

ISSN 0180-961 X



La Vanoise  
Parc National

# Travaux Scientifiques du Parc National de la Vanoise

*Recueillis et publiés sous la direction de*

Emmanuel de GUILLEBON  
Directeur du Parc national

et G. NICOUD

Maître de conférences à l'Université de Savoie, Chambéry

Ministère de l'Aménagement du Territoire  
et de l'Environnement

Direction de la Nature et des Paysages

Cahiers du Parc National de la Vanoise

135 rue du Docteur Julliand  
Boîte Postale 705  
F-73007 Chambéry cedex

Tome XX

1997

ISSN 0180-961 X

© Parc national de la Vanoise, Chambéry, France, 1997

## SOMMAIRE

CONTENTS .....	4
COMPOSITION DU COMITÉ SCIENTIFIQUE .....	5
LECTURE CRITIQUE DES ARTICLES .....	6
LISTE DES COLLABORATEURS DU VOLUME .....	6
AVANT-PROPOS .....	7
CONTRIBUTIONS SCIENTIFIQUES	
S. FUDRAL .....	9
Les formations carbonatées et évaporitiques de Vanoise	
M. CHARDON et G. ROVÉRA .....	23
Les karsts des gypses en Vanoise : aspects géomorphologiques, hydrologiques et géodynamiques	
F. HOBLÉA .....	51
Approche spéléologique des karsts de Vanoise	
L. REYNAUD, C. VINCENT ET M. VALLON .....	83
Mesures récentes effectuées sur le glacier de Gébroulaz (Massif de la Vanoise, France), depuis 1978, par le Labora- toire de glaciologie du CNRS concernant les variations d'alti- tude, de vitesse, de bilan de masse et la mise en place d'un réseau de repères topographiques pour l'utilisation de la photogrammétrie aérienne	
G. NICOUD, L. JUIF, M. DRAY, M. DZIKOWSKI ET A. PAILLET, .....	111
Apport des traceurs naturels chimiques et isotopiques à la connaissance des aquifères de Vanoise (France)	
M. DZIKOWSKI, G. NICOUD, S. FUDRAL, B. ARFIB ET C. JOURDAN .....	137
Circulations souterraines et traçages artificiels en Vanoise	
C. CLARET, P. MARMONNIER ET F. LESCHER-MOUTOUÉ .....	153
Premier inventaire de la faune de sources karstiques et limnocrènes du massif de la Vanoise	

# CONTENTS

MEMBERS OF THE SCIENTIFIC COMMITTEE .....	5
MEMBERS OF THE READING COMMITTEE .....	6
LIST OF CONTRIBUTORS .....	6
PREFACE .....	7
S. FUDRAL .....	9
The calcareous and the evaporitic formations of Vanoise (Alps of Savoie, France)	
M. CHARDON et G. ROVÉRA .....	23
Gypsum karsts in Vanoise (Alps, France) : landforms, hydrology and karstic denudation	
F. HOBLÉA .....	51
Speleological approach of the karstic areas in Vanoise	
L. REYNAUD, C. VINCENT ET M. VALLON .....	83
Recent surveys of the Gébroulaz glacier (Vanoise area, France) made since 1978 by the CNRS, laboratory of Glaciology, about altitude, velocities and glacial mass balance variations and the setting of topographical network for the utilisation of aerial photogrammetry	
G. NICOUD, L. JUIF, M. DRAY, M. DZIKOWSKI ET A. PAILLET, .....	111
Chemical and isotopic tracers contribution to Vanoise aquifers knowledge	
M. DZIKOWSKI, G. NICOUD, S. FUDRAL, B. ARFIB ET C. JOURDAN .....	137
Groundwater and artificial tracer tests in Vanoise (France)	
C. CLARET, P. MARMONNIER ET F. LESCHER-MOUTOUÉ .....	153
First survey of karstic and interstitial spring fauna in Vanoise massif	

## COMPOSITION DU COMITÉ SCIENTIFIQUE DU PARC NATIONAL DE LA VANOISE

### *Président:*

M. H. TOURNIER, Maître de Conférences à l'Université de Savoie, Chambéry.

### *Vice-Présidents:*

M. Gérard NICOUD, Maître de conférences à l'Université de Savoie, Chambéry.

Mme Françoise BALLEZ, Conservateur du patrimoine, Archéologue, Département de la Savoie.

### *Membres du Comité:*

#### **SCIENCES DE LA TERRE**

M. Alain MARNEZY, Maître de Conférences à l'Université de Savoie, Chambéry.

M. Louis REYNAUD, Maître de Conférences à l'Université Joseph Fourier, Grenoble.

M. Marc TARDY, Professeur à l'Université de Savoie, Chambéry.

M. Philippe YVRANDE, Directeur du Centre départemental de Savoie de météorologie, Voglans.

#### **BIOLOGIE**

M. André CHARPIN, Conservateur du Jardin botanique de Genève.

M. Charles DEGRANGE, Professeur honoraire à l'Université Joseph Fourier, Grenoble.

M. René DELPECH, Professeur honoraire à l'Institut National Agronomique Paris Grignon.

M. Dominique GAUTHIER, Vétérinaire, Directeur du Laboratoire vétérinaire départemental de la Savoie, Chambéry.

M. Philippe LEBRETON, Professeur à l'Université Claude Bernard, Lyon I.

#### **SCIENCES HUMAINES**

M. Louis-Jean GACHET, Conservateur, Mairie de Chambéry.

M. Jean-Pierre HARDY, Architecte.

## ONT CONTRIBUÉ À LA LECTURE CRITIQUE DES ARTICLES DE CE TOME

E. CASTELLA, Genève  
M. CHARDON, Grenoble  
M. J. DOLE-OLIVIER, Lyon  
M. DZIKOWSKI, Chambéry  
S. FUDRAL, Chambéry

M. JUSSERANT, Thonon  
A. MARNEZY, Chambéry  
G. NICLOUD, Chambéry  
J.-P. RAMPNOUX, Chambéry.

## LISTE DES COLLABORATEURS DU VOLUME

- ARFIB B. – Université de Savoie. Laboratoire de géologie structurale et appliquée, Chambéry.
- CHARDON M. – Université Joseph Fourier. Institut de géographie alpine, Grenoble.
- CLARET C. – Université de Savoie. GRETI et ESA-CNRS 5023.
- DRAY M. – Université Pierre et Marie Curie, Paris VI. Centre de recherches géodynamiques.
- DZIKOWSKI M. – Université de Savoie. Laboratoire de géologie structurale et appliquée, Chambéry.
- FUDRAL S. – Université de Savoie. Laboratoire de géologie structurale et appliquée, Chambéry.
- HOBLEA F. – URA CNRS 903 et Commission scientifique du Comité spéléologique régional Rhône-Alpes (Lyon).
- JOURDAN C. – Université de Savoie. Laboratoire de géologie structurale et appliquée, Chambéry.
- JUIF L. – Université de Franche-Comté. Laboratoire de géologie structurale et appliquée, Besançon.
- LESCHER-MOUTOUÉ F. – Ecole normale supérieure. Laboratoire d'écologie (URA CNRS 258), Paris.
- MARMONNIER P. – Université de Savoie. GRETI et ESA-CNRS 5023.
- MARTINOT J.-P. – Chargé de mission scientifique au Parc national de la Vanoise, Chambéry
- NICLOUD G. – Université de Savoie. Laboratoire de géologie structurale et appliquée, Chambéry.
- PAILLET A. – Université de Savoie. Laboratoire de géologie structurale et appliquée, Chambéry.
- REYNAUD L. – CNRS. Laboratoire de glaciologie et géophysique de l'environnement, Grenoble.
- ROVÉRA G. – Université Joseph Fourier. Institut de géographie alpine, Grenoble.
- VALLON M. – CNRS. Laboratoire de glaciologie et géophysique de l'environnement, Grenoble.
- VINCENT C. – CNRS. Laboratoire de glaciologie et géophysique de l'environnement, Grenoble

**Coordination de la rédaction :** JOUTY S. – Chambéry.

## AVANT-PROPOS

Avec ce numéro thématique des Travaux scientifiques, le Parc national de la Vanoise et son Conseil scientifique poursuivent leurs objectifs de présenter à tous, scientifiques et public motivé, des résultats souvent inédits sur la connaissance des milieux pour une meilleure maîtrise de leur gestion et de leur protection. Ce travail est aussi l'aboutissement de projets de recherche sur l'eau en Vanoise, sous toutes ses formes, pilotés et très activement soutenus financièrement par le Parc national de la Vanoise.

Les recherches se sont appuyées sur les techniques d'études et de prospection les mieux adaptées au milieu montagnard de Vanoise et ont rassemblé les chercheurs les plus spécialisés, géologues, hydrogéologues, chimistes, glaciologues et biologistes. Des synthèses rigoureuses font le point des connaissances acquises à ce jour. Elles serviront de référence pour longtemps. D'autres recherches, fondamentales ou appliquées, inédites, débutent. Les résultats ici exposés devraient dynamiser les futurs travaux.

Sept articles sont ici présentés, traitant des aquifères proprement dits, des différents cheminements des eaux, de leur stockage premier sous forme de glace et des peuplements faunistiques des karsts d'altitude.

Dans un article très actualisé et moderne, S. FUDRAL traite du développement et de la répartition des formations carbonatées et évaporitiques de Vanoise. Deux logiques, l'une sédimentaire et l'autre tectonique, contribuent à la mise en place de ces formations. Deux planches synthétisent ces données.

M. CHARDON et G. ROVÉRA traitent de la constitution des karsts des gypses de Vanoise. À partir d'une cartographie géomorphologique, de la description des phénomènes morphodynamiques et de la connaissance des vitesses actuelles de dissolution, des scénarios d'évolution des modelés karstiques sont proposés.

Pour sa part, F. HOBLÉA présente de manière très exhaustive les travaux de recherches spéléologiques menés depuis plus de vingt ans en Vanoise, tant dans les massifs calcaires qu'évaporitiques. La description de trois cavités majeures témoigne de l'importance de ces karsts d'altitude que complète très utilement une bibliographie des articles publiés sur les cavités de Vanoise.

M. DZIKOWSKI, G. NICLOUD, S. FUDRAL, B. ARFIB et C. JOURDAN ont réalisé une synthèse des traçages artificiels réalisés en Vanoise, à des altitudes supérieures à 2400 mètres. Malgré des données souvent fragmentaires, des axes de circulation sont précisés. Une évaluation des temps de transfert et des durées de restitution permet d'approcher le fonctionnement des aquifères.

G. NICLOUD, L. JUIF, M. DRAY, M. DZIKOWSKI et A. PAILLET utilisent les données chimiques et isotopiques des eaux aux exutoires pour caractériser le fonctionnement hydrodynamique des trois grands types d'aquifères que sont les milieux fissurés à karstiques, les milieux évaporitiques des contacts anormaux et les milieux alluvionnaires des fonds de vallées.

L. REYNAUD, C. VINCENT et M. VALLON suivent les fluctuations du glacier de Gébroulaz à l'aide d'un système de repères topographiques. Les données récentes sont replacées dans le cadre de l'ensemble des données déjà disponibles depuis 1907. Les variations des bilans de masse moyens établis à partir des variations d'épaisseur du glacier sont fournies pour trois périodes réparties sur plus de quatre-vingts ans.

C. CLARET, P. MARMONIER et F. LESCHER-MOUTOUE réalisent une synthèse des premières recherches qu'ils ont conduites sur la faune souterraine de la zone alpine de haute altitude. Une relative richesse taxonomique des peuplements est mise en évidence le long d'un gradient altitudinal. Elle s'accompagne d'une hétérogénéité de leur répartition.

Avec ce numéro thématique, le Parc national de la Vanoise confirme sa vocation à impulser des recherches fondamentales nécessaires pour l'élaboration d'une politique de gestion, même pour des domaines, ici souterrains, qui échappent à l'attention des visiteurs.

*G. NICLOUD*

# LES FORMATIONS CARBONATÉES ET ÉVAPORITIQUES DE VANOISE

par Serge FUDRAL<sup>(1)</sup>

Introduction .....	9
I. — Un marqueur quasi-ubiquiste de l'évolution sédimentaire, les marbres de la fin du Jurassique .....	10
II. — Les formations carbonatées du Trias, du Lias et du Dogger .....	12
III. — Les formations carbonatées du Crétacé et du Tertiaire .....	15
IV. — Conclusion générale sur les formations carbonatées secondaires et tertiaires de Vanoise .....	17
V. — Un marqueur ubiquiste de l'évolution tectonique de la Vanoise : les évaporites et les cargneules des contacts anormaux .....	17
VI. — Les formations carbonatées quaternaires .....	19
VII. — Conclusions .....	19
Indications bibliographiques .....	20

**Résumé** – Le développement et la répartition des formations carbonatées et évaporitiques de Vanoise obéissent à deux logiques différentes. L'une est d'ordre sédimentaire et se rapporte à l'évolution de la marge continentale passive nord-téthysienne et d'une partie de l'océan téthysien ; plus accessoirement, elle se rapporte aux phénomènes post-glaciaires à actuels en ce qui concerne les travertins et les brèches de pente. L'autre est d'ordre tectonique et s'applique plus spécialement aux formations évaporitiques. L'essentiel des données est synthétisé sur deux planches hors-texte. La première permet de situer dans l'espace l'ensemble des unités lithostructurales de Vanoise ; la seconde replace dans le temps les formations carbonatées de Vanoise au sein de ces différentes unités.

**Mots-clé** – Formations carbonatées ; évaporites et cargneules ; gisement et répartition ; Vanoise.

**Abstract** – The bearing and the development of the calcareous formations, the gypsum and the cargneules of Vanoise responds to two different logics. The first one is a lithostratigraphic logic and is in agreement with the evolution of the north-tethyan passive margin and of a part of the tethyan ocean ; more accessorially it is relevant to the post-glacial to actual evolution (slope breccias and travertine deposits). The second one is a tectonic logic and concerns specially the gypsum and the cargneules. On two inset plates are drawn the geographic location of the lithotectonic units on the one hand and the lithostratigraphic successions relevant to these units on the other hand.

**Key-words** – Calcareous formations ; gypsum and cargneules ; space and time bearings ; Vanoise.

(1) Université de Savoie, C.I.S.M., Laboratoire de Géologie structurale et appliquée. 73376 Le Bourget-du-Lac Cedex.

## INTRODUCTION

L'objet de cet article est de présenter la répartition et la logique d'ensemble des formations carbonatées et évaporitiques de Vanoise.

Pour toutes les analyses de détail des diverses successions, nous renvoyons le lecteur vers les travaux exhaustifs réalisés notamment dans le cadre de thèses particulières citées en bibliographie ou dans le cadre de la réalisation des versions récentes des feuilles à 1/50.000 de la carte géologique de la France. Il s'agit plus particulièrement des feuilles de Modane (DEBELMAS *et al.*, 1989), Moûtiers (DEBELMAS *et al.*, 1989), Sainte-Foy-en-Tarentaise (DEBELMAS *et al.*, 1991), Tignes (DEVILLE *et al.*, 1991), Bourg-Saint-Maurice (ANTOINE *et al.*, 1993) et Lanslebourg (FUDRAL *et al.*, 1994) dont la synthèse à 1/100.000 a conduit à la carte géologique simplifiée du Parc national de la Vanoise (DEBELMAS et RAMPNOUX, 1995). Par ailleurs, quelques tentatives d'interprétation paléogéographique de la Vanoise ont été effectuées. Parmi les plus récentes, celle de JAILLARD (1988) aborde l'évolution des successions sédimentaires selon un point de vue différent du nôtre et complète utilement ce travail.

Les formations carbonatées et évaporitiques de Vanoise appartiennent, pour l'essentiel, aux nappes briançonnaises. Développées à partir du Trias moyen et jusqu'au Tertiaire, ces formations se rapportent toutes au cycle alpin et révèlent une évolution paléogéographique liée à l'histoire d'une marge continentale passive, la marge nord de l'océan téthysien.

On connaît aussi des formations carbonatées dans les nappes du complexe des Schistes lustrés. Toutefois, leur importance est moindre tant le développement d'ensembles plus détritiques est souvent prépondérant. Les âges de ces formations carbonatées restent en outre cantonnés dans le Mésozoïque (Jurassique terminal d'une part, Crétacé supérieur d'autre part). Dans ce complexe, les nappes les plus basses structurellement ou unités piémontaises *sensu stricto* appartiennent encore à la marge nord de l'océan téthysien. En revanche, les unités hautes ou unités ligo-piémontaises sont issues de cet ancien domaine océanique. L'unité la plus haute ou nappe de la Pointe du Grand Vallon est sans doute née à la suture des deux domaines précédents.

De volume plus restreint encore sont les formations carbonatées quaternaires, travertins et brèches de pente. De ce fait, les développements les concernant demeureront limités.

### **I. - UN MARQUEUR QUASI-UBIQUISTE DE L'ÉVOLUTION SÉDIMENTAIRE, LES MARBRES DE LA FIN DU JURASSIQUE**

De l'examen de l'ensemble des colonnes lithostratigraphiques présentées sur la planche II, hors-texte dont la position géographique figure sur la carte géologique simplifiée (planche I, hors-texte), un marqueur ressort clairement. Il s'agit d'un ensemble de marbres généralement clairs, calés vers ou attribués à la fin du Jurassique.

## LES FORMATIONS CARBONATÉES ET ÉVAPORITIQUES DE VANOISE

L'analyse de détail de ces successions de marbres montre à l'évidence que les faciès, d'une colonne à l'autre, ne sont pas exactement similaires, que les épaisseurs diffèrent sensiblement et qu'enfin l'âge de ces niveaux, souvent très difficile à établir, paraît bien être compris entre le sommet du Jurassique moyen et la base du Crétacé inférieur. Un tel développement de cet ensemble de marbres révèle néanmoins vers la fin du Jurassique l'indépendance des conditions de dépôt par rapport aux zones isopiques précédemment établies.

### 1. LES DIFFÉRENTS FACIÈS ET LEUR ÂGE

Le faciès le plus commun et le plus répandu est celui d'un marbre gris clair à gris-sombre, homogène, comportant souvent quelques clastes issus des termes sous-jacents et localement hématitique et coloré en vert ou en rose. Ce sont, en particulier, les fossiles découverts par F. ELLENBERGER (1958) dans les marbres clairs et ivoirins des coupes dites de type Val d'Isère qui ont permis d'attribuer ces niveaux au Jurassique supérieur. Une chronologie plus précise s'est toutefois révélée impossible à établir.

Ces faciès peuvent être complétés par d'autres, toujours carbonatés mais plus lités et plus sombres ou riches en silex. On trouve aussi une matrice carbonatée gris-clair dans les ensembles de brèches pré-Crétacé supérieur et post-liasiques, par exemple dans les coupes du type Tsanteleina-Les Fours. Enfin, on trouve des ensembles de marbres gris-clair, la plupart du temps d'épaisseur réduite, riches en clastes siliceux et dolomitiques, voire en fragments lithiques de socle, venant en contact stratigraphique sur des micaschistes, des gneiss ou des formations siliceuses d'âge préalpin à Trias inférieur. Recouverts stratigraphiquement par des niveaux datés ou attribués au Crétacé, ces marbres sont classiquement attribués au Jurassique, soit au Dogger supérieur soit au Malm. De telles successions, dites à cachet ultrabriançonnais ou de type Aceglio (LEFEVRE, 1974 ; RAOULT *et al.*, 1984 ; BROUDOUX, 1985) ont été mises en évidence aussi bien dans des unités relativement externes, de type Lombards-Mont Pourri, que dans des unités plus internes, ou très internes, de type Val de Rhêmes-Callabourdane ou de type Grande Feiche (DEVILLE, 1987 et 1989).

Des marbres clairs, gris-bleu, venant la plupart du temps en contact stratigraphique direct sur divers éléments du paléo-plancher ophiolitique des coupes de type liguro-piémontais, sont attribués au Malm et au Crétacé inférieur p.p. sur la base de comparaison avec les coupes de la couverture classique des ophiolites du Queyras ou de l'Apennin septentrional.

Les principaux caractères de ces marbres sont les suivants :

- ils contiennent souvent de fins filets siliceux et/ou sont associés à des quartzites blancs à lits sombres, ex-cherts manganésifères ;
- ils remanient les différents termes du complexe ophiolitique sous-jacent. On note, en effet, la présence quasi permanente au sein de ces marbres, de clastes serpentiniteux et chloritiques.

## 2. LES ÉPAISSEURS DES MARBRES DE LA FIN DU JURASSIQUE

Les maximums d'épaisseur rencontrés en Vanoise occidentale sont de l'ordre de 150 m. À l'opposé, les coupes de Vanoise orientale et, plus particulièrement, celles effectuées dans le complexe des Schistes lustrés, révèlent des épaisseurs réduites à quelques mètres, voire à moins d'un mètre d'épaisseur. Les raisons d'un tel contraste sont d'ordre tectonique bien sûr - aplatissement, déformation continue inhomogène - mais aussi initialement sédimentaire. Les conditions de dépôt et notamment la profondeur du niveau de compensation des carbonates (C.C.D.) ont influencé régionalement l'épaisseur des marbres de la fin du Jurassique.

## 3. CONCLUSIONS

Le développement généralisé de formations carbonatées claires et de faciès relativement homogènes à la fin du Jurassique, aussi bien dans les unités issues de l'ancienne marge que dans celles d'origine océanique, est l'un des points remarquables de l'évolution sédimentaire de cette portion des Alpes. F. ELLENBERGER (1958, p. 307) avait déjà noté «la surprenante uniformité des mers du Malm». Les travaux de ce dernier quart de siècle ont largement confirmé ce point de vue puisque les faciès du Jurassique terminal - base du Crétacé inférieur datés sont similaires dans les Alpes, d'une marge à l'autre de l'ancien océan téthysien.

# II. - LES FORMATIONS CARBONATÉES DU TRIAS, DU LIAS ET DU DOGGER

Elles n'existent que dans les unités structurales issues de l'ancienne marge de l'océan téthysien. Comme nous l'avons vu plus haut, en effet, les termes carbonatés de la couverture sédimentaire des ophiolites ont été attribués uniquement au Jurassique supérieur.

Dans les unités briançonnaises donc et piémontaises *sensu stricto*, les formations carbonatées appartiennent ou bien au Trias moyen, ou bien au Trias supérieur et au Lias ou bien, enfin, au Dogger. Celles qui appartiennent aux deux premiers systèmes n'ont jamais été observées en continuité stratigraphique.

## 1. LES MARBRES ET LES MÉTADOLOMIES DU TRIAS MOYEN

Avec les séries siliceuses du Trias inférieur, cet ensemble de marbres et de dolomies confère aux paysages briançonnais un cachet très particulier où alternent de puissants ressauts sombres puis clairs. Les unités du type Val d'Isère sont typiques à cet égard.

Les plus puissantes formations carbonatées du Trias moyen affleurent largement en Vanoise occidentale dans le chaînon du Roc de la Pêche notamment. En certains points de ce massif, F. ELLENBERGER (1949, 1958) a pu détailler avec une précision remarquable et sur plus de 1000 m d'épaisseur les divers termes de l'Anisien et du Ladinien. Aux ensembles divers de marbres clairs ou sombres, dolomitiques ou non, de l'Anisien, succèdent des alternances de calcaires marmoréens et

de métadolomies grises puis de puissantes successions de métadolomies compactes cendrées. La succession présentée sur la colonne stratigraphique (planche hors-texte II) donne un aspect de ces successions. Les vestiges paléontologiques découverts par F. ELLENBERGER (1949), en particulier les diverses faunes de Mollusques et d'Algues calcaires, permettent d'attribuer sans conteste les niveaux basaux à l'Anisien et les deux tiers supérieurs au Ladinien.

Ailleurs, notamment dans les unités de type Val d'Isère, la puissance de ces successions se restreint à 300 m au maximum et souvent les limites supérieures du Ladinien ne sont pas connues du fait d'importantes érosions postérieurement à leur dépôt et antérieurement au Jurassique moyen.

Que traduisent ces divers ensembles de calcaires et de dolomies ? Ils permettent de reconstituer un milieu de sédimentation marin mais de très faible tranche d'eau. Pour F. ELLENBERGER (1958), les faciès analysés évoquent «*un milieu d'herbiers, de prairies d'algues, avec pullulation d'une petite faune où les formes lisses abondaient. Les eaux étaient richement oxygénées, peu profondes, limpides, surchargées en carbonates naissants*». Ils témoignent donc de l'existence d'une très vaste plate-forme carbonatée.

## 2. LES MÉTADOLOMIES CLAIRES DU TRIAS SUPÉRIEUR ET LES MARBRES SOMBRES DU LIAS

Ces formations constituent en Vanoise une association fréquente très rapidement identifiable. Dans de nombreuses coupes, en effet, du domaine briançonnais comme du domaine piémontais s.s., on voit se succéder un ensemble fait de dolomies plutôt claires, blanchâtres ou légèrement jaunâtres, plus rarement orangées et un ensemble de marbres d'abord gris et massifs puis plus sombres, plus délités parfois calcschisteux et à zones siliceuses (cf. colonnes des unités dites de Val d'Isère, de la Grande Motte et du Prariond). Les dolomies claires, qui comportent des intercalations minces de schistes verdâtres - ex-tuffites ? - ont été datées du Norien grâce à une faune de Mollusques du genre *Worthénia* (ELLENBERGER, 1958). Les séquences de marbres débutent au Sinémurien ; elles ravinent quelque peu les assises sous-jacentes, noriennes mais aussi parfois rhéto-hettangiennes ; elles se poursuivent généralement par un ensemble, qui peut être épais, 200 m environ dans l'unité dite de la Grande Motte et qui reste mal daté (Lias moyen - Lias supérieur ?) mais toujours recouvert par des formations généralement attribuées au Jurassique moyen. Lorsque ces faciès carbonatés sombres, plus ou moins calcschisteux, se développent largement sur plus de 100 m d'épaisseur, ils traduisent l'existence de structures en creux importantes, interprétées comme des grabens ou des demi-grabens nés de phénomènes extensifs fini-triasiques et anté-sinémuriens liés à l'individualisation du futur océan téthysien.

D'autres types de successions existent, mais leur importance quantitative est moindre.

Dans la coupe du Roc de la Pêche, ce sont des alternances de calcaires noirs en plaquettes et de dolomies sombres, attribuées au Lias inférieur, qui viennent en continuité au-dessus de dolomies du Trias supérieur.

On connaît aussi le Malm surmontant directement les dolomies du Norien (cf. planche II hors-texte).

### 3. LES FORMATIONS CARBONATÉES DU DOGGER

Elles ne sont citées ici que pour mémoire car elles ne donnent lieu qu'à des séries peu épaisses, très variables du point de vue des faciès et souvent corrélables qu'à partir de leur position stratigraphique.

Lorsqu'elles ne sont pas bréchiques, ces successions carbonatées passent en continuité aux formations du Malm. Et l'on parle alors de formations Dogger supérieur - Malm. Lorsqu'elles sont bréchiques, par exemple, dans les unités de type Val d'Isère, elles passent à des encroûtements hématitiques attribués au début du Malm (DEVILLE, 1987). Ces formations bréchiques attribuées au Dogger sont largement ravinantes sur les séries sous-jacentes, triasiques à liasiques en général. La matrice de ces brèches est tantôt dolomitique, tantôt argilitique, tantôt, enfin, marmoréenne.

En Vanoise occidentale en revanche et dans le chaînon du Roc de la Pêche plus particulièrement, le Dogger est clairement identifié (ELLENBERGER, 1958). Il débute par des assises continentales sombres très schistosées, à lentilles quartzitiques isolées, et se poursuit notamment par des faciès marins d'abord argilo-dolomitiques puis franchement carbonatés (20 à 40 m d'épaisseur selon les points). Les niveaux schisto-dolomitiques ont fourni une riche faune d'Echinodermes, des Huîtres, des Pectinidés et des Mytilus. Ils ont permis d'attribuer l'ensemble des niveaux marins au Dogger supérieur.

Partout la base des ensembles attribués ou datés du Dogger ne semble pas être plus jeune que le Dogger supérieur. Venant en discordance au-dessus de divers termes sédimentaires, on interprète ces dépôts comme postérieurs à une période de mouvements tectoniques, toujours liés à l'individualisation de l'océan téthysien et accompagnés d'une émergence et de puissants phénomènes d'érosion.

### 4. CONCLUSIONS

Les formations carbonatées du Trias moyen, du Trias supérieur et du Lias et, enfin, du Dogger supérieur, témoignent de trois épisodes essentiels de l'histoire alpine de ce secteur. Il s'agit : - tout d'abord de l'individualisation d'une vaste plate-forme carbonatée, localement subsidente, après une longue période d'aplanissement des reliefs fini-hercyniens ; - ensuite, de l'étirement et de l'effondrement de cette plate-forme, l'instabilité des blocs lithosphériques et l'individualisation de grabens ou de demi-grabens démontrant qu'une marge passive est en cours d'élaboration en bordure d'un océan naissant ; - enfin, du fonctionnement de cet océan à partir du Dogger supérieur - base du Malm, entraînant une transgression bien marquée et vers la fin du Malm et le tout début du Crétacé, une uniformisation des faciès carbonatés.

### III. - LES FORMATIONS CARBONATÉES DU CRÉTACÉ ET DU TERTIAIRE

Les coupes figurant sur la planche II hors-texte rappellent qu'aussi bien dans les unités briançonnaises que dans les unités du complexe des Schistes lustrés, le Crétacé inférieur est absent. Cette lacune du Crétacé inférieur est vraisemblablement d'origine sous-marine (érosion ou non dépôt du fait de forts courants de fond).

Elles montrent par ailleurs que d'une manière générale les formations véritablement carbonatées du Crétacé et du Tertiaire sont, d'une part, essentiellement développées dans les unités briançonnaises, d'autre part d'épaisseur limitée, à de rares exceptions près.

#### 1. LES FORMATIONS CARBONATÉES DU CRÉTACÉ ET DU TERTIAIRE DES UNITÉS BRIANÇONNAISES

Elles appartiennent au Crétacé supérieur et au Paléocène et portent le nom très général de «Marbres chloriteux» qui recouvre en fait divers faciès.

Les Marbres chloriteux, légèrement colorés en vert du fait du développement de la chlorite au cours des phases tectoniques syn-métamorphes, sont des marbres à patine jaune-orangé claire ou sombre. Ils représentent d'anciens dépôts calcaires et calcaréo-argileux pélagiques et sont souvent accompagnés par des croûtes minéralisées rouges ou vertes («hard ground») ayant conservé parfois une riche microfauve déterminable, notamment celle du Paléocène. Les hard-grounds les plus anciens révèlent des mélanges de faune s'étalant depuis l'Albien jusqu'au Sénonien inférieur.

Les Marbres chloriteux, riches en niveaux condensés, soulignent l'existence de dépôts en eau profonde sur des fonds balayés par de forts courants sous-marins. On comprend mieux ainsi que des niveaux variés du Crétacé supérieur ou même le Paléocène puissent reposer parfois directement sur le Jurassique.

Dans certaines unités, les Marbres chloriteux remanient divers éléments des séries sous-jacentes. Ce remaniement prend une grande importance dans les unités considérées comme les plus internes du domaine briançonnais, les unités dites de Rhêmes-Calabourdane, d'une part et de Tsanteleina-Les Fours, d'autre part. Là, en effet, nous avons affaire, dans le deuxième type d'unités notamment, à des brèches très hétérométriques et polygéniques traduisant de gigantesques écroulements sous-marins de la marge, vraisemblablement en liaison avec la fermeture commençante de l'océan alpin.

#### 2. LES FORMATIONS CARBONATÉES DU CRÉTACÉ DES UNITÉS PIÉMONTAISES S.S. ET LIGURO-PIÉMONTAISES

Les caractères essentiels de ces formations carbonatées peuvent être résumés ainsi :

- ils présentent souvent des faciès clairs plus ou moins orangés et chloriteux qui rappellent fortement les marbres chloriteux des unités briançonnaises ;
- ils sont en revanche toujours gréseux et dilués en général dans de puissantes accumulations détritiques à clastes ophiolitiques et à liant calcschisteux. Dans certaines unités cependant, les formations carbonatées constituent des successions

assez bien différenciables ; c'est le cas en particulier dans les unités liguro-piémontaises dites médianes et supérieures où ces formations carbonatées conduisent à des ressauts bien remarquables morphologiquement.

- les âges déterminés dans ces formations carbonatées restent cantonnés dans le Crétacé supérieur basal et s'étalent depuis le Cénomaniens jusque dans le Sénoien basal inclus (MARTHALER *et al.*, 1986 ; DEVILLE, 1987 ; FUDRAL *et al.*, 1987).

On interprète l'ensemble de ces Schistes lustrés, incluant les formations carbonatées que nous venons de décrire, comme des marqueurs de la fermeture de l'océan téthysien. Le détritisme ophiolitique si typique de ces formations est le caractère fondamental de différenciation en deux ensembles distincts des formations carbonatées du Crétacé supérieur de Vanoise orientale tout particulièrement.

Un dernier point doit être signalé. E. DEVILLE, en 1986, mettait en évidence une unité particulière de Schistes lustrés en Vanoise orientale, l'unité dite de la Pointe du Grand Vallon. Il s'agit d'un ensemble de niveaux, comprenant des quartzites feldspathiques et micacés sombres, des schistes noirs pélitiques, des calcschistes et de plus rares niveaux carbonatés. Ces successions évoquent des dépôts turbiditiques fortement grésopélitiques non ophiolitiques. L'importance de ces dernières assises tient moins à leur épaisseur, qui demeure dérisoire dans l'ensemble de ce que nous avons détaillé, mais aux microfaunes découvertes. De multiples fantômes de Foraminifères planctoniques ont permis de dater ces niveaux du Maastrichtien supérieur.

Les Schistes lustrés de la Pointe du Grand Vallon sont ainsi corrélables, par leur faciès et par leur âge, aux flyschs à Helminthoïdes ou à leurs complexes de base. Comme ces derniers ils marquent vraisemblablement l'achèvement de la fermeture par subduction de l'océan téthysien et la collision des masses continentales qui le bordaient.

### 3. CONCLUSIONS

Les formations carbonatées du Crétacé et du Tertiaire ont une importance volumétrique moindre comparativement à celles antérieures au Malm. Toutefois, elles permettent de retracer avec une assez grande précision les conditions dans lesquelles s'est effectuée la fin de la sédimentation dans cette partie des Alpes nord-occidentales.

La mer néocrétacée se subdivise en deux domaines distincts. Du côté de la marge, elle va jusqu'au Tertiaire se montrer d'une très forte stabilité générale. En effet, sur la plate-forme pélagique, sans doute très peu accidentée, vont se déposer avec une grande constance les célèbres Marbres chloriteux associés ou non au concrétionnement du fer et du phosphate de calcium ainsi qu'au développement de nodules métalliques (ELLENBERGER, 1958).

Du côté de l'océan, en revanche, elle enregistre l'écaillage puis la superposition de lambeaux de croûtes océaniques, induisant le dépôt de puissantes successions riches en éléments ophiolitiques. Les carbonates perdent de ce fait leur importance volumétrique. À la limite entre les deux, prendrait place ce qui deviendra l'unité de Tsanteleina-Les Fours riche en brèches de remaniement.

À la fin du Crétacé supérieur (et sans doute au début du Tertiaire ?), l'histoire de l'océan est achevée. Des formations détritiques, à faciès flysch et très pauvres en niveaux carbonatés scellent en effet cette évolution.

#### **IV - CONCLUSION GÉNÉRALE SUR LES FORMATIONS CARBONATÉES SECONDAIRES ET TERTIAIRES DE VANOISE**

Les formations carbonatées de Vanoise offrent des faciès assez bien différenciables, sur des épaisseurs parfois très contrastées, dont le calage chronostratigraphique est cohérent bien qu'il demeure incomplet.

Avant le Malm, elles permettent d'individualiser l'existence d'une vaste plateforme carbonatée (Trias moyen jusqu'au début du Lias) puis son étirement et son effondrement (Lias moyen et supérieur ? mais débutant parfois dès la fin du Trias) et, enfin, l'individualisation d'un plancher océanique et le début du fonctionnement d'une dorsale (Dogger supérieur).

Pendant le Malm, l'océan téthysien connaît sans doute son plus fort développement. Des faciès carbonatés d'une très grande uniformité et d'extension considérable vont gommer momentanément la paléogéographie antérieure.

Après le Malm et pendant le Crétacé supérieur puis le Tertiaire, les formations carbonatées de Vanoise ont enregistré alors les diverses étapes de la fermeture, par écaillage intraocéanique, de l'océan téthysien. Deux aires distinctes de dépôts s'individualisent au Crétacé supérieur : - du côté ouest, une aire non affectée par la tectonique active de fermeture de l'océan, là, se développeront les Marbres chloriteux ; - du côté est, une aire qui, au contraire, enregistrera dans la sédimentation le remaniement, par écaillage, de portions de croûtes océaniques, là, se développeront l'essentiel des classiques Schistes lustrés.

#### **V. - UN MARQUEUR UBIQUISTE DE L'ÉVOLUTION TECTONIQUE DE LA VANOISE : LES ÉVAPORITES ET LES CARGNEULES DES CONTACTS ANORMAUX**

L'un des traits remarquables de la géologie des Alpes en général et de la Vanoise en particulier est la présence quasi généralisée de gypse, d'anhydrite et de cargneules aux limites de chaque unité structurale. Il n'existe, en effet, pratiquement pas de contact anormal, majeur ou non, qui ne soit pas souligné à un moment ou à un autre par au moins quelques dm<sup>3</sup> de cargneules. Et, si dans les domaines plus externes de la chaîne, ces matériaux affleurent selon des contacts anormaux en général géométriquement simples sub-verticaux et sub-méridiens, en Vanoise en revanche ils participent même aux structures relativement pénétratives, notamment aux structures en plis couchés isoclinaux.

À l'échelle de la Vanoise, ces matériaux paraissent former la matrice, le liant d'une mégabrèche tectonique dans laquelle chaque élément représenterait une unité lithostructurale.

Une grande quantité de travaux et de multiples discussions ont porté sur les évaporites et les cargneules des contacts anormaux des Alpes depuis M. GIGNOUX

(1930). Nous ne reviendrons pas sur ces premiers travaux. Nous rappellerons simplement l'essentiel pour ce qui nous intéresse.

### **Le gypse et l'anhydrite**

Ils sont rapidement remarquables du fait de leur couleur blanche soutenue et de leur rôle morphologique (entonnoirs de dissolution). Les plus grandes masses de ces matériaux affleurent cependant bien partout où les contacts anormaux demeurent simples géométriquement, c'est-à-dire dans le cas de contacts plans ou verticaux non déformés - klippe du Mont Jovet ; couloir Modane-Termignon-Ruisseau de la Chavière - par exemple.

Ces matériaux sont associés d'une part à des niveaux de schistes et de grès à plantes, d'autre part à des cargneules.

Les schistes et les grès à *Equisetum* ont été finement cartographiés par F. ELLENBERGER, rive droite de l'Arc, face à Bramans (1958) ou par M. GAY (1971) dans le secteur du Mont Cenis et datés du Carnien. De ce fait, les évaporites et les matériaux à l'origine des cargneules ont vraisemblablement le même âge.

### **Les cargneules**

Leur gisement revêt des formes très variables : elles constituent en général de larges et longues bandes discontinues au sein des gypses. Elles peuvent apparaître aussi isolées ou bien sous forme de filons sécants aux évaporites ou de pics étroits mimant des intrusions, à la manière des formes décrites par LU CHIA YU (1985) en Tarentaise dans les évaporites de la semelle des Schistes lustrés du Mont Jovet.

Le faciès le plus fréquent est celui de brèches à matrice dolomitique et éléments hétérométriques des séries briançonnaises et des diverses séries de Schistes lustrés.

L'origine de telles roches est généralement considérée comme tectonique. Ces roches proviendraient de la bréchification hydraulique des dolomies. L'eau nécessaire à la réaction serait issue des évaporites de même âge (MASSON, 1972 ; DEBELMAS *et al.*, 1980). Des travaux récents, menés dans les Préalpes (JEANBOURQUIN, 1988) amènent à penser qu'elles pourraient aussi avoir, dans certains cas, une origine purement sédimentaire.

L'âge des cargneules est un problème tout aussi délicat à trancher. L'essentiel des cargneules associées aux gypses soulignant les contacts anormaux et figurant sur la planche I hors-texte a été rangé dans la catégorie des brèches tectoniques, compte-tenu de leur gisement. L'âge de la cargneulisation est donc nécessairement post-Trias supérieur et au moins Crétacé supérieur ; c'est en effet l'âge des premiers assemblages métamorphiques de haute pression connus dans les unités de marge les plus proches du paléo-océan ou unités piémontaises s.s., assemblages qui témoignent donc des premiers mouvements tectoniques importants. Cependant, l'âge des cargneules appartient vraisemblablement à plusieurs périodes compte-tenu du polyphasage tectonique alpin.

Par ailleurs, dans la région d'Aussois, en rive droite de l'Arc ou dans celle du Mont Cenis, en rive gauche, des cargneules de remaniement paraissent bien exister. Elles seront décrites au chapitre des terrains quaternaires.

## VI. - LES FORMATIONS CARBONATÉES QUATÉRNAIRES

Il s'agit principalement des travertins et des brèches de pente. Nous discuterons aussi des cargneules de remaniement citées plus haut. L'importance volumétrique de ces ensembles demeure très limitée.

### Les travertins et les brèches de pente

La plupart des exutoires karstiques du gypse ou des sources liées aux roches réservoirs du type gypse et cargneules donnent lieu à des croûtes ou des dépôts carbonatés et sulfatés liant la plupart du temps les formations de pente superficielles. La cimentation provient des eaux séléniteuses issues des circulations dans les matériaux évaporitiques (*cf.* CHARDON ET ROVÉRA, 1997 ; JUIF, 1991 ; DZIKOWSKI *et al.*, 1997 ; NICOU *et al.*, 1997).

### Les cargneules de remaniement

Entre Aussois et Termignon, en rive droite de l'Arc, plus précisément sur les basses pentes du massif de la Dent Parrachée, J. DEBELMAS (1989) décrit des fausses cargneules. Pour l'auteur, il s'agit là en fait de croûtes calcaires cimentant des blocs de toutes tailles. Cette brèche de pente à éléments dolomitiques et ciment de cargneule témoigne du caractère récent de la formation et serait comme pour les formations précédentes, liée à la circulation d'eaux très minéralisées au contact des gypses.

On connaît aussi dans le vallon du Petit Mont Cenis, en rive gauche de l'Arc, des amas de cargneules plus ou moins reconstituées s'intégrant mal dans la géométrie du contact majeur qui conditionne la dépression. Ces matériaux pourraient n'être ici que des moraines locales alimentées presque exclusivement par des cargneules classiques du versant rive gauche de la dépression du Mont Cenis (FUDRAL *et al.*, 1994).

## VII. - CONCLUSIONS

De l'ensemble des données synthétisées dans le présent article, deux fils directeurs majeurs ressortent bien.

Le premier est lithostratigraphique et permet les corrélations entre les unités briannonnaises issues de la marge nord de l'ex-océan téthysien et les unités de Schistes lustrés liguro-piémontais d'origine océanique. Il s'agit des formations de marbres généralement clairs appartenant au Jurassique supérieur.

Le second est tectonique ; ses développements sont linéaires et il conditionne la géométrie de l'édifice structural tout entier. Il s'agit des évaporites et des cargneules. L'importance morphologique et hydrogéologique de ces derniers matériaux est par ailleurs largement discutée dans ce volume.

REMERCIEMENTS - Je remercie vivement J.P. RAMPNOUX pour la lecture de ce travail et ses critiques constructives.

## INDICATIONS BIBLIOGRAPHIQUES

Le présent travail a été réalisé à partir de l'ensemble des publications suivantes :

### 1. Les travaux de F. ELLENBERGER :

Ils restent les fondements de la stratigraphie de la Vanoise. Il s'agit plus particulièrement de :  
ELLENBERGER (F.), 1949. - Niveaux paléontologiques dans le Trias de la Vanoise (Savoie). *C.R. som. Soc. Géol. France* : 348-349.

ELLENBERGER (F.), 1958. - Étude géologique du pays de Vanoise. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, tome 50, 561 p.

### 2. Les travaux de thèses soutenues dans diverses universités :

- *Par ordre chronologique* :

GAY (M.), 1971. - Le massif d'Ambin et son cadre de Schistes lustrés (Alpes franco-italiennes).  
Doct. État : Lyon 1.

ROBERT (D.), 1979. - Contribution à l'étude géologique de la haute vallée de l'Arc. Région de Bonneval (Savoie). Doc. 3<sup>ème</sup> cycle : Univ. Paris VI, 181 p.

DETRAZ (G.), 1984. - Étude géologique du bord interne de la zone houillère briançonnaise entre la vallée de l'Arc et le massif de Péclet-Polset (Alpes de Savoie). Doc. 3<sup>ème</sup> cycle : Univ. de Grenoble, 170 p. + 4 pl. h.t.

JAILLARD (E.), 1984. - Étude géologique des unités briançonnaises de Vanoise occidentale au Sud-Ouest de Pralognan (Savoie) : évolution sédimentaire et structurale. Doct. Univ. : Univ. de Grenoble, 212 p. + 1 carte h.t.

MARION (R.), 1984. - Contribution à l'étude géologique de la Vanoise (Alpes occidentales) : le massif de la Grande Sassièrè et la région de Tignes-Val d'Isère. Doct. Univ. : Univ. de Savoie, Chambéry, 163 p. + pl. h.t.

FERRUCCIO-PARISON (M.D.), 1984. - Problèmes pétrochimiques et structuraux en Vanoise septentrionale (Savoie). Doct. Univ. : Univ. Paris-Sud Orsay, 356 p.

BROUDOUX (B.), 1985. - Géologie des unités de Vanoise septentrionale et méridionale de Pralognan à Tignes (Alpes de Savoie). Doct. Univ. : Univ. de Lille, 225 p. + pl. h.t.

LU (C.Y.), 1985. - Contribution à l'étude de la déformation de la paléomarge téthysienne dans les Alpes occidentales. Analyses tectoniques et microtectoniques dans la zone des Brèches de Tarentaise (région de Moûtiers) et dans les Schistes lustrés du Mont Jovet, Alpes de Savoie, France. Doct. 3<sup>ème</sup> cycle : Univ. de Bretagne occidentale et Univ. de Savoie, 148 p. + pl. h.t.

DONDEY (H.), 1986. - Les unités de Vanoise méridionale, de Pralognan à Aussois (Alpes de Savoie). Doct. Univ. : Univ. de Grenoble, 235 p.

DEVILLE (E.), 1987. - Étude géologique en Vanoise orientale, de Tignes à Lanslebourg (Alpes occidentales françaises, Savoie). Doct. Univ. : Univ. de Savoie, Chambéry, 297 p. + pl. h.t.

LANDES (BR.), 1988. - Les unités briançonnaises de la bordure orientale du massif de la Vanoise méridionale. Doct. Univ. : Univ. de Grenoble.

JUIF (L.), 1991. - Hydrogéologie de la haute montagne : approche du fonctionnement hydrodynamique des aquifères de Vanoise, Savoie, France. Doct. Univ. : Univ. Franche-Comté, 196 p.

FUDRAL (S.), 1996. - Étude géologique de la suture téthysienne dans les Alpes franco-italiennes nord occidentales, de la Doire Ripare (Italie) à la région de Bourg-Saint-Maurice (France). Doct. État : Univ. de Savoie, 397 p. + pl. h.t.

**3. Les publications suivantes (par ordre alphabétique des noms d'auteurs) :**

- CHARDON (M.) et ROVÉRA (G.), 1997. - Les Karsts des gypses en Vanoise : aspects géomorphologiques et géodynamiques. *Trav. sci. Parc nation. Vanoise*, Tome XX : 23-49.
- DEBELMAS (J.), GIDON (M.) et KERCKHOVE (C.), 1980. - Idées actuelles sur les cargneules alpines. Livre jubilaire Jacques Flandrin. *Docum. Lab. géol. Fac. Sci. Lyon*, hors série., 4 : 195-201.
- DEVILLE (E.), 1986. - La klippe de la Pointe du Grand Vallon (Vanoise, Alpes occidentales) : un lambeau de métasédiments à foraminifères du Maastrichtien supérieur couronnant les nappes de Schistes lustrés. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 303, série II : 1222-1226.
- DEVILLE (E.), 1989. - La couverture occidentale du massif du Grand Paradis (Alpes occidentales, Savoie). Données nouvelles et conséquences paléogéographiques. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 309, série II : 603-610.
- DZIKOWSKI (M.), NICLOUD (G.), FUDRAL (S.), ARFIB (B.) et JOURDAN (C.), 1997. - Circulations souterraines et traçages artificiels en Vanoise. *Trav. sci. Parc nation. Vanoise*, Tome XX : 137-151.
- FUDRAL (S.), DEVILLE (E.) et MARTHALER (M.), 1987. - Distinction de trois ensembles d'unités dans les Schistes lustrés compris entre la Vanoise et le Val de Suse (Alpes franco-italiennes septentrionales) : aspects lithostratigraphiques, paléo-géographiques et géodynamiques. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 305, série II : 467-472.
- GIGNOUX (M.), 1930. - La tectonique des terrains salifères ; son rôle dans les Alpes françaises. In : «Livre jubilaire de la Société géologique de France». - p. 329-360.
- JAILLARD (E.), 1988. - Une image paléogéographique de la Vanoise briançonnaise. *Ecl. Géol. Helv.*, 8 : 553-566.
- JEANBOURQUIN (P.), 1988. - Nouvelles observations sur les cargneules en Suisse occidentale. *Ecl. Géol. Helv.*, 81/2 : 511-538.
- LEFEVRE (R.), 1974. - La zone d'Acceglio : un élément ultrabriançonnais largement allochtone sur le bord interne de la zone briançonnaise classique. 2<sup>ème</sup> Réunion. Ann. Sc. Terre, Nancy-Pont à Mousson. - p. 251.
- MARTHALER (M.), FUDRAL (S.), DEVILLE (E.) et RAMPNOUX (J.P.), 1986. - Mise en évidence du Crétacé supérieur dans la couverture septentrionale de Dora Maira, région de Suse, Italie (Alpes occidentales). Conséquences paléogéographiques et structurales. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 302, Série II : 91-96.
- MASSON (H.), 1972. - Sur l'origine de la cargneule par fracturation hydraulique. *Ecl. Géol. Helv.*, 65 : 27-41.
- NICLOUD (G.), JUIF (L.), DRAY (M.), DZIKOWSKI (M.) et PAILLET (A.), 1997 - Apport des traceurs naturels chimiques et isotopiques à la connaissance des aquifères de Vanoise. *Trav. sci. Parc nation. Vanoise*, Tome XX : 111-136.
- RAOULT (J.F.), LANGLET (P.) et BROUDOUX (B.), 1984. - Présence en Vanoise méridionale d'une série de type Acceglio (Briançonnais, Alpes françaises). Implications structurales et paléogéographiques. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 298, Série II : 535-538.

**4. Diverses cartes géologiques dont :**

- Les cartes géologiques de la France à 1/50 000, éditées par le B.R.G.M. (avec notice) se rapportant à la Vanoise.
- Modane (1989) par J. DEBELMAS *et al.*
- Moûtiers (1989) par J. DEBELMAS *et al.*
- Sainte-Foy en Tarentaise (1991) par J. DEBELMAS *et al.*
- Tignes (1991) par E. DEVILLE *et al.*
- Bourg-Saint-Maurice (1993) par P. ANTOINE *et al.*
- Lanslebourg-Mont d'Ambin (1994) par S. FUDRAL *et al.*
- La carte géologique du Parc national de la Vanoise à 1/100 000 (1994) par J. DEBELMAS et J.P. RAMPNOUX (avec notice), coéditée par le Parc national de la Vanoise et le B.R.G.M.

