissage des grottes et abris sous roche. *Bull. Mus. Anthropol. Préhist. Monaco*, n°18, pp 145-211.
- REY L. (1979) - Types d'hivers et catastrophes avalanches. *Neige et avalanches*, Assoc. Nat. Etude. Neige. Avalanches, n° 19, 42 p.
- REYNAUD L. (1984) - Mesures des fluctuations glaciaires dans les Alpes françaises. Collecte des données et résultats. *La Houille Blanche*, n° 6/7, pp 519-528, 8 fig, 1 tabl.
- RISSER V. (1979) - *Etude fréquentielle de l'enneigement et analyse des derniers stades de l'évolution du manteau neigeux dans des stations témoins des Alpes françaises*. Thèse de 3^{ème} cycle, Grenoble, 186 p, 17 tabl, 34 fig.
- ROGNON P. (1981) - Les crises climatiques. *La recherche*, n° 128, pp 1354-1364.
- ROGNON P. (1983) - Quelques crises climatiques des douze derniers millénaires. *Bull. Assoc. Géogr. Français*, n°494, pp 145-155.
- RONCHAIL J. (1980) - *Essai de climatologie dynamique dans le Briançonnais; extension aux Alpes françaises*. Thèse de 3^{ème} cycle, Université de Paris VII, 131 p, 31 fig et tabl, 2 annexes.
- RONCHAIL J. et LECOMPTE M. (1981a) - Essai de climatologie dynamique dans les Alpes internes françaises. *Trav. Lab. Geogr. Phys. Université. Paris VII*, n°8, 108 p.
- RONCHAIL J. et LECOMPTE M. (1981b) - Essai de climatologie dynamique dans le Briançonnais. In *Recherches en Briançonnais*, publié par le C.E.M.A.G.R.E.F., Groupement de Grenoble, avec le concours de la D.G.R.S.T., fasc. 5, pp 67-103.
- ROSTOLLAND H. (1930) - *Névache et la vallée de la haute Clarée*. L. Jean, Gap, 320 p, 22 planches h.t.
- ROTHER JP. (1941) - Les séismes des Alpes françaises en 1938, et la sismicité des Alpes occidentales. *Ann. Inst. Phys. Globe. Strasbourg*, 3^{ème} partie, n° 3, pp 1-105.
- ROTHER JP. (1942) - La sismicité des Alpes occidentales. *Bull. Soc. Géol. France*, 5^{ème} série t. 2, pp 296-320.
- ROTHER JP. (1946) - La sismicité des Alpes occidentales (compléments). *Ann. Inst. Phys. Globe. Strasbourg*, 3^{ème} partie, n° 4, pp 89-105.
- ROTHER JP. (1967) - Cartes de sismicité de la France. *Ann. Inst. Phys. Globe. Strasbourg*, 3^{ème} partie, n° 8, pp 3-10.

- ROTHER JP. (1972) - La sismicité de la France de 1961 à 1970. *Ann. Inst. Phys. Globe. Strasbourg*, 3^{ème} partie, n° 9, pp 3-134.
- ROTHER JP. (1974) - Sismicité de la France, rapport de synthèse. *Symposium National "Sol et sous-sol et sécurité des constructions"*. Cannes, t. 2, pp 49-64.
- ROTHER JP. (1977) - Géographie sismologique régionale : l'exemple de la France. *Que sais-je ?*, n° 217 "Séismes et volcans", P.U.F., Paris, 7^{ème} édition, pp 65-68.
- ROTHER JP. et DECHEVOY N. (1954) - La sismicité de la France de 1940 à 1950. *Ann. Inst. Phys. Globe. Strasbourg*, 3^{ème} partie, n° 7, pp 24-62.
- ROTHER JP. et DECHEVOY N. (1967) - La sismicité de la France de 1951 à 1960. *Ann. Inst. Phys. Globe. Strasbourg*, 3^{ème} partie, n° 8, pp 19-84.
- ROTHER JP. et ROTHER E. (1942) - Sur les récents séismes des Alpes françaises. *C.R. Acad. Sciences*, t. 214, pp 97-100.
- ROUBAULT M. (1970) - *Peut-on prévoir les catastrophes naturelles ?* Paris, Presses Universitaires de France, 173 p.
- RUDKIEWICZ JL. (1988) - Quantitative subsidence and thermal structure of the continental margin of Tethys during early and middle Jurassic times in the western Alps (Grenoble - Briançon transect). *Bull. Soc. Géol. France*, 8^{ème} série, t. IV, n° 5, pp 623-632.
- SALOMEZ P. (1968) - *Le climat du Briançonnais*. Trav. Etudes. Recherches, Inst. Géogr. Alpine. Grenoble, 61 p, 16 tabl.
- SARROT REYNAUD S., POULAIN PA. et MARCE A. (1977) - Tectonique et anomalies géothermiques. Les sources thermominérales des bordures orientale et méridionale du massif du Pelvoux. *Géol. Alpine*, t. 53, pp 75-82.
- SAURET B. (1985) - *Coulées de boue, laves torrentielles. Etude bibliographique*. C.E.T.E. d'Aix-en-Provence, 136 p.
- SAURET B. (1987) - Coulées de débris canalisées. Compte rendu bibliographique. *Bull. Liaison. Labo. Ponts et Chaussées*, n° 150/151 : "Risques naturels", pp 65-77.
- SCHLOSSER F. (1988) - *Eléments de mécanique des sols*. Presses de l'Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, 276 p.
- SCHNEEGANS D. (1931a) - Observations sur la limite occidentale de la nappe du Briançonnais au Sud de la Maurienne. *C.R. Acad. Sciences*, t. 192, pp 629-631.
- SCHNEEGANS D. (1931b) - Observations sur la série stratigraphique du massif du Grand Galibier (Briançonnais occidental). *C.R. Somm. Soc. Géol. France*, n° 5, pp 60-63.
- SCLAFERT T. (1933) - A propos du déboisement des Alpes du Sud. *Ann. Géographie*, n° 42, pp 266-277 et 350-360.