(Reçu pour publication, juillet 1997)



# LES KARSTS DES GYPSES EN VANOISE ASPECTS GÉOMORPHOLOGIQUES, HYDROLOGIQUES ET GÉODYNAMIQUES

par Michel CHARDON<sup>(1)</sup> et Georges ROVÉRA<sup>(1)</sup>

Introduction .....	23
I. — Les conditions climatiques et structurales de la karstogenèse dans le gypse .....	25
II. — Cartographie et géomorphologie des principaux karsts gypseux de Vanoise .....	26
III. — Les eaux gypseuses de Vanoise : circulations et caractéristiques physico-chimiques .....	39
IV. — Géodynamique actuelle et postglaciaire des karsts gypseux .....	46
Conclusion .....	48
Bibliographie .....	49

**Résumé** – Dans les Alpes internes, en Vanoise, les affleurements de gypse-anhydrite du Trias couvrent environ 100 km<sup>2</sup>. Des karsts originaux, à morphogenèse rapide, s’y développent. Une cartographie géomorphologique des principaux karsts est proposée ainsi qu’une description des phénomènes morphodynamiques. Les eaux issues de ces terrains évaporitiques sont exceptionnellement minéralisées en calcium et sulfates. Elles peuvent constituer de grosses émergences. Grâce à une connaissance des vitesses actuelles de dissolution, de l’ordre de 1mm/an vers 2000 m d’altitude, et en tenant compte de l’environnement et des formes périglaciaires qui jouxtent les modelés karstiques, des scénarios d’évolution morphodynamique postwürmiens sont proposés.

**Mots-clé** – Karst, gypse, érosion, dissolution, sulfates, Alpes.

## INTRODUCTION

Dans les massifs internes des Alpes du Nord, à l’est du col de la Madeleine, entre Isère et Arc (ce qu’il est convenu d’appeler la Vanoise au sens large), des gypses réputés essentiellement d’âge triasique forment une suite d’affleurements discontinus, de superficies variables (fig. 1). La géométrie des affleurements de gypse est simple, subméridienne vers l’ouest d’une ligne Modane-Pralognan-La Plagne, complexe et de direction variée à l’est. Cette disposition obéit à la logique structurale de la chaîne alpine dans cette zone interne (DEBELMAS et RAMPNOUX, 1995). Sur le terrain, le gypse (CaSO<sub>4</sub> 2H<sub>2</sub>O) apparaît en surface ou à proximité sous différents

(1) Institut de géographie alpine. Université Joseph Fourier, 17 rue Maurice Gignoux  
F-38031 Grenoble cedex.

PARC NATIONAL DE LA VANOISE

faciès, massif ou finement stratifié, tandis que l'anhydrite ( $\text{CaSO}_4$ ), rarement présente à l'air libre, se rencontre en profondeur. Le gypse est souvent associé à des dolomies, cargneules, calcaires et calcaires dolomitiques (ELLENBERGER, 1958). L'ensemble lithologique ainsi considéré est perméable, propice au développement de formes karstiques de surface et de profondeur. Pour le gypse, la karstification est rapide du fait de la forte solubilité de la roche (1,8 g/l à 5°C). Cette karstification se trouve accrue en milieu montagnard où les précipitations et les écoulements sont abondants. Des émergences restituent les eaux fortement minéralisées au pied des versants, dans les grandes vallées et donnent localement des dépôts de tufs calcaires.

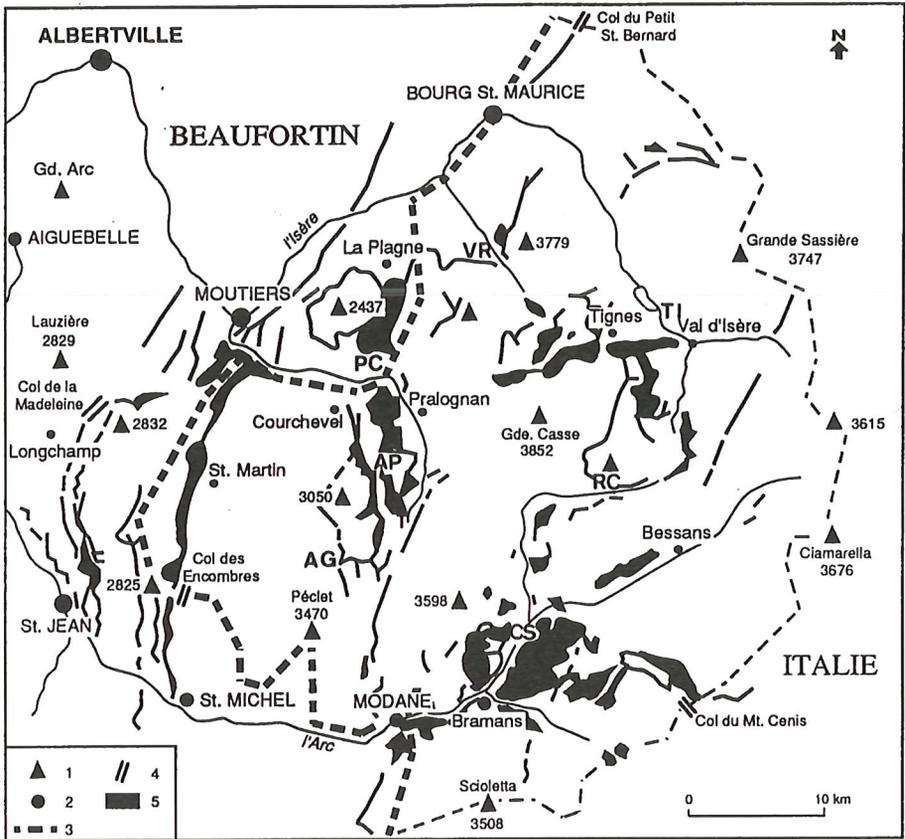


FIG. 1 – Carte générale des affleurements de gypse triasique en Vanoise et dans les régions voisines (d'après J. DEBELMAS et J.-P. RAMPNOUX, 1995).

1, sommet ; 2, localité ; 3, limite occidentale de la zone périphérique du Parc de la Vanoise ; 4, col ; 5, gypse.

Principaux groupes d'émergences karstiques :

AG, Doron des Allues-Gébroulaz ; AP, vallées des Avals-Mont-Blanc de Pralognan ; CS, Cenis-Sollières ; PC, La Plagne-Champagny ; RC, vallon de la Rocheure-Croix de la Fontaine Gaillard ; TI, Tignes-Val d'Isère ; VR, vallée du Ponturin, sources Saint-Victor et Pont Romane.

## I. - LES CONDITIONS CLIMATIQUES ET STRUCTURALES DE LA KARSTOGENÈSE DANS LE GYPSE

La situation géographique des karsts du gypse est variée, soit en fond de vallée, soit en moyenne montagne, soit encore en haute montagne où ils se rencontrent au niveau des prairies d'altitude, dans les milieux périglaciaire et glaciaire comme à proximité du glacier de Gébroulaz dans la haute vallée du Doron des Allues (Roc du Soufre, 2940 m). De ce fait, en fonction des conditions naturelles des milieux, les vitesses d'évolution géomorphologiques sont différentes.

Les précipitations annuelles, en Vanoise, varient de 600 mm à 1500 mm entre fonds de vallées et sommets. Le gradient pluviométrique (environ 30 mm/100 m) explique la karstification actuelle plus marquée des affleurements gypseux en altitude. A cela s'ajoute le fait qu'au-delà de 2000 m, les précipitations sont essentiellement neigeuses, les différences d'accumulation nivale provoquées par la microtopographie favorisent alors la genèse d'un modelé karstique de surface, original par son abondance en dolines ( jusqu'à 30 par ha ; ROVÉRA, 1990).

La karstogenèse est aussi facilitée par la présence d'un niveau de base local très bas et le plus souvent proche, établi grâce à l'existence de vallées profondes (creusement glaciaire quaternaire), permettant un soutirage actif dès la surface et un drainage souterrain accéléré par de forts gradients de circulation des eaux.

Cependant, l'aptitude du gypse à la karstification et les conditions hydroclimatiques favorables sont gênées par les dispositions structurales du Trias. Le gypse forme le plan de charriage des grandes unités géologiques des Alpes, poussées et déversées vers l'Ouest par la tectonique. La roche, facilement déformable sous l'effet des contraintes tectoniques, a été laminée et fragilisée. L'épaisseur et la continuité du gypse triasique sont très variables. De cette situation géologique, il résulte :

- l'absorption facile des eaux de surface et leur circulation en profondeur, à travers une roche rendue plus poreuse et perméable, vers des émergences situées en fond de vallée, plus ou moins lointaines en fonction des données structurales.

- un grand nombre de phénomènes karstiques (dolines, puits, ...) de dimensions réduites (décamétriques), isolés ou disposés le long de bandes étroites de gypse comme celles du haut vallon des Allues (Gébroulaz), du col des Encombres, de la haute vallée de l'Arc en amont de Modane ou encore de la synforme de nappe du lac de Tignes.

- des ensembles karstifiés présentant un complexe de formes seulement lorsque le gypse et l'anhydrite sont épais (bourrage tectonique) et étendus (plusieurs km<sup>2</sup>) comme à la base de la nappe des schistes lustrés de la zone piémontaise, aujourd'hui dégagée par l'érosion. Cela explique la localisation des principaux karsts sur le pourtour du Mont-Jovet, de la Dent du Villard au Mont-Blanc de Pralognan, dans le secteur de Tignes-Val d'Isère (Tommeuses, Palet, Tovièrre, Gratalou) et à Sollières, au Plan du Cenis. Certains de ces karsts établis sur les dômes de gypse constituent un cas particulier : la déformation tectonique pourrait se poursuivre, facilitée par les phénomènes de décompression post-glaciaire des roches. Elle favorise la karstification par la multiplication des fissures dans une structure en extension (Roc du Soufre, Gébroulaz).

## II. - CARTOGRAPHIE ET GÉOMORPHOLOGIE DES PRINCIPAUX KARSTS GYPSEUX DE VANOISE

Ces karsts occupent une superficie de l'ordre de 100 km<sup>2</sup> entre Isère et Arc, 130 km<sup>2</sup> si on y inclut les karsts immédiatement au sud de l'Arc (Mont-Cenis, Bramans) et au nord de l'Isère (La Nova en Beaufortin).

Deux aspects peuvent être retenus : la présence de massifs ou de zones karstiques relativement étendus, individualisés et des formes de reliefs liées à une morphogénèse récente.

### 1. LES ENSEMBLES KARSTIQUES REMARQUABLES

Au-delà de la diversité générale, quelques ensembles karstiques se détachent par leur importance et leur spécificité. On distingue, du sud au nord de la Vanoise :

- en haute Maurienne (fig. 2 et 3), l'ensemble proche du Mont-Cenis déjà décrit par NICOD (1976) doit être associé aux karsts d'Aussois, Bramans, Sollières. Si les situations géomorphologiques sont multiples : plateaux, versants et crêtes comme celles du Général Sarret, dépressions et cuvettes, ..., la karstification est commandée par le creusement de la vallée de l'Arc. Les karsts du lac du Mont-Cenis, du Petit-Mont-Cenis, des plateaux de l'Erellaz et des abords du Mont-Froid (col de Sollières) alimentent sans doute - outre quelques sources temporaires proches et l'écoulement des torrents au moment des fortes averses - les émergences pérennes, au débit régulier, de Sollières-l'Envers dont les eaux sont sulfatées. Au total, la superficie de ce karst est de 40 kilomètres carrés ;

- la vallée des Encombres au sud de Moûtiers et de Brides-les-Bains et son prolongement en Maurienne vers Saint-Martin-de-la-Porte est une suite de formes karstiques : plateaux de dolines (2572 m), versants à ravins, zone basse d'absorption et de perte partielle des eaux vers Maubec (2050 m), dôme à profondes dolines-entonnoirs du Petit Col (2329 m). Sur un territoire de 2 km<sup>2</sup> autour de Cime Noire (2626 m) et du Petit Col des Encombres, un ensemble karstique très varié est facilement accessible (fig. 4) ;

- la région du col de la Madeleine (fig. 5) montre sous la crête du Cheval Noir (2832 m), une suite de dépressions fermées jalonnant une bande de gypse, en particulier des dolines-entonnoirs à fond obstrué et transformées en lacs (lac Bleu, lac Blanc...), insérées parmi des accumulations glaciaires et périglaciaires récentes ;

- le haut vallon du Fruit (Méribel) et les abords du glacier de Gébroulaz présentent sur quelques kilomètres carrés un ensemble remarquable de formes karstiques et glacio-karstiques (fig. 6) ;

- les karsts de la Dent du Villard, de la crête Charvet, du Mont-Blanc de Pralognan (2677 m) et du Vallon des Avals sont marqués, outre de formes exceptionnelles par leur ampleur, par d'importants phénomènes d'érosion de versants : glissements, ravinements, couloirs à avalanches (fig. 7 et 8). Plus au nord, dans le prolongement de ces affleurements, se développent les karsts de La Plagne et du pourtour du Mont-Jovet, sur 15 km<sup>2</sup> environ, ce qui constitue la superficie karstifiée la plus étendue en moyenne et haute montagne non englacée de Vanoise (fig. 9) ;

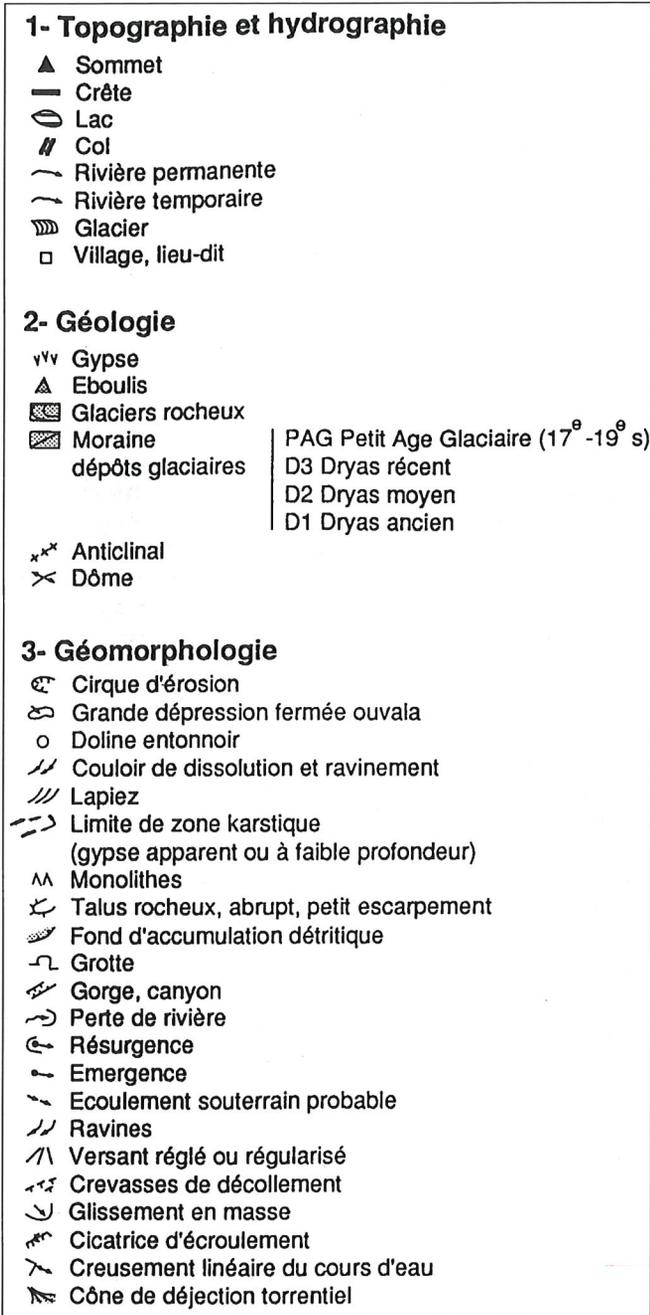


FIG. 2 – Légende générale des cartes géomorphologiques des karsts.

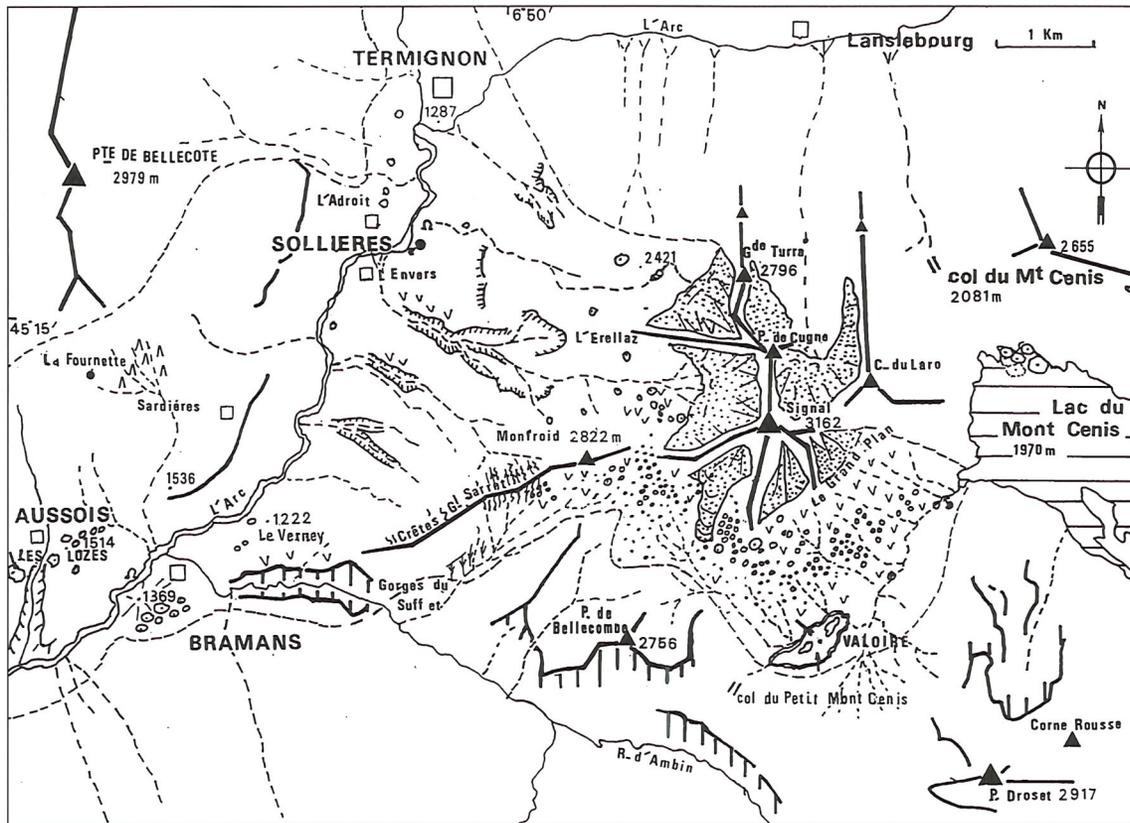


FIG. 3 - Les karsts de haute Maurienne : Mont-Cenis, Sollières, Bramans, Aussois.

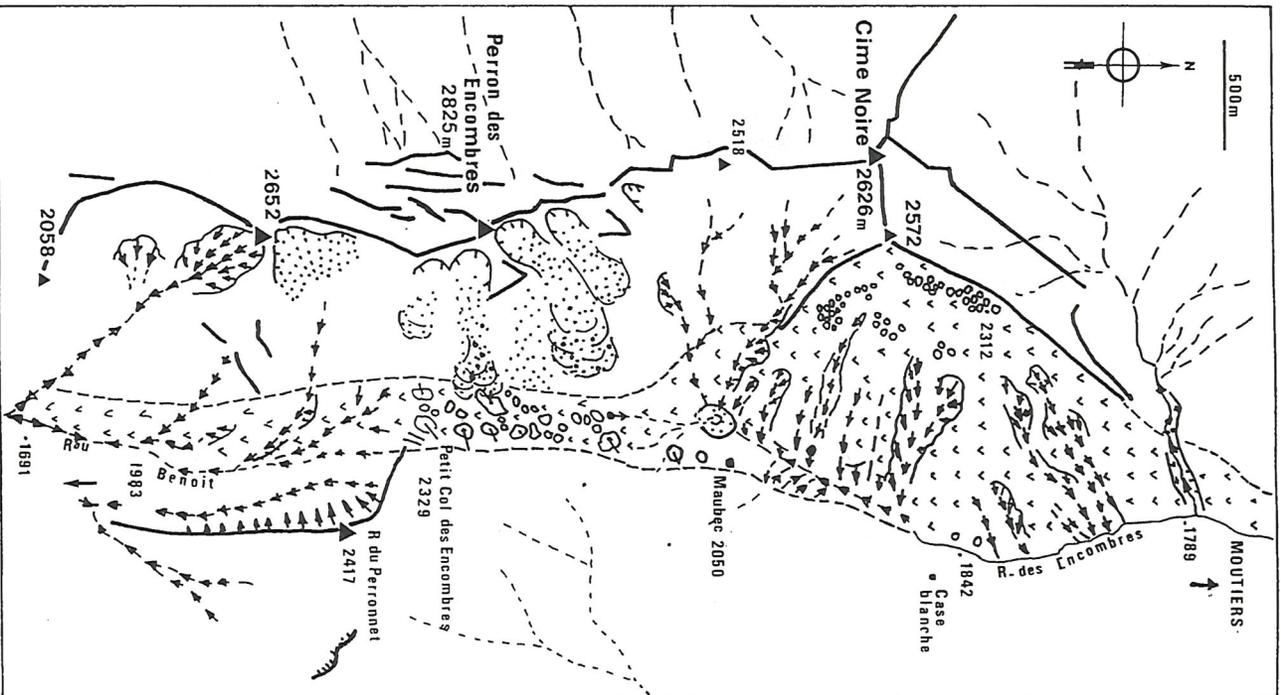


Fig. 4 - Le karst du Perron des Encombres.

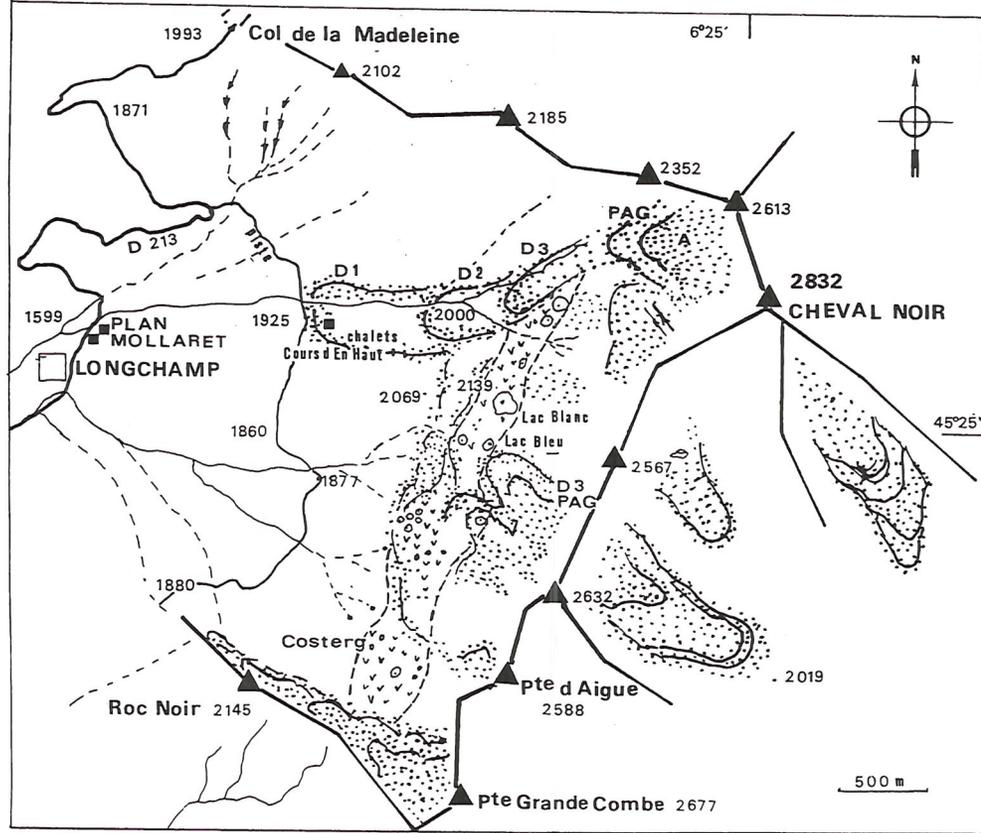


FIG. 5 - Les petits karsts du Col de La Madeleine - Saint-François-Longchamp.

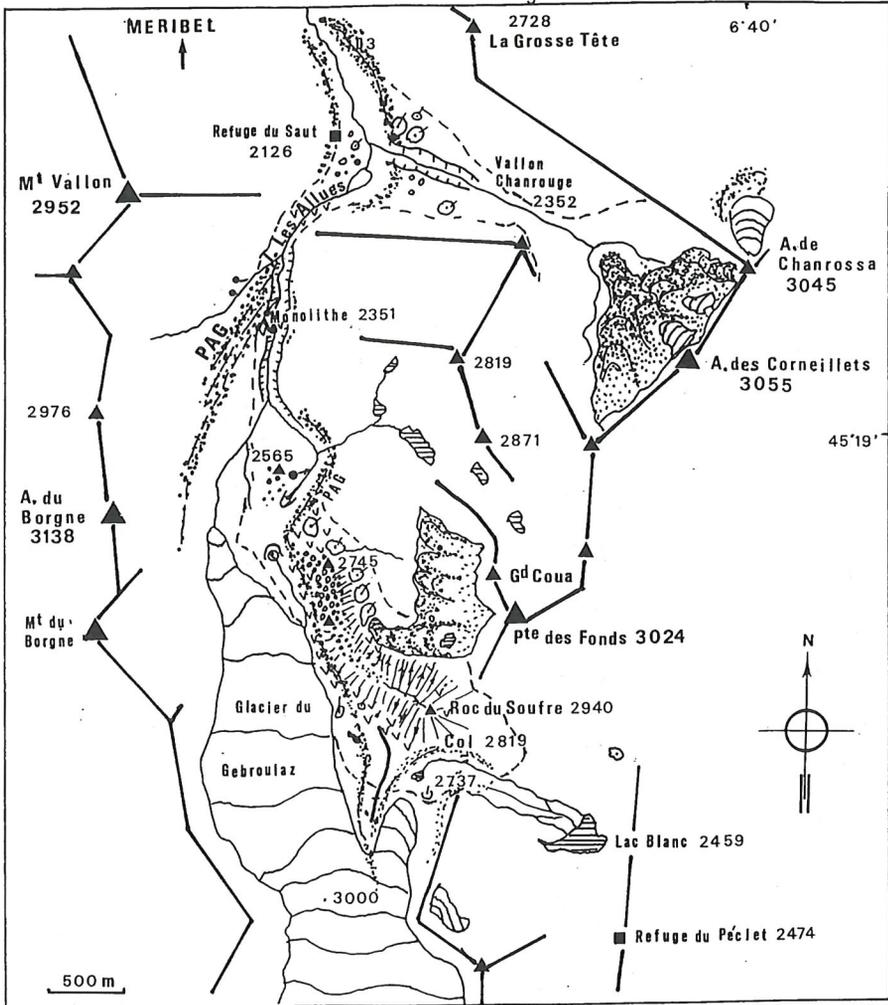


FIG. 6 - Le karst du Vallon du Fruit - Glacier de Gébroulaz (Méribel).

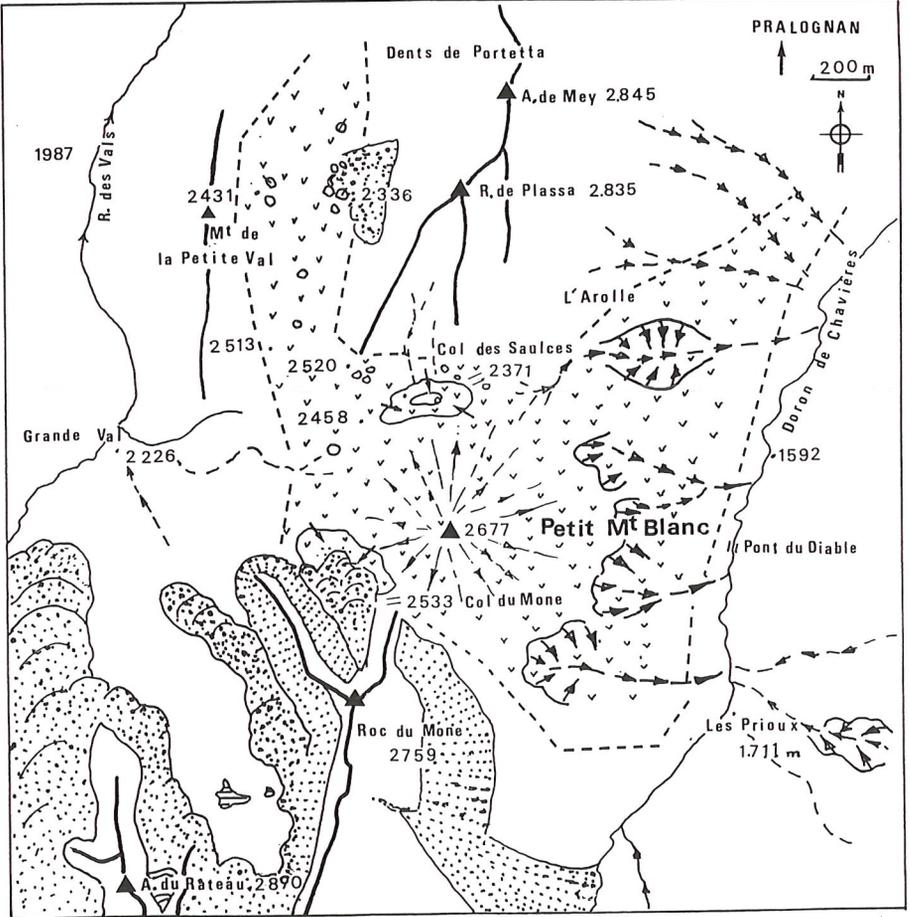


FIG. 7 - Le karst du Mont-Blanc de Pralognan.

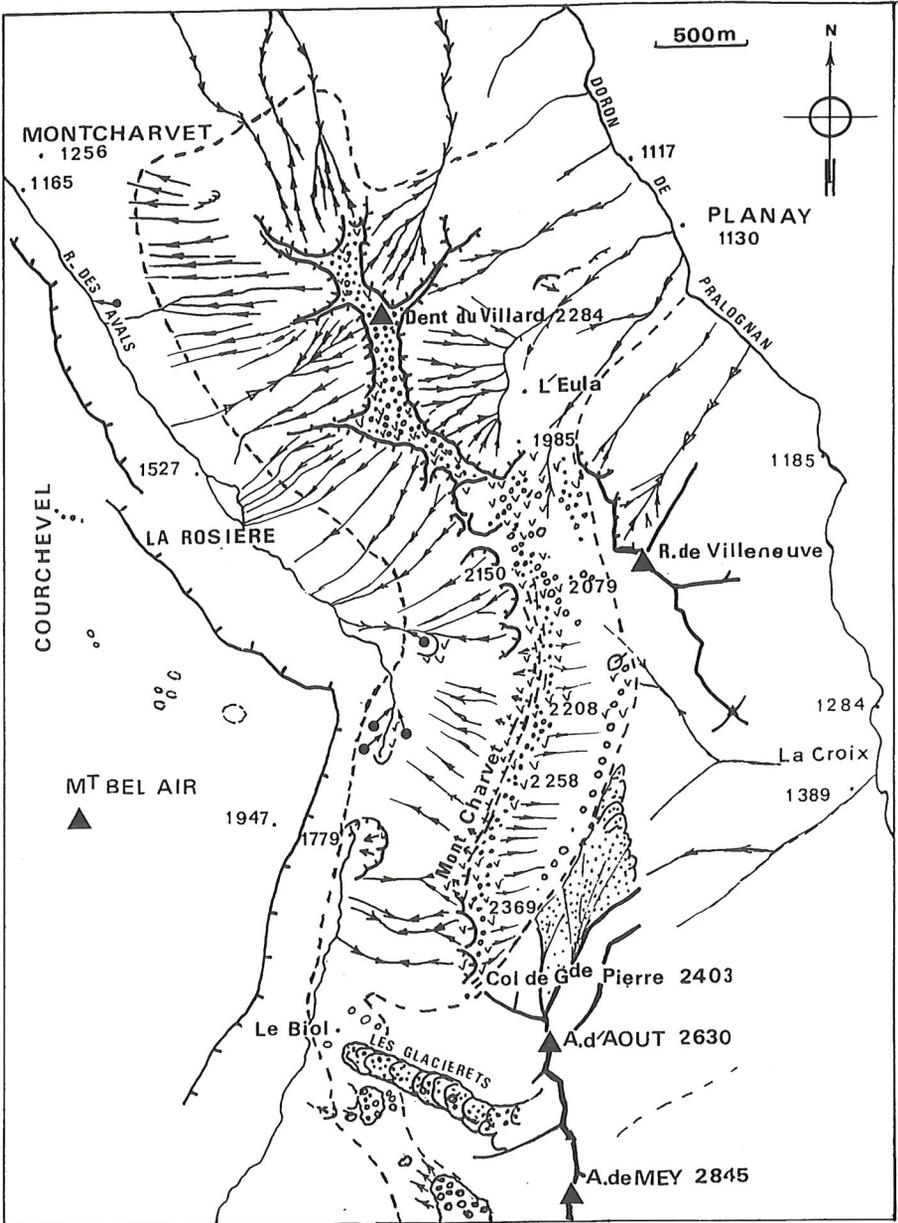


FIG. 8 - Le karst de la Dent du Villard, du Mont Charvet et de la vallée des Avals (Pralognan - Courchevel).

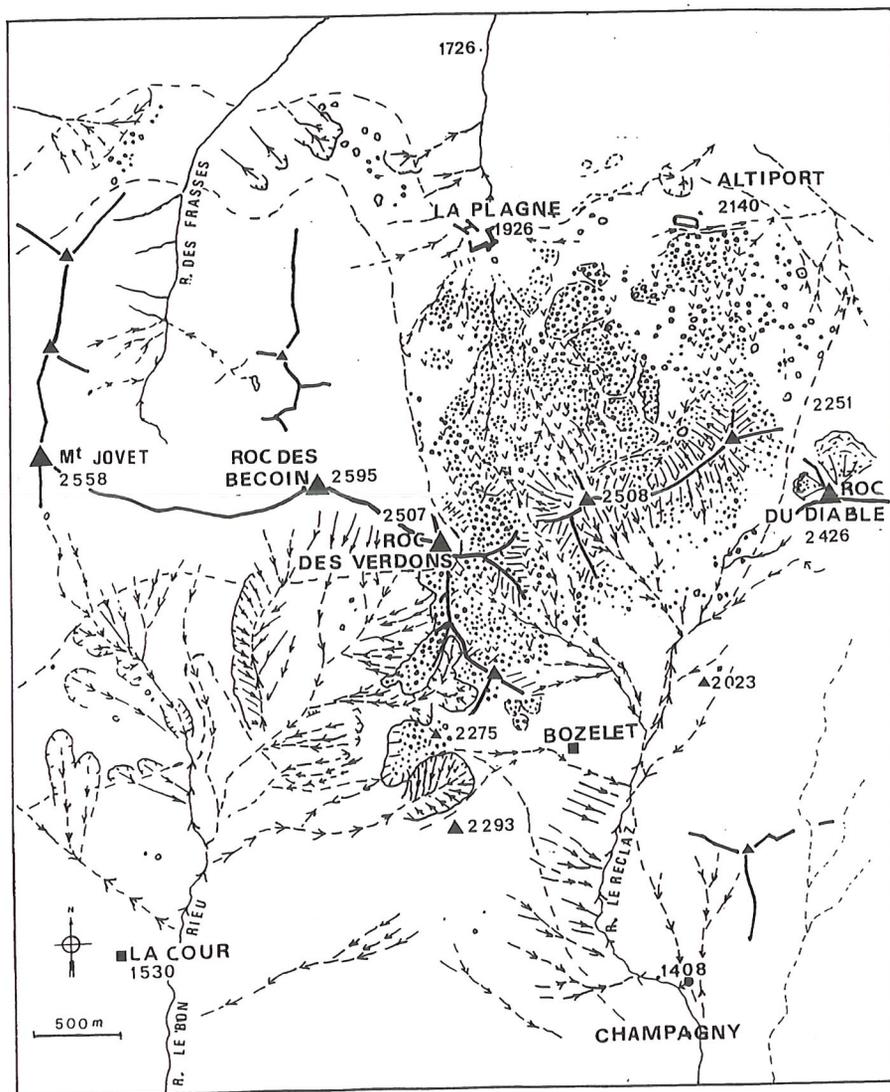


FIG. 9 - Les karsts de La Plagne et du Mont Jovet.

- la région de Tignes-Val d'Isère (fig. 10) offre des formes karstiques variées entre la haute vallée de Champagny (Barmés), le Col de Leisse, Bellegarde et le lac de Tignes sur une superficie proche de 12 km<sup>2</sup>. Les plateaux constellés de dolines-entonnoirs de grandes dimensions (Tommeuses, Grand Pré, Santon, Tovièr, ...) comme les dômes de gypse formant des assemblages de monolithes, pitons et dolines-entonnoirs (Gratalou, Palet, ...) doivent leur évolution au surcreusement glaciaire du vallon de Tignes, des vallées de l'Isère et du Doron de Champagny. Le drainage souterrain se fait vers ces niveaux de base, en particulier les sources du lac, de la Gouille de Salins et de la Daille de Val d'Isère.

## 2. LES FORMES KARSTIQUES

Le karst est un géosystème possédant des formes superficielles et souterraines.

### a. Le karst de surface (exokarst)

Les dolines sont la forme ubiquiste de ces karsts. Ces dépressions fermées, de taille métrique ou décamétrique, sont le résultat de la karstification du gypse soit en surface (karst nu), soit en profondeur sous une formation superficielle (alluvions, moraines, colluvions, ...). Dans ce dernier cas, il s'agit de karst dit couvert et d'une crypto-corrosion se développant sous la couverture de surface et générant, par soutirage, des formes de surface. Le cas est fréquent : dolines autour du refuge du Saut (Vallée de Gébroulaz), de Val Claret près de Tignes. Près du Col de Leisse (2698 m au sud de Tignes), ce crypto-karst est observable dans les coulées et éboulis fluants de la Pointe de Grand Pré. Mais d'une façon générale, le crypto-karst se développe en dessous de 2500 m, en milieu de forêt et de prairies d'altitude. Les dolines du karst nu caractérisent les reliefs, dômes, arêtes de gypse au-dessus de 2500 m : Grande Rochette de La Plagne, Roc du Soufre, Gratalou, c'est-à-dire l'étage périglaciaire bien qu'elles se rencontrent également à des altitudes plus basses. Le diamètre varie de quelques mètres (front de Gébroulaz) à quelques dizaines de mètres (cas le plus fréquent) voire cent à deux cents mètres (Les Barmés, vallon du Mont-Coua). La profondeur évolue de quelques mètres à quelques dizaines de mètres, avec un maximum de 50 m pour celle de Barmés (tabl. I). Bien qu'il existe une grande variété morphologique, la doline-entonnoir, de forme conique, est la plus fréquente, révélant un drainage et un soutirage profond très actifs aussi bien sur les dômes, plateaux, replats de gypse nu que sous couverture superficielle. Les formes dites en «baquets», à versants adoucis et fond plat d'origine colluviale se rencontrent dans les vallées, vallons et en karst couvert (Aussois, Bramans). L'obturation plus ou moins parfaite du soutirage provoque l'apparition de dolines-lacs permanentes ou temporaires comme à Sollières, au Col de La Madeleine ou aux Encombres. Les dolines peuvent se présenter soit en formes isolées, soit le plus souvent regroupées. Dans ce cas, l'intensité de la karstification révèle une forte épaisseur du gypse, une fissuration de la roche et une circulation active des eaux en profondeur.

Les plus grandes dolines (Tommeuses, Saulces, Mone, Mont-Coua) sont liées à la fois à un soutirage et à une concentration des eaux : ce sont des dépressions glacio-karstiques situées au pied de cirques glaciaires, formes héritées et entretenues aujourd'hui par la convergence des eaux météoriques. Cependant l'observation et la

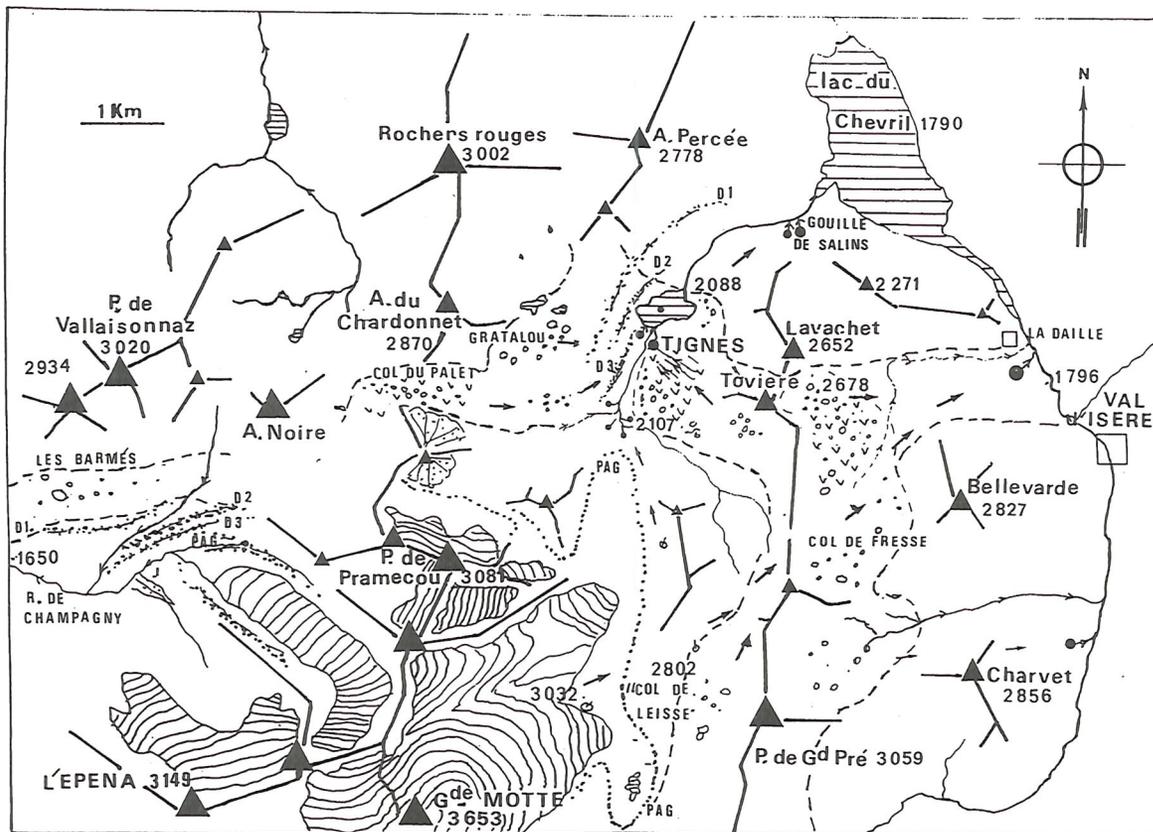


FIG. 10 - Les karsts de Tignes, du Col du Palet et de la haute vallée de Champagne.

Localisation	Altitude (m)	Longueur (m)	Largeur (m)	Profondeur (m)	Formation superficielle	Topographie	Exposition
Cenis-Mont Froid							
Grande doline 2426	2426	60	50	25	éboulis	versant	S
Grande doline 2445	2445	100	70	25	éboulis	versant	S
Région de Tignes							
Secteur Tommeuses	2400	100	75	20	aucune	plateau	indifférenciée
Secteur Chardonnet	2400	100	100	25	aucune	plateau	indifférenciée
Secteur Col du Palet	2550	100	100	20	moraine	versant	E et W
Vallon de Champagny							
les Barmès	2370	200	125	50	aucune	replat	S
Pralognan Petit Mont-Blanc							
Col des Saulces	2370	370	125	20	colluvions	col	indifférenciée
Col du Mone	2450	400	200	25	moraine	col	NW
Méribel-les Allues-V. du Fruiti							
Vallon du Mont Coua	2600	200	75	30	moraine	replat	indifférenciée
Chanrouge	2250	150	120	40	moraine	replat	W
Saint-Martin de Belleville							
Petit Col des Encombres	2330	60	40	15	éboulis	talweg	N
Saint-François Longchamp							
C.de La Madel.- lac Blanc	2150	100	80	15	moraine	versant	NW
Bramans	1300	125	125	20	colluvions	replat	indifférenciée
Aussois	1450	150	150	20	colluvions	replat	indifférenciée

TABLEAU I - Les grandes dolines des karsts de la Vanoise.

mémoire des hommes montrent qu'il existe des dolines d'effondrement, apparaissant brutalement en surface par suite de la disparition d'une cavité souterraine de plus ou moins grandes dimensions (foudroyage de la voûte). Des exemples ont été décrits et cités en Tarentaise, à Grand Cœur, mais aussi près du refuge du Saut (Méribel). La doline des Barnés (haute vallée de Champagny) de forme cylindrique, ouverte en surface dans des calcaires, pourrait être due à ce phénomène relayé en profondeur par la dissolution.

Les dépressions fermées plus vastes, comparables aux ouvalas et poljés du karst classique, sont absentes du fait du relief et de la circulation rapide des eaux en profondeur. Seule exception, la dépression plate et alluviale dite de Valoire ou du refuge du Petit-Mont-Cenis (fig.3). Définie comme un petit poljé par Nicod (1976), elle présente les caractères géomorphologiques d'un fluvio-poljé (longueur 1 km, largeur 200 à 300 m) : réseau hydrographique constitué, point d'absorption, ennoisement périodique. En temps normal, l'écoulement se fait de manière souterraine mais en hautes eaux, le lac temporaire peut se déverser par un talweg vers le ruisseau du Savalin. Le fonctionnement de l'exutoire souterrain est alors insuffisant, sans doute parce que le socle permien imperméable se trouve à faible profondeur sous les gypses et cargneules. Le lac de Tignes est un cas complexe où, à côté d'un émissaire apparent, existe sans doute un drainage souterrain ; mais la dépression elle-même, en grande partie dans les gypses recouverts de moraines et de colluvions, paraît due, outre le surcreusement glaciaire en amont du verrou de Tignes-Le Bosset, à la dissolution, comme l'atteste la présence de plusieurs grandes dolines coalescentes. Le phénomène, visible sur les photos aériennes anciennes, est aujourd'hui masqué par les aménagements du site.

En surface, la forte pente de certains versants favorise un écoulement superficiel et temporaire de l'eau, un ruissellement qui, par l'altération physico-chimique des gypses et de leur couverture hétérogène (dolomies, cargneules, ...), génère les formes de reliefs accidentés que sont les monolithes en forme de pinacle et clocheton, les arêtes vives, séparés par des cuvettes, chenaux ou ravines de dissolution et de désagrégation mécanique. Au-dessus du lac de Tignes, les crêtes des Tufs et de la Tovière en sont des exemples, à côté des versants du ruisseau des Encombres ou du secteur de Sardières.

Des talwegs de versants, profonds et fonctionnant de façon épisodique, que l'on peut qualifier de micro-canyons, apparaissent sur les versants en forte pente du Petit-Mont-Cenis, du Mont-Blanc de Pralognan (flanc est). Dans ce dernier cas, ils se développent sous forme de bassins torrentiels actifs en contrebas d'une zone intensément karstifiée (puits, dolines-entonnoirs) située sous le col des Saulces (2456 m). La désagrégation de la roche et surtout le soutirage karstique le long du versant favorisent l'extension régressive, du bas vers le haut, de formes de ravinement exceptionnellement développées. Il semblerait que les grands phénomènes de torrentialité observés sur certains versants gypseux (Dent de Villard, Sollières, Encombres) proviennent de la désagrégation de surfaces intensément karstifiées et placées sur de fortes pentes soit par un soulèvement tectonique, soit par le creusement glaciaire des vallées, voire la combinaison des deux actions. La concentration des eaux dans les talwegs se traduit par un creusement linéaire : gorges du torrent de Sollières-l'Envers, du Suffet en amont de Bramans, de l'Arc entre Bramans et Aussois pour ce qui est de la haute Maurienne.

### **b. Le karst souterrain (endokarst)**

Il est à peine connu faute de cavités et de réseaux pénétrables. Des cavités de surface sont répertoriées dans la vallée des Avals, au col du Palet, dans la vallée de l'Arc entre Termignon et Modane. La plus importante, actuellement connue et explorée, est la Traversée de Gébroulaz (altitude 2630 m, développement 325 m, dénivelée - 50 m) : il s'agit de la percée hydrogéologique d'un émissaire du glacier de Gébroulaz (AUDRA et HOBLÉA, 1992). Celle de Champ Bernard (525 m, - 75 m) sur la commune de Granier en Tarentaise à 980 m, est plus longue mais s'ouvre à la limite du domaine d'étude considéré. Cependant, si la circulation des eaux apparaît plus diffuse que concentrée en profondeur, à la différence du karst calcaire classique, il existe des cavités souterraines révélées épisodiquement par les grands travaux de génie civil : lors du creusement du tunnel Isère-Arc pour E.D.F., une cavité entièrement souterraine (30 m x 8 m x 6 m) a été découverte dans les gypses à proximité de La Léchère en Tarentaise (rapport de chantier de P. RATEL). La circulation des eaux, diffuse ou parfois concentrée en quelques drains est prouvée - si besoin - par une visite du tunnel routier, aujourd'hui abandonné, du col du Galibier qui, à 2656 m, se trouve sur la limite des départements de la Savoie et des Hautes-Alpes (CHARDON, 1996). La percée hydrogéologique non pénétrable du torrent des Avals, à travers l'extrémité de la retombée occidentale du Mont-Charvet (commune de Courchevel, figure 8) est un autre élément démonstratif. Cette circulation souterraine aboutit à des émergences dont l'origine des eaux sulfatées n'est pas toujours établie de façon certaine : Gouille de Salins, Daille dans la zone Tignes-Val d'Isère, source des Poux de la vallée des Avals (Courchevel).

## **III. - LES EAUX GYPSEUSES DE VANOISE : CIRCULATIONS ET CARACTÉRISTIQUES PHYSICO-CHIMIQUES**

Les eaux au contact du gypse et de l'anhydrite se minéralisent facilement. La teneur dépend du type d'écoulement, exokarstique ou endokarstique, du temps de circulation des eaux au contact des évaporites, ainsi que de la surface de roche touchée. Deux éléments contribuent à l'essentiel de la minéralisation : le calcium et les sulfates.

### **1. LES CIRCULATIONS EXOKARSTIQUE ET ENDOKARSTIQUE**

Les circulations exokarstiques, lorsque le gypse n'est pas protégé par une couverture phytopédologique, dissolvent rapidement la roche comme l'atteste la présence de cannelures sur certains affleurements. Au karst de La Plagne, entre 2000 et 2500 m, les écoulements de fonte issus des névés printaniers dont les débits sont de l'ordre de 0,1 l/s et la température de 4°C, atteignent des teneurs de 200 à 400 mg/l pour des parcours de 10 m à 20 m sur pente faible (10 à 20 %), où affleurent gypse et cargneule altérée.