- SCLAFERT T. (1959) - *Cultures en Haute Provence - Déboisement et pâturages au Moyen-Age*. Paris, 271 p.
- SENTIS G. (1984) - *Autour de Monêtier. Excursion en vallée de la Guisane*. Imprimerie Guirimand, Grenoble. 38 p, 4 fig, 4 photos.
- SENTIS G. (1984) - *Monêtier mon village*. Imprimerie Guirimand, Grenoble. 88 p, 12 photos.
- SERET G. (1985) - Classification des sédiments morainiques. *Bull. Assoc. Fr. Etude. Quaternaire*, fasc. 1, pp 41-43.
- SERRATE C. (1978) - *Dynamique des versants de haute montagne. Andes centrales péruviennes et Alpes briançonnaises*. Thèse de 3^{ème} cycle en géographie. Université. Paris VII. 335 p, 27 fig, 39 tabl.
- SERRATE C. (1981) - Quelques aspects de l'évolution morphologique du versant d'adret de la Tête Noire du Galibier (été 1977). In *Recherches en Briançonnais*, publié par le C.E.M.A.G.R.E.F., Groupement de Grenoble, avec le concours de la D.G.R.S.T., fasc. 5, pp 107-137.
- SERRATE C. et GONZALES M. (1979) - Le versant de Tête Noire au cours des étés 1977-1978. *Trav. Lab. Geogr. Phys. Université. Paris VII*, fasc. 6, pp 1-69.
- SEYFERTH R. (1971) - *Géomorphologie quaternaire des massifs de Combeynot, du Grand Galibier et des Aiguilles d'Arves*. Trav. Etudes. Recherches, Inst. Géogr. Alpine. Grenoble, 87 p, 20 ph., 23 fig., 2 cartes.
- SITZMANN P. (1958) - Variations récentes des glaciers du bassin de la Romanche, d'après les plans directeurs à 1/20 000, trois couleurs, et les photographies aériennes de 1952. *Rev. Géogr. Alpine*, fasc. 1, pp 167-179
- SONNIER J. (1985) - L'avalanche, un fléau démythifié. *Bull. Techn. Information*, n° 399-401 intitulé "Eléments pour la connaissance et la mise en valeur de la montagne", pp 257-263.
- SONNIER J. et CHARLIER C. (1985) - La localisation des avalanches. *Bull. Techn. Information*, n° 399-401 intitulé "Eléments pour la connaissance et la mise en valeur de la montagne", pp 279-282.
- STARKEL L. (1987) - Holocene climatic changes reflected in the slope and fluvial deposit in european mountains. *Actes du 25^{ème} Congrès International de Géographie "Processus et mesure d'érosion"*, Paris, 1984. Publication du C.N.R.S., pp 33-43.
- STATHAM I. (1976) - A scree slope rockfall model. *Earth Surf. Processes and Landf.*, fasc. 1, pp 43-62.
- STATHAM I. (1977) - Angle of repose, angle of shearing resistance and angle of talus slopes : a reply. *Earth Surf. Processes and Landf.*, fasc. 2, pp 437-440.
- SURREL A. (1870) - *Etude sur les torrents des Hautes-Alpes*. Paris, Dunod, 2^{ème} édition, 699 p, 6 planches.

TAILLEFER F. (1964) - Le modelé post-würmien des hautes montagnes française. *Rev. Géogr. Pyrénées et du S.O.*, t. 35, n°2, pp 129-138.

TAILLEFER F. (1969) - La cartographie des formes glaciaires et fluvio-glaciaires. In "*Etudes sur le Quaternaire dans le monde*", VIII^{ème} Congrès INQUA, Paris. Publication du C.N.R.S., vol. II, pp 879-885.

TAKAHASHI T. (1981) - Estimation of potential debris flow and their hazardous zones : soft countermeasures for disaster. *Journal. Nat. Disas. Sciences*, vol. 3, fasc. 1, pp 57-89.

TAZIEFF H. (1988) - Catastrophes naturelles. *Aménagement et Nature*, n° 90, pp 2-6.

TERMIER P. (1903) - *Les montagnes entre Briançon et Vallouise* (écailles briançonnaises, terrains crstallins de l'Eychauda, massif de Pierre-Eyrantz, etc.). Thèse publiée aux Mém. Serv. Carte Géol. France.

TESSIER L. (1981) - Contribution dendroclimatologique à la connaissance écologique du peuplement forestier des environs des chalets de l'Orgière (Parc National de la Vanoise). *Trav. Sc. Parc Nat. Vanoise*, II, pp 19-61.

THOMAS A. (1973) - Détermination et cartographie des zones de risque en mécanique des sols. *Symposium National "Sol et sous-sol et sécurité des constructions"*, Cannes, t. 1, pp 202-211.

TIHAY JP. (1983) - Les éboulis et leur environnement géomorphologique autre que celui des glaciers rocheux. Actes du colloque "*Eboulis et environnement passé et actuel*" publiés intégralement par le Centre de Géographie Physique de ELHAI H. de l'Université de Paris X, pp 21-27.

TISSOT B. (1955) - Etude géologique du massif du Grand Galibier et des Cerces (zone briançonnaise - Hautes-Alpes et Savoie). *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, n° 32, pp 110-192.