Pour les circulations endokarstiques, on peut distinguer les circulations cutanées, verticales, situées uniquement dans l'épaisseur gypsifiée (quelques mètres de roche) et les circulations semi-profondes, subhorizontales le plus souvent, établies au contact du gypse et de l'anhydrite (vers 10 m de profondeur, en moyenne). À La Plagne, dès la circulation cutanée au niveau de petits puits accessibles, on enregistre pour des eaux de fonte à 5° C ayant des débits lents (0,1 à 0,05 l/s), des teneurs de 400 à 500 mg/l après seulement 3 m de contact avec du gypse saccharoïde pur. Au karst de La Nova, en Beaufortin, site en dehors de notre zone d'étude mais constituant un des rares dispositifs avec galerie visitable, la minéralisation des écoulements, au goutte à goutte, recueillis au plafond de la galerie et issus de la fonte de la neige accumulée dans les dolines du plateau surincombant, atteint, après un parcours de 15 à 20 m dans l'épaisseur de gypse, 1500 mg/l.

Les circulations semi-profondes dont les débits sont de plusieurs l/s, atteignent des teneurs de 1 à 1,5 g/l. En l'état actuel des observations en galeries naturelles et en carrières, ces circulations ne semblent pas gagner une grande profondeur car l'anhydrite fait office de plancher imperméable (FABRE et DAYRE, 1982 ; ROVÉRA, 1990), sauf en cas de fracturations ou de discontinuités lithologiques occasionnées par la présence d'autres roches (ROVÉRA, 1993). Par contre, ces circulations sont probablement longues et suivent les contacts entre les principales unités structurales. Des minéralisations supérieures à 2 g/l sont seulement rencontrées dans le cas des sources thermales comme la source Barral de Brides-les-Bains (SIMEON, 1980).

On constate ainsi que la mise en solution du gypse peut atteindre des valeurs importantes, pour des débits faibles, dès les premiers mètres de roche touchés ; au-delà, pour des circulations longues, la minéralisation augmente lentement jusqu'à approcher la saturation, elle-même fonction de la température de l'eau (2,04 g/l à 20° C). Un exemple de relation entre débit et minéralisation a été établi pour le torrent du Reclaz de Champagny dont les écoulements subaériens sont alimentés par de grosses émergences issues du karst de La Plagne (fig.11).

## 2. LES CARACTÉRISTIQUES PHYSICO-CHIMIQUES

Elles apparaissent dans le tableau II où sont présentés 18 cas d'eaux issues des principaux massifs gypseux de Vanoise : karsts du Mont-Cenis, de Gébroulaz, du Mont-Blanc de Pralognan - Crête Charvet, de La Tovière (Tignes-Val d'Isère), de La Plagne, et des semelles de chevauchements des massifs de Friolin en Tarentaise (micaschistes, 2707 m) et de La Sana en Maurienne (schistes lustrés, 3436 m).

Les mesures de température, de conductivité, et l'estimation des débits, directement réalisées sur le terrain, ont été complétées par le dosage, en laboratoire, des 7 éléments majeurs habituellement dominants dans les eaux naturelles (RODIER, 1984) et particulièrement dans les eaux gypseuses :

- pour les cations : le calcium ( $\text{Ca}^{++}$ ), le magnésium ( $\text{Mg}^{++}$ ), le sodium ( $\text{Na}^+$ ) et le potassium ( $\text{K}^+$ ),
- pour les anions : les sulfates ( $\text{SO}_4^{--}$ ), les carbonates ( $\text{HCO}_3^-$ ), les chlorures ( $\text{Cl}^-$ ).

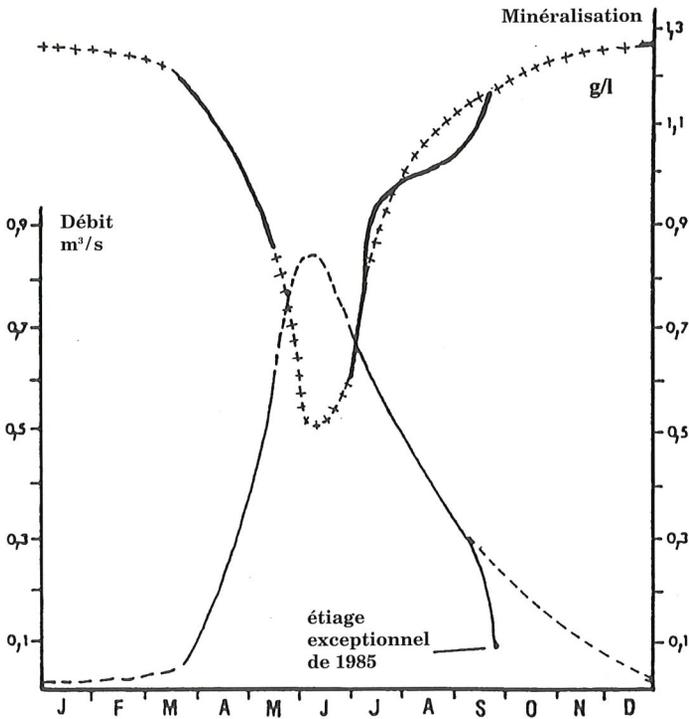


FIG. 11 - Relation entre débit et minéralisation.  
Le cas du torrent du Reclaz de Champagny (karst du gypse de La Plagne).

Légende : — — — courbe des débits

— + + courbe de la minéralisation

Date	Débit l/s*	Minéralisation globale mg/l**
21/3/85	55	1225
15/5/85	600	875
30/5/85	700	610
31/8/85	350	1025
23/9/85	100	1175
11/7/86	600	950

\* Les débits, en l/s, du Reclaz ont été mesurés sur 9 mètres de section cimentée, en amont de Champagny, altitude 1250 m. La vitesse de l'écoulement a été estimée par chronométrage d'une série de 3 flotteurs au fil de l'eau.

\*\* Minéralisation globale, en mg/l, obtenue par conductivité, valeur arrondie.

Pour la courbe des débits du Reclaz, les parties en tirets ont été estimées à partir de la courbe des débits moyens du torrent voisin de Bonnégarde, sur la commune de Macôt-La Plagne (d'après P.Y. FAFOURNOUX, 1984, cité par G. ROVÉRA, 1990).

Pour la courbe de la minéralisation, les parties en tirets cruciformes ont été estimées à partir des débits précités.

Appellation de l'échantillon	Localisation	Coordonnées kilométriques (1)	Altitude en m	Date du prélèvement	Débit (1)	Température de l'eau en °C	Conductivité en microS
CS	Karst Mt Cenis, Sollières, source des Balmes	X :328,42 Y: 5014,45	1270	17/08/95	moyen	5,3	1470
RC	Vallon de La Rocheure, Croix de Font. Gaillar.	X :337,27 Y:5025,3	2300	17/08/95	faible	3,7	1167
AG1	Allues, Gébroulaz, perte de la traversée	X :314,20 Y:5020,50	2630	10/08/95	moyen	0,5	58
AG2	Résurgence de la traversée de Gébroulaz	X :314,2 Y:5020,77	2565	10/08/95	moyen	0,6	332
AG3	Emergence au pied du Verrou 2565m IGN	X :314,25 Y: 5020,97	2480	10/08/95	moyen	1,1	1660
AG4	Emergence au pied du Monolithe 2351m IGN	X :314,15 Y:5022,02	2260	10/08/95	moyen	2,5	707
AG4	Emergence au pied du Monolithe 2351m IGN	X :314,15 Y:5022,02	2260	03/09/95	faible	2,6	1440
AG5	Petite émergence au pied du monolithe 2351	X :314,07 Y:5022,04	2270	10/08/95	faible	3,5	1326
AG6	Source de la fontaine du refuge du Saut	X :313,90 Y:5022,25	2290	10/08/95	faible	3,6	1720
AG7	Ruisseau aval	X :313,93 Y:5022,15	2285	10/08/95	moyen	2,6	298
AG8	Doron des Allues	X :314,62 Y:5022,9	2135	10/08/95	très fort	5,6	515
AP1	Source des Poux aval, vallée des Avals	X :318,37 Y:5033,17	1700	25/07/95	faible	4,7	953
AP2	Ruisseau Vauthier, rive droite des Avals	X :318,5 Y:5030,17	1650	25/07/95	fort	8,1	1810
AP3	Source des Planes	X :320,4 Y:5026,32	1640	25/07/95	moyen	4,4	1550
TI	Exurgence de La Daille, Tignes	X :340,67 Y:5036,27	1825	16/08/95	fort	3,9	1267
PC	La Plagne-Champagny, sources aval Reclaz	X :319,92 Y:5036,47	1250	11/07/86	très fort	11,5	1200
VR1	Source St Victor, vallée Pontutrin	X :326,65 Y:5044,50	1550	28/12/92	faible	5,5	1587
VR2	Sources du Pont Romane, vallée du Ponturin	X :326,27 Y:5044,05	1450	28/12/92	moyen	5	1370

TABLEAU II – Caractéristiques physico-chimiques des eaux gypseuses de la Vanoise.  
1<sup>ère</sup> partie : localisation (voir fig. 1) et caractéristiques physiques  
(voir notes du tableau page 44).

Appellation de l'échantillon	Ca <sup>++</sup>		Mg <sup>++</sup>		Na <sup>+</sup>		K <sup>+</sup>		HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>		SO <sub>4</sub> <sup>-</sup>		Cl <sup>-</sup>		Somme en me/l		ER% (2)	Minéralisation globale d'après total 7 ions (3)	conductivité (4)
	mg/l	me/l	mg/l	me/l	mg/l	me/l	mg/l	me/l	mg/l	me/l	mg/l	me/l	mg/l	me/l	cations	anions			
CS	292,3	14,6	50,6	4,16	1,9	0,08	2	0,05	146,3	2,4	844,5	17,6	3,6	0,1	18,9	20,5	-4	1340	1120
RC	262,5	13,1	33,6	2,76	3	0,13	0,3	0,01	131,7	2,16	637,5	13,28	4,2	0,12	16	15,8	0,5	1075	890
AG1	9,1	/	1	/	0,3	/	0,5	/	19,5	/	14,9	/	0,3	/	0,56	0,65	-7	30	/
AG2	58,5	2,9	2,9	0,24	0,4	0,01	0,7	0,02	20,7	0,34	163	3,4	0,3	0,01	3,2	3,8	-9	245	240
AG3	336,9	16,8	20,8	1,7	14	0,6	1,3	0,03	26,8	0,44	928	19,3	7,2	0,2	19	20,4	-3	1335	1260
AG4	151	7,54	11	0,9	15,8	0,67	3	0,08	25,6	0,4	357	7,44	8,9	0,25	9,2	8,3	5,5	570	505
AG4	362,6	18,1	34,7	2,85	5,5	0,24	0,9	0,02	57,3	0,9	992	20,7	1,6	0,05	21,2	22,1	-2	1455	1100
AG5	282	14	26	2,1	5,5	0,24	1,4	0,04	64,6	1,06	885	18,5	2	0,06	16,5	20	-9,5	1265	1010
AG6	377	18,8	46	3,8	6,2	0,27	1,4	0,04	75,6	1,24	1235	25,7	2	0,06	22,9	27,6	-9	1745	1300
AG7	51,6	2,6	7,1	0,6	4,6	0,2	1,4	0,04	53,6	0,9	120	2,5	0,7	0,02	3,4	3,45	-0,5	240	230
AG8	56,7	2,8	5,3	0,45	0,4	0,01	0,4	0,01	28	0,5	168	3,5	0,2	0,006	3,3	4	-10	260	270
AP1	166	8,3	28	2,35	6,1	0,26	0,6	0,015	107,3	1,76	532,5	11,1	4,2	0,12	10,9	13,2	-9,5	845	725
AP2	377,5	18,9	27,6	2,3	4,8	0,2	/	/	61	1	1153	24	2	0,06	21,3	25,6	-9	1625	1375
AP3	390	19,5	22,6	1,9	0,4	0,17	/	/	119,5	1,96	1446	30,1	5,9	0,17	21,3	33	-20	1985	1180
TI	206,6	10,3	44,5	3,6	5,8	0,25	1,5	0,04	118,3	1,9	701,5	14,6	5,3	0,15	14,3	17	-9	1085	960
PC	206	10,3	3,8	3,1	0,65	0,03	0,45	0,01	107	1,75	580	12,1	4	0,1	13,4	13,8	-1,5	935	985
VR1	438	22	58	4,8	2	0,08	1	0,02	133	2,2	1250	26	2	0,05	26,8	22,6	8,5	1885	1205
VR2	358	18	48	3,9	2	0,08	1	0,02	134	2,2	980	20,4	2	0,05	21,9	22,5	-1,5	1525	1040
Moyenne pour les 4 ions principaux (5)	255	12,4	29,5	2,4					83	1,34	760	14,8						1140	

TABLEAU II – Caractéristiques physico-chimiques des eaux gypseuses de la Vanoise.  
2<sup>ème</sup> partie : caractéristiques chimiques (voir notes du tableau page 44).

### Notes du tableau II

Pour l'année 1995, prélèvements faits par B. ARFIB, analyses faites par le GRETI (Université de Savoie), par chromatographie capillaire ; les carbonates ont été dosés par titrimétrie au laboratoire d'analyse Savoie-Labo (Technolac). Analyses faites avec l'aide financière du Parc national de la Vanoise.

Pour les années 1992 et 1986, prélèvements faits par G. ROVÉRA, analyses faites au laboratoire d'analyses des eaux ASPOSAN de La Tronche.

/: Donnée manquante ou non calculée.

(1) Les débits ont été évalués sur le terrain en 4 classes :

- faible, débit inférieur à 10 l /s
- moyen, débit entre 10 et 100 l /s
- fort, débit entre 100 et 500 l /s
- très fort, débit supérieur à 500 l /s.

(2) L'interprétation des teneurs données dans le tableau doit tenir compte de l'erreur de mesure ER révélée par le déséquilibre de la balance ionique :

$$ER = \frac{S \text{ ions } + \text{ - } S \text{ ions } -}{S \text{ ions } + \text{ + } S \text{ ions } -}$$

Habituellement, on admet que l'erreur est acceptable lorsque sa valeur absolue est inférieure à 5% (RODIER, 1984; HAKIM, 1984). Si l'on s'en tient à ce seuil, 11 analyses sur les 18 présentées seraient douteuses. En réalité, le déséquilibre est fréquent dans ces eaux très minéralisées, il n'est pas dû à l'oubli d'un ou deux éléments importants à doser mais à la difficulté de doser avec une totale précision les éléments en grande quantité : sulfates, calcium ou carbonates. Ainsi, on peut admettre, dans le cas des eaux gypseuses, une erreur d'analyse jusqu'à 10% sans que cela nuise à des comparaisons et à une interprétation générale de caractère géomorphologique. Dans ce cas, seules les données de l'échantillon AP3 (source des Planes) sont délicates à interpréter, l'erreur principale portant sur une surestimation des sulfates. L'échantillon a cependant été maintenu car il s'agit d'une émergence importante du système karstique Mont-Blanc de Pralognan-Crête Charvet.

(3) Minéralisation globale obtenue en sommant les 7 minéralisations partielles.

(4) Minéralisation calculée à partir de la conductivité. Valeurs arrondies, seulement acceptables pour les conductivités moyennes de 300 à 1000 micro-siemens.

(5) Moyenne établie sur les 17 écoulements les plus minéralisés parmi les 18 présentés, l'échantillon AG1 étant mis à l'écart (eau de fonte).

Les températures des émergences sont comprises entre 1 et 5° C, même en saison chaude, en liaison avec la restitution d'infiltrations d'eaux de fonte nivale. Une première spécificité des eaux gypseuses apparaît avec la conductivité souvent supérieure à 1000 micro-siemens, seuil très élevé pour des eaux naturelles. De ce fait, la mesure de ce paramètre physique, *in situ*, par appareil portable est une étape indispensable dans le repérage de ce type d'écoulements. La minéralisation globale moyenne est de 1000 mg/l (1140 mg/l pour la moyenne des eaux du tabl. II). Cette importante minéralisation provient des fortes teneurs en  $\text{SO}_4^{--}$  et  $\text{Ca}^{++}$  qui totalisent, respectivement et en moyenne pour les échantillons présentés, 760 mg/l (soit 66% de la minéralisation globale) et 255 mg/l (23%). Ces deux éléments cumulés représentent près de 90% de la minéralisation globale alors que les carbonates n'occupent que 7% et le magnésium 2,5%.

Les carbonates et le magnésium, bien qu'en faible quantité, constituent deux autres caractéristiques des eaux gypseuses. Tout d'abord, les eaux sulfatées contiennent des carbonates, 80 mg/l en moyenne, en quantité suffisante pour s'associer au calcium et produire les précipitations carbonatées que l'on a signalées plus haut, au niveau des émergences à écoulement cascasant, comme à Saint-Victor dans la vallée du Ponturin ou dans les gorges du Reclaz en amont de Champagne. Ces précipitations donnent des formations de tufs calcaires de couleur ocre. Elles se réalisent à l'air libre avec libération du  $\text{CO}_2$  et intervention de la température selon des conditions équivalentes à celles rencontrées au niveau des précipitations carbonatées dans les karsts calcaires. La deuxième caractéristique concerne le taux de magnésium relativement élevé par rapport à celui des trois autres éléments majeurs. Cela est dénoncé par les balances ioniques partielles :

$r\text{Ca} + r\text{Mg} = r\text{HCO}_3$  mettant en jeu les ions issus des roches carbonatées (calcaires et dolomies triasiques),

$r\text{Ca} = r\text{SO}_4$  pour les ions provenant des roches sulfatées.

À partir de la première balance ionique, on constate que le nombre de moles de carbonates est très insuffisant pour compenser celui du calcium et du magnésium et même insuffisant pour le seul magnésium, deux fois plus abondant que théoriquement nécessaire, d'autant que le nombre de moles de calcium est largement absorbé par celui des sulfates (tabl. II). Cela pourrait correspondre au phénomène de cargneulisation (ou dédolomitisation) des horizons calcaro-dolomitiques inserrés dans les terrains gypseux (BARBIER *et al.*, 1954 ; FOUCAULT et RAOULT, 1984). Les eaux sulfatées provoqueraient une mise en solution préférentielle du magnésium laissant en place les carbonates de calcium, sous forme de cargneule.

## IV. GÉODYNAMIQUE ACTUELLE ET POSTGLACIAIRE DES KARSTS GYPSEUX

Les karsts gypseux de Vanoise sont des géosystèmes à morphogenèse rapide. Un bilan au niveau des vitesses de dissolution actuelles et des scénarios géodynamiques depuis le dernier épisode glaciaire quaternaire peuvent être proposés.

### 1. LES VITESSES D'ÉROSION ACTUELLES

Obtenues par la méthode des plaquettes de gypse pour la dissolution exokarstique et par la mesure de minéralisation des eaux des écoulements pour la dissolution globale, ces vitesses sont de l'ordre de 1 mm/an vers 2000 mètres d'altitude (ROVÉRA, 1990, 1993 ; CHARDON, 1996). La méthode des plaquettes, échantillons calibrés exposés à la dissolution pour un temps déterminé, permet de préciser les vitesses de dissolution pour les différents secteurs d'un karst. Ainsi pour le karst de La Plagne (fig.12), les vitesses de dissolution, même à 2000 m, sont faibles lorsque le gypse est protégé par les cargneules altérées (sables, limons et argile). La protection est également importante dans les secteurs à couverture phytopédologique. Dans ces cas, la vitesse de dissolution est inférieure à 0,5 mm/an et peut même pratiquement s'annuler sous les îlots forestiers subalpins à pins cembro ou sous les altérites carbonatées lorsque leur épaisseur dépasse 20 à 30 cm. Ce phénomène joue d'ailleurs jusqu'aux crêtes, à 2500 m, où localement les colluvions carbonatées peu solubles colonisées par les espèces végétales cryophiles (*Dryas octopetala*) font protection, ce qui explique des vitesses d'érosion inférieures à 2 mm/an. Les plus grandes vitesses de dissolution, de l'ordre de 2 à 3 mm/an, sont rencontrées sur les crêtes dénudées vers 2500 m et dans les versants ubacs où les importantes accumulations nivales donnent naissance à des dolines de nivation dissymétriques et à des ravines creusées par le passage des avalanches de printemps et la dissolution au moment de la fonte ou lors d'orages estivaux. Par rapport à ces valeurs moyennes par types de secteurs, il faut signaler que ponctuellement, en fonds de dolines, les dissolutions mesurées par la méthode des plaquettes dépassent 6 mm/an et que dans le cas précis du karst aménagé de La Plagne ces mêmes chiffres sont atteints sur certaines pistes de ski non restaurées.

### 2. LES SCÉNARIOS D'ÉVOLUTION DEPUIS LA DÉGLACIATION WÜRMIENNE (20 000 BP)

Les observations géomorphologiques et la mesure des vitesses d'érosion permettent de retenir l'hypothèse d'une formation des karsts gypseux de Vanoise essentiellement depuis le retrait des glaciers würmiens. Il convient toutefois de préciser que l'ampleur de la karstogenèse postglaciaire a varié selon les conditions locales de la déglaciation et qu'il existe quelques rares cas de dolines colmatées par de la moraine (Mont-Cenis, La Nova), ce qui prouverait une dissolution antérieure au dernier épisode glaciaire ou plus probablement synchrone de celui-ci (interstades würmiens, rôle des écoulements sous glaciaires).

L'hypothèse d'une karstogenèse postglaciaire rapide est confortée par l'étude des relations entre formations périglaciaires (éboulis fluants, glaciers rocheux, ...) attribuées aux phases froides du Tardiglaciaire (Dryas ancien, moyen et récent) et formes karstiques. La grande dépression du Mône (Mont-Blanc de Pralognan) est partiellement occupée par un glacier rocheux, ce qui montre une origine pour le

LA PLAGNE 1926 m

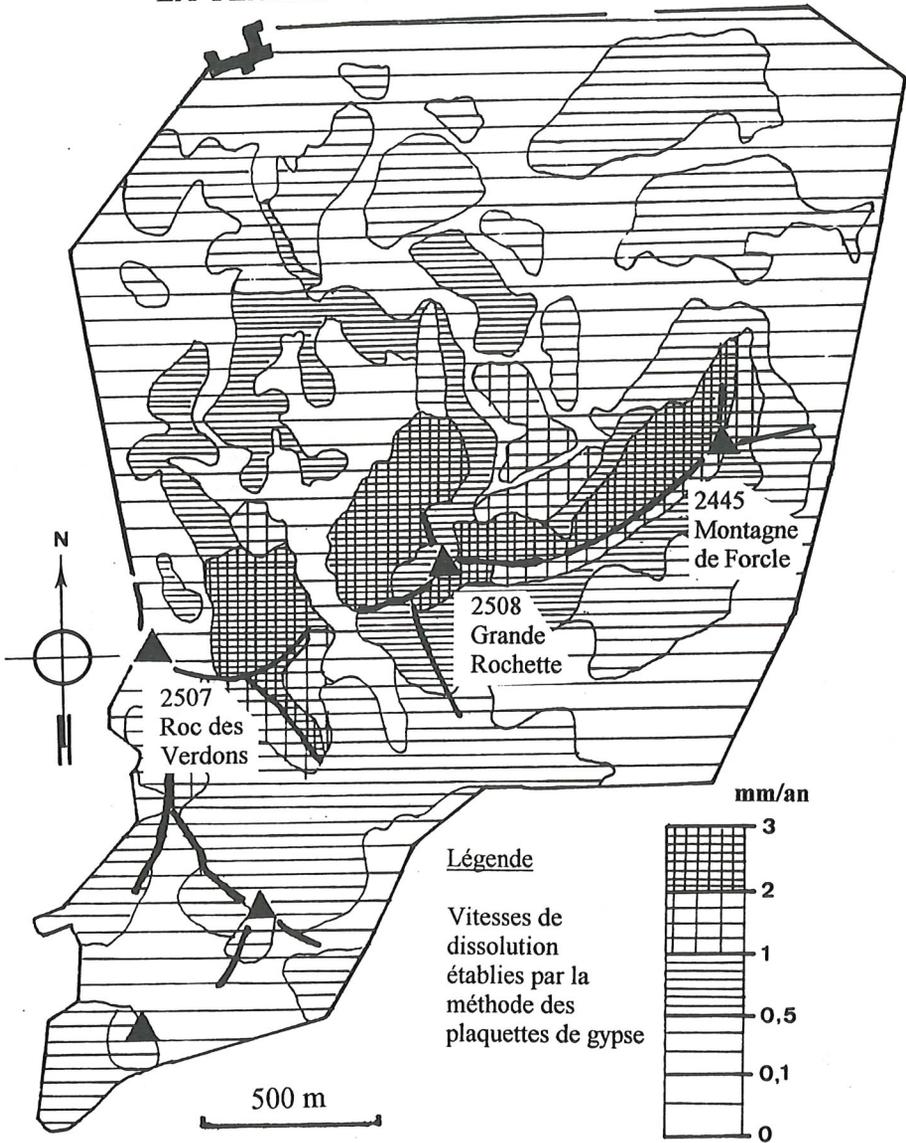


FIG. 12 - Le karst de La Plagne et de La Grande Rochette (2508 m).  
 Vitesses moyennes de dissolution exokarstique, en mm/an  
 (voir fig. 9 pour la localisation exacte des zones).

moins fini-glaciaire de cette doline. Mais dans plusieurs cas, des dolines-entonnoirs percent les accumulations de ces glaciers rocheux (Encombres, col du Palet) ou bien se placent en arrière d'accumulations morainiques du Dryas (La Madeleine). Près du col de Sollières (2639 m), des coulées d'éboulis actifs, venues des schistes du Signal du Petit-Mont-Cenis, envahissent les dolines. La formation de celles-ci a commencé au Tardiglaciaire, il y a 10 à 15 000 ans pour se poursuivre et se développer, avec le réchauffement climatique de l'Holocène, jusqu'à nos jours. Les modelés des marges du glacier de Gébroulaz (fig. 6) et des différents dômes de gypse de Vanoise permettent d'établir un modèle régional d'évolution karstique postglaciaire (CHARDON, 1996), dans lequel on distingue :

- les dolines-entonnoirs dispersées, en cours de formation et de dimensions métriques comme celles de Gébroulaz, situées sur le verrou gypseux découvert depuis le retrait glaciaire qui a suivi le Petit Âge de la Glace, soit 150 ans ;

- les «dômes-écumaires» du Roc du Soufre, constellé de dolines de dimensions décimétriques, est déglacé depuis le Dryas récent pour le moins, soit 9 à 10 000 ans ;

- les «dômes en nid d'abeille» dont l'exemple est donné par la Grande Rochette à La Plagne ou la crête du Mont-Charvet et le Mont-Blanc de Pralognan, ce stade d'évolution montre de très nombreuses dolines d'ordre décimétrique et pluri-décimétrique maintenant séparées par de minces cloisons de gypse. L'évolution a commencé plus anciennement, peut-être dès le Dryas ancien (- 15 000 ans) et se poursuit actuellement, connaissant localement un ralentissement lié à la colonisation végétale et à la pédogenèse ;

- les dômes ou versants à dolines-baquets qui se localisent dans les vallées et la moyenne montagne comme à Aussois et sur le verrou de Bramans (1300 m). L'évolution géomorphologique, amorcée dès la fin du glaciaire würmien, il y a quelques 16 000 ans, se poursuit aujourd'hui de façon ralentie en liaison avec la faiblesse des précipitations et de l'enneigement à basse altitude, et la protection de la roche par la couverture phytopédologique, épaisse, des étages biogéographiques montagnard et subalpin.

## CONCLUSION

Les karsts gypseux de Vanoise présentent plusieurs particularités et intérêts. Ils constituent tout d'abord par la nature de la roche, sa couleur, les formes d'érosion présentes, des unités paysagères remarquables et les eaux issues de ces affleurements, très chargées en calcium et sulfates sont parmi les plus minéralisées des Alpes. Les modelés karstiques développés dans les gypses constituent des formes jeunes à l'échelle géologique, essentiellement d'âge tardiglaciaire et holocène. De ce fait, on peut considérer que les affleurements évaporitiques sont des marqueurs privilégiés de l'érosion des Alpes occidentales, d'autant que l'ablation dans cette roche s'évalue selon des méthodes de mesures relativement fiables et dont les résultats peuvent être confrontés aux indications obtenues par la démarche géomorphologique classique.

Il convient enfin de souligner que ces aspects, de caractère géomorphologique, hydrologique et géodynamique, peuvent, en matière de protection contre les risques naturels ou les impacts sur l'environnement, être utiles pour tout aménagement réalisé dans ce type de milieu.

## BIBLIOGRAPHIE

- ARFIB (B.), 1995 - Les circulations karstiques en Vanoise. Mémoire de M.S.T. : Sciences de la terre et de la vie, milieu montagnard : Université de Savoie, 36 p.+ annexes.
- AUDRA (P.) et HOBLÉA (F.), 1992 - La traversée du Gébroulaz en Vanoise. *Travaux URA 903 CNRS* (Aix-en-Provence), n° XXI : 61-69
- BARBIER (R.), BLOCH (J.-P.), DEBELMAS (J.) et ELLENBERGER (F.), 1955 - Compte rendu de la réunion extraordinaire de la société géologique de France en Maurienne et Tarentaise (Savoie). Sept. 1954. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, n° 17 : 435-505.
- BROUDOUX (B.), 1984 - Géologie des unités de Vanoise septentrionale et méridionale de Pralognan à Tignes (Alpes de Savoie). Thèse d'Université : Lille, 229 p.
- CHARDON (M.), 1991 - Approche géomorphologique des karsts du gypse de la Vanoise: la zone alpine et glaciaire du vallon du Fruit. Glacier de Gébroulaz (Alpes, France). *Karstologia*, n° 17 : 31-43.
- CHARDON (M.), 1992 - Évolution actuelle et récente des karsts de la Vanoise orientale. Bordeaux : Presses Univ. de Bordeaux. Livre hommage à J. Nicod, p. 293-308.
- CHARDON (M.), 1996 - La mesure de l'érosion dans le gypse/anhydrite : méthodes et état des connaissances. *Revue de Géographie Alpine*, t. 84, n° 2 : 45-46.
- COUTEAUX (M.), 1983 - Fluctuations glaciaires de la fin du Würm dans les Alpes françaises. *Boréas*, vol. 13, n° 1 : 35-56.
- DEBELMAS (J.) et RAMPNOUX (J.-P.), 1995 - Géologie de la Vanoise : notice explicative de la carte géologique simplifiée du Parc national de la Vanoise et de sa zone périphérique (Savoie). *Trav. sci. Parc nation. Vanoise*, t. XIX : 15-74.
- DELANNOY (J.-J.) et ROVÉRA (G.), 1996 - L'érosion dans les Alpes occidentales : contribution à un bilan des mesures et des méthodes. *Revue de Géographie Alpine*, t. 84, n° 2 : 87-101.
- ELLENBERGER (F.), 1958 - Étude géologique du pays de Vanoise. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, tome 50, 561 p.
- FABRE (D.) et DAYRE (M.), 1982 - Propriétés géotechniques des gypses et anhydrites du Trias des Alpes de Savoie (France). *Bull. de l'Ass. Internat. de géologie de l'Ingénieur*, n° 25 : 91-98.
- FOUCAULT (A.) et RAOULT (J.-F.), 1984 - Dictionnaire de Géologie - 2<sup>ème</sup> éd. - Paris : Masson - 347 p.
- HAKIM (B.), 1984 - Nouvelle approche pour l'évaluation de la dissolution spécifique. *Karstologia*, n°4, p. 56.
- NICOD (J.), 1976 - Karsts des gypses et des évaporites associées. *Annales de Géographie*, n° 471 : 513-554.
- NICOD (J.), 1992 - Recherches nouvelles sur les karsts des gypses et des évaporites associées. *Karstologia*, n° 20 : 1-10.
- NICOD (J.), 1993 - Recherches nouvelles sur les karsts des gypses et des évaporites associées. *Karstologia*, n° 21 : 15-30.
- RODIER (J.), 1984 - L'analyse de l'eau. - 7<sup>ème</sup> éd. - Paris : Dunod. - 1365 p.
- ROVÉRA (G.), 1990. - Géomorphologie dynamique des versants en Moyenne Tarentaise. Thèse d'Université : Institut de Géographie Alpine, Grenoble, 465 p.
- ROVÉRA (G.), 1993 - Instabilité des versants et dissolution des évaporites dans les Alpes internes : l'exemple de la montagne de Friolin (Peisey-Nancroix, Savoie). *Revue de Géographie Alpine*, t. 81, n° 1 : 71-84.
- SIMEON (J.), 1980 - Étude hydrogéologique des sources thermominérales de Tarentaise (Savoie) - Thèse, 219 p.

(Reçu pour publication, juin 1997)



## APPROCHE SPÉLÉOLOGIQUE DES KARSTS DE VANOISE

par Fabien HOBLÉA<sup>(1)</sup>

Introduction .....	52
I. — 20 ans d'investigations spéléologiques en Vanoise .....	53
II. — Les massifs karstiques reconnus et leurs cavités .....	59
III. — Grandes cavités du Parc de la Vanoise .....	71
Conclusion .....	80
Bibliographie .....	81

**Résumé** – L'article présente les travaux de recherches spéléologiques menés depuis plus de vingt ans en Vanoise par des clubs bourguignons et rhônalpins, permettant de dresser un panorama des massifs karstifiés reconnus. Des observations générales sur la morphologie de surface dégagent les spécificités des massifs calcaires de Vanoise au sein de la famille des karsts haut-alpins. Au stade actuel des investigations, deux secteurs se distinguent par l'importance des superficies karstifiées, la densité des entrées de cavités et le potentiel de développement du système karstique : les environs de Pralognan de part et d'autre du Doron de Chavière et les alentours de Tignes/Val d'Isère. Le cavernement d'origine karstique se développe essentiellement dans les roches carbonatées (calcaires triasiques, marbres jurassiques et crétacés) et le gypse. Trois cavités majeures, représentatives des milieux carbonatés et évaporitiques, sont présentées pour finir. La bibliographie contient l'inventaire des publications concernant les cavités de Vanoise.

**Mots-clé** – Spéléologie, morphologie karstique, karst haut-alpin, gouffre, Vanoise, Savoie.

**Summary** – This paper presents an overview of the karstic areas explored by burgundian and rhônalpine caving clubs for more than twenty years in Vanoise. General observations about the karstic morphology of limestone outcrops underline the specificities of karstic terrains in Vanoise compared to the high-alpine karst family. Among several karstified massifs, two mountain groups are more important, around the village of Pralognan, and around the ski-resorts of Tignes and Val d'Isère. Caves are developed in triassic limestones, jurassic and cretaceous marbles and gypsum. Three caves of Vanoise are described with morphological observations, as representative of the carbonated and evaporitic terrains. At the end, the publications about the caves of Vanoise are listed.

**Key-words** – Caving, karstic morphology, high-alpine karst, pothole, Vanoise, Savoy.

---

(1) URA CNRS 903, et Commission scientifique du Comité Spéléologique Régional Rhône-Alpes, 28, quai Saint-Vincent, 69001 Lyon.

## INTRODUCTION

La présence de phénomènes karstiques dans la zone interne alpine et plus particulièrement en Vanoise est aujourd'hui un fait reconnu et pris en compte tant par les scientifiques que par les aménageurs. Cependant, la dimension souterraine du karst pénétrable par l'homme est restée largement méconnue malgré des investigations spéléologiques et des publications déjà anciennes, qui, il est vrai, n'ont que très rarement dépassé le cercle étroit du milieu «spéléo».

Au sein du programme interdisciplinaire d'étude du karst de Vanoise, cet article développe les résultats de l'axe de recherche intitulé «Approche spéléologique des circulations karstiques en Vanoise».

L'objectif principal est d'établir une sorte d'état des connaissances spéléologiques du massif, pouvant servir de base et d'outil de référence tant pour les acteurs liés au Parc national de la Vanoise que pour les travaux spéléologiques ultérieurs. Dans cette optique, notre propos sera centré sur l'inventaire des phénomènes repérés ou explorés, mais intégrera également l'histoire de ces découvertes, toujours riche d'enseignements, ainsi que les premiers résultats des observations morphologiques réalisées tant en surface que souterrainement lors de campagnes de prospection et d'exploration.

Par cette présentation des travaux des spéléologues qui œuvrent depuis plusieurs décennies sur la zone, nous espérons contribuer à la connaissance globale des milieux de Vanoise et apporter des éléments susceptibles d'enrichir l'approche scientifique des phénomènes karstiques.

Après avoir retracé l'historique de 20 ans d'explorations spéléologiques en Vanoise, les massifs et leurs cavités connues seront présentés à petite échelle, avant de finir par un gros plan sur trois cavités majeures de la Vanoise. Nous nous interrogerons en conclusion sur la place et l'importance du karst dans le Parc et sur les perspectives d'études spéléologiques et karstologiques pour un proche avenir.

## AVERTISSEMENT

Les limites du Parc national de la Vanoise sont loin de recouvrir la totalité du massif de la Vanoise que nous localisons au sens large entre Lauzière et frontière italienne et entre haute Isère et Arc. Il se trouve que l'essentiel des découvertes spéléologiques est pour l'instant situé dans le Parc ou à proximité immédiate (intéressant alors la zone périphérique).

Il existe cependant des massifs karstiques connus des spéléologues dans des zones trop éloignées du Parc pour lui être rattachées (par exemple la Croix des Têtes au-dessus de Saint-Michel-de-Maurienne) ou n'appartenant pas à la Vanoise même prise au sens large (environs du lac du Mont-Cenis). Les données les concernant, qui rallongeraient par trop cet article, sont consignées dans un dossier disponible auprès du Spéléo-club de Savoie ou de la Commission scientifique du Comité spéléologique régional Rhône-Alpes.

Enfin, les cavités développées dans les calcaires jurassiques et le gypse triasique du Beaufortin oriental n'ont pas été intégrées dans cette étude centrée sur la Vanoise. Il faut cependant savoir qu'elles existent et qu'elles participent d'un point de vue karstologique à la même problématique que les cavités de Vanoise.

## I - 20 ANS D'INVESTIGATIONS SPÉLÉOLOGIQUES EN VANOISE

L'existence de phénomènes karstiques en Vanoise a d'abord été signalée par les géologues. En 1891, TERMIER mentionne des lapiaz dans le massif. En 1958, dans sa thèse, François ELLENBERGER localise les principales zones lapiazées et cite quelques pertes. De quoi éveiller la curiosité des clubs spéléologiques, qui comptent toujours dans leurs rangs quelques géologues bien informés. Il faut cependant attendre les années 70 pour que cette curiosité se concrétise.

### A. DES DÉBUTS LIÉS À L'AVÈNEMENT DE LA SPÉLÉOLOGIE MODERNE

La spéléologie telle qu'elle se pratique à l'heure actuelle est issue d'une longue évolution dont la dernière étape marquante remonte au début des années 70. À cette époque apparaît en effet la technique de remontée autonome sur cordes fixes grâce aux poignées autobloquantes. On peut penser que cette technique a ouvert de nouveaux horizons aux explorateurs, notamment en ce qui concerne le domaine de la haute-montagne où il était jusqu'alors peu envisageable de se lancer dans l'exploration en laissant un équipier au sommet de chaque difficulté et en progressant trop lentement pour des gouffres aussi froids et exposés aux crues que ceux de la Vanoise.

On pourrait donc attribuer à ces progrès techniques décisifs les tardifs débuts de la spéléologie en Vanoise. Ceux-ci remontent effectivement aux années 70, du moins si l'on excepte l'exploration, ponctuelle mais d'autant plus remarquable, de la Voragine del Giaset sur le massif voisin du Mont-Cenis, par les italiens du GS (gruppo speleologico) Piemonte en 1965 !

Si l'on considère également comme anecdotique l'exploration de la Balme de Sardière (ou Balme de Châtel) par des membres du Spéléo-club de Savoie en 1970, on peut considérer que c'est au Spéléo-club de Pommard (Côte d'Or) que revient le mérite d'avoir véritablement lancé les recherches spéléologiques au cœur de la Vanoise en prospectant la région de Pralognan en 1974 et 1975, avant d'être relayé par les spéléologues du Club Alpin Français de Grenoble (SG-CAF).

### 1. Les pionniers bourguignons

Le Spéléo-club de Pommard, en la personne de PH. BILLARD, a publié un compte-rendu de ses activités en Vanoise dans le n° 4 de son bulletin «*Sous la Côte*» en 1976.

On y apprend que deux camps de deux semaines chacun ont rassemblé à Pralognan une quinzaine de participants membres du Spéléo-club de Pommard et du Spéléo-club Graylois. «*Alliant prospection spéléo. et excursions en montagne, ces deux séjours ont permis de repérer et topographier une vingtaine de cavités.*» (BILLARD, 1976). Le camp de base était établi au bord du Doron de Chavière, au lieu-dit «le pont de la pêche». Cela leur a permis de rayonner dans les vallées et massifs voisins : Valette, Petit Marchet, Col de la Vanoise, Pécelet-Polset, vallées des Rosières et du Doron de Chavière.

Le résultat apparaît assez décevant pour ce qui concerne les lapiaz calcaires d'altitude, comme le reconnaît l'auteur du compte-rendu :

*«Les massifs prospectés ne nous ont permis aucune découverte importante. Les nombreuses pertes actives alimentées par l'eau de fonte des glaciers se trouvent en majorité obstruées par des blocs et d'importants névés. D'autre part, les pertes, non obstruées à l'entrée, ne permettent pas de progresser en profondeur étant donné l'étroitesse des conduits. En règle générale, les réseaux actifs sont en voie de formation alors que les parties fossiles (gouffres), situées sur les polis glaciaires, subissent un remplissage morainique important. La présence tardive de névés a également beaucoup gêné les explorations». Et PH. BILLARD de conclure : «Les possibilités spéléologiques sont donc minimales malgré la puissance (plusieurs centaines de mètres) des couches calcaires».*

Le bilan n'est cependant pas totalement négatif puisque les Bourguignons ont repéré et pointé les principales pertes et exurgences des sites prospectés. Ils ont de plus exploré et topographié deux cavités majeures dans le gypse : la résurgence de la cascade des Poux (Dent du Villard, commune de Saint-Bon, 110 mètres de développement), et la résurgence des Planes (commune de Pralognan, 210 mètres de développement). Le compte-rendu se termine en annonçant la publication dans le numéro suivant de «*Sous la Côte*» des résultats du camp d'été de 1976 durant lequel «*en accord avec la direction du Parc national de la Vanoise et avec l'aide du Professeur ELLENBERGER (...), de nouvelles cavités furent répertoriées et topographiées*».

Si le bilan spéléologique est maigre, les Bourguignons n'en sous-estiment pas pour autant le degré de karstification du massif : «*Les pertes et les gouffres repérés en surface laissent supposer l'existence de réseaux karstiques pouvant s'avérer importants. De ce fait, des expériences de coloration, si elles étaient permises, pourraient permettre de déterminer avec exactitude les lieux de résurgence des eaux et donner ainsi des idées sur les trajets souterrains.*»

Mise en évidence des zones les plus intéressantes (massif de la Valette et col de la Vanoise), découverte d'indices de karstification prometteurs susceptibles d'orienter les investigations spéléologiques et hydrogéologiques futures : c'est véritablement là une œuvre de pionniers qu'il nous appartenait de redécouvrir et de faire apprécier à sa juste valeur.

Les prolongements positifs du travail des Bourguignons ne tardent d'ailleurs pas à se manifester, grâce aux spéléologues grenoblois du Club Alpin Français.

## **2. 1976 : les premières grandes découvertes**

Les travaux du SG-CAF dans le secteur de Pralognan sont beaucoup mieux connus que les précédents grâce à la publication en 1978 d'un article de synthèse par le géologue et spéléologue Bruno TALOUR dans la «*Revue de géographie alpine*» sous le titre : «*Un karst d'altitude dans le massif de la Vanoise*». Aussi nous serons plus brefs à leur égard, rappelant simplement que c'est aux spéléologues grenoblois que l'on doit l'exploration du premier grand gouffre de Vanoise, le gouffre du Grand Marchet. En 1977, ils remontent depuis la résurgence du système jusqu'à la cote + 230 m. Ils réussissent la traversée perte-résurgence (363 m de dénivelée, plus d'1 km de développement) en 1978, traversée répétée une semaine plus tard par le Spéléo-club de Savoie.

Il est intéressant de noter que la venue des Grenoblois en Vanoise, qui date de 1976, si elle est sans doute motivée par les résultats des Bourguignons, correspond aussi à une année de sécheresse exceptionnelle, qui dégage remarquablement les lapiaz habituellement enneigés, avec cependant l'inconvénient de maintenir de forts débits de fonte qui s'infiltrèrent dans les cavités proches des glaciers. Cette conjoncture, globalement avantageuse pour la prospection, les amène surtout à s'intéresser au secteur de la Réchasse. Mais ce dernier s'avère en fait décevant, et dès cette année-là, c'est le Grand Marchet qui donne les résultats les plus spectaculaires.

Les Grenoblois ont su de plus valoriser la dimension scientifique de leurs travaux grâce notamment à l'article de B. TALOUR dans la «*Revue de géographie alpine*», qui permet de faire le lien entre la localisation des cavités et le contexte géologique et géomorphologique, en apportant également des données sur les premiers traçages hydrogéologiques, le tout reporté sur des cartes thématiques. Même s'il nécessite de petites mises à jour, l'essentiel du contenu de cet article reste d'actualité.

En d'autres termes, la décennie 70, qui marque les vrais débuts de la spéléologie en Vanoise, est aussi «l'âge d'or» des explorations pour le secteur de Pralognan. Celui-ci retombe dans un relatif oubli au début des années 80, malgré la publication en 1980, dans le numéro 10 de «*Grottes de Savoie*», d'un inventaire des cavités de Vanoise. Ce bulletin, publication du Spéléo-club de Savoie (SCS), ignore involontairement les travaux des Bourguignons pour ne rendre compte que de ceux des Grenoblois, ainsi que de l'exploration par le Spéléo-club de Villeurbanne en 1977 de la grotte de Champ-Bernard. Cette cavité s'ouvre dans le gypse de la commune de Granier sur le versant beaufortin de la haute Isère (525 m de développement).

Cet inventaire incomplet révèle l'insignifiance des réalisations savoyardes sur leurs propres terres durant les années 70 comme l'avouent eux-mêmes les rédacteurs du bulletin : «*Ces régions, qui recèlent pourtant des cavités nombreuses et quelquefois très importantes, ont longtemps été négligées de la part des spéléos savoyards*» (SCS, 1980), et l'on peut s'interroger sur les raisons de cette absence. Elles sont sans doute doubles : la première échappe au massif puisqu'il s'agit du fait que les spéléos savoyards sont alors fort occupés par les karsts de la zone subalpine, qu'ils prospectent et explorent selon des méthodes rigoureuses et éprouvées ; la seconde tient à la nature des zones karstiques de Vanoise, qui ne permet pas un transfert des méthodes d'investigations savoyardes : «*C'est la dispersion des karsts sur une grande étendue géographique qui a fait que nous ayons agi que sur des renseignements précis et non à l'aide d'un travail systématique comme dans la région chambérienne*» (Ibidem, p. 37). Ce qui ne les empêche pas d'affirmer l'intérêt spéléologique de la Vanoise et de prendre rang parmi les explorateurs futurs : «*Un travail important et de longue haleine reste à y effectuer*» (Ibidem, p. 37).

Mais les circonstances vont porter au milieu des années 80 l'attention sur un autre secteur de Vanoise, jusqu'ici inconnu du point de vue spéléologique.

## B. LA DÉCENNIE 80 : TIGNES SOUS LES PROJECTEURS

Les principaux acteurs de cette décennie sont Bruno DUCLUZAUX, du Spéléo-club Vulcain (Lyon), le Spéléo Groupe du Forez (Loire), le Spéléo-club de Savoie et la section spéléo du Club alpin d'Albertville.

## PARC NATIONAL DE LA VANOISE

D'octobre 1985 à septembre 1986, Bruno DUCLUZAUX, ingénieur géologue et spéléologue s'intéressant plus particulièrement aux cavités de très haute montagne, profite de la période du Service national effectué à Bourg-Saint-Maurice pour repérer et visiter la plupart des massifs karstiques de Vanoise. Ce travail de terrain fait l'objet d'une publication synthétique et concise dans le numéro 50 de «*Spelunca*» (1993), article intégrant de plus les données des travaux plus détaillés qui ont suivi ce premier repérage d'ensemble. Notons qu'il a donc fallu attendre 1985/1986 pour que quelqu'un essaye d'avoir une vue d'ensemble des karsts de Vanoise.

De ces reconnaissances se distingue dès 1985 un massif qui appartient au domaine skiable de Tignes : les Rochers de la Petite Balme. Son nom est déjà évocateur, «*balme*» signifiant grotte. Mais surtout, les pisteurs de la station signalent des gouffres importants dans le secteur, trous qui posent d'ailleurs de sérieux problèmes de sécurité pour les skieurs. L'information arrive aux oreilles des spéléologues savoyards tandis que B. DUCLUZAUX persuade les spéléologues foréziens de l'intérêt de la zone, après des prospections prometteuses en décembre 1985. C'est ainsi que les deux clubs investissent le massif chacun de leur côté, sans connaître au départ la présence de l'autre.

Le SCS publie dans le «*Spelunca*» n° 29 en 1988 un compte-rendu de ses prospections réalisées en septembre et octobre 1986 en contrebas du flanc nord-oriental du glacier de la Grande Motte, entre 2700 et 3000 mètres d'altitude. Seize cavités y ont été repérées dont deux dépassent quarante mètres de profondeur ou cent mètres de développement.

De leur côté, Bruno DUCLUZAUX et le Spéléo Groupe du Forez découvrent en octobre 1986 une grande cavité qu'ils baptisent gouffre de la Petite Balme et en poursuivent l'exploration jusqu'en 1990, année où une coloration est effectuée dans le gouffre, qui ressort sur Val Claret. Explorations et études sont grandement facilitées par les gestionnaires de la station et des remontées mécaniques de Tignes. Les Foréziens découvrent par ailleurs de nombreuses cavités sur ce secteur dans lequel le SCS ne persiste pas, mais qui intéresse par contre les spéléologues albertvillois et notamment Denis DUMAS. Ce dernier effectue ainsi plusieurs sorties en compagnie de B. DUCLUZAUX, à Tignes mais aussi sur d'autres zones karstiques de Vanoise.

### C. 1990-1995 : DÉCLIN DES DÉCOUVERTES SPÉLÉOLOGIQUES RELAYÉES PAR DES APPROCHES SCIENTIFIQUES DU KARST

Le traçage de 1990 marque la fin des incursions spéléologiques purement exploratoires relayées par des investigations à but scientifique. C'est par exemple l'exploration et l'étude spéléo-morphologique simultanées en 1991 de la Traversée du Gébroulaz, dans le dôme de gypse diapirique du Roc du Soufre (AUDRA et HOBLÉA, 1992).

Mais ce sont surtout les travaux d'hydrogéologie, commencés dès la fin des années 1970, qui se développent à partir d'expérimentations de surface. Fruits de la collaboration entre le Parc et l'Université de Savoie, ils donnent lieu à de multiples publications dans des revues scientifiques ou à des mémoires, des rapports et des thèses, comme celle de Laurent JUIF (1991). Il ne nous appartient pas d'entrer

dans le détail de ces travaux dans la mesure où ils n'incluent pas de volet spéléologique (ce que l'on pourrait peut-être regretter ?). Soulignons simplement que ces études sont suffisamment conséquentes et intéressantes pour relancer dans les années à venir des campagnes d'exploration souterraines, à condition que les résultats en soient diffusés dans les milieux spéléologiques.

Inversement, des travaux de spéléologie physique comme ceux réalisés en 1991 à Gébroulaz ont pu susciter des études complémentaires d'hydrogéologie, comme celle menée dans le cadre de la présente campagne de recherches (ARFIB, 1995).

Après s'être longtemps côtoyés sans vraiment travailler ensemble, hydrogéologues et spéléologues, sous la houlette du Parc, semblent vouloir unir leurs efforts et leurs spécialités pour lever définitivement et massivement les nombreuses zones d'ombre qui subsistent sur les karsts de Vanoise, inaugurant sans doute ainsi une nouvelle étape dans la jeune histoire de la spéléologie en Vanoise. Ne disposant pas encore du recul nécessaire, il ne nous appartient cependant pas d'en juger.

#### D. CONCLUSIONS : LES ENSEIGNEMENTS DE L'HISTOIRE

Dans les karsts de Vanoise récemment, comme ailleurs en d'autres temps, le savant n'a pas tardé à suivre l'explorateur.

En spéléologie, l'historique des explorations est un élément à part entière des fiches descriptives des cavités. Ce n'est pas simplement par souci de glorifier les premiers «inventeurs» ou pour couper court à d'éventuels conflits territoriaux, mais bien aussi parce que ces données normalisées sont en elles mêmes porteuses d'informations et susceptibles d'éclairer le présent pour qui prend soin de les traiter en historien, c'est à dire en prenant le recul nécessaire à leur mise en perspective.

Il ressort ainsi de cette reconstitution synthétique du déroulement des activités spéléologiques en Vanoise plusieurs éléments nous renseignant sur les spécificités d'une pratique certes ici moins marquante que l'alpinisme, mais qui touche au même titre aux rapports entre l'homme et la haute-montagne. À travers ses particularités, la pratique spéléologique est surtout révélatrice de celles des karsts du massif lui-même.

- Premier constat, le plus évident : la spéléologie en Vanoise est une activité jeune (20 ans), développée tardivement malgré des observations anciennes sur la nature karstique de certains terrains du massif. Ce retard relatif est révélateur de certains traits de caractère concernant la position de la Vanoise dans la géographie du karst : dans cette partie des Alpes, l'aspect des terrains solubles échappe aux apparences du karst classique, habituellement fait de grandes et puissantes tables de calcaire rongées par la dissolution. Le «patchwork» géologique compliqué de la Vanoise, avec ses enchevêtrements de marbres et d'évaporites souvent coincés au milieu d'autres roches non solubles, recouverts de neige une grande partie de l'année quand ce n'est pas par les glaciers, n'incitait pas les spéléologues à se ruer en priorité sur la zone. D'autant plus qu'il y avait fort à faire dans les Préalpes, et que la Vanoise se révélait être à la fois trop éloignée de ces grands karsts pour leur être rattachée, et en même temps trop proche pour être assimilée à une destination lointaine et dépaysante, susceptible d'attirer les amateurs d'expédition qui lui préféreraient les - 1000 des Alpes autrichiennes et slovènes.

## PARC NATIONAL DE LA VANOISE

- Deuxième constat : les spéléologues locaux, à savoir les Savoyards, ont été absents des temps forts de l'histoire spéléologique du massif. Dans le petit monde de la spéléologie, des Grenoblois en Vanoise font déjà figure d'immigrés. Ne parlons pas de Lyonnais ou de Foréziens ! Là encore, la situation de la Vanoise apporte des éléments d'explication. Si l'on met à part les incursions souterraines et la tentative d'inventaire des cavités de la vallée mauriennaise par l'abbé BELLET, motivées par des préoccupations archéologiques (BELLET, 1945), il n'y a à notre connaissance (mais cela mériterait d'être approfondi) pas eu de pionnier strictement du cru en matière de spéléologie. De ce fait, les clubs les plus proches et ainsi tout désignés pour conduire l'exploration du massif étaient les clubs d'Albertville et de Chambéry. Ils n'ont pas tenu ce rôle, se contentant de figurations tardives et relativement modestes. Ce, parce que le potentiel de découvertes dans les massifs environnants (Bauges et Chartreuse) était bien trop élevé au regard du nombre de pratiquants (la Savoie est le département le plus faible en effectifs de tout Rhône-Alpes) pour générer un mouvement spontané vers les confins apparemment ingrats du département. De plus, l'exploration en Vanoise implique de séjourner sur place, alors que la sortie de la journée est une solide habitude chez les Savoyards (qui préfèrent de même «crapahuter» durant 20 ou 30 heures sous terre sans dormir plutôt que d'y bivouaquer). Autant d'éléments qui favorisaient la venue de clubs extérieurs au département, dont les membres recherchaient, en plus des joies de leur activité favorite, les charmes d'un séjour à la montagne dans un cadre exaltant, comme celui de Pralognan.

Tout ceci vaut encore actuellement, à la différence fondamentale près que le potentiel de découvertes dans les massifs subalpins est aujourd'hui fortement entamé et qu'un certain besoin de variété se fait sentir chez les Savoyards. En revanche, le potentiel de découverte a fortement augmenté en Vanoise, grâce à l'action des pionniers des deux dernières décennies. Si l'on ajoute un désenclavement certain du massif grâce aux aménagements routiers de 1992, on peut légitimement penser que l'engagement des spéléologues savoyards en Vanoise devrait aller en grandissant dans les années à venir. Parallèlement, la montagne ne cesse de renforcer sa part d'attractivité auprès des citadins, en hiver bien sûr, mais aussi de plus en plus en été, ce qui pourrait se traduire par la venue de quelques spéléos des grandes agglomérations recherchant un séjour de type camp ou mini camp. Si bien que, au vu du passé et des évolutions actuelles, les explorations à venir pourraient être mixtes : une composante locale évoluant en week-end et exceptionnellement en camp estival ; une composante plus lointaine privilégiant les mini camps hivernaux ou les camps estivaux, et exceptionnellement prête à un mini raid du week-end pour un objectif bien ciblé dans un contexte météorologique bien précis.

Jusqu'à présent, la fréquentation de la Vanoise par les spéléologues s'est faite en petit nombre et dans le respect du Parc. Les responsables du Parc national de la Vanoise ont toujours manifesté intérêt et bienveillance à leur égard. Il n'y a pas de raison pour que cela change dans la mesure où la fréquentation des cavités et des zones karstiques, même si elle est peut-être appelée à s'amplifier, ne devrait jamais atteindre un niveau capable de créer des effets de masse.

## II - LES MASSIFS KARSTIQUES RECONNUS ET LEURS CAVITÉS

Nous distinguerons successivement le secteur de Pralognan - Courchevel - Méribel (secteur A de la fig. 1), celui de Tignes - Val d'Isère (secteur B de la fig. 1) et, pour mémoire et comparaison, les autres secteurs plus éloignés du Parc. Pour chaque secteur, sont énumérés les massifs avec des indications sur la nature des terrains karstifiés, le nombre de cavités connues, le nom des cavités importantes et de l'émergence supposée (hypothèses de travail dans la plupart des cas). Les numéros de référence en caractères gras renvoient à ceux indiqués sur les figures cartographiques.

### A. LE SECTEUR DE PRALOGNAN - COURCHEVEL - MÉRIBEL (fig.2 et tableau I)

Nous rattachons à ce secteur tous les massifs dont la prospection et l'exploration spéléologiques peuvent être conduites à partir d'un camp de base dans l'une des 3 stations avec éventuellement des camps avancés constitués par les refuges alentours (Félix Faure, de La Valette, de Péclet-Polset, du lac Merlet et du Saut) . Il s'agit dans cette optique des zones et massifs suivants (*cf.* carte IGN Top 25 3534 OT «Les trois vallées») :

#### 1. Pralognan

##### *a) Entre Col de la Vanoise et Pralognan*

- **Pointe Mathews** : Jurassique supérieur calcaire. Pas de phénomènes karstiques connus. À vérifier.

- **Le Vallonnet** : Jurassique supérieur calcaire. Perte de la Séchette (2560 m d'altitude ; **20**). Résurgence du Vallonnet (**XII**).

- **Dépression du col de la Vanoise à Pralognan, rochers du Genépy** : terrains carbonatés du Jurassique supérieur et du Crétacé. Nombreux gouffres et pertes recensés : perte du Lac des Assiettes (- 5 m ; **15**), Perte Pétuelle (**16**), Gouffres du Refuge Félix Faure (**17**). Plusieurs émergences jalonnent l'écoulement souterrain de cette zone. D'amont en aval ont été reconnues la résurgence temporaire de l'Arcelin (**XI**), la résurgence des Fontanettes (**X**) et celle de la cascade de la Fraîche (**IX**).

- **Plateau de la Réchasse** : Jurassique supérieur calcaire. Lapiaz sur plus d'1 km<sup>2</sup> de superficie. Plusieurs entrées de gouffres sur le plateau (**18**) et aux alentours de la Pointe de la Réchasse (**19**) supposées en liaison avec le système des Fontanettes (Pralognan).

- **Mont Bochor** : Jurassique supérieur calcaire. Lapiaz sans gouffres repérés. Pelouse alpine.

##### *b) Bordure occidentale des Glaciers de la Vanoise*

- **Aiguilles de l'Arcelin** : Malm. Plusieurs gouffres (AR1 : -25m ; AR3 : - 45 m ; **14**). Liaison supposée avec les Fontanettes.

- **Grand Marchet** : Marbre du Jurassique Supérieur. Un réseau majeur : la traversée du Grand Marchet (développement : 1050 m ; déniv. : 363 m). Entrée par la

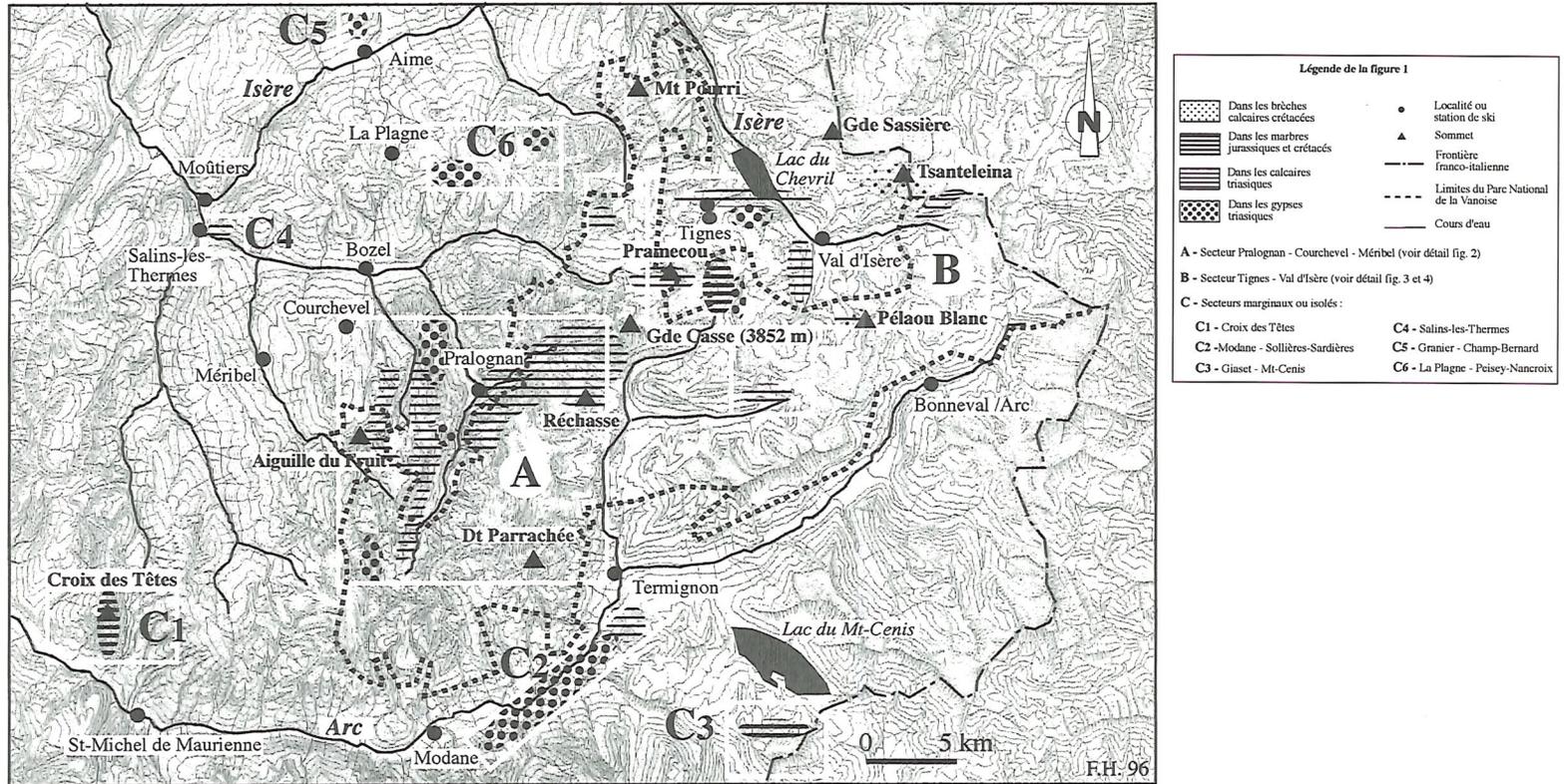


FIG. 1 – Zones karstifiées entre Arc et Isère (Vanoise *sensu lato*).

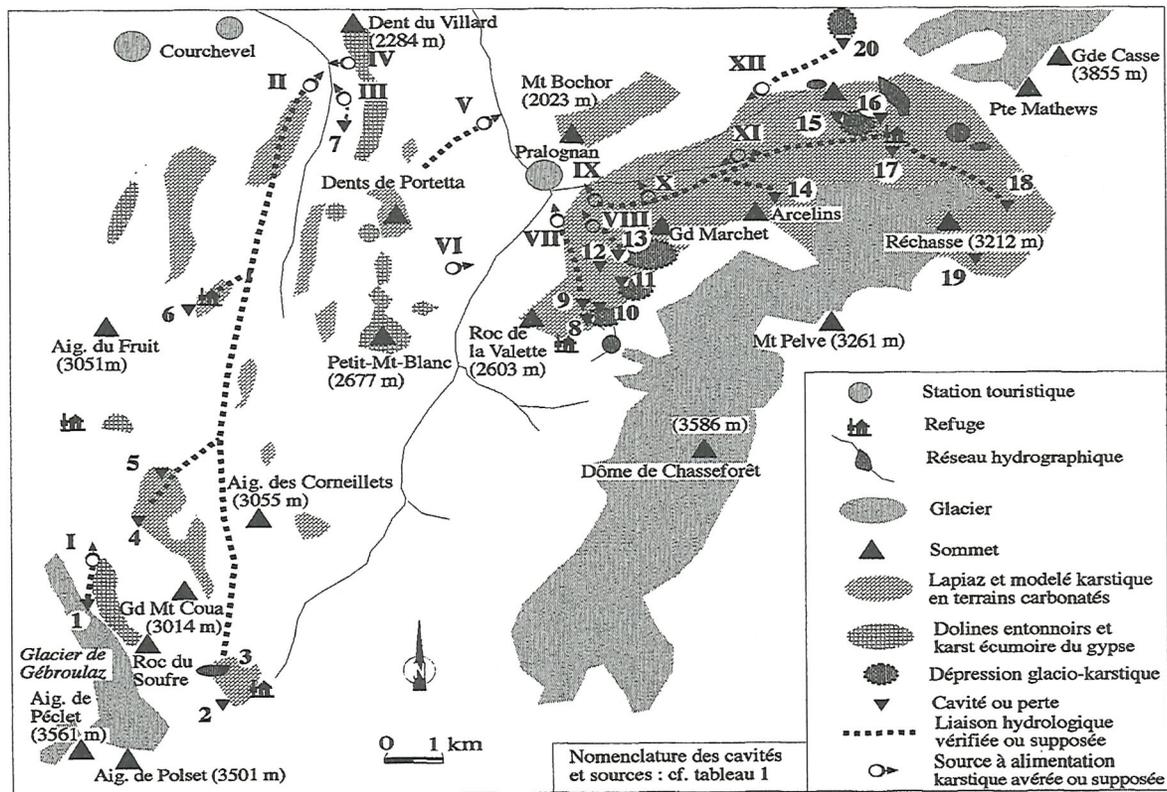


FIG. 2 – Zones karstifiées dans le secteur Pralognan - Courchevel - Méribel (d'après AUDRA et HOBLÉA, 1992 ; BILLARD, 1976 ; DODELIN et BOËMARE, 1995 ; DUCLUZAUX, 1993 ; TALOUR, 1978).

PARC NATIONAL DE LA VANOISE

N°	Cavités et pertes (fonction entrée)	N°	Emergences (fonction sortie)
1	Grotte-perte du Gébroulaz <sup>(1)</sup> (400 m ; - 65 m, traversée)	I	Résurgence du Gébroulaz
2	Perte de Pécelet-Polset	II	Sources des Poux
3	Perte du Lac Blanc et Gouffre du Lac Blanc (- 18 m)		Sources des Poux
4	Perte du revers de Gébroulaz		Sources des Poux
5	Perte du lac de Chanrouge		Sources des Poux
6	Perte des lacs Merlet		Sources des Poux
7	Perte de Plan de la Porte (- 5 m)	III	Résurgence de la cascade des Poux (110 m)
		IV	Source du Creux de l'Âne
		V	Source des Esserts
		VI	Grotte-résurgence des Planes (210 m ; + 10 m)
8	Perte de la Valette	VII	Source du Bois d'Isertan (camping)
9	Gouffre du Col du Tambour (- 3 m)		Source du Bois d'Isertan (camping)
10	Perte de la Marmotte (doline - 8 m)		Source du Bois d'Isertan (camping)
11	Perte du Petit Marchet (220 m ; - 30 m)	VIII	Résurgence du Grand Marchet ou de la cascade d'Isertan
12	Grotte du Grand Marchet (38 m)		Résurgence du Grand Marchet ou de la cascade d'Isertan
13	Gouffre-perte du Grand Marchet (1050 m ; - 363 m)		Résurgence du Grand Marchet ou de la cascade d'Isertan
14	Gouffres de l'Arcelin (AR1 : - 25 m ; AR3 : - 45 m)	IX	Source de la Cascade de la Fraiche ou de la Mousse <sup>(2)</sup>
15	Perte du Lac des Assiettes (- 5 m)	X	Sources des Fontanettes <sup>(2)</sup>
16	Perte Pétuelle	XI	Emergence temporaire de l'Arcelin <sup>(2)</sup>
17	Gouffres du Refuge de Félix Faure		Emergence temporaire de l'Arcelin <sup>(2)</sup>
18	Gouffres du Plateau de la Réchasse		Emergence temporaire de l'Arcelin <sup>(2)</sup>
19	Gouffres de la Pointe de la Réchasse		Emergence temporaire de l'Arcelin <sup>(2)</sup>
20	Perte de la Séchette	XII	Résurgence du Vallonnet.

(<sup>1</sup>) Cavité à entrée sous-glaciaire. (<sup>2</sup>) même drain).

TABLEAU I – Nomenclature des cavités, pertes et sources du secteur  
Pralognan - Courchevel - Méribel (cf. fig. 2).

perte du Grand Marchet (13) et sortie par la résurgence du Grand Marchet dite aussi de la cascade d'Isertan (VIII).

- **Petit Marchet** : cirque glacio-karstique dans une écaille de Trias calcaire. Perte du Petit Marchet (Dev. environs 100 m, potentiel : 1000 m ; 11). Sortie ?

- **La Vallette** : Trias, Jurassique et Crétacé carbonatés. Lapiaz. Nombreux gouffres dont certains recoupés par l'érosion de surface. Gouffre du Col du Tambour (- 25 m ; 9), Perte de la Vallette (8), Perte de la Marmotte (- 8 m ; 10). Résurgence supposée à la source du Bois d'Isertan dans le terrain de camping de Pralognan (VII).

*c) Massifs en rive gauche du Doron de Chavière*

- **Petit Mont-Blanc** : gypse triasique. Résurgence des Planes (Dev. 210 m ; Déniv. : + 10 m, VI).

## 2. Courchevel 1650 (Moriond)

Il s'agit de petits massifs ou sommets formant le bassin karstique supposé alimentant le ruisseau de la Rosière :

*a) Via les Sources des Poux*

**Lac Blanc** (Puits (-18 m) et Perte du Lac Blanc, 3 ; Perte de Pécllet-Polset, 2), **Mont Coua** (Perte du Revers de Gébroulaz, 4 ; Perte du Lac de Chanrouge, 5), **Roc Mugnier**, **Roc Merlet** (Perte des Lacs Merlet, 6, marbres crétacés), **Aiguille du Fruit**, **Montagne de la Petite Val**, **Aiguille des Corneillets**, **Creux de Ritort**, **Aiguille du Rateau**, soit environ 40 km<sup>2</sup> essentiellement dans les calcaires et dolomies triasiques (quelques bandes de Jurassique supérieur, voire de Crétacé/Eocène), ce qui en ferait le plus important système karstique connu en Vanoise.

*b) Via la Source de la Cascade des Poux (III) et la source du Creux de l'Ane (IV)*

La crête de gypse du **Mont Charvet** et la **Dent du Villard** seraient drainées vers la seconde, tandis que, d'après P. BILLARD (1976, p. 8), la première pourrait être la résurgence de la perte du Plan de la Porte (-5 m ; 7). L'ensemble concerne le Trias gypseux.

## 3. Méribel

*a) Bassin du Doron des Allues*

- **Roc du Soufre** : dôme de gypse diapirique à modelé «en écumoire» transpercé par la Traversée du Gébroulaz (Dev. : 400 m dont 75 m dans la glace ; perte 1 et résurgence I).

- **Monolithe du Chardon** : pointement de gypse diapirique en forme de pain de sucre.

- **Environs du refuge du Saut** : substrat gypseux avec soutirage créant de grandes dolines-entonnoirs.

B. LE SECTEUR TIGNES - VAL D'ISÈRE (fig. 3 et tableau II)

Il s'agit de la Vanoise nord-orientale (carte IGN Top 25 3633 ET «Tignes.Val d'Isère»).

1. Tignes

a) Bassin de la haute Isère

- **Rochers de la Petite Balme** : marbres jurassiques. Lapiaz de fractures. Très nombreux gouffres, souvent simples puits à neige, parfois plus importants : SCS 9 (Alt. 2740 m, Dev. 146 m, Prof. -43 m, **9**) ; PB2 ou Gouffre de la Petite Balme (Alt. 2710 m, Dev. 1500 m, Prof. - 230 m, **10**). Emergence à Val Claret (**III**).

- **Col de la Leisse** : nombreux entonnoirs dans le gypse et gouffres dans les calcaires.

- **La Tovière et Tommeuses** : dôme de gypse diapirique à nombreuses dolines-entonnoirs. Drainage possible vers la Gouille de Salin (**V**) et la source de la Daille (**IX**).

- **Environs du Lac de Tignes** : nombreuses zones absorbantes dans le Trias calcaire et gypseux. Résurgences de la Gouille de Salin (**V**) et de la source des Tufts (dite aussi de la Tovière, **IV**) aujourd'hui captée.

- **Aiguille Percée** : cargneules et calcaires du Trias. Drainage vers l'Ource des Pigettes (**X**) ?

b) Bassin supposé du Doron de Champagny

- **Pramecou** : Lias et Jurassique calcaires. Quelques gouffres sur les bords de niches encore englacées et lapiaz prometteur côté Champagny (versant ouest). Gouffre de Pramecou ou de la Nausée (Alt. 3005 m, Prof. - 50 m, **5**) ; Gouffre du Col de Pramecou (Alt. 2970 m, -15 m, **6**) ; Exsurgence supposée : source de La Brasse (**II**).

- **Roche Noire et Pointe de Vallaisonnay** : Trias calcaire. Lapiaz de 1 km<sup>2</sup> au nord de la Roche Noire. Plusieurs gouffres repérés (**I**). Emergence supposée : source du Mollard (**I**). On remarquera l'énorme dépression fermée indiquée sur la carte IGN TOP 25 au sud de Roche Noire au lieu dit «Les Barmes», cote 2293.

2. Val d'Isère

a) Secteur des Fours

- **Rochers du Charvet** : Trias calcaire. Lapiaz à voir.

- **Pélaou Blanc** : Trias et Jurassique calcaires, brèches crétaées.

- **Pointe du Pisset** : Lapiaz des Roches Blanches. Calcaire triasique. Une dizaine de cavités repérées.

b) Secteur Sassièrè

- Crête entre la **Pointe de Picheru** et la **Pointe de Bazel** : brèches de la Tsanteleina (Crétacé Supérieur) . Gouffres repérés sous la Pointe de Picheru (**13**). Sortie aux sources du Franchet (**VI**) ?

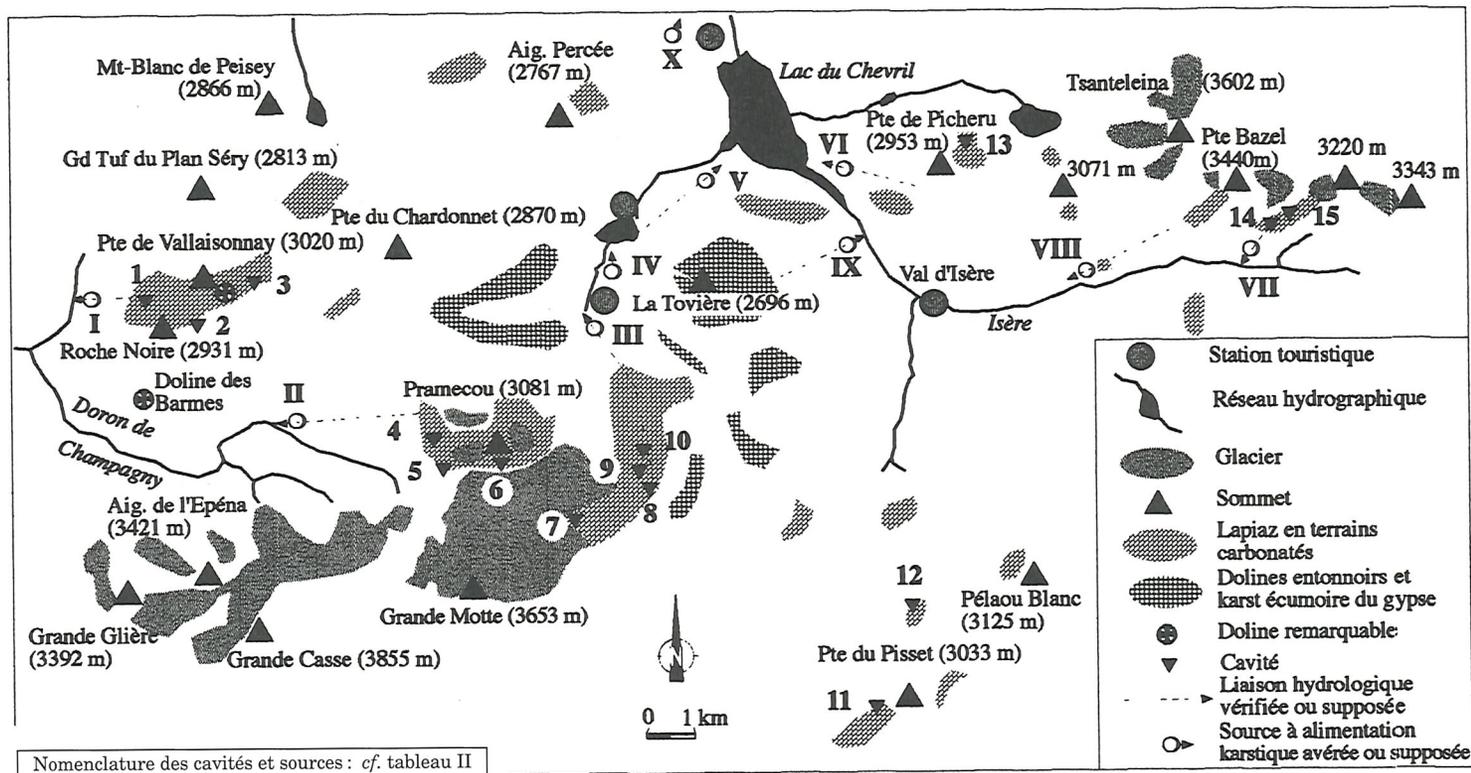


FIG. 3 – Zones karstifiées dans le secteur de Tignes - Val d'Isère (D'après DUCLUZAU, 1993 ; PAPET, 1988).

PARC NATIONAL DE LA VANOISE

N°	Cavités et pertes (fonction entrée)	N°	Emergences (fonction sortie)
1	Gouffres de Roche Noire	I	Exsurgence du Mollard
2	Perte de Vallaisonnay		Exsurgence du Mollard
3	Gouffre du Tuf de la Grassaz		Exsurgence du Mollard
4	Perte de Pramecou	II	Exsurgence de la Brasse
5	Gouffre de la Nausée <sup>(1)</sup> (- 50 m)		Exsurgence de la Brasse
6	Gouffre du Col de Pramecou <sup>(1)</sup> (- 15 m)		Exsurgence de la Brasse
7	Gouffre SCS 16 (- 45 m)	III	Sources du Val-Claret
8	Perte du Col de la Leisse (35 m ; - 14 m)		Sources du Val-Claret
9	Gouffre SCS 9 (146 m ; - 43 m)		Sources du Val-Claret
10	Gouffre de la Petite Balme (PB2) (1500 m ; - 230 m)		Sources du Val-Claret
		IV	Source des Tufs <sup>(2)</sup>
		V	La Gouille de Salin <sup>(2)</sup>
11	Pertes et gouffres des Roches Blanches		
12	Pertes-résurgences du Rau. de Bézin		
13	Gouffres de Picheru	VI	Sources du Franchet
14	Gouffres du Tenn de Rhêmes	VII	Source de Prariond
15	Perte du Tenn de Rhêmes		Source de Prariond
		VIII	Source des Planets
		IX	Sources de la Daille
		X	Source des Pigettes.

(<sup>1</sup>) Cavité à entrée sous-glaciaire. (<sup>2</sup>) même drain ?).

TABLEAU II – Nomenclature des cavités, pertes et sources  
du secteur Tignes - Val d'Isère (cf. fig. 3).

- **Tenn de Rhêmes** : Trias calcaire. Beau lapiaz avec pertes (15) et gouffres (14). Drainage probable vers la Source de Prariond (VII).

*c) Secteur de la Daille*

- Emergence de la Daille (IX) alimentée par les gypses et calcaires triasiques des secteurs **Tovière - Bellevarde**, voire aussi depuis la zone du col de la Leisse ?

C. SECTEURS HORS CADRE D'ÉTUDE (fig. 1)

**1. Tarentaise**

- **Gypse de Granier**, sur l'adret au dessus d'Aime. Grotte de Champ-Bernard (Dev. 525 m ; Prof. - 46 m). Grotte active ayant servi d'égout au village de Granier jusqu'en 1977.

- Dômes de gypse de **La Plagne** et de **Peisey-Nancroix**. Pas de cavités répertoriées.

**2. Maurienne**

- **Croix des Têtes** : au-dessus de Saint-Martin-la-Porte. Calcaire du Jurassique Supérieur. Nombreux gouffres et grottes en paroi, accessibles en escalade. Le Gouffre de la Croix des Têtes est actuellement le plus important. Il s'ouvre à 2170 m d'altitude au départ d'une voie d'escalade (Voie des «Passeurs d'âmes»). Il a sans doute été initialement exploré par les grimpeurs qui ont équipé les voies. En octobre 1995, ce gouffre a été revu par le Spéléo-club Veymont qui en lève la topographie (BOHEC, 1995). Il est exploré jusqu'à - 150 m et présente une succession de puits entrecoupée à - 60 m d'une galerie tubulaire de 2 m de section surcreusée par des puits aveugles et donnant dans une verticale de 40 mètres.

- **Bramans / Sollières-Sardières** : vallée de l'Arc. Gypse triasique. Sur Bramans, la Grotte des quatorze chapeaux (Alt. 1275 m ; Dev. 130 m environ), connue de longue date, récemment revisitée (10/09/95), décrite et topographiée en vue d'en faire un site de visite pédagogique pour les centres de vacances (FERRARI, 1995). Sur Sollières-Sardières : la Balme de Châtel (ou Balme de Sardière : Alt. : 1330 m, Dev. : 405 m, déniv. : - 35 m), fossile et extrêmement sèche ; la Balme de Sollières : grotte indiquée sur les cartes IGN au lieu-dit «Les Balmes», ayant livré des vestiges de l'âge du bronze grâce aux fouilles de R. CHEMIN, relayé par les archéologues Françoise BALLET (BALLET, 1978) et Pierrette BENAMOUR, cette dernière ayant étudié le site de manière suivie et détaillée (BENAMOUR, 1988).

- **Petit Mont-Cenis** : secteur des lacs Giaset. Calcschistes où s'ouvre le gouffre-perte de la Voragine del Giaset (Alt. 2635 m, Dev. : 620 m ; Prof. : - 215 m). D'autres trous y ont été signalés.

## PARC NATIONAL DE LA VANOISE

### D. SECTEURS NON SIGNALÉS OU NON PROSPECTÉS *A PRIORI* INTÉRESSANTS

Le repérage de ces secteurs a été fait à partir de la carte géologique et des indications toponymiques (termes à repérer : «Balme(s)», «Tuf(s)», «Mont Blanc», «Champ Blanc», «Roc(he)r blanc(he)», «borgne» qualifiant une dépression, «Gouille», ...) et planimétriques (gouffres et pertes, champs de dolines indiquant des gypses karstifiés, grandes dépressions fermées, secteurs tabulaires à figurés rocheux, ...) des cartes topographiques.

#### 1. Haut Ponturin (fig. 3)

- **Mont-Blanc de Peisey** : le versant nord-est de ce sommet («Pâturages du Mont-Blanc», «Les Tufs») : calcaires et dolomies triasiques. (*NB* : la Perte du Ponturin indiquée sur les cartes IGN semble n'être qu'un passage du torrent parmi les blocs d'un clapier).

- **Grand Tuf du Plan Séry** : marbres blancs du Jurassique supérieur coincés entre le socle cristallin et des affleurements de cargneules. Il s'agit de l'équivalent septentrional du secteur Roche Noire - Vallaisonnay.

#### 2. Cirque du glacier de la Grande Casse

Le Jurassique supérieur carbonaté affleure largement entre le glacier et les crêtes qui ferment le cirque au nord depuis la **Grande Glière** jusqu'à l'**Epéna**. Il s'agit du prolongement oriental du secteur du Vallonet ci-dessus mentionné.

#### 3. Refuge de l'Orgère

Les secteurs de **Tête Noire** et du **Grand Planay** constituent l'extrémité sud du grand ensemble karstifié entre Pralognan et Courchevel. Essentiellement du Trias calcaire avec quelques affleurements jurassiques et crétacés.

#### 4. Petit Mont-Cenis

Ce secteur est loin de se limiter potentiellement à la zone des calcschistes du Giaset. Entre Arc et frontière italienne, **autour du ruisseau d'Ambin**, de nombreux affleurements de gypse et de calcaires triasiques, mais aussi parfois des «bandelettes» de calcaires jurassiques et crétacés, pourraient s'avérer intéressants, notamment dans les alentours de la **Pointe de Bellecombe** (calcaires) et du **Grand Plan** (gypses). En revanche, l'intéressante «Combe borgne» au sud du lac du Mont-Cenis semble entaillée dans les Schistes lustrés.

## E. PRINCIPAUX CARACTÈRES DU PAYSAGE KARSTIQUE DE SURFACE

En Vanoise, outre les formes spectaculaires développées dans les évaporites (CHARDON et ROVÉRA, 1997), il est possible d'observer de nombreux indices de karstification dans le modelé des surfaces de roches carbonatées. Sans entrer dans des

détails qui demanderaient des études rapprochées et spécifiques non encore entreprises, nous consignons ci-dessous les grands traits et points communs du paysage exokarstique observés dans les hauts massifs calcaires de Vanoise.

### 1. Comparaison avec les karsts haut-alpins de référence

La plupart des surfaces prospectées se situent en haute montagne, entre 2000 et 3000 m, dans l'étage nival, voire le domaine glaciaire. On devrait donc en toute logique y retrouver les caractères du karst haut-alpin tels que les décrit R. MAIRE dans sa thèse consacrée à la haute-montagne calcaire (1990). Ce n'est vrai qu'en partie, car les surfaces karstifiées de Vanoise (non décrites dans le travail de R. MAIRE) présentent des formes moins développées et moins variées (ce qui, rappelons-le, est sans doute à l'origine de leur long «oubli»), sauf dans les évaporites, d'ailleurs absentes en surface dans les massifs étudiés par R. MAIRE.

L'explication de ces différences est peut-être à rechercher dans la position intra-alpine de la Vanoise, alors que les karsts étudiés par R. MAIRE concernent les zones sub- et pré-alpines. De cette particularité découlent des différences d'ordre lithologique (abondance des marbres en Vanoise, affleurement d'évaporites), climatique (Vanoise, en position d'abri, moins arrosée, englacement plus étendu), et génétique (une histoire karstogénique bien différenciée ?). La proximité des roches métamorphiques non solubles favorise l'oblitération des formes karstiques par les dépôts d'origine glaciaire et périglaciaire.

L'examen des affleurements carbonatés les mieux karstifiés permet cependant de retrouver certains grands traits du karst haut-alpin, malgré des conditions d'observation, *a priori* facilitées par l'absence de couvert végétal continu, en fait rendues délicates par l'omniprésence des glaciers et névés ainsi que de la couverture détritique (moraines, éboulis, gélifracts).

### 2. Les formes dominantes : lapiaz de fractures et dépressions glacio-karstiques

Un tel contexte ne peut que rendre la morphologie des affleurements carbonatés dépendante des interactions entre processus d'érosion karstiques d'une part (liés à la dissolution), glaciaires (liés aux glaciers dans leur configuration actuelle ou ancienne) et périglaciaires (liés aux alternances gel/dégel) d'autre part. Ces interactions peuvent se manifester de manière concurrentielle ou au contraire synergique.

#### *a) Des lapiaz victimes de la concurrence entre processus érosifs*

En Vanoise, les surfaces en roches carbonatées présentent à haute altitude une topographie de type fjell héritée d'engagements disparus assez récemment : tout au plus quelques milliers d'années, souvent quelques siècles dans les secteurs qui nous intéressent. Dans ces conditions, les rigoles de ruissellement (Rinnenkarren) sont rares, et peu profondes lorsqu'elles existent. Elles n'ont en effet eu que peu de temps pour se former, d'autant que les précipitations sont moins abondantes que dans la zone externe à même altitude. Le rôle protecteur du manteau neigeux est de ce fait moindre, ce qui permet à la cryoclastie d'être plus efficace, empêchant le développement d'arêtes vives entre les rigoles et contribuant à oblitérer le lapiaz au fur et à mesure de sa formation.

## PARC NATIONAL DE LA VANOISE

Les lapiaz haut-alpins de Vanoise se distinguent donc par la prédominance des crevasses karstiques largement et profondément ouvertes le long des lignes de fracturation qu'elles soulignent ainsi dans le paysage. Elles sont le plus souvent espacées de quelques mètres, évoluant parfois en bogaz (couloirs rectilignes encaissés) sur les dalles les plus fracturées. Ce paysage s'observe sur les affleurements calcaires qui émergent de la glace autour du dôme de Pramecou, sur les Tenn de Rhêmes dominant le refuge de Prariond et surtout sur le plateau de la Réchasse et les Rochers de la Petite Balme (domaine skiable de Tignes) où de longs et profonds couloirs percés de puits à neige mettent en évidence l'intense fracturation est-ouest. C'est dans un de ces couloirs, sans doute le plus marqué, que se situe le gouffre de la Petite Balme.

Lorsque la pente du versant est forte (plus de 20°) apparaît un modelé en banquettes structurales (Schichttreppenkarst), visible dans le bas du versant nord-ouest de la Réchasse (voie normale d'ascension).

Dans le même registre, les parois très raides (plus de 60°) ne semblent pas affectées par les processus karstiques pariétaux et les recoupements de vides karstiques sont rares (sauf à la Croix des Têtes). Ainsi, dans les faces rocheuses calcaires encadrant Pralognan, exceptée la résurgence du Grand-Marchet connue de longue date, les «porches» repérés se sont tous avérés être de simples abris dus à la gélifraction lorsqu'ils ont pu être atteints (TALOUR, 1978 ; DODELIN et BOËMARE, 1995).

### *b) Les dépressions glacio-karstiques : témoins d'une action conjuguée des processus érosifs*

Les processus d'ablation karstique et (fluvio-) glaciaires travaillent en revanche de concert à l'évolution de vastes dépressions fermées, dites glacio-karstiques en raison de leur origine mixte. Elles relèvent à la fois du cirque glaciaire et de la doline. Les plus beaux spécimens se rencontrent dans les marbres dominant Pralognan en bordure des glaciers de la Vanoise (fig. 2) : cirque du Petit-Marchet avec son lac temporaire témoignant d'une évacuation endokarstique difficile en période de fonte, doline-perte formant l'exutoire du lac de la Valette, ces deux sites présentant à leur échelle un drainage parfaitement endoréique. Dans une moindre mesure peut être cité le cirque du Grand-Marchet dans lequel s'ouvre le gouffre-perte du même nom, qui ne représente qu'un exutoire temporaire de trop-plein.

Certaines de ces dépressions sont suffisamment colmatées par la moraine ou les apports torrentiels pour être occupées par des lacs pérennes (dont la superficie tend d'ailleurs à décroître en raison des arrivées détritiques). Ces lacs présentent la particularité d'être sans exutoire aérien, leurs eaux s'infiltrant par des systèmes de pertes, parfois concentrées, au sein même de la cuvette lacustre. C'est le cas du lac Blanc au-dessus du refuge de Pécelet-Polset, sans doute du lac du Rateau au pied de la face est de l'Aiguille du Rateau, et bien sûr des lacs encadrant le refuge Félix Faure (lac des Assiettes, lac Long et lac Rond).

### *c) Les torrents et le karst*

Lorsqu'ils ne se perdent pas complètement et durablement dans le karst, les torrents peuvent toutefois disparaître de façon très éphémère dans un court tronçon souterrain avant de réapparaître quelques mètres plus loin. C'est le cas du torrent

d'Isertan pour sortir du cirque du Grand-Marchet et du torrent du glacier de la Réchasse (TALOUR, 1978).

Le torrent de l'Arcelin, alimenté par des eaux karstiques, coule dans un micro-canyon au-dessus du chalet supérieur de l'Arcelin vers 2300 m d'altitude. Son encaissement n'excède pas 5 m (TALOUR, 1978 ; DODELIN et BOËMARE, 1995). On est loin toutefois des canyons vertigineux du karst classique. Après avoir coulé au pied du flanc sud-est du Moriend, son cours est accidenté par une cascade avant de se perdre dans un chaos de blocs impénétrable. Plus bas, ses eaux réapparaissent à la faveur d'une émergence d'interstrate au débit grossi par de nouveaux apports. Il devient le Nant de la Crépéna. On note la présence, au-dessus de la résurgence en rive droite, d'un canyon asséché.

L'étude détaillée des formes et des processus karstiques de surface reste à entreprendre. En plus du recensement des formes et micro-formes, elle devra s'attacher à quantifier l'ablation spécifique sur ces hautes surfaces, et à examiner les rapports entre la formation du modelé karstique et les fluctuations glaciaires. Des mesures précises de vitesse de formation des rigoles de lapiaz sur les marges proglaciaires permettraient notamment une approche indirecte mais performante de la chronologie des phases récentes de retraits des glaciers.

La recherche des traces de paléokarsts pourrait également s'avérer intéressante, comme le laissent à penser les observations des géologues (DEBELMAS et RAMPNOUX, 1995, p. 24).

Des recherches portant sur l'épikarst devraient pour leur part examiner les conditions d'évolution de cette tranche superficielle du karst en relation avec un éventuel permafrost ou l'existence d'une zone décomprimée de surface, comme cela a été évoqué à propos des circulations épikarstiques repérées sur le plateau de la Réchasse (TALOUR, 1978).

### III - GRANDES CAVITÉS DU PARC DE LA VANOISE

#### A - TRAVERSÉE DU GRAND MARCHET (fig. 4)

##### 1. Localisation et accès

Commune : Pralognan-la-Vanoise

Feuille IGN série bleue (1 : 25 000) n° 3534-O

Coordonnées Lambert (d'après feuille IGN 1 : 25 000 Moûtiers 7/8)

Perte : X = 944,440 ; Y = 350,325 ; Z = 2113 m

Résurgence : X = 944,020 ; Y = 350,520 ; Z = 1750 m

Ces coordonnées datant de la fin des années 70 ont été redéterminées récemment (DARNE et TORDJMAN, 1991), ce qui donnerait plutôt :

Perte : X = 944,51 ; Y = 350,30 ; Z = 2190 m

Résurgence : X = 944,15 ; Y = 350,48 ; Z = 1827 m

## PARC NATIONAL DE LA VANOISE

La différence vaut surtout pour le calage en altitude, même si la dénivellation reste inchangée. Nous n'avons pas encore eu la possibilité de vérifier et de trancher sur le terrain.

De Pralognan, prendre le GR 55 jusqu'au Pas de l'Âne, puis obliquer vers le nord-est en direction du cirque du Grand Marchet. Dans ce dernier, deux pertes absorbent les eaux de fonte du glacier du Grand Marchet, la première, au centre du cirque, est impénétrable, la seconde, sur le bord ouest du cirque non loin des parois qui dominent Pralognan, à proximité du sentier, constitue l'entrée pénétrable du réseau.

La résurgence débouche dans le couloir d'Isertan et il faut effectuer un rappel vingt mètres à main gauche du porche avant de retrouver un chemin de descente aisé vers Pralognan.

### 2. Spéléométrie du réseau

Dénivellation	Développement total	Dév. traversée	Dist. horiz. perte/rés
- 363 m	1050 m	830 m	520 m

### 3. Historique des explorations

Découverte et exploration par le SG-CAF entre 1976 et 1978 :

- 1976 : découverte des entrées du système et exploration par la résurgence.
- 1977 : la cote + 230 m est atteinte depuis la résurgence.
- 1978 : la traversée est réussie après la désobstruction de l'Étroiture de la Jonction. Une semaine plus tard, le Spéléo-Club de Savoie effectue la première répétition.
- En 1991, cette traversée fait partie d'une sélection de 60 traversées spéléologiques françaises retenues pour être présentées dans l'ouvrage de F. DARNE et P. TORDJMAN intitulé «*À travers le karst*».

### 4. Description

L'entrée est de dimensions modestes (0,6 m de diamètre) tout comme la première partie de la descente jusqu'au Puits des Impacts, qui s'effectue d'abord dans un conduit raide, vertical par endroits avec une étroiture verticale à - 30 m. Une diaclase exposée d'une trentaine de mètres suit cette étroiture et permet de prendre pied dans le Laminoir à Picots creusé dans un magnifique marbre noir veiné de calcite. A - 133 m, après un puits de 6 mètres, le cours actif se perd et la suite pénétrable est une étroiture (Étroiture de la Jonction) qui doit être à chaque visite débarrassée d'un colmatage de galets ou de sables qui se reforme à chaque crue.

Elle livre accès au Puits des Impacts (9 m de verticale) au-delà duquel la descente change de physionomie et devient «*vraiment très agréable, où l'on joue avec le ruisseau en escalade sur des prises franches dans une roche superbe (marbre sombre veiné de calcite blanche)*» (SCS, 1980). Les conduits prennent plus prosaïquement la forme de toboggans inclinés à 40° entrecoupés de ressauts et de rétrécissements ainsi que de deux cascades de 6 mètres, dont l'une arrosée («la Douche»). Le pied des

APPROCHE SPÉLÉOLOGIQUE DES KARSTS EN VANOISE

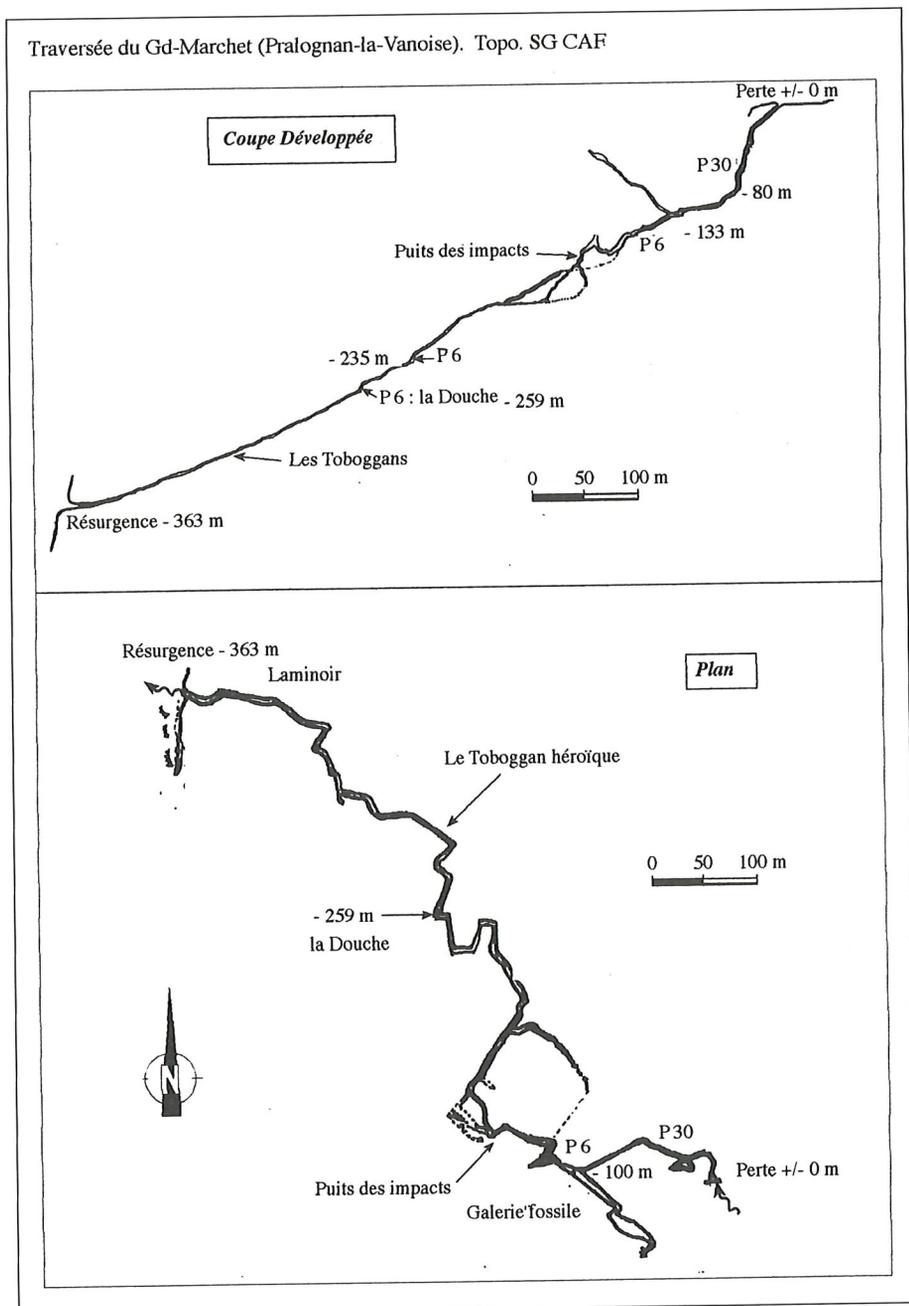


FIG. 4 - Plan et coupe de la Traversée du Grand-Marchet.

## PARC NATIONAL DE LA VANOISE

toboggans est le plus souvent modelé en marmites par les eaux tourbillonnaires transportant une forte charge solide qui contribue également à l'abrasion des parois de marbre vert. La sortie se fait en suivant un petit couloir défoncé par les marmites qui succède à une petite salle encombrée de grandes dalles blanches.

Tous ceux qui ont exploré ou visité cette cavité s'accordent à penser qu'il est impératif de le faire en période d'étiage automnal. La traversée s'effectue en 2 à 4 heures, ce qui est rapide pour un parcours spéléologique, mais nécessaire du point de vue sécurité : *« toute crue qui surprendrait des spéléos attardés aurait des conséquences... irréversibles ! »* (SCS, 1980).