TOULEMONT M. (1990) - Qualification de l'aléa "mouvement de terrain" dans la cadre des études préalables à la cartographie réglementaire des risques naturels prévisibles. *Géol. Alpine*, mémoire h.s. n° 15 : "Risques naturels dans le Sud-Est de la France", pp 231-249.

TOURNIER P. (1971) - *Caractères du lac du glacier d'Arsine*. Thèse de 3^{ème} cycle, Grenoble, 31 pages.

TOURY A. (1984) - *Etude géologique de la haute vallée de la Valloire entre Valloire, le col du Galibier et les Aiguilles d'Arves (Alpes occidentales, Savoie)*. Thèse de 3^{ème} cycle, Chambéry. 220 p, 91 fig, 2 cartes h.t.

TRICART J. (1955) - Carte des phénomènes périglaciaires en France. *Mém. Serv. Carte. Géol. France*, 40 p, 3 photos h.t.

TRICART J. (1957) - Une lave torrentielle dans les Alpes autrichiennes. *Rev. Géomorph. Dynamique*, t. VIII, fasc. 11/12, pp 161-165.

TRICART J. (1965) - *Principes et méthodes de la géomorphologie*. Ed. Masson, Paris, 496 p, 36 fig.

TRICART J. (1972) - Normes pour l'établissement de la carte géomorphologique détaillée de la France (1/20.000, 1/25.000, 1/50.000). R.C.P. 77 publiée dans les *Mémoires et documents du C.N.R.S.*, numéro supplémentaire, vol. 12, pp 37-105.

TRICART J. (1974) - Phénomènes démesurés et régime permanent dans les bassins montagnards. *Rev. Géogr. Alpine*, t. XXIII, n° 3, pp 99-114.

TRICART J. (1989) - Dynamique des versants. In "*La recherche française récente en géomorphologie*" présentée par le Group. Fr. Géomorph. lors de la Seconde Conférence Internationale de Géomorphologie, Frankfurt. Publication du Centre de Géomorphologie du C.N.R.S. de Caen, pp 103-111.

TRICART J. et CAILLEUX A. (1962) - *Le modelé glaciaire et nival*. Traité de géomorphologie, t. III. Ed Sédés, Paris, 508 p, 144 fig.

TRICART J. et CAILLEUX A. (1965) - *Introduction à la géomorphologie climatique*. Traité de géomorphologie, t. I. Ed Sédés, Paris, 306 p, 50 fig.

TRICART J. et CAILLEUX A. (1967) - *Le modelé des régions périglaciaires*. Traité de géomorphologie, t. II. Ed sédes, Paris, 512 p, 127 fig.

TRICART J., CAILLEUX A. et RAYNAL R. (1962) - Quelques aspects morphogénétiques des montagnes tempérées. In *Les particularités de la morphogénèse dans les régions de montagne*, Cours de l'Université de Strasbourg, C.D.U., pp 107-119.

TRICART P. (1986) - La tectonique polyphasée dans les zones internes et son prolongement en zone externe : canevas pour la transversale Sud-Pelvoux. *Bull. Soc. Géol. France*, 8^{ème} série, t. II, n° 2, pp 204-209.

VALLON M. (1986) - Le lac du glacier d'Arsine (Hautes-Alpes). Risques naturels et mesures à prendre. *Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement du C.N.R.S., associé à l'Université Scientifique et médicale de Grenoble*. Rapport préliminaire, 7 p.

VALLON M. (1989) - Evolution, water balance, potential hazard, and control of a proglacial lake in the french alps. *Annals of glaciology*, vol. 13, pp 273-278.

VAN EFFENTERRE C. (1979) - Les laves torrentielles. *Rapp. Ecole. Gén. Rural. Eaux et Forêts*, Nancy, 44 p.

VAN EFFENTERRE C. (1987) - Lac du glacier d'Arsine. Etudes de risque et travaux de protection. *Société Hydrotechnique de France, Section de Glaciologie*. Rapport inédit, 12 p.

VARNES DJ. (1978) - Slope movement. Types and processes. In *Landslides : analysis and control*. Transportation Research Bord, Nat. Acad. Sc, Washington, D.C. Special Report 176, Chap. 2, pp 11-23.

VARNES DJ. (1984) - Landslide hazard zonation, a review of principes and practice. *Natural hazard*, série 3, U.N.E.S.C.O., Paris, 63 p.

VAUDOUR J. (1981) - Travertins et croûtes calcaires. Actes du colloque "Formations carbonatées externes, tufs et travertins" publiés dans les *Bull. Assoc. Géogr. Français*, n° 479-480, pp 203-209.

VAUMAS de E. (1940a) - Le Briançonnais : étude morphologique. *Ann. Géographie*, t. XLIX, pp 183-204.

VAUMAS de E. (1940b) - Relations structurales des massifs cristallins externes et des massifs intra-alpins - Le principe d'altitude inverse. *Bull. Assoc. Géogr. Français*, pp 81-89

VAUMAS de E. (1948a) - L'évolution morphologique des Alpes du Sud (zone intra-alpine). *Rev. Géogr. Alpine*, t. XXXVI, pp 184-214.

VAUMAS de E. (1948b) - Structure et morphologie des Alpes du Sud (régions intra-alpines et méso-alpine). A propos de travaux récents. *Rev. géogr. Alpine*, t. XXXVI, pp 447-531.

VAUMAS de E. (1964) - Sur la morphogénèse des versants cryogéniques de nivellement par éboulis. *C.R. Acad. Sciences*, t. 258, pp 2131-2134.

VERNET J. (1965a) - Les écaïlles de Côte Plaine au Nord-Ouest du Lautaret. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. 41, pp 253-257.