### B - GOUFFRE DE LA PETITE BALME (fig. 5)

#### 1. Localisation et accès

Commune : Tignes

Feuille IGN série bleue (1 : 25 000) n° 3533 E (Tignes)

Coordonnées Lambert : X = 957,7 ; Y = 3358,1 ; Z = 2710 m

Depuis Val Claret, prendre le GR 55 en direction du Col de la Leisse. Après le point coté 2609 m, remonter le vallon de faille sur la droite (vers l'ouest). Le gouffre se trouve sur cette faille en arrivant sur le plateau (n° PB2). Accès direct possible en ski l'hiver depuis la piste du Cairn.

#### 2. Spéléométrie du réseau

Profondeur : -230 m

Développement : 1500 m.

#### 3. Historique des explorations

Décembre 1985 et octobre 1986 : repérage de l'entrée et exploration jusqu'à - 40 m par B. DUCLUZAU (Spéléo-Groupe Forez).

Automne 1986 et hiver 1987 : exploration par le Spéléo-Groupe Forez (SG Forez) et B. DUCLUZAU.

L'exploration de cette cavité de haute-montagne ne pouvant se faire qu'en étiage automnal ou hivernal, cela ne va pas sans poser quelques difficultés liées aux rigueurs du climat en cette période : l'entrée est naturellement bouchée par la neige et la glace et il faut prendre la précaution de la protéger et de la signaler (une perche de 2 m s'est avérée insuffisamment longue). Plusieurs mésaventures significatives sont ainsi arrivées aux Foréziens : ainsi le 26/10/86, au moment de ressortir : *« de la glace s'est formée dans le premier puits. L'étranglement s'est rétréci et la corde est prise dans 5 cm de glace. Pour dégager la corde, le premier restera plus d'une heure et demie dans l'étranglement parcouru par un violent courant d'air aspirant (- 5 à - 10°C). Nous ressortirons après 6 h d'efforts pour remonter de 50 m dans un*

APPROCHE SPÉLÉOLOGIQUE DES KARSTS EN VANOISE

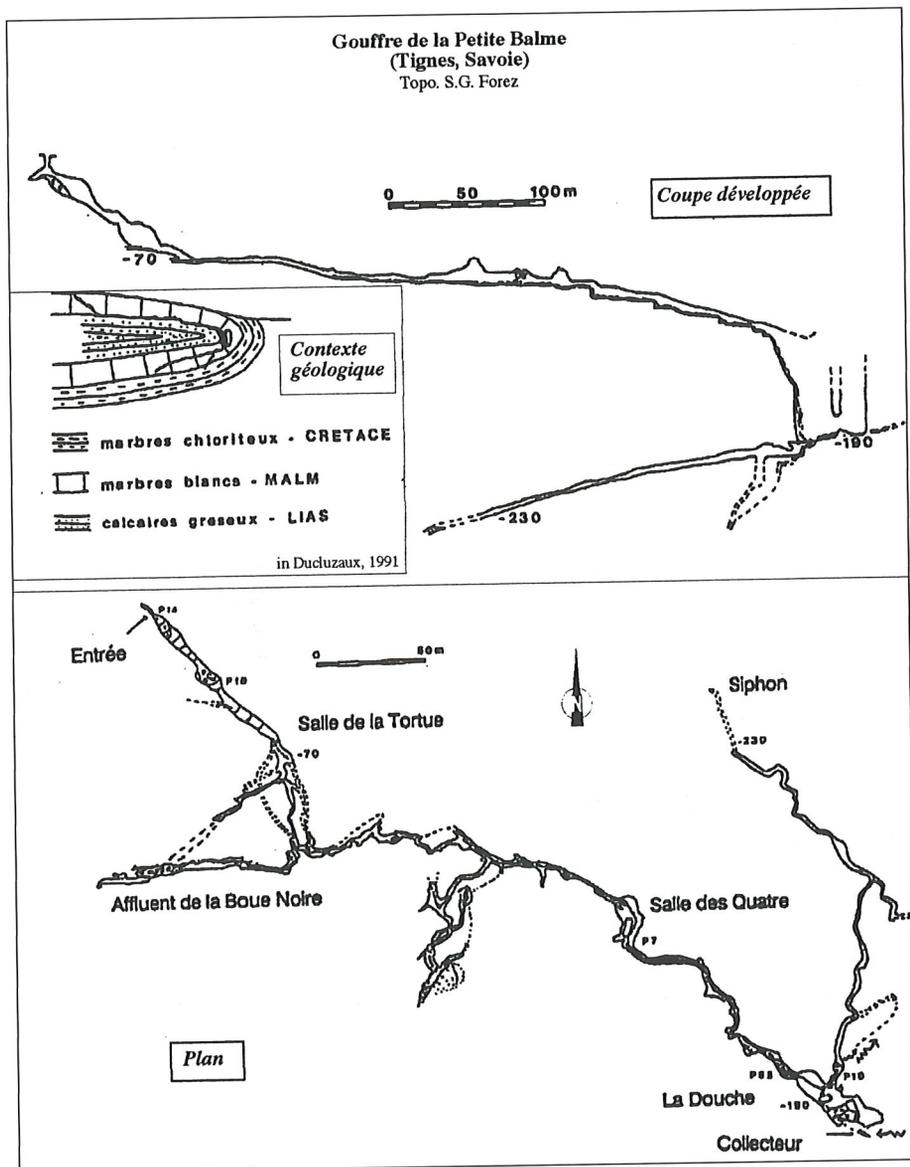


FIG. 5 - Plan et coupe du Gouffre de la Petite Balme (Tignes).

*état qu'il vaut mieux ne pas décrire (onglées, gelures, ...)*. (La Botte, 1987, p. 37-38). En janvier 1987, c'est l'entrée du trou que les explorateurs ont du mal à repérer malgré la collaboration de la STGM : *«En deux jours, plusieurs centaines de m<sup>3</sup> de neige sont déplacés sans résultat. Il y a plus de 5 m de neige et le jalon de 2 m n'est plus visible. Fin janvier, à l'aide de photos, les pisteurs parviennent à retrouver le jalon. Deux ratracks travaillent alors en même temps. En une heure, l'entrée du gouffre est retrouvée au fond d'une tranchée de 5 m»* (Ibidem, p.38).

Au total, l'exploration jusqu'à - 230 m a nécessité, entre le 14 octobre 1986 et le 11 avril 1987, 8 sorties pour un Temps Passé Sous Terre (TPST) de 81 h. Les explorations dans les parties profondes nécessitent des sorties de plus de 20 h !

Durant l'hiver 1995/96, dans le cadre de ce programme de recherche, deux nouvelles sorties sont effectuées par le SG Forez : la première a pour objectif une escalade dans une branche amont, la seconde tourne court car l'entrée du gouffre est trop englacée pour permettre l'accès.

#### 4. Description

Puits d'entrée (3 m x 1 m) dans une petite dépression le long d'un couloir de faille bien repérable en surface. *«À - 10 m, une étroiture verticale peut poser quelques difficultés (...). À - 14 m, une grande galerie en pente mène jusqu'à la rivière. Le sol est recouvert de glace. Depuis la salle de la Tortue (fig. 5), quatre passages permettent de rejoindre la galerie de la Boue Noire (cette galerie est le véritable amont du gouffre, fort courant d'air mais arrêt sur trémie). En hiver, on suit la rivière ; à l'automne, il faut prendre des galeries fossiles sur la droite.*

*Après un passage désobstrué dans une trémie, on atteint la salle des Quatre (6 m par 10 m) où sont visibles les seules concrétions du gouffre. Suit un puits de 7 m (P7), un ressaut de 5 m (R5), puis de petits ressauts. La progression est magnifique. La rivière coule sur un calcaire gréseux noir aux reflets dorés, la galerie est creusée dans du marbre blanc.*

*Le haut du Puits de 65 m (Puits de la Douche) marque la fin de la visite en automne. La descente du puits n'est possible qu'en hiver. On débouche au sommet d'une grande salle de 40 par 10 m. Une rivière qui doit être le collecteur de la partie orientale du massif sort d'un chaos de blocs. Le débit est de plusieurs litres par seconde en avril alors que l'actif du P 65 est à sec. En aval, après un P 10, un beau méandre (1 par 3 m) de 300 m de long s'arrête sur un siphon. L'actif, qui n'est qu'une succession de puits arrosés, est en cours d'exploration»* (DUCLUZAUX, 1990, p. 29).

#### 5. Observations karstologiques (DUCLUZAUX, 1987, 1990, 1991)

Outre la position de l'entrée sur une fracture ou une faille importante, il a été remarqué que le gouffre se développe dans les marbres blancs du Malm suivant un pli couché à la charnière duquel est positionné le grand P 65 du gouffre (fig. 5, vue en coupe).

Dans la rivière à l'amont du P65, ce sont les calcaires gréseux du Lias qui servent de plancher imperméable, alors que ce rôle est plutôt tenu par les marbres chloriteux du Crétacé à l'aval du P 65, dans le flanc inverse du pli couché.

Vers - 200 m, on trouve des témoins de remplissage finement stratifiés beiges de type varves, mais très indurés et soumis à la corrosion au même titre que les parois de l'encaissant. Les concrétions de calcite de la salle des Quatre sont aussi recouvertes d'argile. Il est permis de supposer que la cavité est suffisamment ancienne pour avoir connu une genèse et une histoire polyphasées faisant alterner périodes de creusement, de dépôts chimiques, puis de colmatage argileux, induration, le tout repris par le creusement récent.

Noter que le courant d'air est soufflant l'été et aspirant l'hiver, l'entrée du gouffre se comportant comme un orifice inférieur de réseau à entrées multiples.

De nombreux insectes cavernicoles ont été observés dans la cavité.

## C - TRAVERSÉE DU GÉBROULAZ (fig. 6)

### 1. Localisation et accès

Commune : Les Allues

Coordonnées Lambert :

Perte : X = 936,38 ; Y = 343,24 ; Z = 2630 m

Résurgence : X = 936,35 ; Y = 343,58 ; Z = 2565 m

Du refuge du Saut, prendre le sentier conduisant au Roc du Soufre. Ce sentier emprunte la moraine du glacier de Gébroulaz d'où l'on peut observer entre cette moraine et le dôme de gypse du Soufre, à l'extrémité d'un culot de glace morte, une perte temporaire (fonctionnement en période de fonte nivo-glaciaire). C'est l'entrée supérieure de la traversée, l'orifice inférieur étant constitué par un porche dans la paroi de gypse à l'extrémité nord du dôme. La rivière souterraine revoit le jour après la traversée d'un névé persistant au pied de ce porche dont les dimensions varient avec l'enneigement.

### 2. Spéléométrie du réseau

Profondeur totale : - 65 m (- 15 m dans la glace et - 50 m dans le gypse)

Développement total : 400 m dont 75 m sous la glace et 325 m dans le gypse.

### 3. Historique des explorations et description

Le 5 septembre 1990, au cours d'une sortie de l'Association française de karstologie consacrée aux karsts du gypse entre Isère et Arc, le Professeur M. CHARDON présente le secteur et signale les systèmes perte-résurgence qui entourent le dôme de gypse du Soufre. Au cours de cette sortie, P. AUDRA et F. HOBLÉA prospectent la crête gypseuse et ses innombrables dolines-entonnoirs sans résultat (toutes les dolines sont colmatées par des altérites argileuses). Ils découvrent en revanche deux petites cavités à la base du flanc nord-est du dôme, dont l'une est entièrement tapissée d'aiguilles de glace du plus bel effet. Ces grottes sèches sont rapidement obstruées par des blocs de gypse formant des trémies instables et dangereuses. Les seules cavités intéressantes semblent être les cavités actives, notamment la perte repérée ce jour en bordure du glacier de Gébroulaz, soupçonnée ressortir à l'émergence nord du dôme. Les 30 premiers mètres de l'émergence sont d'ailleurs explorés ce même jour jusqu'à un passage infranchissable avec le débit de fonte. Rendez-vous est pris pour une période d'étiage.

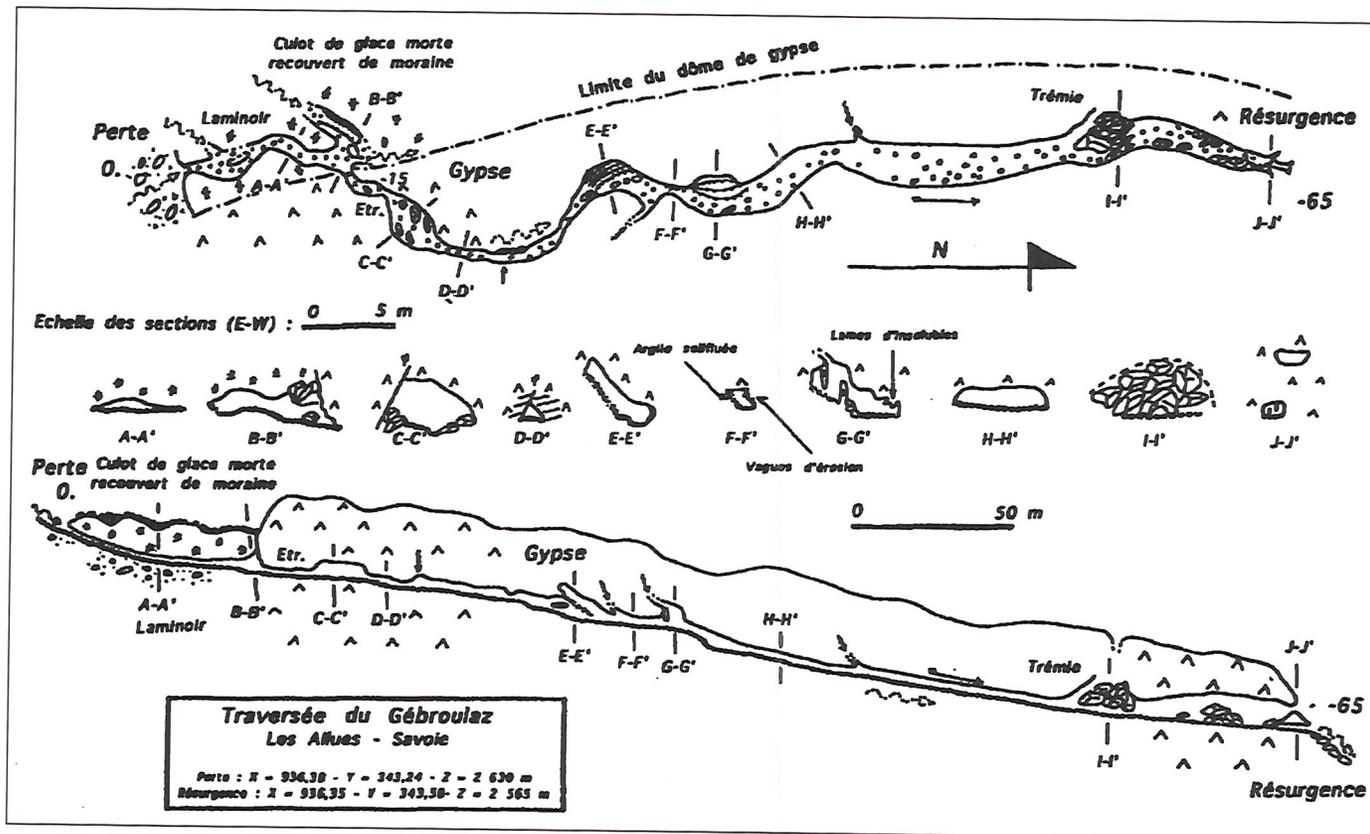


FIG. 6 – Relevé topographique et spéleomorphologique de la Traversée du Gébroulaz (in AUDRA et HOBLÉA, 1992).

Il faut attendre la Toussaint 1991 pour que se retrouvent à pied d'œuvre Philippe AUDRA (Furets Jaunes de Seyssins), Jacques CHOPPY (Spéléo-club de Paris) et Fabien HOBLÉA (Spéléo-club de Savoie). La perte sous-glaciaire est pénétrable et permet de déboucher après 50 mètres de ramping entre glace et lit torrentiel gelé dans une vaste galerie taillée dans le gypse. La portée est de 8 à 12 m en largeur avec une hauteur moyenne de 2 m. De nombreuses fractures de décompression d'où pendent des draperies de glace trahissent la proximité du versant. Le sol est constitué d'un lit de gros galets et blocs emballés dans de la farine glaciaire. Dès l'entrée, les signes d'enneigement en période de crue incitent ici aussi à la prudence. Sur les côtés, de petits affluents vite impénétrables ou étroits rejoignent la grande galerie principale, quasi rectiligne, qui bute sur une trémie de dalles de gypse dans laquelle il faut se faufiler en suivant l'actif pour retomber dans la partie explorée en 1990 dans la zone d'entrée de l'émergence.

La traversée, sa topographie (voir fig. 6) et les observations scientifiques ont été réalisées le même jour.

#### 4. Observations karstologiques

- D'un point de vue morphologique, nous avons affaire à un conduit simple sans étagement. La section dominante est celle de type HH' sur la topographie jointe (fig. 6) : plafond plat d'où pendent des lames de roche insoluble, parois subverticales, vastes portées. Des variantes peuvent être plus rarement rencontrées sous l'influence de la fracturation, cette dernière expliquant également certains élargissements formant salles (20 x 10 m). La grotte de Champ-Bernard (Granier, Tarentaise) possède également de telles dimensions.

Les formes de détail allient les classiques vagues d'érosion en plafond et parois, ainsi que des écailles de desquamation sans doute emportées à chaque crue, participant à un « rafraîchissement » permanent des parois.

Les remplissages se limitent aux apports allochtones torrentiels épandus sous forme de micro-terrasses à galets orientés, où domine le matériel quartzitique. Aucun concrétionnement n'a été observé, si ce n'est des pendeloques de glace issues des fentes en communication avec l'extérieur du versant (en rive gauche de la galerie).

- D'un point de vue hydrogéologique, nous avons affaire à un torrent souterrain formé par la perte d'un torrent juxta-glaciaire de surface issu du glacier de Gébroulaz. Le régime à la résurgence suit très exactement celui du glacier, sauf peut-être au printemps où se manifeste sans doute l'influence des eaux de fonte nivales infiltrées sur le dôme de gypse sus-jacent.

- Le courant d'air est nettement sensible malgré la portée de la galerie et il s'inverse en fonction des oscillations thermiques diurnes. À la Toussaint 1991, le flux descendait la journée (air souterrain plus froid que l'air extérieur) et remontait la nuit (air souterrain plus chaud que l'air extérieur).

## CONCLUSION

Les affleurements karstifiés dans les limites du Parc national de la Vanoise et ses alentours immédiats se révèlent finalement nombreux et relativement étendus, quoique assez morcelés. Ceux qui ont été identifiés couvrent au moins 120 km<sup>2</sup> de surface cumulée, estimation minimale sans doute en-dessous de la réalité si l'on tient compte des secteurs où les phénomènes de karstification restent à confirmer, voire à découvrir. Les affleurements les plus fréquents sont constitués par les terrains triasiques calcaires et évaporitiques, mais ce sont les marbres du Malm qui ont donné les cavités karstiques connues les plus développées.

La Vanoise tient encore une place marginale dans la spéléologie alpine, de même que le rôle de la spéléologie apparaît comme très secondaire en tant qu'activité sportive et de loisir en Vanoise, notamment au regard de l'alpinisme.

Les apports scientifiques de cette activité sont cependant appelés à se développer : pratiquement tout reste à faire en matière d'étude karstologique, autour de thèmes comme l'âge de la karstification ou ses aspects morpho-climatiques.

Dans cette optique, l'étude des cavités peut apporter de précieux éléments de réponses. Par exemple, des paléo-cavités recoupées par l'érosion de surface ont été observées. Des concrétions ont été repérées (Petite Balme, etc.), ce qui est toujours intéressant dans le domaine de la haute-montagne où elles sont considérées comme des héritages anciens, le contexte actuel de surfaces dénudées étant peu favorable au concrétionnement. Des datations radiométriques de ces concrétions apporteront d'intéressantes données.

Mais la validité des observations scientifiques repose aussi sur le nombre de cavités disponibles à l'étude. Il faut donc encourager l'exploration systématique et méthodique des karsts de Vanoise. Se pose alors le problème du marquage des cavités, théoriquement interdit dans les limites du Parc, mais qui est indispensable à toute recherche spéléologique. Nous proposons de procéder discrètement par un marquage de couleur sobre (mais visible), ne dépassant pas 2 cm de hauteur de signes, apposé à l'entrée des cavités, le plus enfoncé possible sous la surface topographique. Le principe de codage retenu est celui actuellement en vigueur sur les zones prospectées par B. DUCLUZAUX et les Foréziens. Il est tout simplement constitué des initiales du massif suivies du numéro d'ordre sur l'inventaire. Il faut éviter l'utilisation des sigles de clubs, source de confusion.

De plus, nous rappelons qu'un fichier d'inventaire a été constitué, consultable d'une part au siège du Spéléo-club de Savoie (Maison des Jeunes, Faubourg Montmélian, 73000 Chambéry) et d'autre part au siège du Comité spéléologique régional Rhône-Alpes (28, Quai Saint-Vincent, 69001 Lyon). Il est indispensable de référer de toute nouvelle campagne et de toute nouvelle découverte à l'une de ces deux adresses, afin d'assurer une mise à jour efficace. Y figurent notamment des données plus précises, avec topographies, des cavités importantes que nous n'avons pu que citer, faute de place ou parce qu'elles s'inscrivent hors du Parc (Voragine del Giaset, Gouffre de la Croix des Têtes, Grotte des 14 Chapeaux, Grotte de Champ-Bernard, Résurgence des Planes, Grotte de la Cascade des Poux).

Les spéléologues espèrent ainsi contribuer durablement à la connaissance des secteurs karstifiés de Vanoise, avec le souci de continuer à révéler par leurs explorations des éléments du patrimoine naturel du massif. La tâche est d'importance,

dans la mesure où les phénomènes karstiques interfèrent avec le quotidien des habitants (ressources en eau potable) et des aménageurs (génie civil), en attendant peut-être d'être mis en valeur dans le cadre de la vocation pédagogique du Parc. Gageons en effet que les visiteurs ne resteront pas insensibles aux particularités du paysage karstique, pour peu qu'on leur en donne quelques clefs de lecture.

REMERCIEMENTS - L'auteur remercie très sincèrement Michel CHARDON pour la relecture du texte et ses conseils avisés.

## BIBLIOGRAPHIE

- ARFIB (B.), 1995. - Les circulations karstiques en Vanoise. Analyses physico-chimiques, faunistiques et traçage dans l'aquifère du gypse. - Rapport de stage : LGSA ; Parc national de la Vanoise. - 36 p. + annexes.
- AUDRA (P.), 1991. - La traversée du Gébroulaz. *Scialet* / bulletin du Comité départemental de spéléologie de l'Isère (Grenoble), 20 : 116-118.
- AUDRA (P.) et HOBLÉA (F.), 1992. - La traversée du Gébroulaz en Vanoise. Morphologie d'une cavité gypseuse de haute-montagne. *Travaux de l'URA 903 du CNRS*, XXI : 61-70.
- BALLET (F.), 1978. - Découvertes récentes et fouilles actuelles : la grotte des Balmes de Sollières. *In* : La préhistoire en Savoie. *L'Histoire en Savoie*, 13<sup>e</sup> année, n° 51 : 15-19.
- BELLET (J.), 1945. - Grottes et cavernes de Maurienne, *SMAM*, 2<sup>e</sup> Série, t. X, fasc.1 : 203-209.
- BENAMOUR (P.), 1988. - Le néolithique de la grotte des Balmes de Sollières-Sardières (Savoie). *ARENERA*, 4, 4 p.
- BILLARD (P.), 1974. - Expédition spéléologique dans le massif de la Vanoise. Publication du Spéléo-club de Pommard et du Spéléo-club Graylois.
- BILLARD (P.), 1976. - Compte-rendu des prospections spéléologiques dans le massif de la Vanoise. *Sous la Côte* / bulletin du Spéléo-club de Pommard, 4 : 7-16.
- BOHEC (G.), 1995. - Le Gouffre de la Croix des Têtes en Maurienne. *Scialet* / bulletin du Comité départemental de spéléologie de l'Isère (Grenoble), 24 : 88-89.
- CHARDON (M.) et ROVÉRA (G.), 1997. - Les karsts des gypses en Vanoise : aspects géomorphologiques, hydrologiques et géodynamiques. *Trav. sci. Parc nation. Vanoise*, t. XX : 23-49.
- DARNE (F.) et TORDJMAN (P.), 1991. - À travers le karst. - Lyon : Editions du Moutard, 194 p.
- DEBELMAS (J.) et RAMPNOUX (J.-P.), 1995. - Notice explicative de la carte géologique simplifiée du Parc national de la Vanoise et de sa zone périphérique (Savoie). *Trav. sci. Parc nation. Vanoise*, XIX : 15 - 74.
- DODELIN (Ch.) et BOÉMARE (D.), 1995. - Prospection en Vanoise. Secteur Pralognan.- Compte-Rendu au Comité spéléologique régional Rhône-Alpes - 4 p. - Inédit.
- DUCLUZAUX (B.), 1987. - Savoie, le gouffre de la Petite Balme. *Spelunca*, n° 26, p. 5.
- DUCLUZAUX (B.), 1990. - Gouffre de la Petite Balme (Tignes - Savoie). Quelques observations sur le karst de la Vanoise (Savoie). *L'Aven* / Bulletin du Spéléo-club de la Seine (Paris), 50 : 28-31.

## PARC NATIONAL DE LA VANOISE

- DUCLUZAUX (B.), 1991. - L'organisation des réseaux suivant la géologie (gouffre de la Petite Balme -Savoie- et gouffre du Grand Cor -Suisse-) : Actes / 1<sup>ère</sup> Rencontre d'Octobre ; Paris ; 1991, p. 24-26.
- DUCLUZAUX (B.), 1993. - Le massif de la Vanoise. *Spelunca*, 50 : 21-26.
- ELLENBERGER (F.), 1958. - Etude géologique du Pays de Vanoise. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, tome 50, 561 p.
- FERRARI (M.), 1995. - Grottes des quatorze chapeaux. - 5 p. - Inédit.
- JUIF (L.), 1991. - Hydrogéologie de la haute montagne : approche du fonctionnement hydrodynamique des aquifères de Vanoise. Thèse doctorat : Sci. de la terre : Université de Franche Comté. - 257 p.
- LAVIGNE (P.), 1978. - La traversée du Grand Marchet. *Scialet* / bulletin du Comité départemental de spéléologie de l'Isère (Grenoble), 7.
- MAIRE (R.), 1990. - La haute-montagne calcaire. *Karstologia*, Mémoire 3, 731 p.. - Thèse d'État.
- PAPET (M.), 1988. - Activités du Spéléo-club de Savoie en 1986 et 1987. Massif de la Petite Balme. Vanoise. *Spelunca*, 29 : 8-9.
- SPÉLÉO-CLUB DE SAVOIE, 1980 : Tarentaise - Maurienne. *Grottes de Savoie*, Tome 10 : 31-36.
- SPÉLÉO-CLUB DU FOREZ, DUCLUZAUX (B.) et THOMASSERY (B.), 1986 - 1988. - Description de plusieurs cavités de la Vanoise. *La Botte* / Bulletin du Comité départemental de spéléologie de la Loire, 1986, n° 5 : 19-22 ; 1987, n° 6 : 36 -44 et 1988, n° 7 : 29 - 31.
- TALOUR (B.), 1976. - Cavités du Grand Marchet en Vanoise. *Scialet* / bulletin du Comité départemental de spéléologie de l'Isère (Grenoble), 5.
- TALOUR (B.), 1978. - Un karst d'altitude dans le massif de la Vanoise. *Revue de géographie alpine*, t. LXVI, fasc. 2 : 200 - 210.
- TERMIER (P.), 1891. - Etude sur la constitution géologique de la Vanoise (Alpes de Savoie). *Bull. Soc. géol. de France*, t. 2 : 367-509.

(Reçu pour publication, mai 1996)

**MESURES RÉCENTES EFFECTUÉES SUR  
LE GLACIER DE GÉBROULAZ  
(MASSIF DE LA VANOISE, FRANCE),  
DEPUIS 1978, PAR LE LABORATOIRE  
DE GLACIOLOGIE DU CNRS  
CONCERNANT LES VARIATIONS  
D'ALTITUDE, DE VITESSE, DE BILAN DE MASSE  
ET LA MISE EN PLACE D'UN RÉSEAU  
DE REPÈRES TOPOGRAPHIQUES  
POUR L'UTILISATION  
DE LA PHOTOGRAMMÉTRIE AÉRIENNE**

par Louis REYNAUD, Christian VINCENT et Michel VALLON<sup>(1)</sup>

Introduction .....	84
A — Mise en place d'un système de repères topographiques sur le glacier de Gébroulaz .....	85
B — Les mesures du suivi des Eaux et Forêts depuis 1907 .....	88
C — Les bilans de masse par mesures cartographiques et directes .....	94
Conclusion .....	108
Références bibliographiques .....	109

**Résumé** — La mise en place d'un système de repères topographiques nécessaire au suivi des fluctuations du glacier de Gébroulaz par topographie directe ou photogrammétrique est décrite en détail de façon à servir de référence pour la réalisation d'un suivi glaciologique à long terme déjà entrepris en 1907 par les Eaux et Forêts. Les mesures récentes de ce suivi (1978-1996) pour les variations d'altitude, de vitesses et de bilans de masse sont analysées dans le cadre de l'ensemble des données déjà disponibles depuis 1907.

---

(1) Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement (LGGE) du CNRS de Grenoble, BP 96 38402 Saint-Martin-d'Hères.

Enfin, comme application de ce nouveau réseau topographique, sont déterminés les bilans de masse moyens à partir des variations d'épaisseurs données par les trois cartes de 1906, 1967 et 1989.

**Mots-clé** – Glacier de Gébroulaz, Dynamique glaciaire, Bilan de masse glaciaire.

**Summary** – The new topographical network set around the Gébroulaz glacier is presented in detail for its use in the long term glaciological survey yet undertaken in 1907 by the E&F, Water and Forest National Board. Field direct measurements of altitudes, velocities and mass balances performed during the 1978-1996 period are analyzed in the frame of the whole data set available.

Finally, as a direct application of the new topographical network, mean mass balances are derived from the altitude variations exhibited by the three maps of 1906, 1967 and 1986.

**Key-words** – Gébroulaz Glacier, Glacial Dynamics, Glacial mass balance.

## INTRODUCTION

Après avoir bénéficié de l'attention soutenue des Eaux et Forêts (E & F) de 1907 à 1965, le glacier de Gébroulaz a été observé à nouveau depuis 1978 par le Laboratoire de Glaciologie dans le cadre d'une convention de recherche avec le Parc national de la Vanoise et une première description et analyse a déjà fait l'objet d'une publication dans cette même revue (REYNAUD *et al.*, 1983). Cet article se propose de rassembler les relevés effectués depuis 1978 à la fois sur les trois profils transversaux de la langue d'ablation, en continuité avec le suivi des E & F mis en place en 1907 et les mesures directes de bilan de masse soit par balises d'ablation dans la partie basse, soit par carottages du névé dans la partie supérieure.

À cet ensemble de mesures directes de terrain, on a cherché à adjoindre les informations sur les variations du volume du glacier, déduites des cartographies successives. Ceci de façon à obtenir des variations de volume sur de longues périodes de temps pour recouper à la fois les mesures directes de variations de bilans de masse et la série reconstituée d'après les relevés aux profils (REYNAUD *et al.*, 1987). De tels suivis des variations de forme et d'écoulement du glacier, sur d'aussi longues périodes de temps, nécessitent une permanence des repères topographiques sur le terrain pour assurer l'homogénéité des séries de relevés, malgré les importants changements qui sont intervenus sur les rives proches de la glace. C'est ainsi qu'il a fallu repositionner les têtes de profils et surtout établir tout autour du glacier un réseau de repères topographiques comme points de calage indispensables à la restitution photogrammétrique, que ce soit pour les clichés du CEMAGREF<sup>(2)</sup> effectués spécialement pour le suivi du glacier depuis 1977, comme pour ceux réalisés par l'IGN<sup>(3)</sup> à diverses fins, depuis 1939.

---

(2) CEMAGREF : Centre du Machinisme Agricole et du Génie Rural des Eaux et Forêts, Division ETNA, Domaine Universitaire, 38402 Saint-Martin-d'Hères.

(3) IGN : Institut Géographique National.

## A - MISE EN PLACE D'UN SYSTÈME DE REPÈRES TOPOGRAPHIQUES SUR LE GLACIER DE GÉBROULAZ

Tant que les mesures effectuées annuellement ne concernaient que des profils individuels pour la détermination des altitudes et des vitesses, ainsi que la cartographie du front, la topographie dans le dispositif des Eaux et Forêts ne nécessitait tout au plus qu'une cohérence cartographique. Cependant la disparition des têtes de profil avec le ravinement continu de la moraine rive droite nous a amenés à reprendre la topographie de façon précise, en bénéficiant pour cela des possibilités modernes des appareils de topographie considérablement augmentées depuis le début du siècle, notamment avec les mesureurs électroniques de distance. De plus, la nécessité d'établir un réseau de points de calage photogrammétriques naturels, en plus de ceux mis en place par le CEMAGREF (BURNET *et al.*, 1985), pour restituer les clichés de photogrammétrie du CEMAGREF ou de l'IGN, nous ont conduits à effectuer une mission spéciale d'une semaine en août 1989 pour rattacher le réseau topographique local au réseau NTF<sup>(4)</sup> de l'IGN.

### 1. Description du réseau topographique de 1989

La triangulation réalisée en 1989 s'appuie sur deux points principaux :

– **le sommet de Pécelet**, point IGN n° 20 (3<sup>e</sup> ordre, 1971) à partir duquel les sommets de la Dent Parrachée (point IGN n° 36) et de Chanrossa (point IGN n° 25) ont été visés.

– **la bâche n° 4 du CEMAGREF**, proche du Col de la Tempête, à partir duquel un relèvement a été effectué par R. BURNET du CEMAGREF.

Ces deux points principaux nous ont permis d'appuyer le réseau de triangulation local, constitué de la bâche n° 2 des stations 25, 30 et 106.

Le nouveau système, établi dans le système cartographique Lambert III, peut être reporté sur la carte de la figure 1 pour localiser les têtes de profils et les points topographiques remarquables au voisinage du glacier.

Pour compléter cette localisation, le tableau I fournit toutes les données nécessaires pour entreprendre un travail sur le terrain ou son dépouillement au bureau : il s'agit des coordonnées de chaque station en xyz, des gisements des profils à relever sur le glacier ainsi que ceux des points de référence de contrôle.

---

(4) NTF : Nouvelle Triangulation Française de l'IGN.

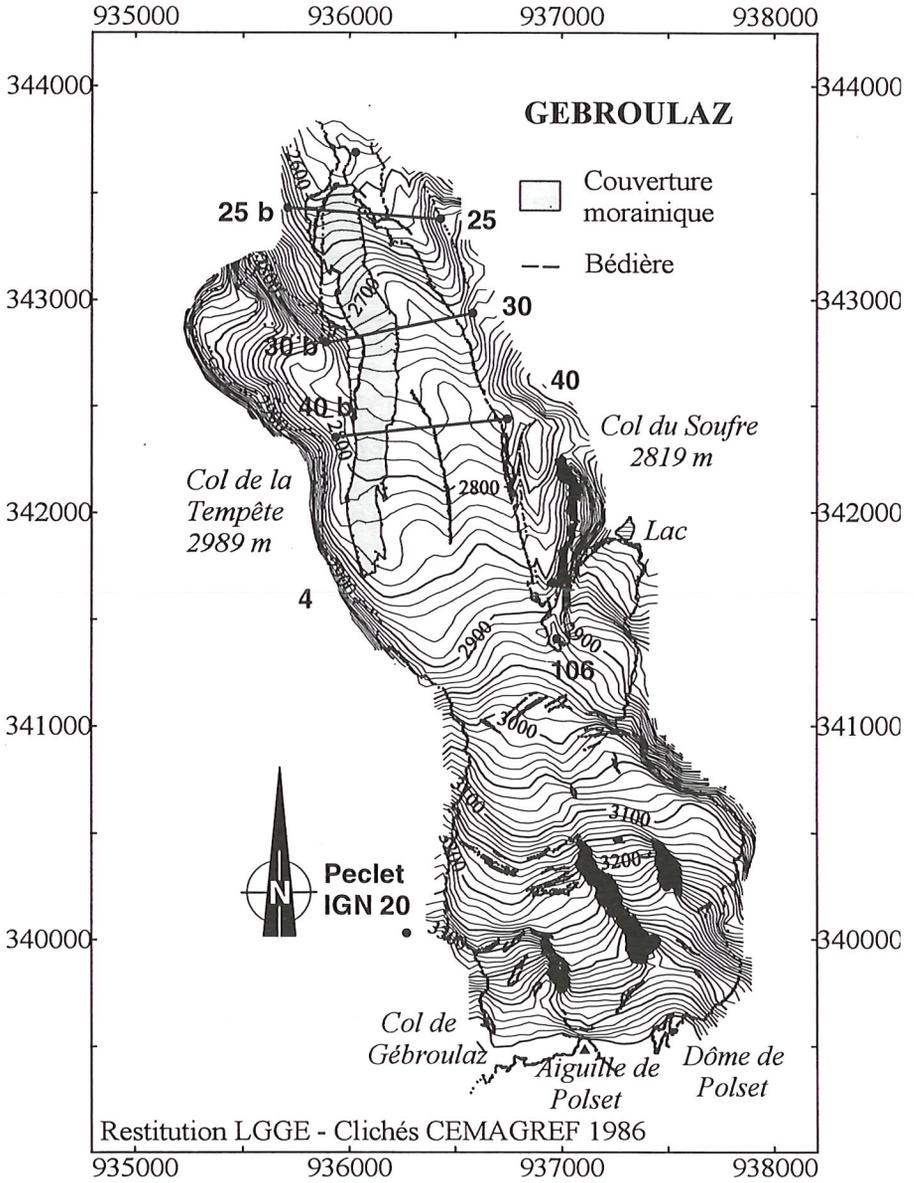


FIG. 1 – Localisation des points topographiques sur fond de carte issu de la restitution LGGE des clichés CEMAGREF de 1986.

GLACIER DE GÉBROULAZ

Profil Inférieur	<b>Station 125 (25 b)</b> , rive gauche 935 707,75 343 427,60 2 666,50 (sol) 2666,53 (embase) Gst 25 = 104,390 gr Gst 130 = 181,956 gr Gst 2 = 56,638 gr Gst Pte des Fonds = 112,257 gr	<b>Station 25</b> , rive droite 936 430,66 343 377,60 2 688,65 (E & F : 2677,00) Gst 30 = 179,052 gr Gst 2 = 342,312 gr Gst 125 = 304,390 gr Gst 50 = 171,316 gr <i>Distance d'application : de 185 à 325 m.</i>
Profil Supérieur	<b>Station 130 (30 b)</b> , rive gauche 935 891,30 342 797,45 2 785,31 (sol) 2786,36 (embase) Gst 125 = 381,956 gr Gst 30 = 87,478 gr Gst 50 = 109,751 gr Gst bal LGGE RG = 309,267 gr Gst Tripode IGN = 93,216 gr	<b>Station 30</b> , rive droite 936 581,77 342 935,06 2 751,30 (E & F : 2740,00) Gst 2 = 359,922 gr Gst 130 = 287,478 gr Gst 50 = 160,636 gr <i>Distance d'application : de 204 à 574 m.</i>
Profil SS' Suprême	<b>Station 140 (S')</b> , rive gauche 935 939,47 342 354,87 2808,15 (sol), E & F : 2812,88 (sol) 2809,20 (embase) Gst 40 = 93,245 gr Gst 50 = 77,803 gr Gst Tripode IGN = 79,180 gr	<b>Station S : Spit n° 40</b> , rive droite 2759,01 Gst 140 = 293,245 gr <i>Distance d'application : de 200 à 600 m.</i>
Péclet IGN n° 20 936 275,54 340 030,87 3561,9	<b>Station 4 Cemagref</b> 935 792,32 341 666,20 3071,43 Gst 2 = 7,4987 gr	<b>Bâche Cemagref n° 2</b> 936 031,72 343 690,19 2580,70

TABLEAU I – Coordonnées des stations topographiques dans le système Lambert III à utiliser pour les relevés annuels sur le glacier de Gébroulaz : cf. la carte de la fig. 1.

## 2. Les résultats sur la topographie des profils transversaux

Le raccordement du réseau Eaux et Forêts au réseau NTF a fait apparaître un défaut d'altitude au profil inférieur de 11,65 m et de 11,30 m au profil supérieur, tandis qu'au profil suprême SS' (vers le col du Soufre), c'était un excès de 4,73 m. C'est pourquoi dans le tableau III les altitudes sont données dans les deux systèmes de mesures tandis que, sur les graphes, ce sont toujours les anciennes altitudes Eaux et Forêts.

Ceci ne change rien à la valeur des anciennes mesures, mais permet maintenant le relèvement de tout point visible du glacier à partir de l'une quelconque de ces nouvelles stations.

Alors que les têtes de profils E & F étaient établies sur la moraine de la rive droite, nous avons remarqué que le gros bloc repère du profil supérieur était animé d'un mouvement propre de glissement dans la pente de l'ordre d'une vingtaine de cm/an. C'est pourquoi nous avons transféré les trois têtes de profil sur la rive gauche, rive rocheuse ou bien formée d'éboulis beaucoup plus stables et susceptibles d'assurer la stabilité et la conservation de ces repères pendant quelques décennies encore. Enfin, en 1994, ces trois nouvelles têtes de profil ont été équipées de pilier de mesure (tube métallique chevillé sur le rocher à sa base et possédant une embase de support de théodolite à sa partie supérieure), ceci de façon à économiser le portage annuel du trépied des appareils de topographie depuis le plan de Tuéda.

## B - LES MESURES DU SUIVI DES EAUX ET FORÊTS DEPUIS 1907

### 1. Les variations de longueur

Le front disparaît actuellement sous une épaisse couverture morainique et, depuis 1992, il n'est pas possible de distinguer où se termine la glace, d'où une absence temporaire de mesure jusqu'à ce qu'une nouvelle limite apparaisse à l'amont.

Les différents levés du front à l'aval du profil inférieur sont portés dans le tableau II, ci-après, pour la période allant de 1983 à 1992 et l'ensemble des fluctuations connues pour le glacier de Gébroulaz est représenté graphiquement sur la figure 2 en même temps que celles du glacier d'Argentière (Mont-Blanc) et du glacier Blanc (massif des Écrins). Ces trois glaciers de vallée, de morphologie semblable, montrent des fluctuations comportant des avancées et des reculs très comparables au cours du dernier siècle du fait de l'homogénéité de fluctuation des bilans que connaissent les glaciers tout le long des Alpes (LETRÉGUILLY et REYNAUD, 1990).

Date	Surface entre le front et le profil inférieur (m <sup>2</sup> )	Largeur du profil inférieur (m)	Distance du front au profil inférieur (m)	Avance ou recul (m)
12.08.1983	19602	230	85	
21.08.1984	20189	230	88	+ 3
25.10.1985	21305	230	93	+ 5
20.08.1986	20272	230	88	- 5
1987				
25.08.1988	17225	230	75	- 13
10.09.1989				
10.09.1990	13863	190	73	- 2
30.08.1991	12758	190	67	- 6
20.08.1992	8350	180	46	- 21

TABLEAU II – Mesures de variation de longueur du glacier de Gébroulaz de 1983 à 1992.

GLACIER DE GÉBROULAZ

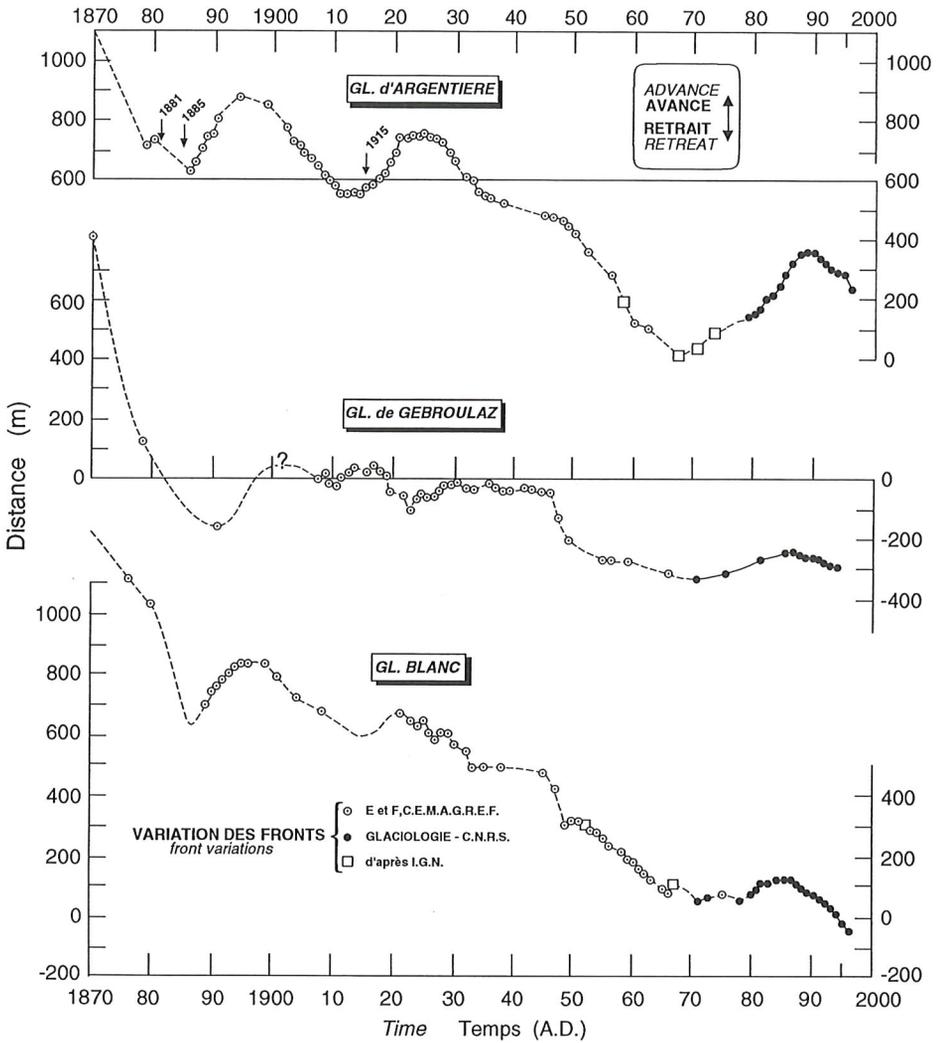


FIG. 2 - Variations de longueurs de trois glaciers des Alpes françaises au cours du dernier siècle : glacier d'Argentière (Mont-Blanc), glacier de Gébroulaz (Vanoise) et glacier Blanc (Écrins).

## 2. Les variations d'altitude

Les mesures des altitudes et la détermination de l'altitude moyenne depuis 1907 sur un profil ont déjà été décrites dans un précédent article de cette revue (REYNAUD *et al.*, 1983).

Les mesures récentes, toujours effectuées dans les mêmes conditions que celles utilisées par les E & F, sont présentées dans le tableau III et portées sur la figure 3. Elles montrent aujourd'hui des variations beaucoup plus régulières que par le passé. La raison principale de cette régularité nouvelle tient surtout à la date de mesure, actuellement fin août-début septembre, tandis qu'autrefois elle pouvait se situer du début juillet à fin septembre. Ceci rajoutait un bruit sur le signal des altitudes, celui de la fusion estivale de l'ordre de 2 à 3 mètres de glace en ces lieux.

En 1993, l'ancien profil SS' (Suprême) des E & F, vers 2700 m, a été retrouvé et inclus de nouveau dans les relevés annuels de façon à pallier à la disparition prochaine du profil inférieur.

Gébroulaz	Profil SS' : Suprême		Profil supérieur		Profil inférieur	
	Alt. E & F (m)	Alt. NGF (m)	Alt. E & F (m)	Alt NGF (m)	Alt. E & F (m)	Alt. NGF (m)
1953	2778					
1955	2777,7					
1959	2776,7					
1966	2777					
12.08.1983			2712,6	2723,9	2610,6	2622,2
21.08.1984			2711,8	2723,1	2610,1	2621,8
25.10.1985			2711,2	2722,5	2609,3	2620,9
20.08.1986			2711,0	2722,3	2608,3	2619,9
1987						
25.08.1988			2707,7	2719,0	2605,5	2617,2
01.09.1989			2706,0	2717,3	2603,2	2614,9
01.09.1990			2705,1	2716,4	2600,7	2612,3
30.08.1991			2702,9	2714,2	2598,3	2609,9
20.08.1992			2701,1	2712,4	2595,9	2607,5
17.08.1993	2767,2	2762,4	2698,2	2709,5	2594,6	2606,2
11.08.1994	2766,5	2761,8	2697,9	2709,2	2592,7	2604,3
17.08.1995	2766,1	2761,4	2696,6	2707,9	2592,3	2604,0
05.09.1996	2765,6	2760,9	2694,5	2705,8	2590,5	2603,1

TABLEAU III – Altitudes moyennes des trois profils transversaux sur Gébroulaz dans les deux systèmes d'altitude E & F et NGF.

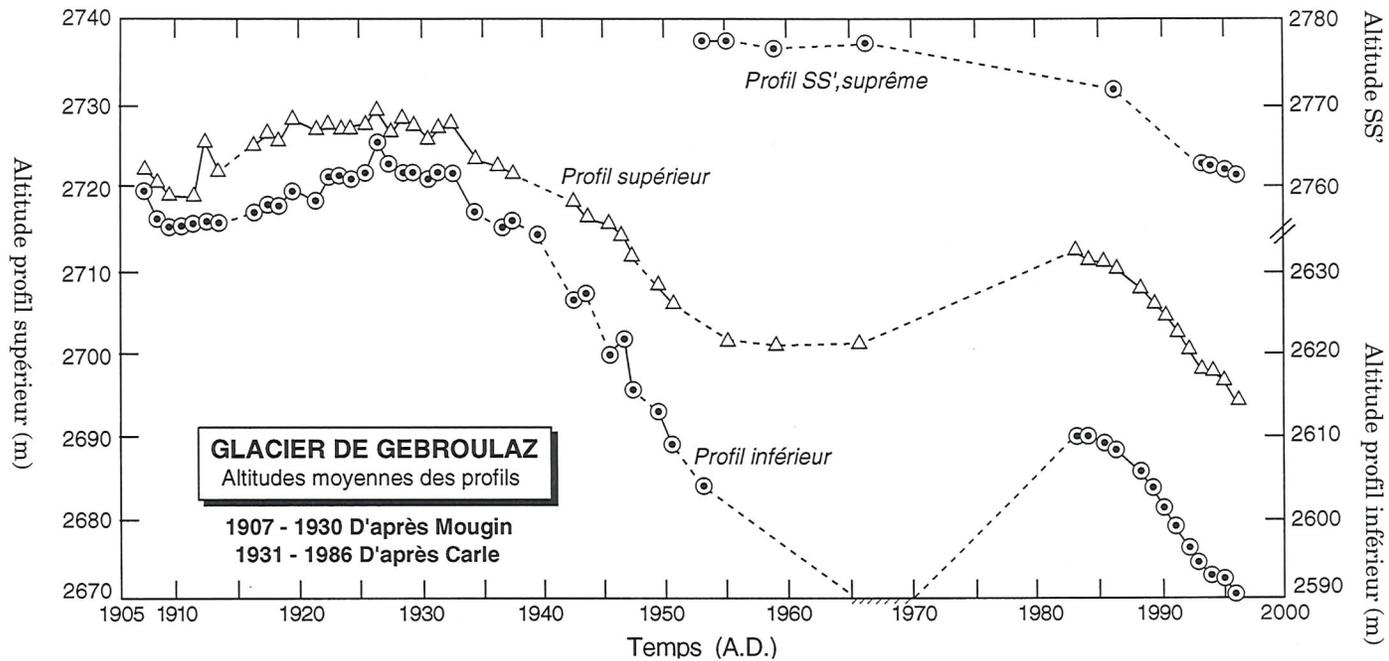


FIG. 3 - Variations des altitudes moyennes des trois profils transversaux du glacier de Géroulaz depuis 1907.

### 3. Les variations de vitesse

De la même façon que pour les variations d'altitude, les mesures récentes de vitesses sont portées sur une même figure depuis 1908 (fig. 4). L'allure de la courbe depuis 1984 suggère que la période des vitesses maximales était déjà largement terminée lors de la reprise des mesures : ce n'est donc pas à l'occasion de cette dernière crue qu'on aura enfin une description complète de l'action conjuguée des vitesses et des altitudes lors d'une modification radicale de la dynamique d'un glacier. Dans le tableau IV sont portées les vitesses maximales mesurées sur les profils ainsi que la différence de vitesse entre les deux profils du bas, distants de 650 m. On constate que le gradient longitudinal de vitesse est faible, voisin de  $0,005 \text{ an}^{-1}$  mais assez constant au cours du temps, ceci malgré une diminution des vitesses de plus de la moitié en 14 ans, sur le profil supérieur (cf. fig. 5).

Actuellement le profil inférieur, proche de sa disparition, ne se déplace plus qu'à  $0,8 \text{ m/an}$ .

Gébroulaz	Vitesse au centre du glacier			Différence Sup-Inf : m/an	Gradient pour 650 m ( $\text{an}^{-1}$ )
	SS' : Suprême m/an	Supérieur m/an	Inférieur m/an		
12.08.1983					
21.08.1984		12,8	9	- 3,8	- $5,8 \cdot 10^{-3}$
25.10.1985		11	7,6	- 3,4	- 5,2 "
20.08.1986		10,8	6,6	- 4,2	- 6,4 "
1987					
25.08.1988		8,4 (2 ans)	5,7 (2 ans)	- 2,7	- 4,15 "
01.09.1989		7,4	3,8	- 4,6	- 7,1 "
01.09.1990		6,7	4,4	- 2,3	- 3,5 "
30.08.1991		6,1	2,3	- 3,8	- 5,8 "
20.08.1992		5,4	2,1	- 3,3	- 5,1 "
17.08.1993		5,0	1,5	- 3,5	- 5,4 "
11.08.1994		5,5	1,5	- 4	- 6,1 "
17.08.1995	6,9	5,5	1,4	- 4,1	- 6,3 "
05.09.1996	7,7	5,5	0,8	- 4,7	- 7,2 "

TABLEAU IV – Vitesses annuelles calculées à partir des déplacements mesurés sur les trois profils transversaux du glacier de Gébroulaz et variation temporelle du gradient de vitesse longitudinal entre les deux profils du bas.

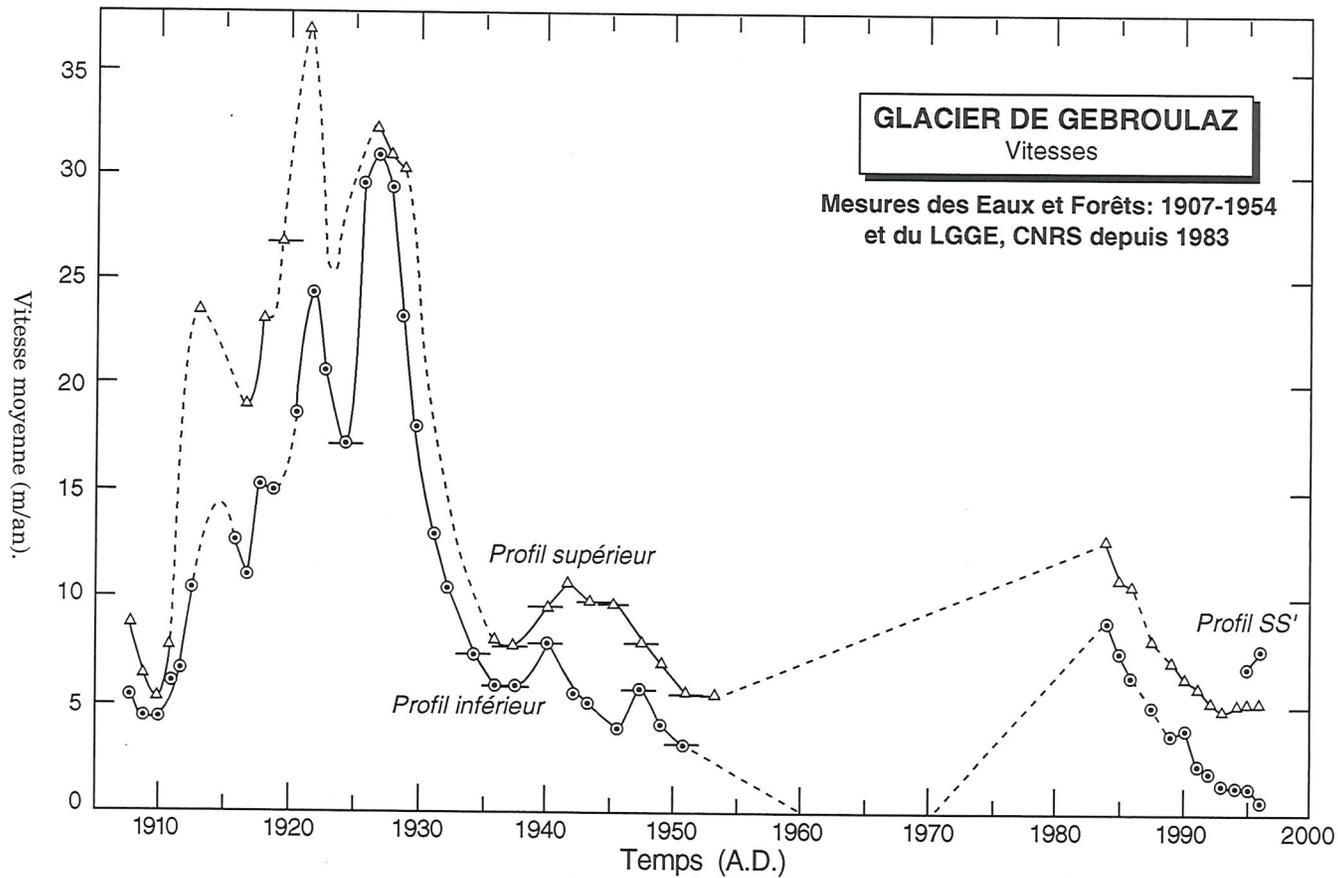


FIG. 4 - Variations des vitesses annuelles mesurées sur les trois profils transversaux du glacier de Gébroulaz depuis 1908.

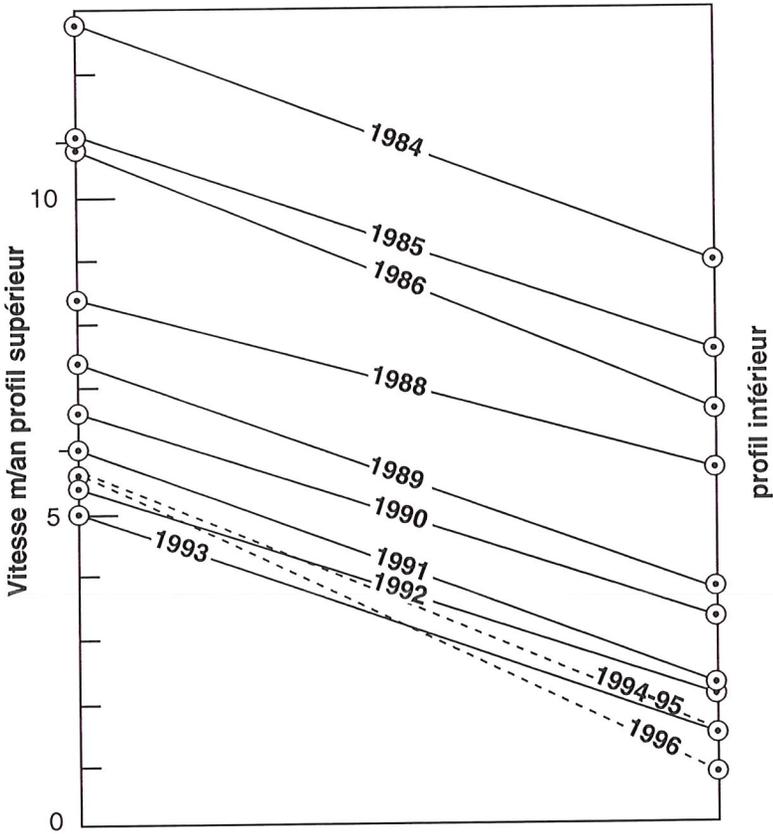


FIG. 5 – Évolution du gradient longitudinal de vitesse entre les deux profils inférieurs de 1983 à 1996 ; les années hydrologiques vont d'un mois de septembre au suivant : ainsi, 1984 signifie de septembre 1983 à septembre 1984.

### C - LES BILANS DE MASSE PAR MESURES CARTOGRAPHIQUES ET DIRECTES

Le but des mesures dans un système de relevé à deux profils, système adopté au début du siècle par les Eaux et Forêts sur tous les glaciers suivis, consistait à préciser "l'état de santé du glacier" en se limitant à cet échantillonnage de surface. Nous avons pu montrer en 1983, à partir des données disponibles sur Gébroulaz, que la connaissance supplémentaire du lit rocheux donnait accès au bilan de masse moyen du secteur par la méthode de l'équation de continuité. La série de bilans de masse ainsi obtenue s'est révélée en accord avec les fluctuations des bilans reconstitués du glacier de Sarennes ou d'Aletsch en Suisse. De plus, la méthode mise au point sur Gébroulaz a été appliquée avec succès à d'autres glaciers des Alpes (REYNAUD *et al.*, 1987). Ce calcul pourra être repris d'ici à quelques années avec les mesures en cours sur les profils de la langue terminale tout en bénéficiant

cette fois du contrôle direct des relevés effectués avec les balises d'ablation qui ont été implantées dans ce but entre les profils depuis 1978.

### 1. La stéréopréparation de 1989 et la photogrammétrie de 1986 (Tableaux V et VI)

Enfin on peut passer à l'étude de *l'état de santé* du glacier dans sa totalité si l'on dispose de cartes donnant de bonnes représentations altimétriques de la surface à différentes époques. Disposant déjà des cartes de 1906 et 1967, nous avons le projet d'établir un document récent à partir des clichés aériens photogrammétriques du CEMAGREF de l'été 1989.

Missions photogrammétriques du CEMAGREF en VANOISE	Type de document photographique	Observations
1975	plaques 14 x 14 cm	
1978	"	
13.09.1983	film 20 x 20 cm	neige
11.09.1986	"	
16.09.1989	"	neige
09.1992	"	

TABLEAU V – Listes des missions de Photogrammétrie aérienne du CEMAGREF, effectuées par la Société Sintegra (Meylan) de 1975 à 1992.

Année	Missions IGN sur Gébroulaz (focale en mm)	Date	N° des clichés	Observation
1939	Modane-Lanslebourg XXXV-34	juillet- août	74-75-76-77-78-79	neige
1953	XXXV-34 (123,767 mm)	30.08	46-47 & 59-60	
1962	3534-3634		293-294 & 143-144	
1967	3534-3634/250		189-190 & 61-62	
1970	70-3534-3634/300		512-513 & 134-135	
1973	FR 1973-2476/100 (152,765 mm)	11.10	1 à 16	neige
1980	FR 80-3534-3634/300	24.08	64-65 & 29-30	neige
1986	F 86-3534-3634/300 (152,06 mm)	25.08	43-44 & 118-119	neige
1988	F 88-3534-3634/300 (152,06 mm)	07.09	252-253 & 93-94-95	
1989	FD 73/300 (152,16 mm)		218-219	
1989	F 3534-3634/300 (153,23 mm)	24.10	157-158 & 121-122	neige
1990	FR 8251/300 (153,23 mm)		5-6-7 & 13-14	
1990	FD 73/200 C (213,84 mm)		651-652 & 1759-1760 : aval & 663-664 : amont	

TABLEAU VI – Liste des missions aériennes disponibles à l'IGN pour le glacier de Gébroulaz.

## PARC NATIONAL DE LA VANOISE

C'est pourquoi, en août 1989, nous avons soigneusement préparé le terrain par un balisage précis constitué des croix blanches du CEMAGREF (bâches), de celles faites à la peinture sur de grands rochers plats ainsi que par le relevé de points de repères naturels bien identifiables sur les photographies aériennes. Malheureusement, une légère chute de neige juste avant les prises de vues aériennes du 16 septembre 1989 a masqué trop de points d'appuis et rendu le contact stéréoscopique très difficile sur le glacier surtout dans la zone supérieure d'accumulation. Nous avons donc eu recours aux clichés de la précédente mission du CEMAGREF, du 11 septembre 1986, qui, eux, ne présentent aucun obstacle à une bonne restitution (photos 1 et 2).

Caractéristiques de la restitution des clichés de 1986 :

- couples utilisés : n° 133 et 135 d'une part, et 129 et 130 d'autre part,
- distance focale de la chambre de prise de vue : 152 mm,
- hauteur de vol de l'ordre de 2,7 km,
- échelle moyenne de 1/18000.

Sur la partie basse du glacier, en zone d'ablation sur glace nue ou recouverte de blocs morainiques, l'imprécision est de l'ordre du mètre en xyz, tandis qu'en zone d'accumulation, sur névé peu contrasté et sans points de repère nets, elle est voisine du double.

Les points d'appui utilisés pour les clichés 133 et 135 sont :

- les bâches 1, 2, 3, 4 et 5 du CEMAGREF,
- les rochers 12, 13 et 14 proches du front,
- le rocher 16 situé sur la moraine rive droite,
- le rocher 41, rive gauche.

Les points d'appui du couple de clichés n° 129 et 130 sont :

- les bâches 6 et 7 du CEMAGREF,
- le rocher 54, proche du sommet de Pécelet,
- le rocher 60,
- le rocher 63, proche du sommet de Polset,
- le rocher 78, rive sud du lac blanc.

La restitution, réalisée à l'aide du stéréocomparateur Zeiss Steko 18 x 18 automatisé (BENOIST, 1986), constitue un fichier numérique d'environ 7000 points en coordonnées, cliché pour l'ensemble des deux couples (VINCENT et REYNAUD, 1990). Ce fichier source dont on a tiré la carte de la figure 1 pourra être repris dans le futur pour d'autres traitements et comparaison avec de futures cartes numérisées. Dans la zone d'accumulation, les crevasses sont une aide précieuse pour former le contact stéréoscopique, en particulier dans les parties blanches peu accidentées. Néanmoins, cette restitution comporte quelques «trous» dans les lieux où le névé est très uniforme.

Enfin, comme test des résultats photogrammétriques, nous disposons de la comparaison avec les relevés directs de terrain sur les deux profils du bas (tableau VII).

Altitudes moyennes (NGF) : 1986 en m.	Profil inférieur	Profil supérieur
Relevé topographique direct : 20.8.86	2619,95	2722,29
Restitution photogrammétrique : 11.9.86	2620,51	2723,06
Écarts	+ 0,56	- 0,77

TABLEAU VII – Caractéristiques de la comparaison des résultats photogrammétriques avec ceux des relevés topographiques directs, pour la même année 1986.

Les résultats de la photogrammétrie se révèlent en très bon accord avec les relevés directs de terrain en ce qui concerne cette partie basse du glacier, mais cet accord ne doit pas être aussi bon dans la zone supérieure car :

- le recouvrement des clichés y est plus important et par suite la parallaxe moindre, ce qui affecte principalement la précision sur les altitudes,
- le nombre de points d'appui est plus faible, avec deux bâches seulement et le reste avec des points naturels,
- le contact stéréoscopique moins aisé sur névé.

En revanche la hauteur de vol est moins élevée et l'échelle des clichés supérieure, ce qui doit contribuer à améliorer un peu la précision.

## 2. Variations de volume à partir des cartographies de 1906, 1967 et 1986

La carte d'état major, à l'échelle du 1/20000, a été réalisée entre 1905 et 1906 par le Service géographique de l'armée et celle de 1967 est le 1/25000 de l'IGN, série violette. La carte de 1986 est celle dont la confection a été présentée ci-dessus.

La comparaison de ces trois cartes permet d'en déduire les variations de niveau et le bilan de masse moyen entre deux dates.

Sur la période 1906-1967, le glacier a perdu plus de 40 m de glace près du front, presque rien vers la ligne de névé à 2900 m et son épaisseur aurait même augmenté de quelques mètres en certains points de la zone d'accumulation. Globalement, le glacier a perdu 10,30 m de glace en 60 ans, soit un bilan spécifique moyen de -17 cm/an pour cette période.

En revanche entre 1967 et 1986 le glacier a gagné à peu près uniformément 2,7 m de glace, soit un bilan spécifique moyen de +14 cm/an.

Dans l'ensemble on retrouve bien la tendance générale révélée à la fois par les évolutions des altitudes des profils et la courbe de variation de longueur : il y a bien eu une décroissance dans la période 1906-1967, surtout accentuée dans les années 1940-50, puis une légère croissance entre 1967 et 1986. Cependant, si l'on reporte les variations d'épaisseur du glacier par tranches d'altitude comme sur la figure 6, les résultats sur la distribution des variations d'altitudes sont un peu inattendus, car nous obtenons des pertes globales fortes en haut et en bas alors qu'elles sont nulles vers la ligne de névé à 2900 m.

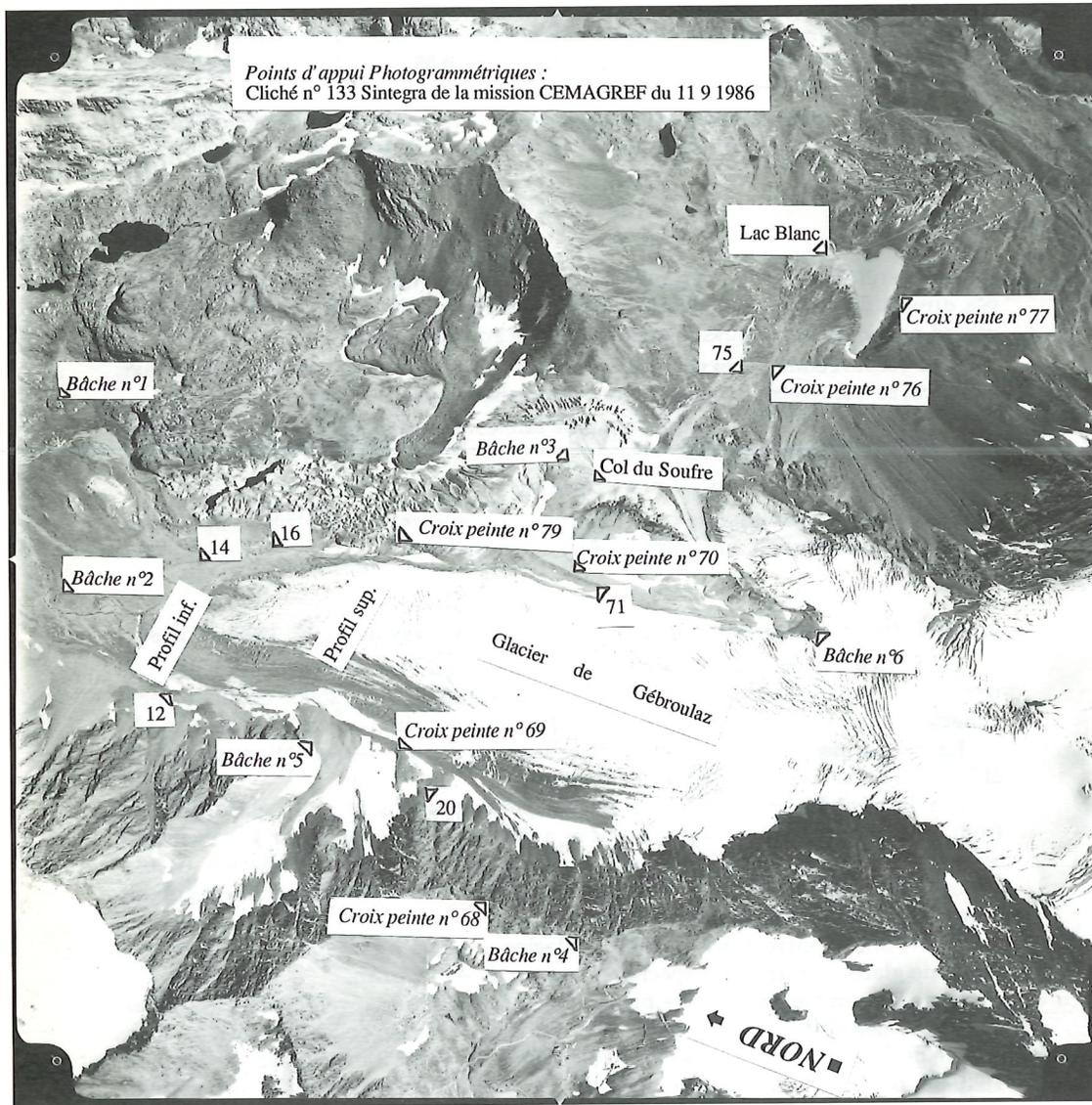


PHOTO 1 - Cliché n° 133 Sintegra de la mission CEMAGREF du 11.09.1986.

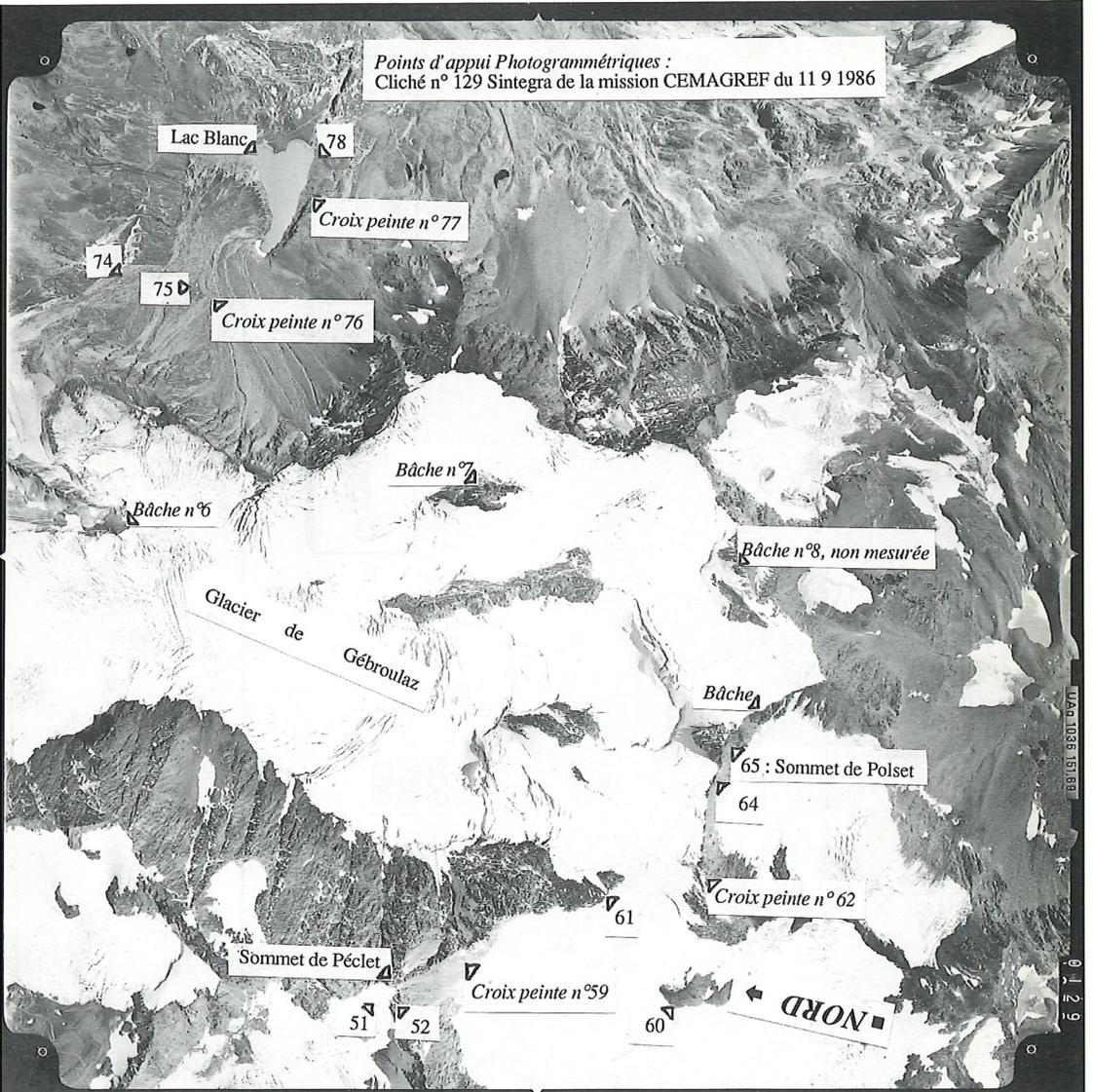


PHOTO 2 – Cliché n° 129 Sintegra de la mission CEMAGREF du 11.09.1986.

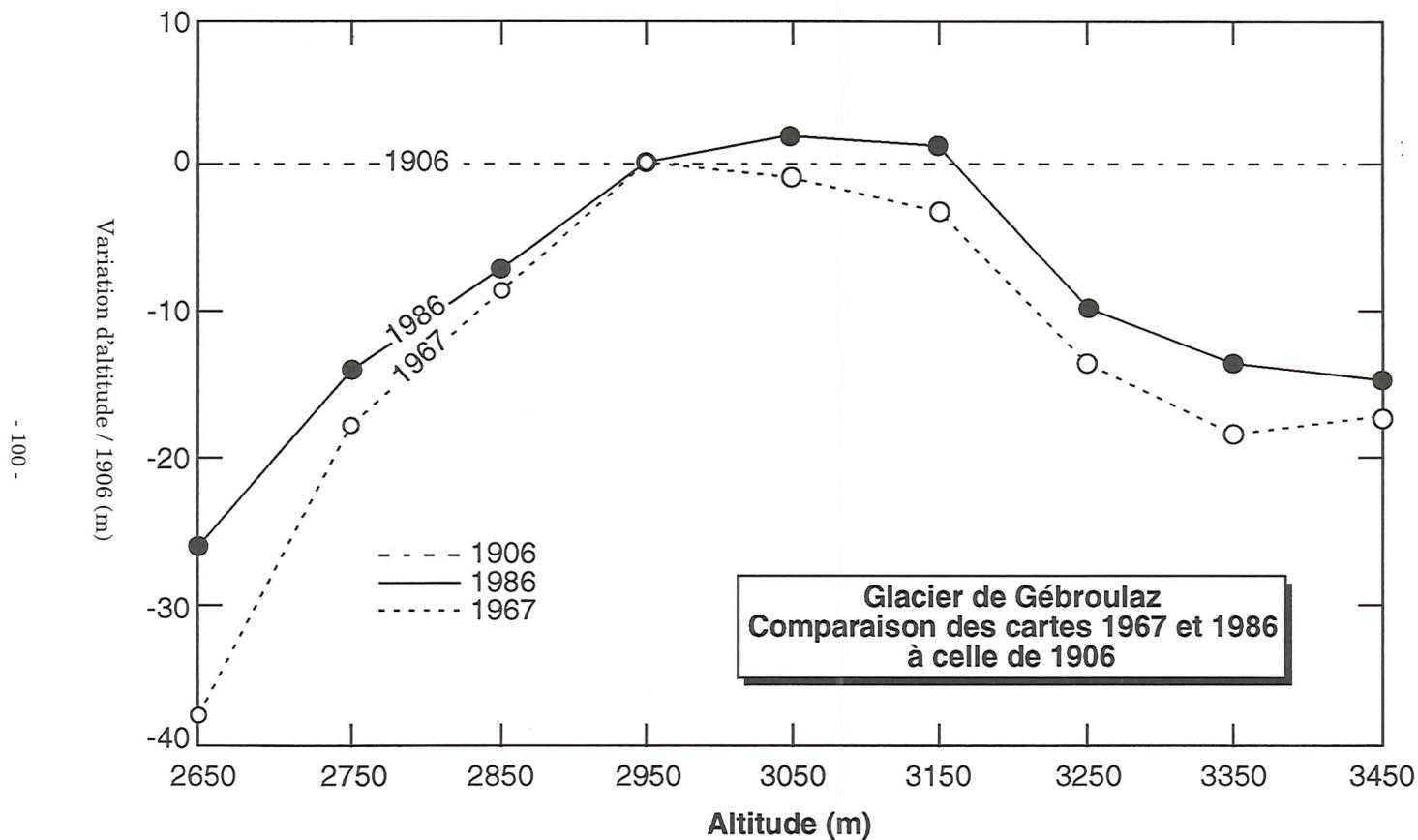


FIG. 6 – Variations d'épaisseur du glacier entre 1906, 1967 et 1986 par tranche d'altitude dans une représentation où la référence est la surface de 1906.

En fait nous ne savons rien de la précision à attendre de la carte ancienne de 1906 à part que les altitudes des profils bas n'y sont pas significativement différentes de celles obtenues avec les relevés de terrain E&F de 1907. Quant à la carte IGN de 1967, elle n'a pas été réalisée pour être autre chose de plus précis qu'une bonne représentation du terrain. Ainsi à part la carte de 1986, réalisée spécialement pour obtenir de bonnes altitudes, nous utilisons probablement les deux documents cartographiques anciens au delà de leurs possibilités réelles. Il est probable que seules les cartes réalisées spécialement comme celle de 1986 pourront conduire à des variations de niveaux plus réalistes sur le glacier de Gébroulaz. Le tableau VI qui donne les informations sur les possibilités de restitution avec les clichés IGN, montre que les clichés exploitables les plus anciens sont ceux de 1953 et les plus récents ceux du CEMAGREF en 1992 (tableau V).

### 3. Mesures directes de bilans de masse sur le terrain

En 1978, un premier réseau de 5 balises d'ablation a été implanté à 10 m de profondeur sur la langue terminale dans le but de suivre les fluctuations du bilan sur le secteur déjà décrit par les mesures des Eaux et Forêts. Ce premier réseau a duré jusqu'en 1989 mais, dès 1982, il était complété par 4 balises supplémentaires et puis en 1989 par 6 nouvelles balises. Enfin, en 1994, la disposition adoptée pour le nouveau réseau couvre cette fois tout le glacier : la langue jusque vers 3000 m d'altitude est échantillonnée avec 20 balises d'ablation et la zone d'accumulation comporte six sites de carottage du névé (*cf.* tableaux VII et VIII).

Le but de l'opération avec ce quatrième réseau vise cette fois non seulement à obtenir les fluctuations du bilan, mais aussi à fournir une description plus complète de sa distribution spatiale en 24 sites différents. Ces mesures sur Gébroulaz font partie d'un programme plus vaste réparti sur les Alpes françaises avec le glacier d'Argentière et Mer de Glace dans le Mont-Blanc, les glaciers de Saint-Sorlin et de Sarennes dans le Massif des Grandes Rousses et les glaciers d'Arsine, Blanc et Noirs dans le massif des Écrins.

#### 3.1. Les mesures en zone d'ablation

Gébroulaz : balises de 1978 (28.09), bilans en mètres d'eau. Réseau n° 1											
N° bal.	altitude (m)	30 09 1979	1980	10 08 1981	29 09 1982	22 09 1983	21 08 1984	25 10 1985	20 08 1986	01 10 1987	01 09 1989
1	2707	- 1,44		- 1,89	- 3,15				- 2,34		
2	2717	- 2,52							- 5,40		
3	2713	- 1,44			- 2,84	- 1,49	- 0,54		- 1,44		
4	<i>moulin</i> 2755	- 1,62		- 1,71	- 1,22	- 0,70			- 1,95	- 2,39	
5	2843	- 1,26			+ 0,27	- 0,20	- 0,41	- 0,45	- 1,01	- 1,53	- 2,79

PARC NATIONAL DE LA VANOISE

Gébroulaz : balises de 1982 (29.09), bilans en mètres d'eau. <b>Réseau n° 2</b>						
N° balise	altitude (m)	22 09 1983	28 08 1984	25 10 1985	20 08 1986	01 10 1987
1	2664-2650	- 2,32	- 2,50	- 1,57	- 1,89	
2	2710	- 2,67	- 1,85	- 1,47	- 0,31	
3	2713	- 1,35	- 1,66		- 2,93	
4	<i>moulin 2755</i>	- 0,64		- 3,55	- 1,58	- 2,16

Gébroulaz : balises de 1989 (01.09), bilans en mètres d'eau. <b>Réseau n° 3</b>						
N° balise	31 08 1990 & Altitude (m)	31 08 1991 & Altitude (m)	11 10 1992 & Altitude (m)	19 08 1993 & Altitude (m)	19 08 1994 & Altitude (m)	Moyenne m eau
1	- 1,21	- 2,57 2741,9	- 2,75	- 0,31	- 1,08 2736,5	- 1,58
2	- 2,21	- 1,76 2742,8	- 1,35	- 1,08	- 1,98 2738,6	- 1,67
3	- 1,62	- 2,52	- 1,71	- 1,07	- 1,17 2741,0	- 1,62
4	- 1,80	- 2,21	- 2,88	- 0,27	- 1,22 2755	- 1,67
5	- 2,07	- 2,22	- 2,37	- 0,59	- 1,31 2763,7	- 1,71
6	- 2,07	- 2,18 2779,7	- 1,83	- 1,13	- 1,17 2774,4	- 1,67

Gébroulaz : balises de 1994 (19.08), en mètres d'eau. <b>Réseau n° 4</b>		
N° balise	Date : 22 09 1995 bilan & altitude (m)	Date : 05 09 1996 bilan & altitude (m)
1	2290,0	
2	- 0,19* 3005,0	+ 0,09
3	- 0,85** 2980,0	0,0
4	- 0,27 2864,5	- 1,18 2860,5
5	- 0,46 2861,0	
6	- 1,43 2862,0	- 1,15 2859,6
7	- 0,22 2820,9	- 1,70 2818,0
		.../...

.../...

Gébroulaz : balises de 1994 (19.08), en mètres d'eau. Réseau n° 4 (suite)		
N° balise	Date : 22 09 1995 bilan & altitude (m)	Date : 05 09 1996 bilan & altitude (m)
8	- 0,18 2755 ?	
9	- 0,09 2820,0	- 1,38 2818,0
10	- 0,22 2814,4	- 0,90 2813,4
11	- 0,77 2756,2	- 2,01 2757,4
12	- 0,32 2760	- 1,69 2759
13	- 0,22 2760,9	- 1,62 2758,8
14	- 1,40 2766,0	- 0,71
15	- 0,23 2738,0	- 1,69 2735,5
16	- 0,09 2739,0	- 1,58
17	- 1,49 2742,0	- 2,05 2739,0
18	2708,0	- 3,38 (2 ans)
19	- 0,20 2651,0	- 1,32
20	- 0,76 2638,4	- 1,42

TABLEAU VIII – Mesures d'ablations sur les quatre réseaux de balises implantées en 1978, 1982, 1989 et 1994.

\* 10.08.1994 - 17.08.1995  
\*\* 10.08.1994 - 22.09.1995

À partir des mesures d'ablation en un réseau de quelques balises relevées pendant une courte période, sur un secteur limité du glacier, on ne peut que définir les variations du bilan de masse. Mais c'est justement ce terme qui est directement lié aux fluctuations du climat.

Par exemple si on dépouille le tableau des 6 balises de 1989, portant sur cinq années, de 1990 à 1994, réseau n° 3 ci-avant, en adoptant un modèle linéaire de variation des bilans (REYNAUD *et al.*, 1987), on obtient une série de fluctuation des bilans qu'on peut représenter sur la figure 8 pour une comparaison avec quelques autres glaciers suivis par le LGGE, le long des Alpes françaises, ainsi que celui de Sarennes par le CEMAGREF (VALLA, 1995). La représentation choisie, celle du cumul des écarts à la moyenne pour chaque glacier : la somme des bilans centrés

PARC NATIONAL DE LA VANOISE

(Somme des Bétas (t) de la fig. 8), permet d'avoir une image des fluctuations des stocks d'eau autour de leurs moyennes respectives, sur la période de cinq années. On obtient une variation globale du même ordre de grandeur, bien qu'on ait des appareils glaciaires de taille, d'expositions, d'état de surface et de conditions climatiques locales très variés. En outre, on doit mentionner qu'une partie de la dispersion des points peut être attribuée aux dates de relevés différentes. C'est-à-dire qu'on mesure bien une variation de bilan assez homogène sur cette façade océanique des Alpes, conséquence de changements homogènes du climat annuel.

3.2. en zone d'accumulation

Ces mesures en zone d'accumulation ont débuté récemment, au printemps 1994, dans le cadre du programme de la Communauté européenne portant sur l'évaluation de la contribution des petits glaciers continentaux aux variations du niveau marin.

De plus, l'éventualité d'un réchauffement prochain, dû à l'accroissement de l'effet de serre, devrait se détecter plus facilement en zone d'ablation qu'en zone d'accumulation, par ses effets cumulés sur deux à trois mois d'été. La disposition du réseau des carottages d'accumulation est portée sur la figure 7. C'est ainsi que pour les deux premières années hydrologiques 1995 et 1996, on peut obtenir une distribution du bilan de masse glaciaire en fonction de l'altitude : figure 9. Il apparaît que la répartition du bilan n'est pas une fonction simple de l'altitude : les conditions locales d'exposition au soleil, d'abri au vent, de masque par le relief proche du glacier se combinent pour donner, à même altitude, des valeurs assez dispersées du bilan de masse tant en zone d'ablation que d'accumulation.

Cependant, d'une année sur l'autre, les écarts semblent se conserver en première approximation tout le long du glacier : entre 1995 et 1996, l'écart vaut environ 1 m d'eau, avec cependant quelques balises qui révèlent des variations locales à l'opposé des changements globaux.

Gébroulaz Accumulation	II	III	IV	V	XI	XII
localisation	sous Aig. Polset	sous Dôme Polset	combe Polset	plateau	vers col de Gébroulaz	plateau sous Polset
altitude	3440	3390	3200	3020	3425	3250
<b>Bilan hivernal 1994-1995 au 27 juin :</b>						
m neige	3,45	5,20	6,10	4,95	6,30	
m eau	1,69	2,52	2,20 (*)	2,23 (*)	3,09	
<b>Bilan 1994-1995 au 17 août :</b>						
m neige	1,65	3,00		1,65	4,30	
m eau	1,00	1,80		1,00	2,58	
<b>Bilan hivernal 1995-1996 au 26 avril :</b>						
m neige	0,90	2,20	2,00	2,30	2,85	6,25
m eau	0,35	0,92	0,84	0,96	1,21	2,83
<b>Bilan 1995-1996 au 5 septembre :</b>						
m neige	0,30	1,15	0,90		2,65	5,70
m eau	0,16	0,63	0,54		1,45	3,13

TABLEAU IX - Mesures en zone d'accumulation pour les années 1994 et 1995 pour le bilan hivernal en mai-juin et annuel en fin d'été. La localisation est portée sur la carte de la figure 7. \* au 23 mai 1995

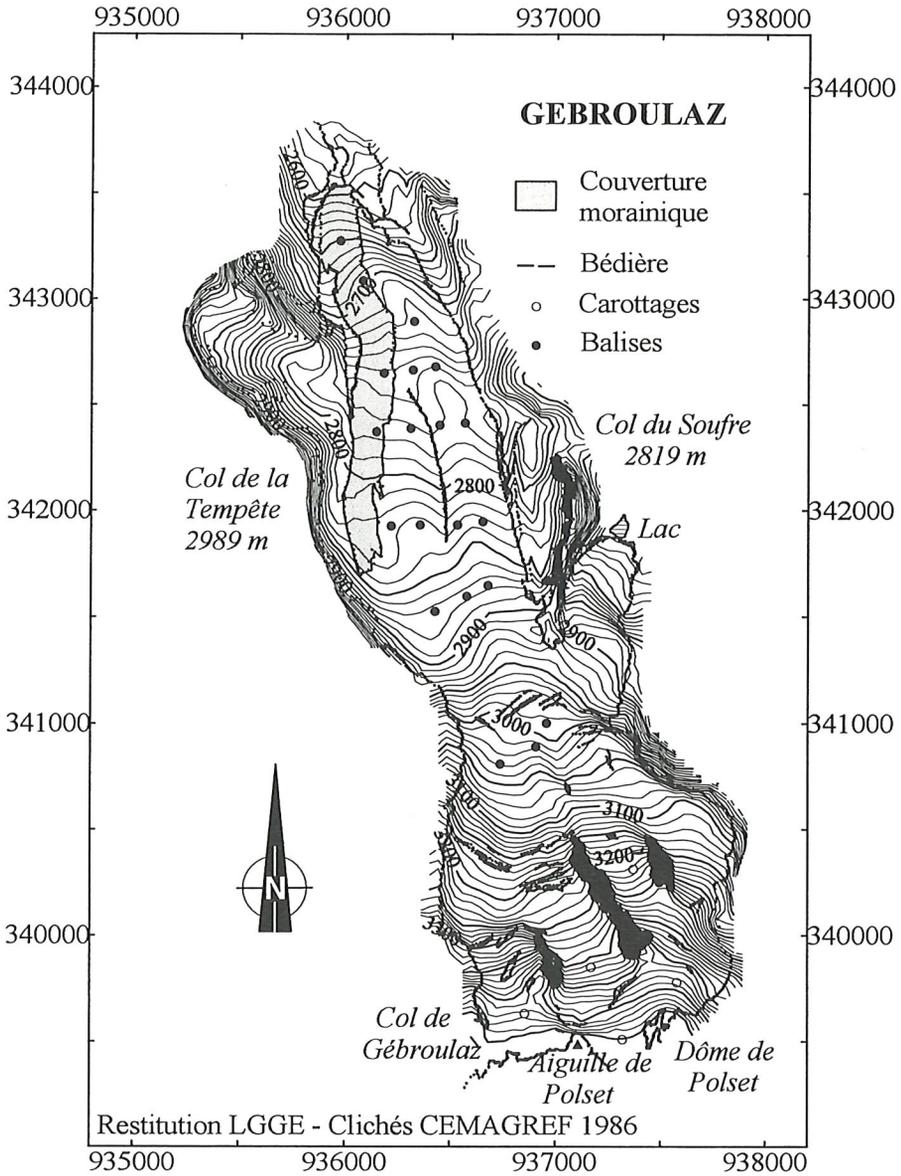


FIG. 7 - Distribution des points de mesure du bilan de masse sur le glacier par balises d'ablation (points noirs) et par carottage du névé (ronds clairs), tels qu'installés en août 1994.

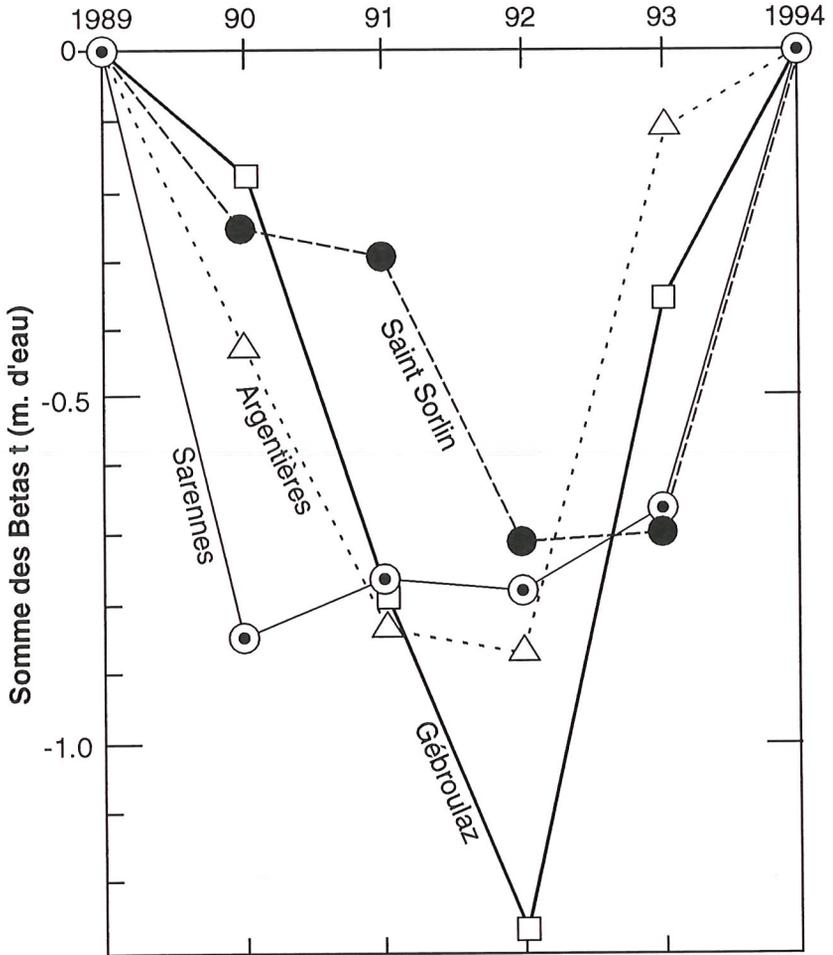


FIG. 8 – Comparaison des variations cumulées du bilan de masse (Somme des Bétas t) sur la période 1989-1994 entre les glaciers d'Argentière (Mont-Blanc), de Gébroulaz (Vanoise), de Saint-Sorlin et de Sarennes (Grandes Rousses).

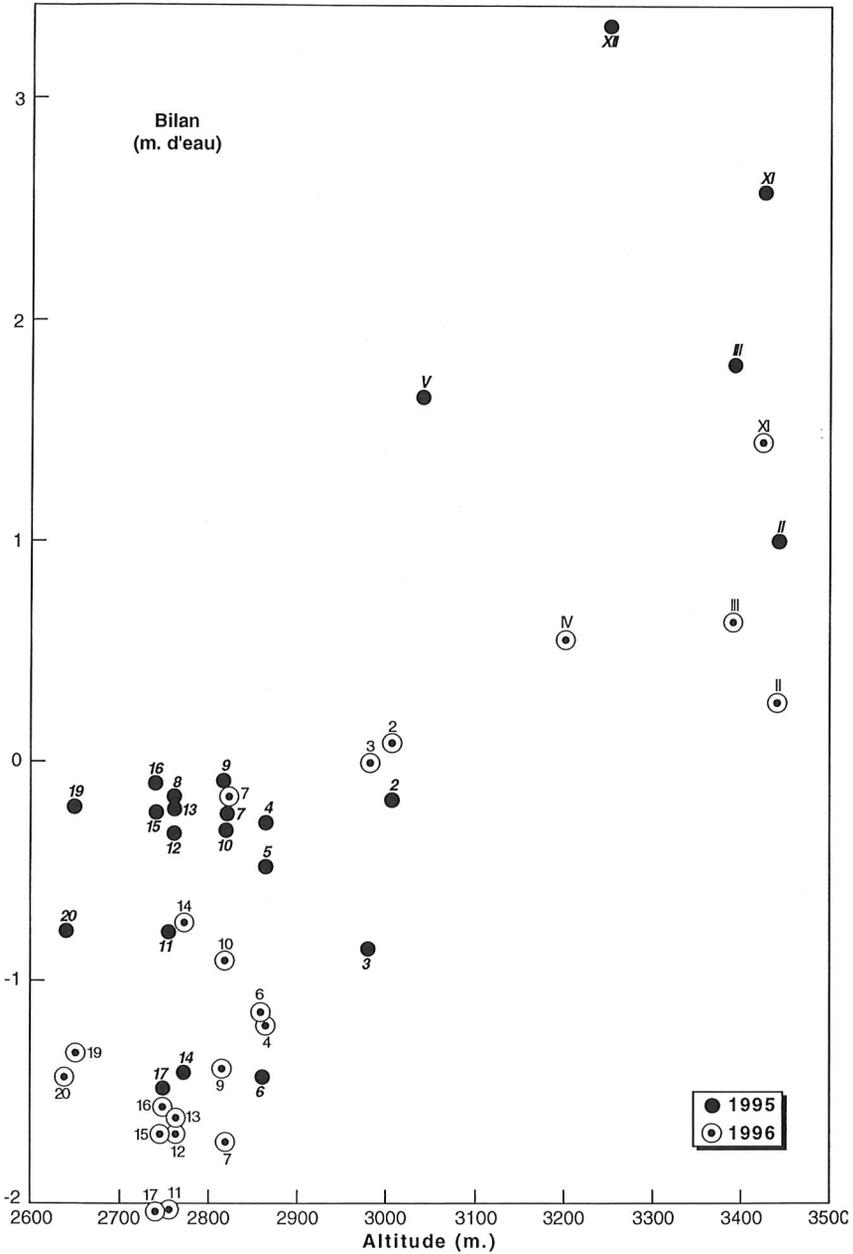


FIG. 9 – Répartition du bilan de masse en fonction de l'altitude sur le glacier de Gébroulaz pour les deux années hydrologiques 1994-1995 et 1995-1996. Les chiffres arabes repèrent les balises d'ablation tandis que les romains se réfèrent aux carottages en zone d'accumulation.

## CONCLUSION

L'ensemble des mesures effectuées au cours du temps sur le Glacier de Gébroulaz fournit une description assez complète des réactions de la partie terminale d'un glacier de vallée aux variations du climat.

Bien que cette série de mesure ait été victime d'une interruption de relevé préjudiciable à la connaissance de la combinaison des changements de vitesses et de variations d'altitude lors d'une reprise d'avancée comme celle de la décennie 1970-1980, il nous a semblé judicieux de ré-équiper le site de mesure des E & F d'un nouveau repérage durable de façon à y suivre encore pendant quelques décennies les fluctuations du glacier dans de bonnes conditions expérimentales.

Associée à ce lot d'observations fondamentales sur la dynamique du glacier, la collecte des bilans de masse annuels est un élément dont la connaissance est indispensable en tant que signal d'entrée du système de fluctuation glaciaire.

C'est pourquoi, après avoir utilisé en premier lieu des systèmes simplifiés pour l'obtention du bilan de masse d'un secteur seulement de la langue terminale, en liaison avec les mesures E & F, nous sommes finalement passés, en 1994, à un système de suivi complet du glacier en l'étendant aussi à la zone d'accumulation.

De cette façon on peut espérer collecter sur ce glacier un lot de données annuelles systématiques permettant de faire progresser notre connaissance fondamentale sur les divers aspects du fonctionnement d'un glacier de vallée.

REMERCIEMENTS - Ce suivi scientifique sur le glacier de Gébroulaz n'a été possible que grâce à de nombreuses contributions : tout d'abord celles des nombreux étudiants qui sont venus participer activement aux travaux de terrain, celle de nos collègues du Laboratoire de glaciologie, celle des gardes du secteur, Octave MARTINET, Jacques PERRIER et Nicolas BAYARD qui nous ont fait aussi bénéficier de leur hospitalité au chalet du Saut. Enfin le Parc de la Vanoise, par son soutien financier, nous a permis de reprendre ce suivi à long terme initié autrefois par les Eaux et Forêts et aussi de le compléter pour en faire le suivi glaciologique représentatif du massif de la Vanoise pour les Alpes Occidentales.