VERNET J. (1965b) - La zone "Pelvoux-Argentera" : étude sur la tectonique alpine du socle dans la zone des massifs cristallins externes du Sud des Alpes occidentales. *Bull. Serv. Carte. Géol. France.*, t. 60, n° 275, 294 p.

VERNET J. (1974) - Sur la tectonique alpine des massifs cristallins dauphinois dans leur région culminante (Pelvoux, Grandes Rousses et leurs abords) et l'histoire de leur édification. *Géol. Alpine*, t. 50, pp 195-236.

VERNET JL. (1986) - Travertins et végétations holocènes méditerranéennes. *Méditerranée*, n° 1/2, pp 25-27.

VEYRET P. (1943) - Un centenaire : l'étude sur les torrents des Hautes-Alpes de Surret. *Rev. Géogr. Alpine*, t. XXX, pp 513-524.

VEYRET P. et G. (1967) - *Au coeur de l'Europe, les Alpes*. Ed. Flammarion, Paris, 546 pages.

VEYRET P. et G. (1970) - *Les grandes Alpes ensoleillées*. Ed. Arthaud, Grenoble, 130 pages.

VEYRET P. et G. (1979) - *Les Alpes françaises*. Atlas et géographie de la France moderne. Ed. Flammarion, Paris, 316 p.

VICKERS B. (1983) - *Laboratory work in soil mechanics*. Seconde édition, 170 pages.

- VILA JP. (1986) - Etude des effets provoqués par la chute de séracs dans le lac d'Arsine. *Rapport C.E.M.A.G.R.E.F.*, Division nivologie, Saint-Martin-d'Hères.
- VILLAIN J. (1981) - Sur le rôle des structures géologiques dans les glissements de terrain. *Bull. Liaison. Lab. Ponts et Chaussées*, numéro spécial X "Risques géologiques, mouvements de terrain", pp 119-125.
- VIVIAN R. (1965) - Glaces mortes et morphologie glaciaire. *Rev. Géogr. Alpine*, fasc. 3, pp 371-401.
- VIVIAN R. (1971) - Les variations récentes des glaciers dans les Alpes françaises (1900-1970). Possibilité de prévision. *Rev. Géogr. Alpine*, t. LIX, fasc. 2, pp 229-243, 4 fig, 1 pl. photos.
- VIVIAN R. (1975) - *Les glaciers des Alpes occidentales*. Thèse, Grenoble, 513 p, 89 fig, 36 planches photo.
- VIVIAN R. (1976) - Glaciers alpins et chronologie holocène. *Bull. Assoc. Géogr. Français*, vol. 53, n° 433-434, pp 105-118.
- VIVIAN R. (1978) - Les fluctuations récentes de la glaciation dans les Hautes-Alpes. *Inter-Nord*, n° 15, pp 277-279.
- VIVIAN R. (1979a) - *Les glaciers sont vivants*. Denoël, Paris, 238 p.
- VIVIAN R. (1979b) - La prévision des débits en bassins montagneux. *Bull. Assoc. Géogr. Français*, n° 459, pp 81-91.
- VIVIAN R. (1989) - Les glaciers alpins, mémoires et miroirs des civilisations et des environnements montagnards. *Rev. Géogr. Alpine*, t. LXVII, n° 1/2/3, pp 79-91.
- VIVIAN R. et GONNET R. (1972) - Fiches des glaciers français : les glaciers de Séguret. *Rev. Géogr. Alpine*, t. LX, fasc. 1, pp 159-162.
- VIVIAN R. et VOLLE L. (1967) - Fiches des glaciers français : le glacier d'Arsine. *Rev. Géogr. Alpine*, t. LV, n°2, pp 397-400.
- VOGT J (1973) - La contribution possible d'un inventaire systématique des témoignages du passé à l'appréciation des risques géotechniques. *Symposium National "Sol et sous-sol et sécurité des constructions"*, Cannes, t. 1, pp 212-217.
- VOGT J (1979) - *Les tremblements de terre en France*. Mémoires du B.R.G.M. n° 96, ouvrage réalisé sous la direction de J. Vogt, 220 p, 10 fig, 42 tabl, 18 photos, 3 annexes, 1 carte couleurs h.t.
- VOLLE L. (1967) - *Le versant Nord du massif des Ecrins. Etude de morphologie glaciaire*. Trav. Etudes. Recherches - Inst. Géogr. Alpine. Grenoble, 159 p, 37 photos, 3 fig, 2 cartes h.t; non publié.
- WHALLEY WB. (1983) - Rock glaciers - permafrost features on relics ? 4th Inter. Conf. on permafrost, pp 1396-1401.

WEECKSTEEN G. (1973) - Photo-interprétation et télédétection face à certains problèmes de stabilité des terrains. *Symposium National "Sol et sous-sol et sécurité des constructions"*, Cannes, t. 1, pp 218-224.

WEISROCK A. (1981) - Stratigraphie et pétrographie des formations travertineuses. Actes du colloque "Formations carbonatées externes, tufs et travertins" publiés dans les *Bull. Assoc. Géogr. Français*, n° 479-480, pp 197-202.

WESTPHAL P. (1982) - *Tentative d'appréhension des phénomènes hydriques sur le versant de la Tête Noire du Galibier (Briançonnais)*. Mémoire de Maîtrise, Laboratoire de Géographie Physique de l'Université de Paris VII, 140 p.

WHITEHOUSE IE. et Mc SAVENEY M. (1983) - Diachronous talus surfaces in the southern Alps, New Zealand, and their implications to talus accumulation. *Artic and Alpine Research*, n° 15, fasc. 1, pp 53-64.

YOUNG A. (1964) - Slope profile analysis. *Zeitschr. Geomorphol.*, Numéro supplémentaire 5 : "Avancement, sur le plan international, des recherches concernant l'évolution des versants", pp 17-27.

YOUNG A. (1972) - *Slopes*. Ed. Olivier & Boyd, Edinburgh. Collection "Geomorphology texts", 288 p, 96 fig.

ZARUBA Q. et MENCL V. (1969) - *Landslides and their control*. Amsterdam, Elsevier, Prague Academia, 202 p.

ZOLLER H. (1977) - Les oscillations du climat et des glaciers pendant le Tardiglaciaire et le Post-glaciaire dans les Alpes de la Suisse. Approche écologique de l'Homme fossile. *Suppl. Bull. Assoc. Fr. Etude. Quaternaire*, n° 47, pp 297-302.

TABLE DES FIGURES

| | Pages |
|--|-------|
| Fig. 1 - Situation géographique du Bassin-versant de la Guisane | 13 |
| Fig. 2 - Réseau météorologique et situation des stations hydrométriques | 25 |
| Fig. 3 - Situation géographique des échantillons prélevés | 45 |
| Fig. 4 - Situation géographique et contexte géomorphologique des équipements implantés sur une coulée à blocs | 47 |
| Fig. 5 - Questionnaire d'enquête sur "La connaissance par la population locale des risques naturels dans le Briançonnais" | 50 |
| Fig. 6a - Fiche signalétique du torrent de St-Joseph..... | 59 |
| Fig. 6b - Croquis morphologique du bassin versant du torrent de St-Joseph | 66 |
| Fig. 6c - Profil en long du torrent de St-Joseph | 67 |
| Fig. 7 - Croquis orohydrographique du bassin versant de la Guisane | 70 |
| Fig. 8 - Fréquence altimétrique et courbe hysométrique du bassin versant de la Guisane fermé à Briançon | 74 |
| Fig. 9 - Fréquence altimétrique et courbe hysométrique du bassin versant de la Guisane fermé à Chantemerle..... | 75 |
| Fig. 10 - Fréquence altimétrique et courbe hysométrique du bassin versant de la Guisane fermé au Pont des Granges | 76 |
| Fig. 11 - Briançon : calendrier de probabilités des rapports d'insolation entre 1961 et 1975 | 79 |
| Fig. 12 - Régimes thermiques à Briançon et à Monétier-les-Bains | 81 |
| Fig. 13 - Régime thermique au Lautaret-Sestrière (1951-1960) | 82 |
| Fig. 14 - Températures moyennes mensuelles (minima et maxima) relevées aux stations de Lautaret I (2030 m), et II (2510 m) pour la période juillet 1976 - novembre 1978..... | 82 |
| Fig. 15a - Valeurs moyennes mensuelles du gradient altitudinal pour les températures maximales (juillet 1976 - novembre 1978)..... | 85 |
| Fig. 15b - Valeurs moyennes mensuelles du gradient altitudinal pour les températures minimales (juillet 1976 - novembre 1978)..... | 85 |
| Fig. 16a - Nombre mensuel de jour "froids" à Briançon (1948 - 1985)..... | 88 |
| Fig. 16b - Nombre mensuel de jour "froids" au Monétier (1948 - 1985) | 88 |
| Fig. 17 - Durée des périodes de gel au Roc Noir du Combeynot (sept. 85 - juil. 86) et à la Crête de Vars (sept. 83 - juin 84)..... | 90 |
| Fig. 18 - Distribution des minima journaliers négatifs au Roc Noir du Combeynot (sept. 85 - juil. 86) et à la Crête de Vars (sept. 83 - juin 84)..... | 90 |
| Fig. 19 - Nombre de cycles gel/dégel relevés sous abri à la station de Laurichard (2450 m) de 1979 à 1983..... | 92 |

| | |
|---|-----|
| Fig. 20 - Quantiles caractéristiques extrêmes des précipitations à Briançon (1947/80) et à Monétier-les-Bains (1929/79) | 96 |
| Fig. 21 - Moyennes mensuelles des précipitations à Briançon et Monétier-les-Bains (1951 - 1985)..... | 96 |
| Fig. 22 - Variabilité interannuelle des moyennes mensuelles de précipitations à Briançon et au Monétier | 98 |
| Fig. 23 - Droites d'ajustement, sur papier de Gumbel, des probabilités de précipitations maximales en 24 heures à Monétier-les-Bains..... | 98 |
| Fig. 24 - Profils moyens annuels du manteau neigeux entre le col du Lautaret et la Combe de Laurichard (sept. 1979 - juil. 1986)..... | 102 |
| Fig. 25 - Calendrier de probabilité de l'enneigement (hauteur de neige en mètres)..... | 104 |
| Fig. 26 - Répartition au sol des 20.000 hectares de la vallée de la Guisane..... | 109 |
| Fig. 27 - Evolution de la mise en valeur de la commune de Monétier depuis 1850 | 113 |
| Fig. 28 - Situation géologique du bassin versant de la Guisane | 122 |
| Fig. 29 - Carte schématique des concessions d'anthracite du Briançonnais..... | 129 |
| Fig. 30 - Schéma structural du bassin versant de la Guisane | 141 |
| Fig. 31 - Structure géologique du versant méridional de la vallée de la Guisane, en aval de Monétier-les-Bains | 145 |
| Fig. 32 - Structure géologique du Massif du Grand Galibier, en amont de l'Aiguillette du Lauzet..... | 149 |
| Fig. 33 - Structure géologique du versant septentrional de la vallée de la Guisane, entre le Lauzet et le Casset..... | 151 |
| Fig. 34 - Structure géologique du Massif de la Tête Noire et de la Cime des Conchiers..... | 153 |
| Fig. 35 - Structure géologique du Massif du Grand Aréa et de la Crête de Peyrolle..... | 155 |
| Fig. 36 - Les formes structurales dans la vallée de la Guisane..... | 159 |
| Fig. 37 - Schéma de la morphologie glaciaire dans la vallée de la Guisane | 171 |
| Fig. 38 - L'empreinte glaciaire sur la retombée orientale de la Montagne des Agneaux..... | 177 |
| Fig. 39 - Croquis morphologique du cirque d'Arsine | 183 |
| Fig. 40 - Croquis morphologique du cirque de l'Aréa | 195 |
| Fig. 41 - Le dispositif morainique de Villard-Laté | 197 |
| Fig. 42 - Fréquence altimétrique et courbe hypsométrique du glacier d'Arsine | 200 |
| Fig. 43 - Fréquence altimétrique et courbe hypsométrique du glacier du Casset..... | 202 |
| Fig. 44 - Fréquence altimétrique et courbe hypsométrique du glacier du Monétier..... | 204 |
| Fig. 45 - Courbes des quotients mensuels de débit (sous bassins versants du Petit et du Grand Verdarel, 1980)..... | 207 |