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- BENOIST (J.-P.), 1986. - Analyse spectrale des signaux glaciologiques : Étude des glaces sédimentaires déposées à Dôme C, Antarctique. Thèse de doctorat d'État : Université de Grenoble 1, 298 p.
- BURNET (R.) et MURAT (R.), 1985. - Surveillance des glaciers par photogrammétrie aérienne, BTI 399/401 B2 Géog-25. *Glaciers* : 243-248.
- CEMAGREF. Division ETNA. - Photothèque des missions aériennes de photogrammétrie. Domaine Universitaire, F- 38402 Saint-Martin-d'Hères.
- INSTITUT GÉOGRAPHIQUE NATIONAL. - Photothèque des missions aériennes de photogrammétrie. - 8 rue Condorcet, F-69100 Villeurbanne.
- LETRÉGUILLY (A.) and Reynaud (L.), 1990. - Glaciers mass balance in the northern hemisphere : space and time distribution. *Arctic and Alpine Research*, Vol. 22, n° 1 : 43-50.
- REYNAUD (L.), VALLON (M.) et CARLE (C.), 1983. - Analyse et synthèse des mesures effectuées, Massif de la Vanoise, France. *Travaux scientifiques du Parc national de la Vanoise*, t. XIII : 9-29.
- REYNAUD (L.), VALLON (M.) and LETRÉGUILLY (A.), 1987. - Mass balance measurements : problems and two new methods of determining variations. *Journal of Glaciology*, vol. 32, n° 112 : 446-454.
- REYNAUD (L.), 1988. - Gébroulaz : un glacier de Vanoise. - Grenoble : Laboratoire de Glaciologie, Chambéry : Parc national de la Vanoise, 20 p.
- VALLA (F.), 1995. - The mass balance of glacier de Sarnes. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, band 31 (1995) : 189-197.
- VINCENT (C.) et REYNAUD (L.), 1990. - Détermination de la variation de masse du Glacier de Gébroulaz par photogrammétrie aérienne : résultats préliminaires / Soc. Hydro. de France, réunion de la section de Glaciologie-Nivologie du 15 et 16 mars 1990, Grenoble. - 3 p. Non publié.

(Reçu pour publication, juillet 1997)



## APPORT DES TRACEURS NATURELS CHIMIQUES ET ISOTOPIQUES À LA CONNAISSANCE DES AQUIFÈRES DE VANOISE (France)

par Gérard NICOUD<sup>(1)</sup>, Laurent JUIF<sup>(2)</sup>, Martial DRAY<sup>(3)</sup>,  
Marc DZIKOWSKI<sup>(1)</sup> et André PAILLET<sup>(1)</sup>

I. — Les conditions d'infiltration en haute montagne de Vanoise .....	112
II. — Principales évolutions des paramètres physiques et chimiques des eaux .....	118
III. — Les données isotopiques .....	119
IV. — Conclusion générale .....	133

**Résumé** – L'hydrogéologie du massif montagneux de Vanoise est étroitement dépendante d'un contexte spécifique caractérisé par des contrastes topographiques importants, des hétérogénéités lithologiques, des discontinuités structurales majeures et des variabilités climatiques spatiales et temporelles.

Le fonctionnement hydrodynamique de trois grands types d'aquifères est ici précisé grâce aux données isotopiques des eaux aux exutoires. Les milieux alluvionnaires présentent des temps de transit courts, avec des effets de chasse consécutifs aux moindres recharges que provoquent tout réchauffement ou toute précipitation. Les milieux fissurés à karstiques sont sensibles à des évolutions climatiques saisonnières, avec des temps de séjour en rapport avec l'extension des massifs fissurés et d'éventuels axes de drainages karstiques. Les milieux évaporitiques des contacts anormaux montrent une remarquable stabilité des réponses physico-chimiques et isotopiques, résultat du drainage à débit constant, par les évaporites, des réserves souvent importantes contenues dans les milieux fissurés sus-jacents. Les temps de séjour sont d'autant plus longs que l'altitude de l'émergence est basse et le massif drainé épais.

**Mots-clé** – Hydrogéologie - Haute montagne - Vanoise - Alluvions - Milieu fissuré - Evaporites - Isotopie.

---

(1) Laboratoire de géologie structurale et appliquée, Université de Savoie.

(2) Laboratoire de géologie appliquée, Université de Franche-Comté.

(3) Centre de recherches géodynamiques, Université Pierre et Marie Curie - Paris VI.

Dans l'un de leurs travaux communs, L. JUIF, S. FUDRAL et G. NICLOUD (1989) déterminent 3 grands types d'aquifères en Vanoise. Ils s'appuient sur les lithologies et les structures tectoniques très particulières du massif. Sont ainsi précisés :

- **les aquifères en milieu alluvionnaire**, d'extension limitée, dans des dépressions glaciaires comblées d'alluvions lacustres et torrentielles, à dominante sablo-graveleuse (NICLOUD *et al.*, 1995). Ils présentent une perméabilité d'interstice ;
- **les aquifères en milieu fissuré ou karstique** constitués par des formations carbonatées (métadolomies et marbres) et quartzitiques. L'extension de ces aquifères est discontinue, limitée par la tectonique et la modeste puissance des formations. Des axes de drainage préférentiels sont rencontrés dans les marbres ;
- et **les aquifères évaporitiques** des zones de contacts anormaux jalonnant les unités internes. Leur perméabilité est liée à des chenaux de dissolution. Si leur puissance verticale est souvent réduite, leur extension latérale est considérable.

C'est par l'intermédiaire de l'eau aux émergences que le fonctionnement hydrodynamique des 3 types d'aquifères de haute montagne de Vanoise a été approché (JUIF, 1991). Pour ce faire, 14 points d'eau compris entre 1300 et 2550 m ont été suivis mensuellement durant 18 mois par l'un de nous (figure 1) :

- quatre sont issus du milieu alluvionnaire ;
- cinq du milieu fissuré ou karstique ;
- et cinq du milieu évaporitique.

Le traitement des nombreuses analyses physico-chimiques fait ressortir trois familles d'eau qui correspondent aux trois types d'aquifères déterminés par les études géologiques.

## I - LES CONDITIONS D'INFILTRATION EN HAUTE MONTAGNE DE VANOISE

Les facteurs climatiques jouent un rôle primordial dans l'évolution des réserves souterraines. Ils conditionnent la recharge des aquifères (NICLOUD, 1987).

En Vanoise, pays de montagne, les contrastes climatologiques sont si nombreux que les seules sept stations gérées par MÉTÉO-FRANCE, installées à la périphérie du Parc national, à des altitudes bien inférieures à celles des bassins versants des sources, ne peuvent préciser (JUIF, 1991).

### 1. LES DONNÉES PLUVIOMÉTRIQUES

Les moyennes interannuelles (1962-1985) révèlent une pluviométrie maximale à Pralognan, puis Peisey-Nancroix et Moûtiers. Les précipitations minimales sont enregistrées à Termignon et Aussois (tableau I).

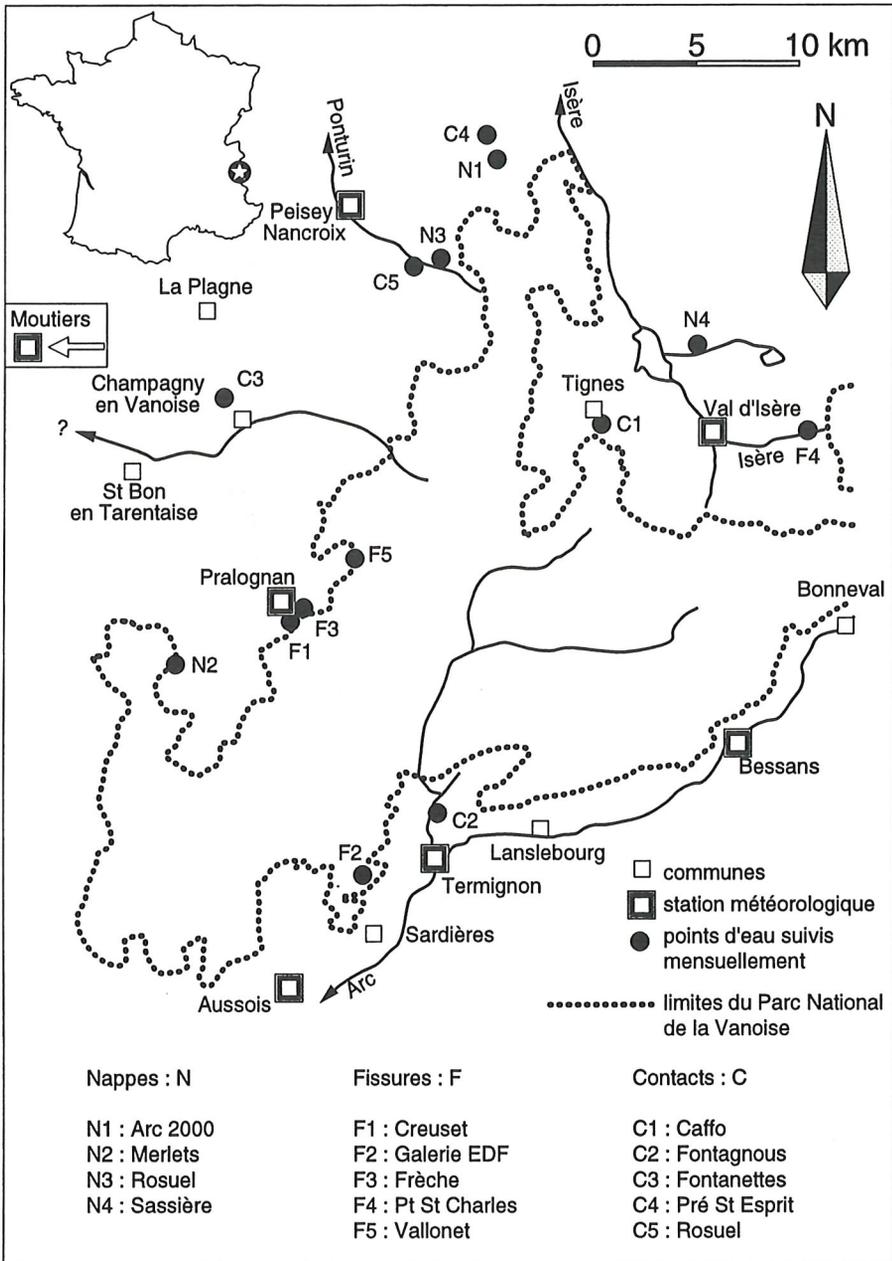


FIG. 1 - Carte de localisation des points d'eau suivis mensuellement et des stations météorologiques.

PARC NATIONAL DE LA VANOISE

Communes	altitude	1962/1985
Pralognan	1420 m	1081,2
Peisey	1350 m	953,0
Moutiers	480 m	935,5
Bessans	1710 m	909,4
Val d'Isère	1840 m	821,4
Termignon	1280 m	701,9
Aussois	1490 m	676,7

Tableau I - Pluviométrie moyenne annuelle interannuelle en mm (1962/1985).

Les mois les plus arrosés (ici en équivalent-eau) sont novembre et décembre, puis juillet et août en Tarentaise. En Maurienne, seuls novembre et décembre se distinguent (figure 2).

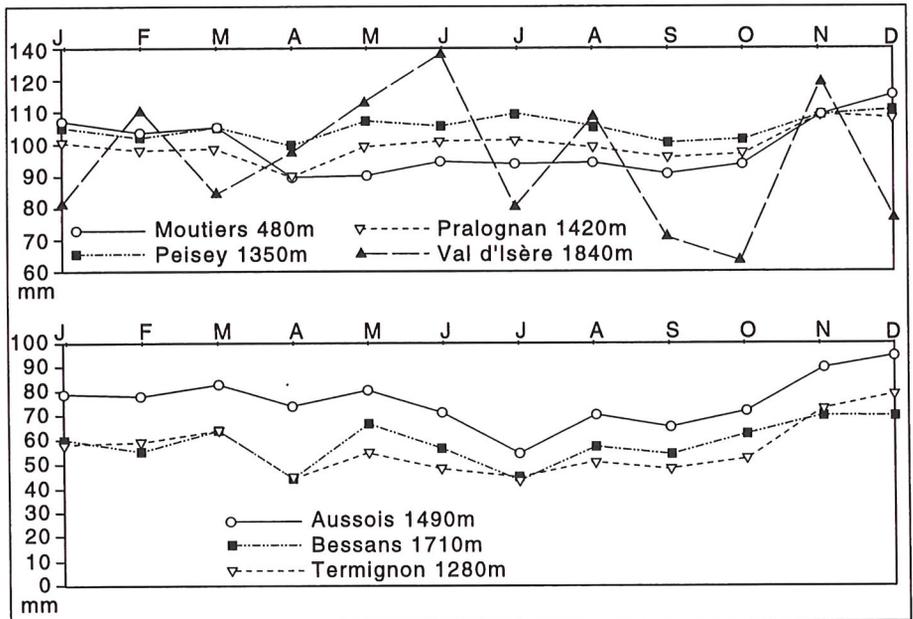


FIG. 2 - Variations des précipitations mensuelles.  
(Moyennes sur 24 ans).

L'augmentation des précipitations avec l'altitude est nette en été. Elle n'apparaît pas clairement avec les précipitations neigeuses.

Il existe de fortes disparités des précipitations neigeuses d'une station météorologique à l'autre, liées à la topographie et l'orientation des vallées par rapport aux apports neigeux (figure 3).

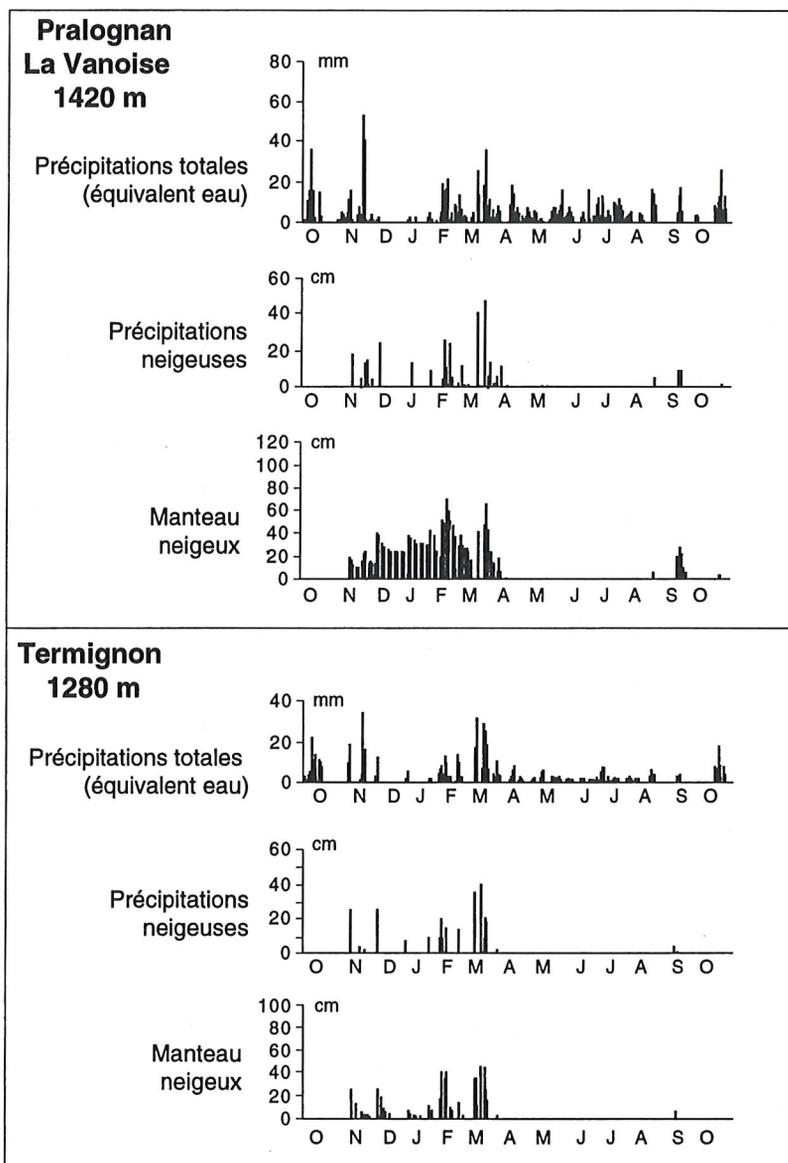


FIG. 3 - Les précipitations neigeuses (octobre 1988 - octobre 1989).

## PARC NATIONAL DE LA VANOISE

Le manteau neigeux est aussi inégalement réparti sur un même territoire de Vanoise. Il dépend fortement de l'aérologie, comme l'ont montré les travaux de terrain conduits par M. GERBELOT sur un transect vertical au-dessus de Pralognan (figure 4).

### 2. LES DONNÉES THERMOMÉTRIQUES

En fonction des expositions particulières, des stations hautes peuvent enregistrer des températures plus élevées que celles des stations basses (tableau II).

Communes	altitude	1976/1985	1989
Val d'Isère	1840 m	–	1,9
Bessans	1710 m	–	4,0
Pralognan	1480 m	5,28	6,8
Termignon	1280 m	6,23	8,0
Aussois	1490 m	–	8,0
Peisey	1350 m	7,14	9,1
Moûtiers	480 m	10,16	11,6

Tableau II - Températures moyennes annuelles (1976/1985) comparées à l'année 1989 (°C).

Les corrélations «altitudes-températures moyennes journalières ou mensuelles» entre les différentes stations ne sont pas satisfaisantes. L'altitude n'est donc pas le seul facteur régissant la température d'un lieu. L'exposition, la direction des vents, le couvert végétal, sont d'autres paramètres difficilement quantifiables.

Les sols sont gelés plusieurs mois par an. Au-dessus de Pralognan, les sols sont parfois gelés d'octobre à fin mai (figure 4). La profondeur du sol gelé va dépendre des températures mais aussi de la présence ou de l'absence de la neige avant l'arrivée du froid.

### 3. CONCLUSION

Les contrastes géographiques sont tels que ni les précipitations, ni l'épaisseur du manteau neigeux n'ont pu être corrélées avec l'altitude. Ces paramètres sont caractéristiques d'un endroit donné à un instant donné (L'HOMME *et al.*, 1995).

En période froide, on relève un blocage général de l'infiltration sur l'ensemble des bassins versants surtout lorsque l'engel du sol se produit avant la formation du manteau nival. Les précipitations sont stockées sous forme de neige. Sous certaines conditions de redoux, la fusion nivale est possible et l'eau ainsi disponible à l'interface «sol-neige» pourra recharger les aquifères.

Lors de la fonte généralisée de printemps, une bonne partie de l'eau ruisselle le long des versants pour alimenter les cours d'eau et nappes d'accompagnement. Le reste participe à la recharge des autres aquifères.

En été, la fonte affecte les stocks neigeux des hautes altitudes. Elle est alors directement responsable de la recharge estivale de certains aquifères.

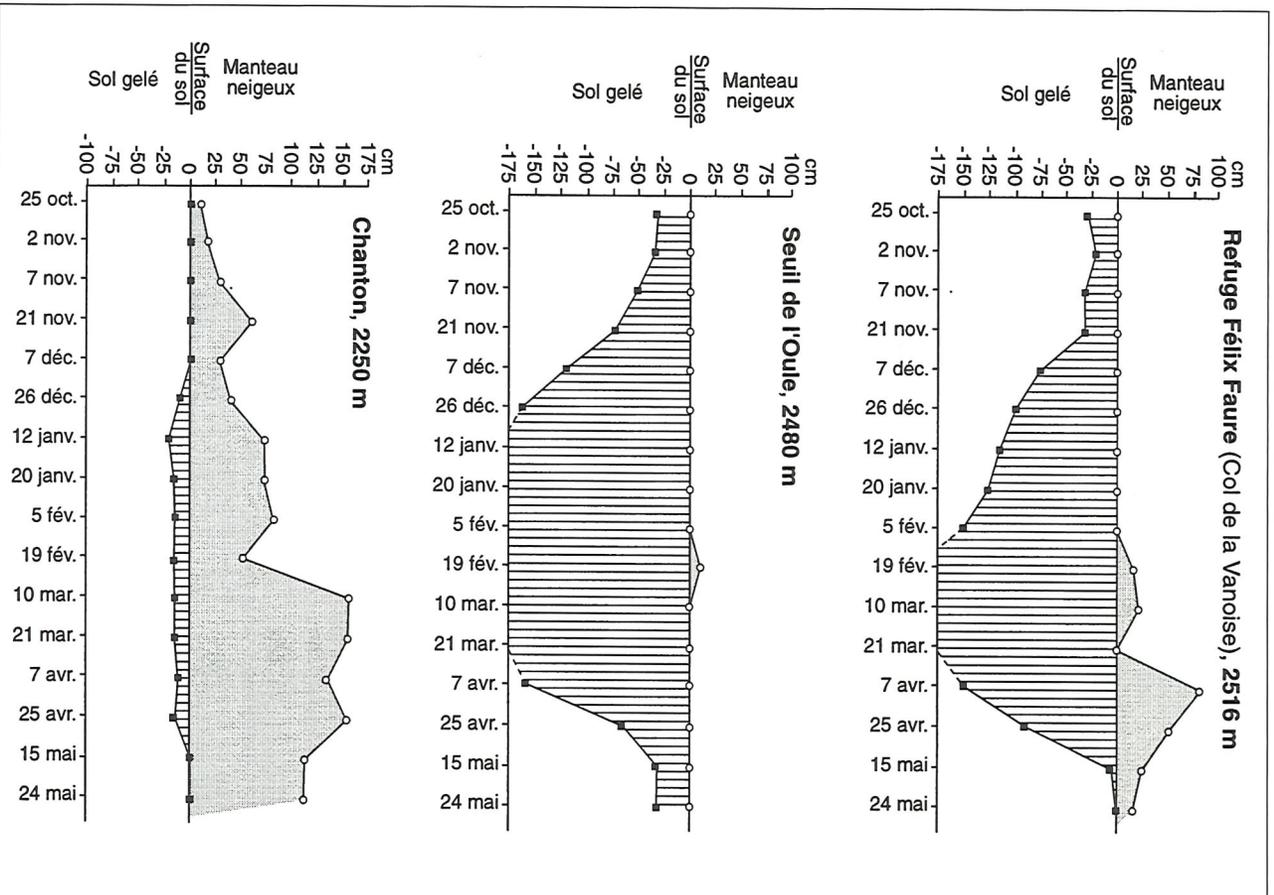


FIG. 4 - Évolution du manteau neigeux et de l'engél du sol le long d'un transect vertical (d'après les mesures Parc national de la Vanoise - M. GERBLOT).

## II - PRINCIPALES ÉVOLUTIONS DES PARAMÈTRES PHYSIQUES ET CHIMIQUES DES EAUX (d'après L. JUIF, 1991)

### 1. LES VARIATIONS DES DÉBITS

Elles sont très importantes mensuellement dans les aquifères alluvionnaires (facteur 10 environ), ce qui traduit une réponse rapide des nappes à la moindre sollicitation hydroclimatique de surface (précipitations, fonte, gel, ...).

En milieu fissuré, les variations des débits sont sensibles sur l'ensemble de l'année (facteur 3 environ) mais elles sont moins perceptibles mensuellement. Elles sont plus liées à des événements saisonniers qu'à des événements ponctuels.

Elles sont faibles en milieu évaporitique de contacts anormaux (facteur 2 au maximum). La réponse aux événements ponctuels semble nulle et celle liée à la fonte peu marquée. L'amortissement est très fort.

### 2. LES VARIATIONS DES TEMPÉRATURES

En milieu alluvionnaire, les températures varient rapidement au niveau mensuel, ce qui témoigne d'un transit proche de la surface, les variations des températures du sol étant la cause des variations des températures de l'eau.

Elles sont plus amorties en milieu fissuré. Elles impliquent l'existence de réserves plus profondes et d'un temps de transfert plus long.

Les températures sont stables en milieu de zone de contact anormal. Leur évolution est peu contrastée.

### 3. LES VARIATIONS DES CONDUCTIVITÉS ÉLECTRIQUES

La conductivité électrique de l'eau traduit sa minéralisation globale.

En milieu alluvionnaire, les variations sont faibles mais mensuelles, les valeurs oscillant entre 250 et 450  $\mu\text{scm}^{-1}$ .

Les variations en milieu fissuré et karstique sont d'ordre saisonnier. Elles présentent une amplitude de facteur 2 à 3 entre l'été où les valeurs sont faibles (circulation rapide des eaux infiltrées) et l'hiver où les valeurs sont plus fortes.

En zone de contact anormal, les valeurs sont stables et élevées, souvent supérieures à 1000  $\mu\text{scm}^{-1}$ . Elles s'expliquent par un transit de l'eau dans les formations évaporitiques très solubles. Quelques sources présentent des variations marquées, avec des valeurs basses en été traduisant des apports d'eaux extérieures à l'aquifère près des émergences.

### 4. CONCLUSION

Un premier portrait du fonctionnement des aquifères de Vanoise a pu être dressé (JUIF et NICLOUD, 1991) :

- le milieu alluvionnaire se caractérise par un transfert rapide des eaux à l'exutoire. Ces eaux sont fortement influencées par les conditions climatiques de surface. Les réserves semblent limitées. Les variations sont d'ordre mensuel. Elles peuvent s'expliquer par une recharge rapide de ce type d'aquifère, à partir de zones d'infiltration diffuses ;

- le milieu fissuré est moins sensible aux conditions climatiques. Les variations saisonnières impliquent une circulation plus profonde traduite par une minéralisation globale plus élevée et des températures plus stables. Les réserves sont plus conséquentes. On observe une constance des paramètres en hiver témoignant d'un blocage des infiltrations. Des zones d'infiltration préférentielles sont mises en évidence par l'étude des variations des paramètres chimiques hérités de la surface ;

- le milieu évaporitique des contacts anormaux, par la relative stabilité de tous les paramètres, semble posséder des réserves considérables, avec un écoulement de profondeur, alimenté par le drainage des massifs surplombants (teneurs élevées en bicarbonates). Le strontium associé aux sulfates caractérise les sources des zones de contact anormal.

### III - LES DONNÉES ISOTOPIQUES

Parallèlement aux études physiques et chimiques, une étude isotopique des eaux a été conduite afin d'apporter des informations nouvelles sur **l'origine des eaux et leur temps de transit**.

#### 1. LES OUTILS ISOTOPIQUES

##### 1.1. L'Oxygène 18

Les variétés isotopiques de la molécule d'eau sont *a priori* les meilleurs traceurs de celle-ci puisqu'elles en sont les constituants eux-mêmes.

Par commodité, parce que les variations des teneurs en isotopes stables d'un élément donné ne s'élèvent qu'à quelques fractions de pour cent pour les phénomènes naturels, il est habituel d'exprimer les résultats par la fonction  $d$  pour mille, en valeur relative par rapport à un étalon international.

Pour l'eau et donc pour l'oxygène 18 ( $^{18}\text{O}$ ) et le deutérium ( $^2\text{H}$  ou D), ce standard nommé SMOW représente la composition moyenne des océans.

L'utilisation des variations isotopiques de certains isotopes des composants de l'eau ( $^2\text{H}/^1\text{H}$  ;  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ) ou de substances dissoutes ( $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  du  $\text{HCO}_3^-$  ;  $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$  du  $\text{SO}_4^{2-}$  ;  $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$  du  $\text{NO}_3^-$ , etc.) est basée sur le fait que les isotopes lourds ont un comportement physique légèrement différent des isotopes légers, lesquels sont de très loin les plus abondants (valeurs standards des rapports pour l'eau de mer :  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O} \cong 2000$  ppm ;  $^2\text{H}/^1\text{H} \cong 159$  ppm ; ...).

Les différences de composition isotopique ainsi mesurées dérivent en définitive des différences de cinétique dans les réactions. En général, une molécule possédant l'isotope lourd réagit moins vite, tous autres facteurs considérés, que son équivalent porteur de l'isotope léger.

C'est pourquoi utilisant la thermodépendance du fractionnement isotopique, il est aisé d'utiliser le marquage de l'eau lors de la condensation de la vapeur d'eau (précipitation) et lors de l'évaporation.

Dans la pratique, cette propriété est appréciable car elle relie la composition isotopique des eaux météoriques à des paramètres géographiques ou paléogéographiques à savoir :

- \* la latitude (valeurs plus négatives aux hautes latitudes),
- \* l'altitude (valeurs plus négatives en altitude),
- \* la saison (valeurs plus négatives en hiver),
- \* la période climatique (dans le cas des eaux anciennes précipitées sous un climat différent de l'actuel - par exemple valeurs plus négatives lors des périodes glaciaires -).

Le  $\delta^{18}\text{O}$  des précipitations est représentatif de l'altitude à laquelle elles tombent sur le sol. Le  $\delta^{18}\text{O}$  des eaux issues des aquifères sera le résultat de toutes les eaux infiltrées sur le bassin, et donc habituellement de l'altitude moyenne de l'aire d'alimentation étudiée. L'étude des teneurs en  $^{18}\text{O}$  des sources doit nous permettre de déterminer l'origine de l'eau qui alimente nos bassins versants souterrains.

## 1.2. Le Tritium

Le tritium ( $^3\text{H}$ ) de période 12, 43 ans est un émetteur bêta se désintégrant pour donner  $^3\text{He}$ . Les concentrations des eaux sont habituellement exprimées en Unités Tritium (U.T.). Une U.T. correspond à la présence d'un atome de tritium pour  $10^{18}$  atomes d'Hydrogène banal. Un litre d'eau dont la concentration est de 1 U.T. présente une radioactivité de 0,118 Becquerel (118 m Bq).

Le tritium, isotope radioactif de l'hydrogène ( $^3\text{H}$ ) est produit naturellement par la composante neutronique du rayonnement cosmique sur l'azote atmosphérique. La teneur induite dans les pluies est de l'ordre de 5 U.T. Mais la plus importante production de tritium est artificielle. Elle est née des premiers essais de la bombe «H» en 1952. Ces essais aériens ont provoqué dans la stratosphère des injections successives si bien que les teneurs des précipitations ont été multipliées par 1000 en 1963, sous nos latitudes.

Depuis l'été 1963, l'année du «pic majeur», les concentrations en tritium des pluies ont décliné de façon exponentielle par suite de l'arrêt de la grande majorité des essais mais elles restent dans les années 90 encore 3 fois plus élevées (15 U.T.) qu'avant les premiers essais.

Au niveau de l'interprétation, cette production artificielle permet de différencier les eaux souterraines qui résultent de précipitations sans  $^3\text{H}$  thermonucléaire d'avant 1952 de celles résultant de précipitations formées dans une atmosphère contenant du  $^3\text{H}$  nucléaire postérieurement à cette date. Le seuil de différenciation se situe actuellement à 2 U.T. qui est le seuil de mesure en routine du tritium même si le seuil véritable est encore plus bas puisque la teneur en  $^3\text{H}$  des pluies avant 1952 étant de 5 U.T. il n'en subsiste 44 ans après qu'au plus 0,5 U.T. compte-tenu de la décroissance radioactive. Les contrôles effectués sur de nombreux aquifères profonds indiquent le plus souvent des eaux anciennes antérieures à 1952.

Pour les eaux contenant du tritium, il est difficile d'estimer l'âge de l'eau si l'on ne dispose pas d'une série d'analyses permettant de dégager une évolution des

teneurs sur de nombreuses années et de choisir un modèle d'interprétation de type piston ou mélange.

À défaut de longues chroniques, on peut, en 1996 et pour la France, retenir la «recette» suivante.

### 1.2.1. Teneurs inférieures à 2 U.T. (0,24 Bq.l<sup>-1</sup>)

Il s'agit essentiellement d'eaux provenant d'aquifères profonds.

Une teneur inférieure à 0,2 U.T. (0,024 Bq.l<sup>-1</sup>), seuil de mesure en comptage par scintillation liquide après enrichissement électrolytique, indique que l'on est en présence d'une eau ancienne dont le temps de séjour est supérieur ou égal à environ 2000 ans.

Une teneur comprise entre 0,2 et 2 U.T. (0,024 Bq.l<sup>-1</sup> et 0,24 Bq.l<sup>-1</sup>) peut avoir trois origines. Il peut s'agir d'une eau dont le temps de séjour est de l'ordre de 1000 à 2000 ans. Ou bien il peut y avoir, pour les eaux des nappes profondes au contact de roches cristallines riches en uranium, thorium, lithium et bore, production *in situ* de <sup>3</sup>H qui peut atteindre jusqu'à 2 U.T. (0,24 Bq.l<sup>-1</sup>) dans les cas les plus favorables. Enfin, il peut se produire un très léger mélange, bien inférieur au pour cent, par des eaux de surface actuelles dont la teneur est voisine de 15 U.T. (1,77 Bq.l<sup>-1</sup>). Cette «contamination» peut résulter du tubage défectueux d'un forage profond ou d'une drainance *per descensum* suite à une exploitation intensive de l'aquifère profond.

### 1.2.2. Teneurs comprises entre 10 et 40 U.T. (1,18 et 4,72 Bq.l<sup>-1</sup>)

C'est le domaine le plus fréquemment observé dans les mesures réalisées actuellement sur les eaux souterraines peu profondes d'Europe. Il s'agit d'eaux actuelles bien marquées par le pic de 1963. Le temps de séjour moyen est compris entre environ 5 et 10 ans pour les nappes libres et 50 et 100 ans pour les nappes captives.

## 2. ÉTUDE DES TENEURS EN <sup>18</sup>O

### 2.1. Exploitation des résultats bruts

#### 2.1.1. Image synchrone

35 sources échantillonnées en octobre 1988 (figure 5) ont permis de dresser une première image synchrone des teneurs en <sup>18</sup>O des sources du massif de la Vanoise. Sur la figure 6, chaque source échantillonnée a été représentée par un point d'abscisse correspondant à son altitude et d'ordonnée correspondant à sa teneur en <sup>18</sup>O. Rappelons que plus la valeur en <sup>18</sup>O est élevée (enrichissement relatif), plus l'altitude moyenne de l'aire d'alimentation est basse.

On remarque que des sources situées à une altitude équivalente (La Teppe et Rosaz) possèdent des valeurs en <sup>18</sup>O différentes alors que d'autres sources situées à des altitudes différentes (Fontagnous et Sassièrre) présentent les mêmes valeurs en <sup>18</sup>O.

Aucune corrélation directe ou simple entre les <sup>18</sup>O et l'altitude des émergences des sources ne peut être mise en évidence.

La dispersion des points traduit une grande hétérogénéité des aquifères et la complexité des bassins versants souterrains.

PARC NATIONAL DE LA VANOISE

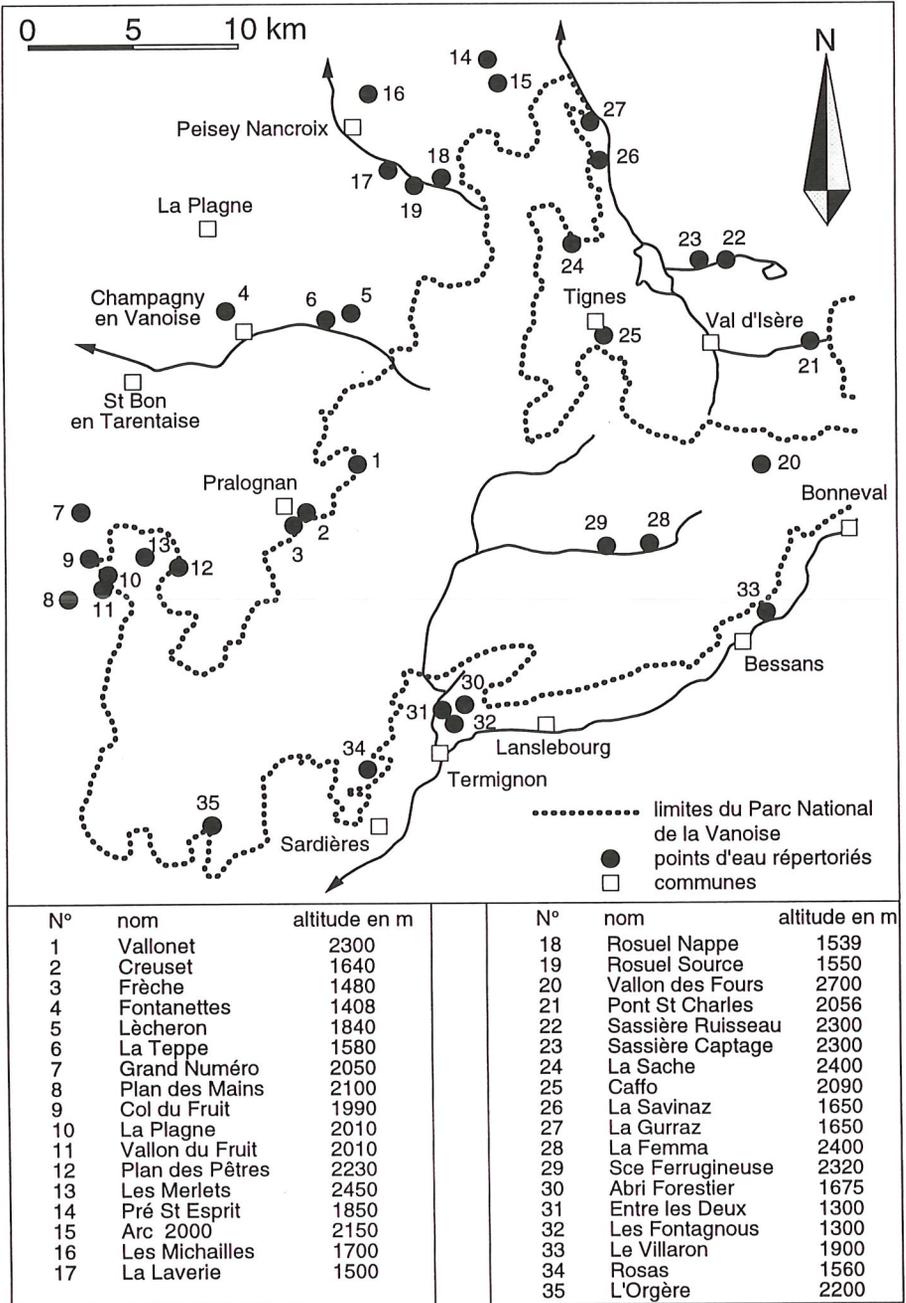


FIG. 5 - Carte de situation des points d'eau répertoriés en octobre 1988.

### 2.1.2. *Image asynchrone* (figure 7)

Elle consiste à représenter les teneurs en  $^{18}\text{O}$  brutes mesurées pendant la période d'étude en fonction des altitudes médianes des bassins versants estimés.

Nous ne remarquons toujours aucun lien entre ces deux paramètres. Par contre, nous notons une évolution différente des teneurs selon les sources. Certaines montrent des valeurs stables (Caffo), d'autres des valeurs hétérogènes (Pont Saint-Charles). Cette variabilité peut s'expliquer :

- par un effet tampon lié à l'aquifère (extension, durée de transit) ;
- ou par l'hétérogénéité des bassins versants.

## 2.2. études des variations mensuelles des $\delta^{18}\text{O}$

### 2.2.1. *Les données mensuelles* (figure 8)

L'évolution des variations mensuelles pour chaque point d'eau étudié permet de définir trois groupes.

- **Groupe A** : il englobe des sources dont les teneurs en  $\delta^{18}\text{O}$  sont très stables. Ce sont les sources de Pré Saint-Esprit, de Caffo, des Fontanettes, de Rosuel source, situées en zone de contact anormal et d'Arc 2000 en milieu alluvionnaire.

La régularité des valeurs (la variation n'excède jamais  $0,5\delta$  est probablement liée à l'effet tampon des aquifères évaporitiques.

- **Groupe B** : il comprend des sources dont les teneurs en  $\delta^{18}\text{O}$  présentent un palier où les valeurs sont stables (du début de l'hiver au début de l'été environ), puis une évolution vers des valeurs plus positives (liée à l'enrichissement des précipitations durant la saison chaude).

Ce sont les sources de la galerie E.D.F., de la Frèche, du Vallonet, des Merlets, des Fontagnous.

Les valeurs stables hivernales caractérisent des eaux issues des réserves profondes des aquifères considérés, car pendant cette période, l'engel des sols interdit tout apport de la surface. La durée du palier dépend des conditions climatiques qui règnent sur le bassin versant.

L'enrichissement en  $\delta^{18}\text{O}$ , plus ou moins rapide selon l'altitude du bassin versant, correspond à l'arrivée à l'exutoire d'eaux récentes, marquées par les teneurs plus positives en  $\delta^{18}\text{O}$  des précipitations estivales.

La source du Creuset et l'Isère au Pont Saint-Charles présentent des caractéristiques qui les placent dans le groupe B (palier puis enrichissement des valeurs en  $^{18}\text{O}$ ). Mais le passage de l'un à l'autre se fait par l'intermédiaire d'un fort appauvrissement des teneurs.

Cet appauvrissement est le signe de l'arrivée rapide à l'exutoire d'eaux de fonte d'altitude (ruissellement de versant ou réseau fracturé très ouvert).

De plus, si le phénomène dure (source du Creuset) cela nous renseigne sur la présence dans le bassin d'alimentation d'un glacier ou d'un stock neigeux très important et de haute altitude, aux teneurs très appauvries en  $^{18}\text{O}$ .

- **Groupe C** : il regroupe des sources dont l'évolution des valeurs en  $\delta^{18}\text{O}$  est très variable. Ce sont les nappes de la Sassièrre et de Rosuel.

La variabilité des teneurs en  $^{18}\text{O}$  s'explique par la rapidité de la recharge et par les aires d'alimentation diffuses.

PARC NATIONAL DE LA VANOISE

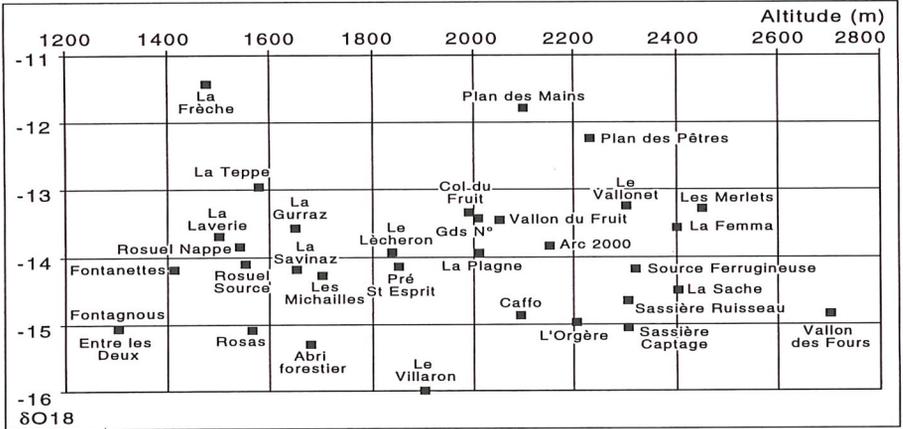


FIG. 6 – Teneur en oxygène 18 en fonction de l'altitude d'émergence (Image synchrone, octobre 1988).

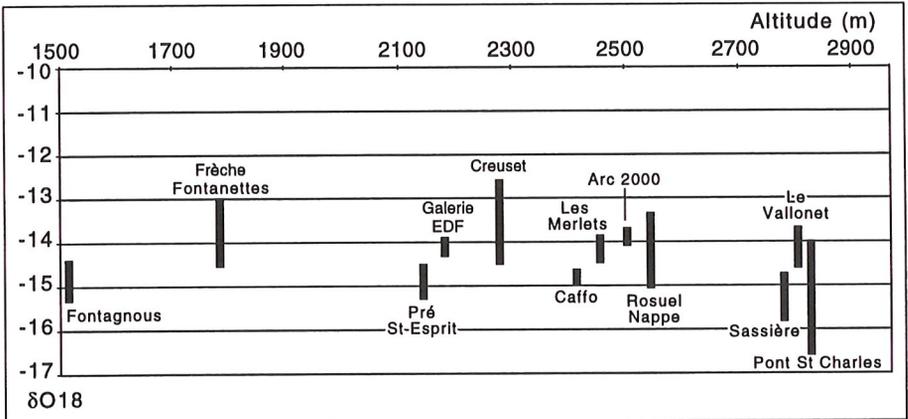


FIG. 7 – Variation des teneurs mensuelles en oxygène 18 des sources, sur la période d'été, en fonction de l'altitude médiane des bassins versants estimés.

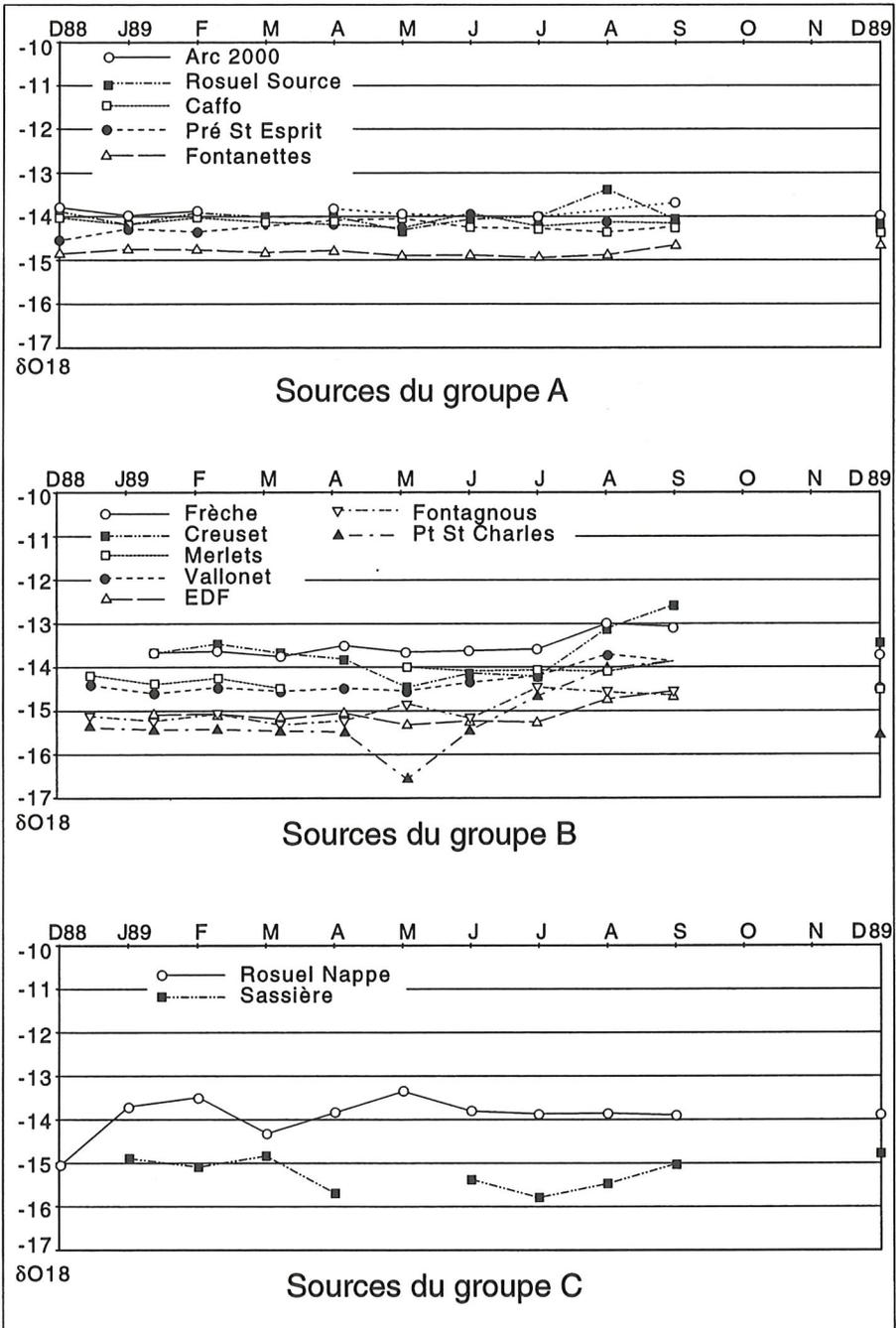


FIG. 8 - Variations mensuelles des teneurs en oxygène 18.

2.2.2. Proposition d'exploitation des résultats

Aucun gradient d'altitude n'a pu être mis en évidence, dans le cadre de cette étude, avec les méthodes classiques, car il faudrait, pour déterminer ces gradients, connaître les  $\delta^{18}\text{O}$  des précipitations. De là, il serait facile, connaissant la fonction entrée, de déterminer l'altitude moyenne de l'aire de recharge. Or, par manque d'infrastructures de prélèvements en altitude, ces teneurs nous sont inconnues.

Pour corriger ces insuffisances, nous avons travaillé sur les aquifères dont les aires d'alimentation sont assez bien connues à partir de la géologie et cernées par des traçages. C'est le cas des bassins versants souterrains des émergences du Creuset, de la Frèche (RAMPNOUX et NICLOUD, 1979), des Merlets (JUIF, 1991) et des nappes de la Sassièrre et de Rosuel.

Nous avons reporté sur la figure 9 les valeurs du  $\delta^{18}\text{O}$  représentatif de ces sources en fonction de «l'altitude moyenne estimée» de leurs aires d'alimentation, ce qui nous a permis de donner en première approximation **un gradient altimétrique voisin de -0,50  $\delta$  pour 100 mètres.**

Cette forte valeur est à comparer à celles réunies par BLAVOUX (1978) et RAZAFINDRAKOTO (1988). Des gradients identiques sont obtenus en France dans le massif du Mont-Blanc et à l'Aiguille du Midi (-0,5  $\delta$  /100m) à des altitudes identiques de surcroît. Cette valeur de -0,50  $\delta$  /100m est donc tout à fait réaliste.

Nous avons ensuite déterminé les altitudes moyennes des aires d'alimentation des autres sources en intégrant un gradient isotopique de 0,5  $\delta$  /100m. Ainsi, la participation de glaciers à l'alimentation principale de quelques sources est mise en évidence. Elle concerne :

- la source de la galerie E.D.F. par le glacier de Belleplace ;
- la source du Vallonet, par le glacier de La Grande Casse ;
- et, enfin, la source Caffo, par le glacier de la Grande Motte.

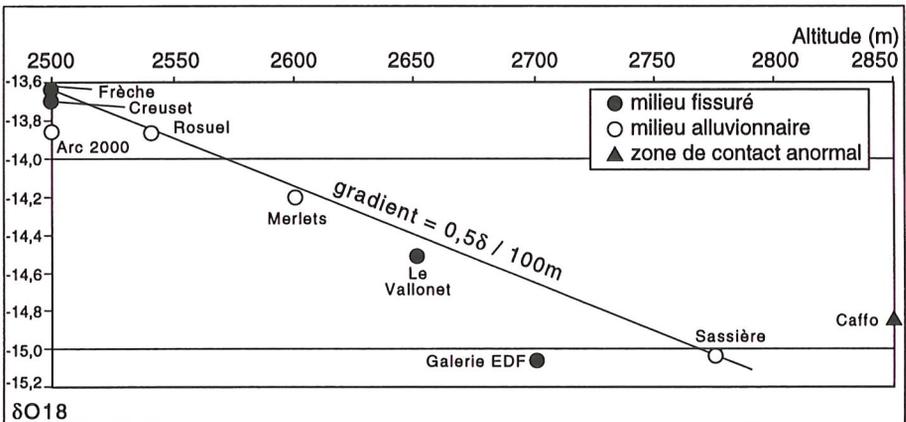


FIG. 9 – Teneur en oxygène 18 des points d'eau à l'étiage, en fonction de l'altitude moyenne estimée de l'aire d'alimentation.

Le tableau III résume pour chaque source l'altitude moyenne estimée ainsi que les valeurs  $\delta^{18}\text{O}$  représentatives de l'aire moyenne d'alimentation.