| | |
|--|-----|
| Fig. 46 - Courbes des quotients mensuels de débit en différents points de la Guisane | 207 |
| Fig. 47 - Evolution du lac proglaciaire d'Arsine entre août 1969 et juillet 1991 | 209 |
| Fig. 48 - Profils sismiques à travers les dépôts quaternaires cernant le glacier d'Arsine | 211 |
| Fig. 49 - Répartition des cycles gel/dégel aux six sondes | 216 |
| Fig. 50a - Calendrier des chutes de pierres sur l'adret de la Pyramide (Combe de Laurichard) | 219 |
| Fig. 50b - Calendrier des chutes de pierres sur l'ubac du Roc Noir (Combe de Laurichard) | 219 |
| Fig. 51 - Distance parcourue par les particules en fonction de leur morphologie, leur taille et l'évolution du manteau neigeux | 224 |
| Fig. 52 - Localisation des éboulis analysés | 227 |
| Fig. 53 - Profils clinométriques de quatre éboulis en faciès massif (rive gauche de la Guisane, massifs des Cerces et de Tête Noire) | 229 |
| Fig. 54 - Profils clinométriques de quatre éboulis en faciès schisteux (rive gauche de la Guisane, massif des Cerces) | 229 |
| Fig. 55 - Courbes des fréquences cumulées des valeurs de pentes dans chaque lithofaciès | 231 |
| Fig. 56 - Profils clinométriques de cinq éboulis de gneiss (adret de la Pyramide de Laurichard, massif du Combeynot) | 232 |
| Fig. 57 - Profils clinométriques de deux éboulis de granite (cime de la Tête de Pradiou, massif du Combeynot) | 232 |
| Fig. 58 - Corrélation entre la concavité des talus et le taux d'ébouilisation | 234 |
| Fig. 59 - L'énergie des systèmes corniche/éboulis dans quatre lithofaciès sédimentaires | 234 |
| Fig. 60 - Répartition des classes granulométriques par tiers : éboulis de calcaires dilomitiques du Trias | 236 |
| Fig. 61 - Répartition des classes granulométriques par tiers : éboulis de quartzites werfëniens | 236 |
| Fig. 62 - Répartition des classes granulométriques par tiers : éboulis de calchistes néocrétacés-paléocènes | 237 |
| Fig. 63 - Répartition des classes granulométriques par tiers : éboulis de schistes gréseux du Houiller | 237 |
| Fig. 64 - Répartition médiane de la portion fine des fragments le long des éboulis du massif des Cerces - Grand Galibier | 239 |
| Fig. 65 - Répartition médiane de la portion fine des fragments en fonction de la pente (massif des Cerces - Grand Galibier) | 239 |
| Fig. 66 - Evolution de la frange à pergélisol potentiel entre la Chaîne de Belledonne et le Briançonnais oriental | 245 |
| Fig. 67 - Eboulis fluants et glaciers rocheux dans le massif de Combeynot | 251 |

| | |
|---|-----|
| Fig. 68 - Position altitudinale moyenne des fronts des glaciers rocheux situés dans la vallée de la Guisane, en fonction des conditions d'exposition | 260 |
| Fig. 69 - Evolution des températures maximales et minimales dans un éboulis d'adret de la Combe de Laurichard (2550 m)..... | 262 |
| Fig. 70 - Evolution des températures maximales et minimales dans un éboulis d'ubac de la Combe de Laurichard..... | 262 |
| Fig. 71 - Extension des mouvements de terrain dans la vallée de la Guisane..... | 269 |
| Fig. 72 - L'omniprésence des phénomènes torrentiels dans la mémoire collective..... | 271 |
| Fig. 73 - Types de phénomènes répertoriés par commune..... | 273 |
| Fig. 74 - Importance relative des types de phénomènes répertoriés par commune..... | 273 |
| Fig. 75 - Schéma géomorphologique du haut bassin de Ste-Elisabeth..... | 281 |
| Fig. 76 - Croquis morphologique de la Cime des Conchiers..... | 284 |
| Fig. 77 - Profils sismiques dans les bassins versants du Verdarel et du Ste-Elisabeth..... | 288 |
| Fig. 78 - Répartition des échantillons sur l'abaque de plasticité de Casagrande..... | 290 |
| Fig. 79 - Comparaison entre les précipitations de la période sept. 1976 - juin 1977 et les moyennes mensuelles sur 35 ans (1951-85) à Monétier-les-Bains..... | 295 |
| Fig. 80 - Environnement morphologique et circonstances de déclenchement de la coulée boueuse du 24 juillet 1992 sur la commune de Briançon..... | 297 |
| Fig. 81 - Influence du couvert végétal sur l'entraînement des matières solides par ruissellement (Versant méridional de la Tête Noire du Galibier) | 298 |
| Fig. 82 - Versant sud de la Tête Noire du Galibier : esquisse géomorphologique | 299 |
| Fig. 83 - Distribution annuelle des crues torrentielles répertoriées | 303 |
| Fig. 84 - Fréquence mensuelle des crues torrentielles répertoriées | 303 |
| Fig. 85 - Répartition par torrent des crues répertoriées..... | 305 |
| Fig. 86 - L'activité torrentielle recensée dans la vallée de la Guisane..... | 306 |
| Fig. 87 - Croquis géomorphologique du versant méridional du Granon | 318 |
| Fig. 88 - Carte des aléas naturels sur le versant méridional du Granon..... | 319 |
| Fig. 89 - Croquis morphodynamique du versant méridional du Granon..... | 320 |
| Fig. 90 -Essai de reconstitution de l'évolution des versants situés entre le col des Cibières et le Petit Aréa | 325 |
| Fig. 91 - Croquis géomorphologique du mouvement de terrain du Puy Chirouzan..... | 331 |
| Fig. 92 - Coupes géophysiques sur la rive gauche du torrent de la Salle, entre 1530 et 1600 m d'altitude..... | 334 |
| Fig. 93 - Croquis géomorphologique du mouvement de terrain de Chaméant | 337 |
| Fig. 94 - Essai de reconstitution de l'évolution du versant occidental de la montagne du Sachet..... | 340 |

| | |
|---|-----|
| Fig. 95 - Extension sur le cône de déjection du Verdarel des zones concernées par la lave torrentielle du 9 juillet 1981, et projet consécutif d'équipement du chenal | 346 |
| Fig. 96 - Comparaison entre les précipitations de la période janvier 1980 - juillet 1981 et les moyennes mensuelles sur 35 ans (1951-85) | 348 |
| Fig. 97 - Briançon et Monétier-les-Bains : précipitations quotidiennes durant les deux décades qui ont précédé la crue du Verdarel, le 9 juillet 1981 | 349 |
| Fig. 98 - Déplacement absolu des piquets le long du profil inférieur (hiver 90-91) | 354 |
| Fig. 99 - Déplacement relatif des piquets le long du profil inférieur (hiver 90-91) | 354 |
| Fig. 100 - Profil en long du torrent du Grand Verdarel | 357 |
| Fig. 101 - Profil en long des torrents de Malatra et du Petit Verdarel | 358 |

LISTE DES TABLEAUX

| | Pages |
|---|-------|
| Tab. I - Pente moyenne des versants de la vallée de la Guisane..... | 73 |
| Tab. II - Briançon : durées et rapports d'insolation (1961-1975)..... | 78 |
| Tab. III - Valeurs extrêmes des moyennes mensuelles de températures dans la 83vallée de la Guisane | 83 |
| Tab. IV - Valeurs du gradient altitudinal pour les températures moyennes mensuelles entre les stations de Briançon (1324 m), Monêtier-les-Bains (1490 m), Sestrière (1945 m) et Laurichard (2450 m) | 86 |
| Tab. V - L'emprise du gel dans la vallée de la Guisane de 1979 à 1983, et comparaison avec la période 1951-1985..... | 87 |
| Tab. VI - Nombre de cycles gel/dégel relevés au sommet du Roc Noir du Combeynot et sur le site de la Crête de Vars | 93 |
| Tab. VII - Années pluviométriques successives les plus contrastées depuis 1929..... | 97 |
| Tab. VIII - Répartition saisonnière (en pourcentages) des précipitations aux stations de Briançon, Monêtier-les-Bains (1951 - 1985) et Sestrière (1932 - 1965)..... | 97 |
| Tab. IX - Fréquence des précipitations journalières à la station de Lautaret I (1976-78, 1981 et 1983/85) selon des classes d'intensité croissante exprimées en millimètres..... | 100 |
| Tab. X - Caractéristiques du manteau neigeux au sol, entre le col du Lautaret et la Combe de Laurichard (sept. 1979 - juil. 1986)..... | 101 |
| Tab. XI - Modélisation statistique de la fusion du manteau neigeux au poste de Serre-Chevalier ; 2230 m)..... | 105 |
| Tab. XII - Les périmètres R. T. M. dans la vallée de la Guisane | 112 |
| Tab. XIII - L'intervention des services forestiers dans la commune de Monêtier- les-Bains, entre 1878 et 1903..... | 114 |
| Tab. XIV - Physionomie du domaine pastorale dans les communes guisanaïses, d'après l'enquête pastorale de 1972 | 117 |
| Tab. XV - Caractéristiques morphométriques des trois auges affluentes sillonant le massif du Combeynot et la Montagne des Agneaux..... | 174 |
| Tab. XVI - Relation entre la hauteur des gradins de confluence et la surface de trois vallons latéraux situés sur le versant septentrional de la Guisane..... | 174 |
| Tab. XVII - Débits spécifiques (en l/s/km ²) des bassins versants du Petit et du Grand Tabuc en 1980 et comparaison avec ceux du torrents du Rif, totalement dépourvu de glacier | 206 |
| Tab. XVIII - Evolution des dimensions du lac d'Arsine entre août 1969 et juillet 1985 (d'après Vallon, 1986)..... | 208 |

| | |
|---|-----|
| Tab. XIX - Caractéristiques morphologiques des fragments utilisés par B. FRANCOU dans ses expériences de lâchers de blocs en juin et juillet 1986 | 223 |
| Tab. XX - Teneur en sulfates relevée dans les eaux des torrents de la commune de St-Chaffrey | 282 |
| Tab. XXI - Types de mouvements de terrain selon les facteurs et agents déterminants | 301 |
| Tab. XXII - Critères de gradation des risques induits par les mouvements de terrain et les ravinements | 310 |
| Tab. XXIII - Estimation du coût des dommages que pourrait engendrer une crue centennale dans les principales zones urbanisées..... | 314 |
| Tab. XXIV - Impact de l'obstruction de la Guisane par un torrent affluent sur la ligne d'eau décennale et centennale..... | 315 |
| Tab. XXV - Composition de l'ensemble torrentiel du Verdarel | 343 |

LISTE DES PHOTOGRAPHIES

| | Pages |
|---|-------|
| Photo. 1 - Panorama du secteur de la crête du Galibier..... | 161 |
| Photo. 2 - La klippe briançonnaise de Roche Robert | 161 |
| Photo. 3 - Les moraines historiques du glacier du Casset..... | 179 |
| Photo. 4 - Le front du glacier du Monétier dans le vallon du Grand Tabuc | 179 |
| Photo. 5 - Panorama du glacier d'Arsine..... | 185 |
| Photo. 6 - La moraine frontale du glacier d'Arsine..... | 185 |
| Photo. 7 - Le front du glacier du Réou d'Arsine | 188 |
| Photo. 8 - Vue générale du flanc nord-oriental de la Montagne des Agneaux..... | 188 |
| Photo. 9 - Vue générale du vallon de la Moulette..... | 193 |
| Photo. 10 - Les formes quaternaires dans le vallon de la Balme | 193 |
| Photo. 11 - Panorama du versant septentrional du massif de Combeynot..... | 253 |
| Photo. 12 - Les glaciers rocheux des cirques de Valleyssart (flanc méridional du massif de Combeynot) | 253 |
| Photo. 13 - Vue partielle du haut vallon du Rif..... | 258 |
| Photo. 14 - Le glacier rocheux de la Montagne de la Ponsonnière (flanc sud-occidental du pic de la Moulinière)..... | 258 |
| Photo. 15 - Réactivation superficielle du système de coulées anciennes du Bois du Prorel | 276 |
| Photo. 16 - Front de la coulée du Plan Chevalier..... | 276 |
| Photo. 17 - Le versant septentrional de la Guisane, au-dessus de Monétier-les-Bains | 285 |
| Photo. 18 - Le domaine skiable de Monétier-les-Bains | 285 |
| Photo. 19 - Niches d'arrachement coalescentes dans le haut bassin du Verdarel | 287 |
| Photo. 20 - Vue rapprochée d'une coulée du haut bassin du Verdarel | 287 |
| Photo. 21 - Coulée de débris dans le ravin de Serre des Aigles | 294 |
| Photo. 22 - Glissement affectant les éboulis du haut bassin du torrent de Ste-Elisabeth..... | 294 |
| Photo. 23 - Vue partielle du complexe de coulées du Granon..... | 328 |
| Photo. 24 - Rapport entre le mouvement de terrain du Granon et les formes glaciaires du haut vallon de la Salle | 328 |
| Photo. 25 - Etat du cône de déjection du torrent du Verdarel après la crue du 9 juillet 1981(commune de St-Chaffrey)..... | 344 |
| Photo. 26 - Etat du cône de déjection du torrent du Merdarel après la crue du 12 juillet 1991 (commune de Monétier-les-Bains) | 344 |

Photo. 27 - Déstabilisation de la couverture morainique sur la rive gauche du Grand Verdarel, vers 2050 m d'altitude 352

Photo. 28 - Cicatrice d'arrachement en rive droite du Grand Verdarel, au niveau de sa confluence avec le Malatra 352

Photo. 29 - Rive gauche du Grand Verdarel, immédiatement en aval du barrage Blanchard (vers 1730 m d'altitude)..... 355

Photo. 30 - Rive droite du Grand Verdarel vers 1700 m d'altitude..... 355

Mots-clés : *Cartographie - Aléas naturels - Mouvements de terrain - Activité torrentielle - Instabilité - Dynamique des versants - contexte morphostructural - Empreinte glaciaire - Domaine périglaciaire - Milieu intra-alpin - Briançonnais.*

Le 9 juillet 1981, à la suite d'un violent orage, le torrent de Verdarel a provoqué des dégâts considérables dans la commune de St-Chaffrey (pont emporté, maisons endommagées, communications interrompues, etc.). Si la maîtrise des torrents de montagne n'est certes pas un problème nouveau, cette crue sans précédent a eu le privilège de rappeler aux élus la nécessité d'adapter la politique de prévention des risques naturels aux nouvelles contraintes de l'économie touristique. Une telle entreprise requiert impérativement un support scientifique, destiné à préciser les interactions entre le fonctionnement du milieu naturel et la société humaine. Cela implique en premier lieu un levé cartographique détaillé (1/10.000), qui m'a permis de dresser un inventaire exhaustif des phénomènes susceptibles d'engendrer une menace. Parmi eux, les mouvements de terrain tiennent une place de choix. Ils prennent des aspects divers (glissements, coulées, écroulements, chutes de pierres, etc.), et affectent parfois des pans entiers de versants. La recherche des facteurs rendant compte de leur remarquable déploiement m'a conduit à examiner les conditions climatiques actuelles et l'environnement géomorphologique global (contexte morphostructural, empreinte glaciaire et domaine périglaciaire). Associée à une enquête historique ayant permis de mieux cerner les dangers induits par l'activité torrentielle, et plus récemment à une tentative d'évaluation de la vitesse de déplacement d'une coulée, cette approche naturaliste débouche finalement sur la réalisation d'une carte des aléas naturels inspirée du modèle Z.E.R.M.O.S.