Point d'eau	Altitude moyenne estimée (m)	$\delta$ aquifère Oxygène 18
Arc 2000	2500 m	- 13,83
Caffo	2850 m	- 14,85
Creuset	2500 m	- 13,68
Galerie E.D.F.	2700 m	- 15,05
Frèche	2500 m	- 13,65
Merlets	2600 m	- 14,20
Rosuel nappe	2540 m	- 13,86
Sassière	2774 m	- 15,05
Vallonnet	2650 m	- 14,50

Tableau III - Altitude moyenne estimée et  $\delta^{18}\text{O}$  représentatifs des aires d'alimentation.

### 2.2.3. Conclusion

L'étude des teneurs en  $^{18}\text{O}$  et de leurs variations a permis d'approcher les altitudes moyennes des aires d'alimentation des points d'eau étudiés. Elle confirme les résultats de l'étude physico-chimique et permet de classer les points d'eau en 3 groupes :

- le premier, **les aquifères évaporitiques**, à l'instar des paramètres physiques et chimiques, présente des valeurs tamponnées liées au mode d'alimentation de ce type d'aquifère. Les valeurs homogènes en  $^{18}\text{O}$  relevées à la nappe d'Arc 2000 ne sont pas caractéristiques du milieu alluvionnaire au niveau isotopique, mais du milieu évaporitique. Elles pourraient s'expliquer par un séjour préliminaire des eaux dans un milieu évaporitique non affleurant ;

- les eaux du second groupe, majoritairement **issues de milieux fissurés**, présentent des teneurs qui évoluent de façon particulière. À un palier hivernal, qui fait intervenir les réserves profondes de l'aquifère et dont la durée dépend des conditions climatiques régnant sur les bassins versants, succède un enrichissement estival qui traduit la recharge finale des aquifères par les eaux de fonte des neiges et les eaux de pluie, plus enrichies. Entre les deux, un appauvrissement printanier peut faire son apparition. Il témoigne alors de l'arrivée rapide à l'exutoire d'eaux de fonte d'altitude par ruissellement (Pont Saint-Charles) ou de l'existence d'axes de drainage très ouverts (système karstique évolué, cas du Creuset). Si le phénomène dure, il témoignera d'une alimentation glaciaire de très haute altitude (figure 10) ;

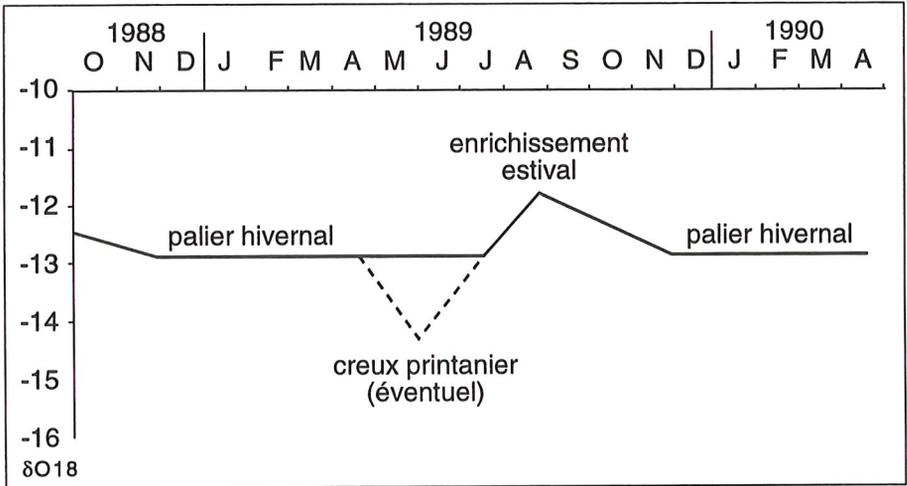


FIG. 10 – Schéma des variations annuelles des teneurs en oxygène 18 du milieu fissuré ou karstique.

- le troisième groupe, essentiellement **alluvionnaire**, présente des valeurs très variables qui prouvent que la recharge est fréquente, même en hiver.

### 3. ÉTUDE DES TENEURS EN $^3H$

Deux sources représentatives de chaque type d'aquifère de Vanoise, soit 6 au total, ont été suivies régulièrement en  $^3H$ , de décembre 1988 à mars 1990. Ce sont les sources de Caffo et de Rosuel pour le milieu évaporitique, les sources du Creuset et du Vallonet pour le milieu fissuré, et les nappes de Rosuel et de la Sassièrre pour le milieu alluvionnaire.

Des mesures de concentration en Tritium ont été effectuées ponctuellement sur les autres sources durant l'hiver 1988/1989.

#### 3.1. Étude des variations mensuelles des teneurs en $^3H$ (figure 11)

##### 3.1.1. En zone de contact anormal

- Les concentrations en  $^3H$  sont généralement les plus élevées.
- Les valeurs les plus fortes s'observent à la source dont l'altitude d'émergence est la plus basse ; elles diminuent au fur et à mesure que l'altitude augmente.
- L'évolution générale des teneurs est identique, mais décalée dans le temps. Le pic de février qui s'observe à la source Caffo se retrouve au mois de mars à

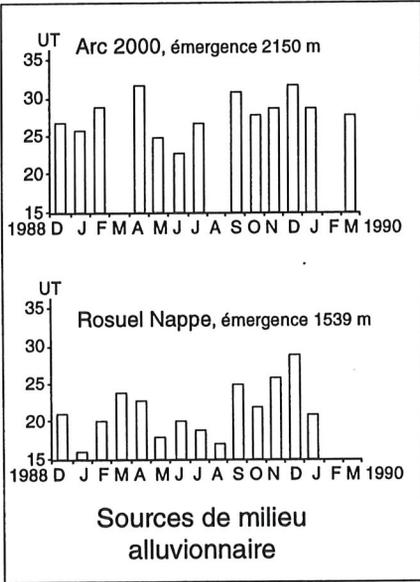
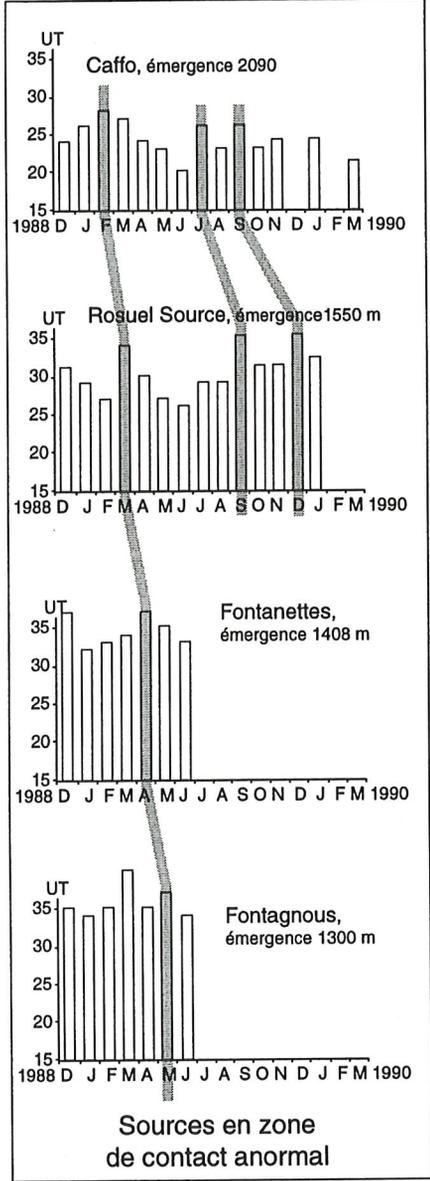
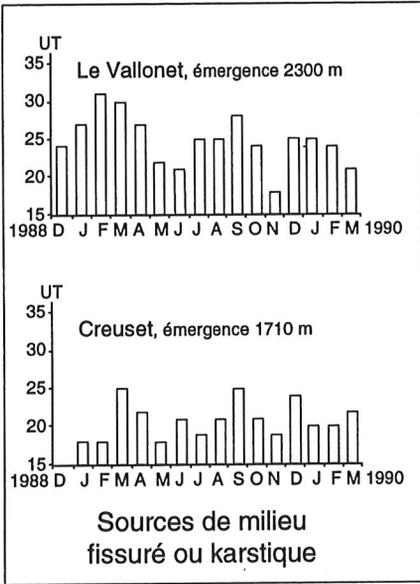


FIG. 11 - Variations des teneurs mensuelles en Tritium des sources suivies en Vanoise.

## PARC NATIONAL DE LA VANOISE

Rosuel, au mois d'avril aux Fontanettes et au mois de mai aux Fontagnous. De même, les 2 pics situés aux mois de juillet et septembre à Caffo se retrouvent respectivement aux mois de septembre et décembre à Rosuel.

### 3.1.2. Pour les autres types d'aquifères

L'évolution des teneurs est synchrone, que l'on soit en milieu alluvionnaire (Arc 2000 ou Rosuel) ou en milieu fissuré (Creuset et Vallonet).

On peut toutefois noter que des teneurs anormalement fortes s'observent pour la nappe d'Arc 2000 et la source du Vallonet, ce qui témoigne de l'arrivée à l'émergence d'eaux plus anciennes (âgées de quelques mois).

## 3.2. Teneurs moyennes en $^3\text{H}$

Pour les 8 mêmes sources, nous avons calculé les teneurs moyennes en  $^3\text{H}$  sur la période d'étude (tableau IV).

	$^3\text{H}$ moyen	Altitude d'émergence (m)
Fontagnous	36	1300 m
Fontanettes	34	1408 m
Rosuel nappe	22	1539 m
Rosuel source	31	1550 m
Creuset	21	1710 m
Caffo	24	2090 m
Arc 2000	29	2150 m
Vallonet	25	2300 m

Tableau IV - Teneurs moyennes en  $^3\text{H}$ .

Nous avons représenté (figure 12) les valeurs moyennes en  $^3\text{H}$  en fonction de l'altitude d'émergence des points d'eaux suivis. Nous rappelons que les teneurs actuelles sont comprises entre 20 et 25 U.T. Des valeurs plus élevées correspondent à des eaux plus anciennes (une année au maximum).

Pour les eaux issues de zone de contact anormal, les valeurs décroissent avec l'altitude. Les eaux les plus âgées correspondent aux sources dont l'altitude d'émergence est la plus basse et inversement. L'homogénéité des paramètres physico-chimiques ne se retrouve pas au niveau des teneurs en tritium.

Les aquifères en zone de contact anormal drainent les massifs qui les surmontent. Plus l'altitude d'émergence est basse, plus l'épaisseur du massif à drainer est importante.

La source des Fontagnous (1300 m) draine un massif important. Ses eaux, dont la teneur moyenne oscille autour de 35 U.T, sont les plus anciennes (au moins 6 mois). A l'inverse, la source Caffo (2050 m), de haute altitude, draine un massif peu épais, karstique qui plus est, ce qui explique l'arrivée à l'exutoire d'eaux actuelles ou très récentes.

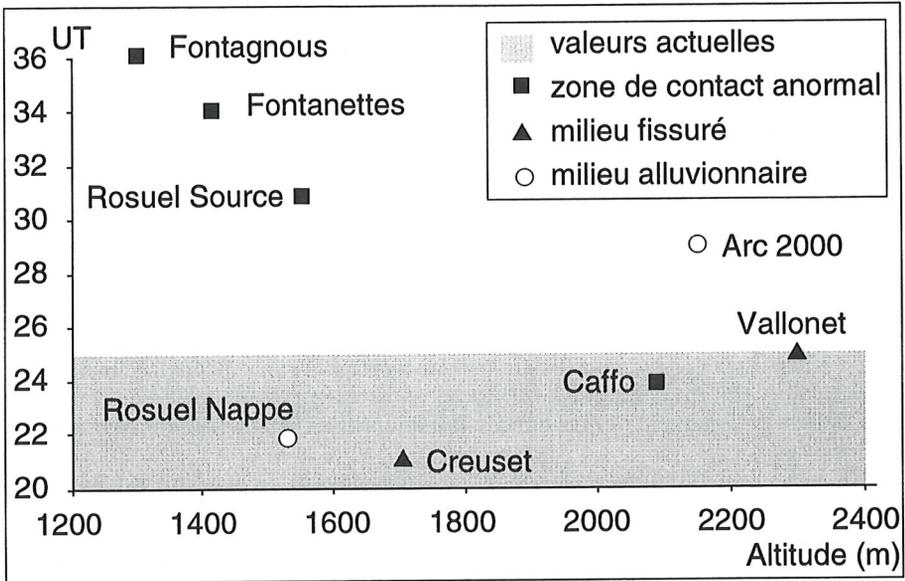


FIG. 12 - Teneurs moyennes annuelles en Tritium du milieu fissuré ou karstique.

**Cette corrélation  $^3\text{H}$ /altitude traduit le temps de transit de l'eau à travers les massifs fissurés profonds, d'autant plus long que le volume du massif à traverser est plus «important».** De même, c'est bien au niveau de l'aquifère carbonaté que l'enrichissement en bicarbonates se produit, la source des Fontagnous, la plus basse, possédant les teneurs en bicarbonates les plus élevées. Les réserves dont dispose l'aquifère évaporitique sont parfois énormes. Elles se situent en grande partie dans le milieu fissural des couvertures sédimentaires secondaire et tertiaire.

Nous observons un décalage d'au moins six mois entre la source des Fontagnous et celle de Caffo. Ce retard a été calculé par comparaison avec les valeurs observées à Thonon-les-Bains et n'est pas dû à la décroissance radioactive. Le faible décalage (4 mois) que l'on observe lors de l'examen des courbes de variations mensuelles prouve qu'il existe toutefois des axes de drainage privilégiés qui permettent à une partie de la recharge d'alimenter rapidement et de marquer les aquifères évaporitiques.

Les eaux issues de la source du Creuset et de la nappe de Rosuel sont récentes, actuelles. Nous avons ici confirmation du caractère rapide des circulations souterraines en direction de ces sources.

Par contre, la source du Vallonet et plus encore la nappe d'Arc 2000 se différencient notablement, avec arrivée à l'émergence d'eaux plus anciennes. Pour la

source du Vallonet, cela est expliqué par les apports d'un aquifère évaporitique, d'où un mélange d'eaux plus anciennes et d'eaux récentes se traduisant par un temps global de transit d'environ 2 mois. Pour la nappe d'Arc 2000, cette arrivée d'eaux plus anciennes (4 mois environ) peut s'expliquer par des apports de milieux fissurés ou encore évaporitiques, ce qui justifierait le caractère bicarbonaté-sulfaté-calcaïque des eaux.

### 3.3. Conclusion

Le milieu évaporitique se distingue dans cette étude. Nous avons confirmation du caractère drainant de ce type d'aquifère. L'âge des eaux décroît lorsque l'altitude des points d'émergence augmente. Les eaux sont d'autant plus anciennes (jusqu'à 6 mois) que la couverture fissurée drainée est puissante. L'épaisseur de cette dernière apparaît prépondérante sur le degré de fracturation, par ailleurs méconnu. Les réserves sont contenues dans le milieu fissural peu ouvert des couvertures carbonatées.

En milieu alluvionnaire, les teneurs actuelles en tritium des eaux qui en émergent témoignent de temps de séjours courts dans l'aquifère.

En milieu fissuré, l'âge variable des eaux de différents exutoires traduit la proximité ou l'éloignement des aires d'alimentation.

## 4. CONCLUSION DE L'ÉTUDE ISOTOPIQUE

L'étude portant sur les teneurs isotopiques des eaux de Vanoise et sur leurs variations confirme les résultats des études physico-chimiques. Elle permet d'estimer les altitudes moyennes des aires d'alimentation des aquifères étudiés, parfois très éloignées de celles des bassins versants topographiques. Le milieu de haute montagne présente d'importants écarts altimétriques entre le point d'émergence et la zone d'infiltration. Chaque famille d'aquifères possède des caractéristiques isotopiques qui lui sont propres (DRAY *et al.*, 1992) :

- **en milieu alluvionnaire**, les eaux récentes témoignent de temps de transits courts, liés aux fréquentes recharges auxquelles est soumis ce type d'aquifère. Des mélanges sont toutefois possibles avec des eaux issues du milieu fissuré ou évaporitique ;

- **en milieu fissuré et évaporitique**, les temps de transit sont variables. Ils sont fonction :

- de la distance qui sépare l'exutoire de son aire d'alimentation et de la présence d'axes de drainage privilégiés en milieu fissuré ;
- de l'épaisseur du massif drainé pour le second.

La recharge des aquifères fissurés se produit principalement en été. Celle des aquifères évaporitiques est continue tout au long de l'année, par le biais de la drainage des réserves profondes du milieu fissuré qui les surmonte.

## IV - CONCLUSION GÉNÉRALE

Le programme d'étude hydrogéologique en Vanoise arrive à son terme. Il a permis dans un premier temps d'identifier les formations susceptibles d'être aquifères. Trois grands types sont ressortis : le milieu alluvionnaire, le milieu fissuré à karstique et le milieu évaporitique des zones de contacts anormaux. Le suivi mensuel de nombreuses émergences a apporté des connaissances sur les paramètres physiques, chimiques et isotopiques des eaux souterraines. Grâce à l'ensemble de ces données, il est possible maintenant de comprendre le fonctionnement hydrodynamique des 3 types d'aquifères (figure 13).

### 1. LE MILIEU ALLUVIONNAIRE

Les matériaux, localisés dans des ombilics et issus du démantèlement des massifs, sont essentiellement carbonatés.

La faible extension géographique de ce type d'aquifère favorise de courts temps de transit. La moindre arrivée d'eau provoque des «effets de chasse». Ceci explique la faible minéralisation générale des eaux issues de ces nappes superficielles. Les temps de séjour sont d'autant plus courts que les zones d'infiltration sont généralement proches (prépondérance du ruissellement). Le moindre réchauffement provoque une recharge de ce type d'aquifère. Les bassins versants géographiques et hydrogéologiques sont assez bien corrélés.

Néanmoins, des apports souterrains depuis le substratum sont parfois mis en évidence.

### 2. LE MILIEU FISSURÉ

Les matériaux constituant ces milieux sont essentiellement carbonatés (calcaires, marbres, dolomies) et quartzitiques. La tectonique a engendré un compartimentage et une intense fracturation. Les axes de drainage préférentiels ainsi créés, liés à de forts gradients, favorisent des vitesses de transit plutôt rapides. Mais l'extension relative des compartiments aquifères et leur perméabilité fissurale expliquent des temps de séjour plus longs.

La plupart des sources de Vanoise présentent un faciès chimique marqué par les sulfates. Les eaux issues du milieu fissuré peuvent résulter ici du fonctionnement parallèle de deux systèmes aquifères différents : l'un à l'aval, carbonaté et fissuré, dont les eaux s'imposent en période estivale ; l'autre à l'amont ou injecté, évaporitique, dont les eaux prédominent en hiver à l'exutoire. C'est le résultat de la tectonique alpine, aux nombreux chevauchements, décollements et injections de gypses.

La recharge est maximale en été. Elle débute au printemps lors de la fonte généralisée, par l'intermédiaire de zones d'infiltration préférentielles, fracturées et dépourvues de sols. Ces aquifères sont sensibles à des évolutions climatiques prononcées, d'ordre saisonnier. Il est confirmé que les bassins versants hydrogéologiques diffèrent notablement des bassins versants géographiques.

Les temps de transit sont variables en milieu fissuré. Ils sont fonction de la distance qui sépare l'exutoire de son aire d'alimentation et de la présence d'axes de drainage privilégiés. Une approche de l'état de karstification peut être avancée à partir de l'étude isotopique.

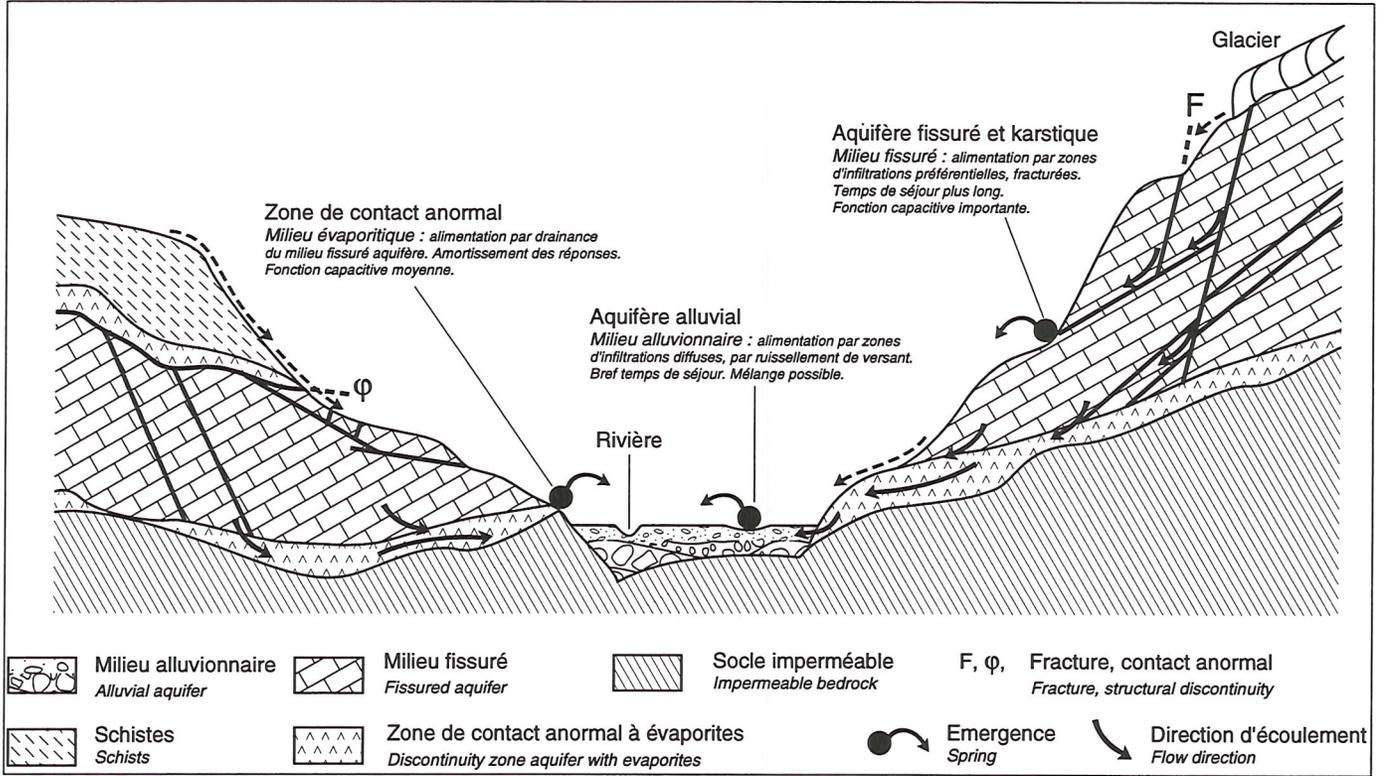


FIG. 13 – Modélisation du fonctionnement hydrodynamique des aquifères de Vanoise.

### 3. LE MILIEU DE ZONE DE CONTACT ANORMAL

Sa nature évaporitique favorise la création de réseaux de dissolution importants qui constituent des axes d'écoulement privilégiés. La fonction minéralisatrice de ce milieu est liée à la solubilité des gypses qui fournit d'importantes quantités de sulfates et de strontium. Elle n'est pas obligatoirement le signe d'un long temps de séjour. En fait, l'énorme extension de ce type d'aquifère profond ne semble pas engendrer de fonction capacitive réellement importante. Le séjour des eaux dans l'aquifère évaporitique lui-même est relativement court. La stabilité des réponses s'explique par des réserves importantes, au niveau des massifs fissurés sus-jacents, évacuées par le milieu évaporitique par drainage à débit constant.

Les aquifères évaporitiques collectent les eaux des couvertures carbonatées qui les surmontent. Les temps de transit dépendent de l'épaisseur du massif drainé. La recharge, continue tout au long de l'année, est liée aux réserves en eau contenues dans le milieu fissural des couvertures carbonatées. Des infiltrations localisées sont possibles par le biais d'accidents tectoniques subverticaux qui peuvent ainsi récupérer les eaux de ruissellement des couvertures imperméables.

Les bassins versants hydrogéologiques sont vastes car ils englobent des massifs entiers. Ils sont sans commune mesure avec les bassins versants topographiques des sources étudiées et peuvent drainer des sous-bassins de grandes dimensions et de nature différente.

Ce programme scientifique, encouragé par le Parc national de la Vanoise, a permis de définir les différents types d'aquifères rencontrés en Vanoise. Leur fonctionnement est régi par les contrastes morphologiques, climatologiques et géologiques propres au milieu de haute montagne. Le comportement des aquifères de Vanoise est très différent de ce que l'on observe en plaine. Les forts gradients altimétriques, le retard à l'infiltration, les hétérogénéités et discontinuités géologiques sont autant de facteurs qui conditionnent l'hydrodynamique de ces aquifères de haute altitude.

### REMERCIEMENTS

Nous remercions Monsieur JUSSERANT du C.R.G. Thonon pour sa lecture attentive et ses précieux conseils, le Centre de recherches géodynamiques de Thonon pour la réalisation en nombre d'analyses isotopiques, le Laboratoire d'hydrogéologie de l'Université de Franche-Comté pour les analyses chimiques et le Parc national de la Vanoise pour sa contribution financière majeure.

## BIBLIOGRAPHIE

- BLAVOUX (B.), 1978 - Étude du cycle de l'eau au moyen de l'oxygène 18 et du Tritium : possibilités et limites de la méthode des isotopes du milieu en hydrologie de la zone tempérée. Thèse de Doctorat : Université Paris VI, 333 p.
- DRAY (M.), JUIF (L.) et NICOUD (G.), 1992 - Study of the hydrodynamic behaviour of mountainous aquifers by natural chemical and isotopic tracing in the French Alp. In : "Tracer Hydrology" / Hötzl and Werner, eds. - Rotterdam : Balkema. - p. 345-347.
- FONTES (J.-Ch.), 1976 - Isotopes du milieu et cycles des eaux naturelles : quelques aspects. Thèse Doctorat : Paris, 218 p.
- JUIF (L.), 1991 - Hydrogéologie de la haute montagne : approche du fonctionnement hydrodynamique des aquifères de Vanoise, Savoie, France. Thèse doctorat : Sci. de la Terre : Université de Franche-Comté, 257 p.
- JUIF (L.), FUDRAL (S.) et NICOUD (G.), 1989 - Les aquifères types de Vanoise. *Trav. sci. Parc nation. Vanoise*, XVII : 27-45.
- JUIF (L.) et NICOUD (G.), 1991 - Approche du fonctionnement d'aquifère d'altitude en Vanoise, Savoie, France. Carrefour scientifique H<sub>2</sub>O.91. «Eau en Montagne», Grenoble. - p. 55-60.
- LHOMME (D.), DZIKOWSKI (M.), NICOUD (G.) et NAFFRECHOUX (E.), 1995 - Réponses d'un aquifère fissuré de haute montagne à la fusion nivale - Morzine-Avoriaz, Haute-Savoie. *La Houille Blanche*, n° 7 : 83-87.
- NICOUD (G.), 1987 - L'eau potable en haute montagne : contrôle des ressources par les milieux peu perméables fissurés. Exemple des Alpes de Savoie. *Hydrogéologie*, n° 3 : 177-184.
- NICOUD (G.), FUDRAL (S.), JUIF (L.) et RAMPNOUX (J.-P.), 1995 - Hydrogéologie du vallon de la Sassièr (Tignes, Savoie). *Trav. sci. Parc nation. Vanoise*, XIX : 75-89.
- RAMPNOUX (J.-P.) et NICOUD (G.), 1979 - Les circulations souterraines entre le col de la Vanoise et Pralognan (Massif de la Vanoise, Savoie). *Trav. sci. Parc nation. Vanoise*, X : 71-82.
- RAZAFINDRAKOTO ( ), 1988 - Teneurs en isotopes stables des précipitations et des eaux souterraines et leurs variations en France. Thèse 3<sup>ème</sup> cycle : Université d'Avignon, 341 p.

(Reçu pour publication, juin 1997)

# CIRCULATIONS SOUTERRAINES ET TRAÇAGES ARTIFICIELS EN VANOISE

par Marc DZIKOWSKI<sup>(1)</sup>, Gérard NICOUD<sup>(1)</sup>, Serge FUDRAL<sup>(1)</sup>,  
Bruno ARFIB<sup>(1)</sup> et Catherine JOURDAN<sup>(1)</sup>

I. — Introduction .....	137
II. — Méthodologie .....	138
III. — Les traçages en Vanoise .....	139
IV. — Conclusion .....	150
Bibliographie .....	151

**Résumé** – Cet article propose une synthèse des traçages artificiels réalisés dans l'emprise du Parc national de la Vanoise. Sept opérations sont recensées sur des sites impliquant des contextes lithologiques et structuraux bien particuliers, les injections étant effectuées à des altitudes supérieures à 2400 m. Ces traçages ont permis de mettre en évidence des axes de circulation d'eau souterraine au sein de formations carbonatées, évaporitiques et quaternaires. Dans la mesure du possible, le fonctionnement des aquifères tracés est caractérisé par une évaluation des temps de transfert et des durées de restitution du traceur.

**Mots-clé** – Traçages artificiels - Aquifères de montagne - Vanoise.

## I - INTRODUCTION

Ces vingt dernières années ont vu s'accroître le tourisme de montagne sur le Parc ainsi que le nombre de séjours en refuge. Bien qu'une politique d'amélioration des réseaux d'assainissement des refuges soit menée, cet accroissement touristique a eu pour conséquence une augmentation des flux polluants d'eaux vannes et usées dans le milieu naturel risquant de contaminer les ressources d'Alimentation en Eau Potable (AEP) des vallées. La présence des troupeaux en alpage peut être également une source de contamination des AEP. Il s'est donc avéré nécessaire de mieux comprendre les circulations d'eaux souterraines ainsi que le mode de fonc-

---

(1) Laboratoire de géologie structurale et appliquée, Université de Savoie - F-73376 Le Bourget-du-Lac cedex.

tionnement des aquifères au sein des formations et des structures géologiques très complexes du Parc. Dans ce cadre, le traçage artificiel est un outil indispensable à l'hydrogéologue. Il lui permet de préciser les directions de circulation des eaux souterraines et ainsi de valider les relations qui existent avec les formations aquifères et les structures géologiques des sites étudiés.

Bien que les conditions climatiques et géographiques du Parc national de la Vanoise rendent difficiles les réalisations de traçages artificiels, nous avons pu recensé depuis 1976 dix opérations effectuées sur sept sites, soit dans le cadre d'étude de protection et de vulnérabilité de captages AEP, soit dans le cadre des projets scientifiques administrés par le conseil du Parc national de la Vanoise. Ces opérations, disséminées sur l'ensemble du Parc, ont été réalisées essentiellement au sein de formations carbonatées et évaporitiques affectées par des structururations aussi complexes que variées.

## II - MÉTHODOLOGIE DES TRAÇAGES ARTIFICIELS

Un traçage artificiel consiste à injecter un traceur ou colorant dans une perte vers le milieu souterrain et de suivre sa réapparition aux points de sorties présumés. Ces points sont généralement des sources ou des captages. Lorsque les émergences sont difficilement localisables, un suivi du réseau superficiel peut également être réalisé.

Si dans les premiers temps une observation visuelle du passage du colorant était réalisée aux points de sortie, l'utilisation des fluocapteurs (sachets de charbons actifs), permettant une absorption de traceur fluorescent lors de son passage, a permis de multiplier les points d'observation lors des opérations de coloration. Le colorant est ensuite extrait des charbons et analysé au laboratoire. Cette technique permet de mesurer de très faibles concentrations et notamment celles situées au-dessous du seuil de détection visuelle. Ces concentrations peuvent être inférieures au  $\mu\text{g/l}$ .

Lorsque le temps écoulé entre l'injection et la réapparition du traceur peut être déterminé, il est alors possible de calculer les vitesses de transit du traceur et de caractériser les types d'écoulement au sein des formations. Un protocole d'échantillonnage des charbons actifs, établi *a priori*, permet dans certains cas une estimation des durées de restitution.

Dans le cadre des opérations de traçage menées sur le Parc, il faut noter que la complexité des circulations souterraines associées aux formations et structures géologiques rend particulièrement difficile l'estimation *a priori* des points de sortie ainsi qu'une évaluation des temps de restitution des traceurs injectés. Il faut également remarquer que les difficultés d'accessibilité aux points d'échantillonnage n'autorisent généralement qu'une fréquence de prélèvement relativement large.

**III - LES TRAÇAGES EN VANOISE**

Au total, 10 opérations de traçages sont recensées sur le Parc. Elles sont synthétisées dans le tableau I.

Localisation	Date	Traceurs	Lieu d'injection	Opérateurs
(1) Pralognan	1976 1985  1988 1989	10 kg fluorescéine 5 kg fluorescéine  1,5 kg fluorescéine 2 kg fluorescéine	Proximité du refuge Félix Faure (2517 m)	Rampnoux J.P. - Nicoud G. Rampnoux N.  Gerbelot M. Juif L.
(2) Val Claret	1990	5 kg fluorescéine	Gare intermédiaire du téléphérique de La Grande Motte (2765 m)	Juif L.
(3) Courchevel	1990	1 kg fluorescéine	Proximité du refuge des Merlets (2600 m)	Juif L.
(4) Pralognan	1994	2 kg fluorescéine	Perte du lac de La Valette Proximité du refuge (2475 m)	Dzikowski M. - Jourdan C.
(5) Pralognan	1994	2 kg rhodamine	Pertes du lac Blanc. Refuge de Péclet-Polset (2450 m)	Jourdan C. - Dzikowski M.
(6) La Rocheure	1994	2 kg fluorescéine	Proximité du lac de La Rocheure (2900 m)	Nicoud G. - Jourdan C.
(7) Gébroulaz	1995	5 kg fluorescéine	Perte du glacier de Gébroulaz (2746 m)	Arfib B. - Dzikowski M. Nicoud G.

Tableau I - Synthèse des traçages artificiels réalisés  
sur le Parc national de la Vanoise.

Chaque traçage implique un contexte géologique et structural bien particulier. Il est possible toutefois de différencier ou de regrouper ces expériences en fonction de la nature du lieu d'injection. En effet, les injections ont lieu soit au niveau de grands contacts tectoniques anormaux (*cf* tableau I, expériences (4) et (5)) soit au

niveau de fissures ou pertes liées à la dissolution de la roche en surface (*cf* tableau I, expériences (1), (2), (6) et (7)). L'expérience réalisée à proximité des lacs Merlets (tabl. I) est un cas particulier, l'injection ayant eu lieu au sein de formations quaternaires superficielles constituées de blocailles morainiques.

Les milieux tracés intègrent essentiellement soit une roche de nature purement évaporitique, c'est le cas du traçage de Gébroulaz ; soit une roche de nature principalement carbonatée (traçage de Pralognan (1), Tabl. I). Dans le cas particulier des injections au niveau de contacts anormaux, les deux types de roches peuvent alors constituer le système tracé.

## 1 - INJECTION À PROXIMITÉ DU REFUGE FÉLIX FAURE (Tabl. I)

Ce site a fait l'objet d'une série d'expérimentations (RAMPNOUX et NICLOUD, 1979 ; JUIF, 1991). Les injections ont eu lieu dans des fissures ou des dolines, les formes exokarstiques étant fréquentes dans ce secteur. L'ensemble de ces expérimentations aboutit aux mêmes conclusions et mettent en relation les points d'injection avec deux sources (sources du Creuset et de la Mousse appelée également source de La Fraîche), situées en rive gauche du torrent de la Glière en amont de la confluence avec le ruisseau d'Isertan (Fig.1).

La distance parcourue est d'environ 4 kilomètres à vol d'oiseau. Les temps de transfert estimés conduisent à des vitesses de transit de l'ordre de 150 à 200 m/h. La restitution des traceurs est également très rapide, de l'ordre d'une dizaine d'heures avec des concentrations élevées, mis en évidence par une coloration des eaux des sources nettement visible à l'œil. Ces résultats confirment la présence d'écoulements de type karstique mis en évidence par ailleurs par le comportement physico-chimique des sources au cours du temps.

Dans ce cas, le drainage des eaux s'effectue au sein des formations carbonatées du Jurassique et Crétacé entre le col de La Vanoise et Pralognan-la-Vanoise (DEBELMAS *et al.*, 1989 ; ELLENBERGER, 1958). Cette direction correspond à la direction axiale de la structure globalement synclinale de ces formations.

## 2 - INJECTION SUR LE SECTEUR DE VAL CLARET (Tabl. I)

Pour ce traçage, l'injection est réalisée par des spéléologues à l'intérieur d'un réseau karstique développé au sein des formations de La Grande Motte, constituées par des métadolomies, des calcschistes et des marbres (DEVILLE *et al.*, 1991). Cette expérience avait pour but de préciser l'aire d'alimentation souterraine de la source Caffo à proximité du lac de Tignes (JUIF, 1991). Elle émerge dans la nappe des gypses et l'épais niveau de cargneules surmontant l'émergence est le siège d'une intense fracturation (Fig.2).

La coloration de la source a permis d'étendre son bassin d'alimentation souterrain et mis en évidence un axe drainant au sein des formations carbonatées, relayé par la fracturation au sein des évaporites et des cargneules. Aucune information ne permet d'estimer les temps de transfert.

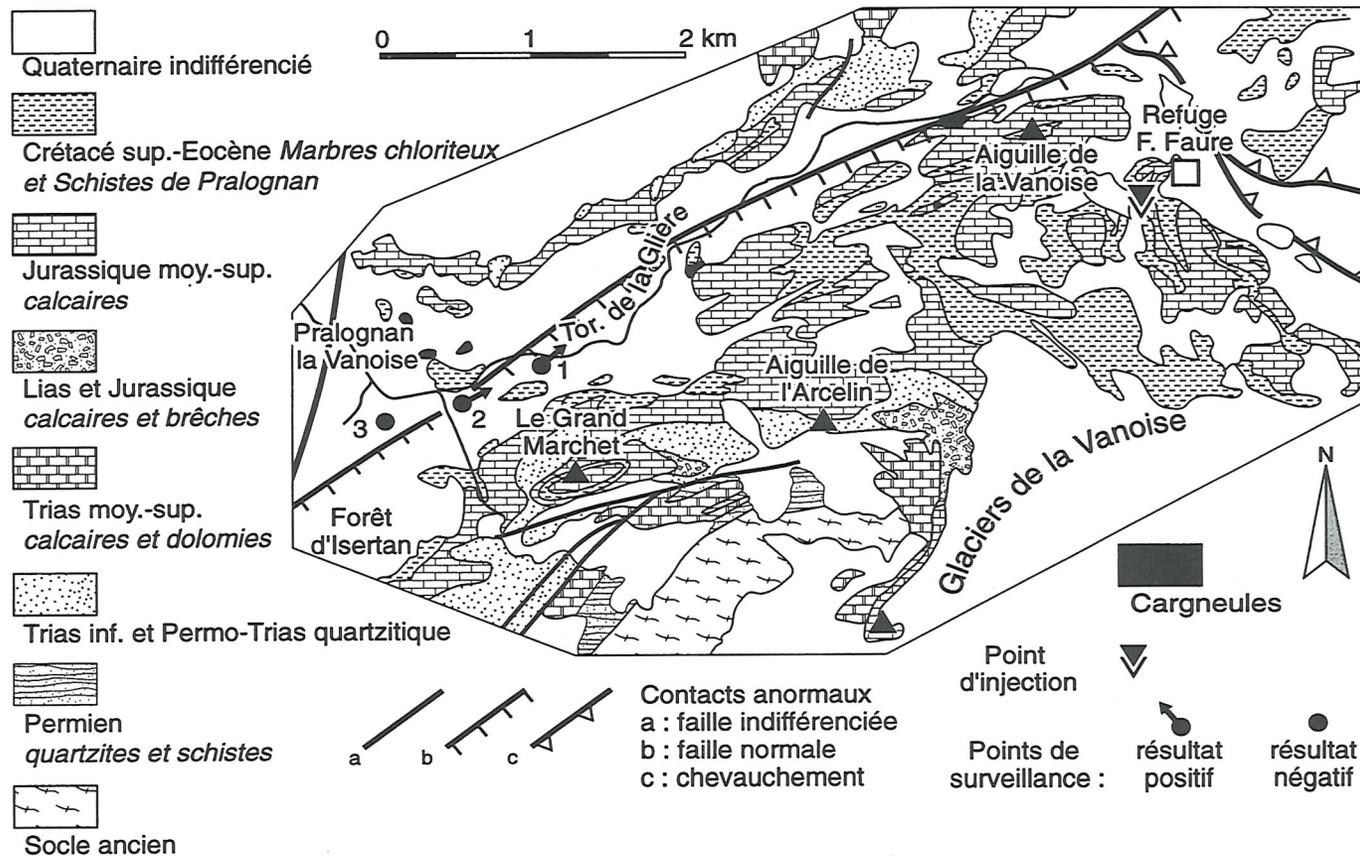


FIG. 1 - Schéma structural du secteur du col de la Vanoise. Tracés des pertes à proximité du refuge Félix Faure.  
 1 : source du Creuset ; 2 : source de la Fraîche ; 3 : source d'Isertan.

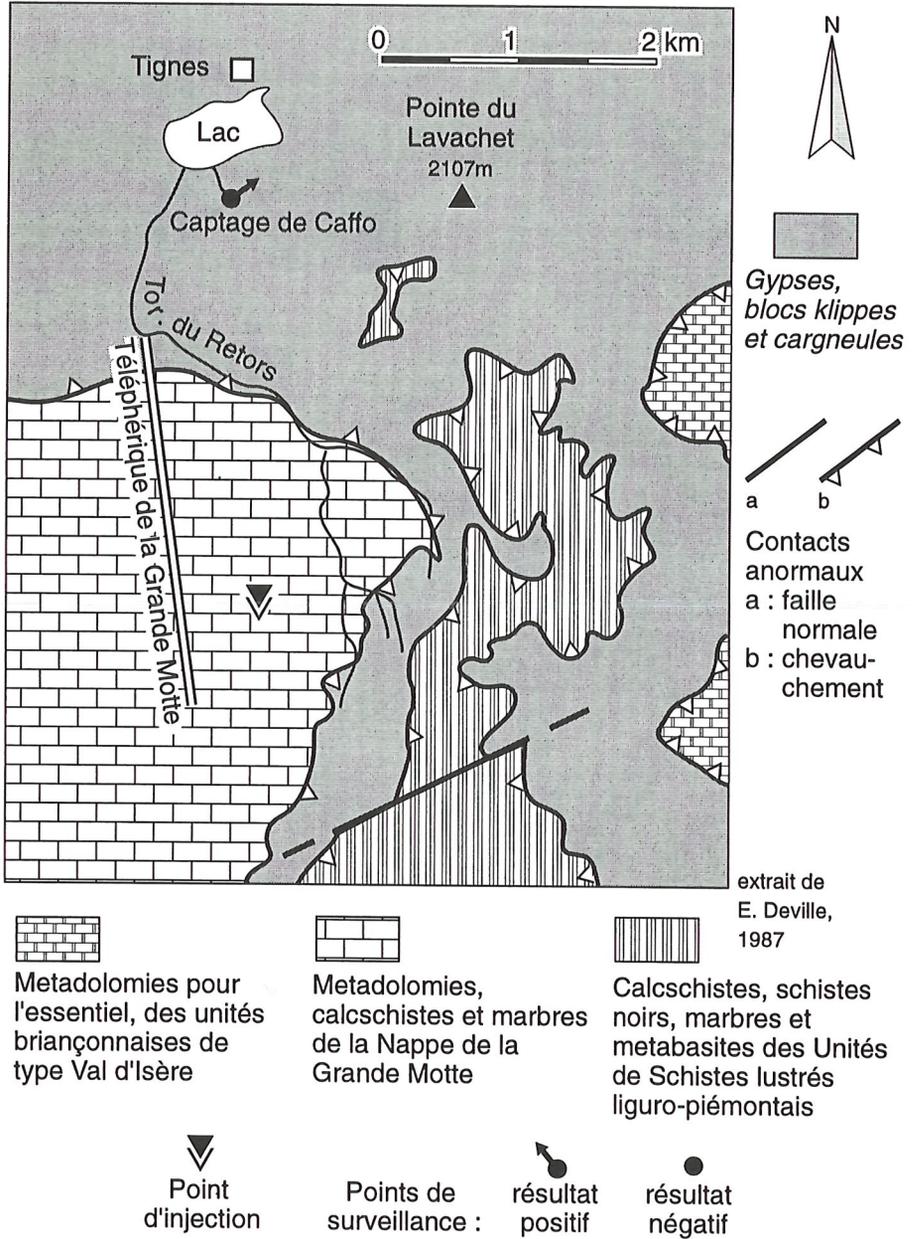


FIG. 2 – Schéma structural du secteur de Val Claret. Traçage de Val Claret. Captage de Caffo 2107 m.

3 - INJECTION À PROXIMITÉ DU REFUGE DES MERLETS (Tabl. I)

La fluorescéine est injectée dans des blocailles morainiques à proximité du refuge en amont du lac inférieur des Merlets dont les eaux sont retenues par ces mêmes formations (Fig.3). Le traceur est réapparu à la source des Avals correspondant au déversoir d'un petit lac temporaire reposant également sur des blocailles. Ce résultat implique donc une circulation souterraine entre les deux bassins versants topographiques au sein des formations quaternaires. Aucune information ne permet d'estimer les temps de transfert.

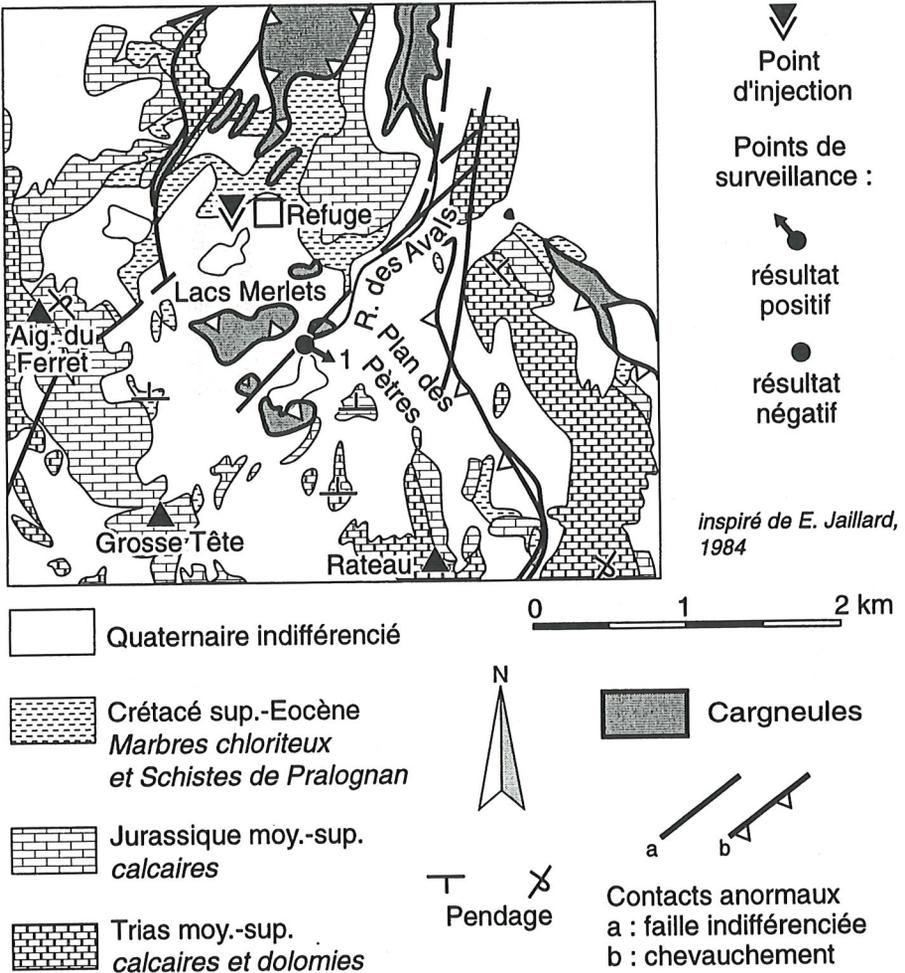


FIG. 3 - Schéma structural du secteur des Merlets.  
Traçage des pertes à proximité du refuge.  
1 : Source des avals.

#### 4 - INJECTION DANS LA PERTE DU LAC DE LA VALETTE (Tabl. I)

L'injection a eu lieu dans une large fissure constituant la perte du lac située sur un contact anormal. Ce dernier, jalonné de cargneules, est largement développé entre les schistes du socle et la couverture secondaire carbonatée (DEBELMAS *et al.*, 1989). Pour cette expérience, à l'exception de la source de la Fraîche, le suivi de la restitution par fluocapteur s'est effectué sur le réseau de surface au niveau du torrent des Nants, du Doron de Chavière et du torrent de la Glière (Fig.4). Ce traçage a permis d'établir une relation entre le point d'injection et les points de surveillance 3 (Pont d'Abadie) et 4 (Pont de Gavin) situés respectivement sur le Doron de Chavière et le torrent de la Glière. Dans le même temps, les autres points n'ont pas montré de résultats significatifs (JOURDAN, 1994). Les temps de transfert du traceur ont pu être estimés entre 2 jours et 12 jours. Les concentrations maximales obtenues sur les fluocapteurs sont de l'ordre du micro-gramme par litre. La durée de la restitution peut être ici importante comme au pont d'Abadie en particulier où des apports en traceur ont persisté 43 jours après l'injection. Ce traçage met donc en évidence une relation entre la perte du lac de la Valette et la basse vallée du Doron de Chavière à proximité de sa confluence avec le torrent de la Glière. Deux cas de figures peuvent être envisagés. Soit, les circulations souterraines s'effectuent le long du contact anormal, soit, elles s'effectuent au sein des fissures des formations carbonatées. Les failles transverses aux structures NE-SO permettraient aux eaux d'atteindre les points bas de la vallée du Doron de Chavière au niveau des éboulis de pente du bois d'Isertan (TALOUR, 1978). La dispersion importante de la restitution du traceur dans le temps ainsi que les très faibles concentrations obtenues ne semblent pas caractériser ici des écoulements de type «réseau karstique».

#### 5 - INJECTION À PROXIMITÉ DU REFUGE DE PÉCLET POLSET (Tabl. I)

Le traceur a été injecté dans les pertes du lac Blanc. Ces dernières soulignent le contact anormal de direction N160 qui sépare à l'ouest les schistes du houiller formant en particulier le replat topographique occupé par le lac, et à l'est, les formations calcaires du Trias appartenant au flanc inverse d'un grand synclinal d'axe N160 (DEBELMAS *et al.*, 1988).

Quatre sources présentant des valeurs de conductivité caractérisant des aquifères évaporitiques ou encore des aquifères plus superficiels ont été suivies par fluocapteurs. Des fluocapteurs ont également été placés dans le Doron de Chavière au lieu dit le Chapendu (Fig.5).

Pour cette expérimentation, aucun des points n'a révélé le passage du traceur sur une durée de 67 jours (JOURDAN, 1994).

Trois hypothèses peuvent être faites :

- les concentrations aux points de surveillance sont inférieures au seuil de détection, ce qui implique une dispersion importante du traceur depuis le lac Blanc ;
- les temps de transfert sont supérieurs à 67 jours, ceci impliquerait l'hypothèse d'un transfert lent concernant les circulations affectant le contact anormal ;
- il n'y a pas de relations entre les points surveillés et le lieu d'injection, dans ce cas les circulations le long du contact permettraient au traceur de parcourir des distances nettement plus importantes.

CIRCULATIONS SOUTERRAINES ET TRAÇAGES ARTIFICIELS EN VANOISE

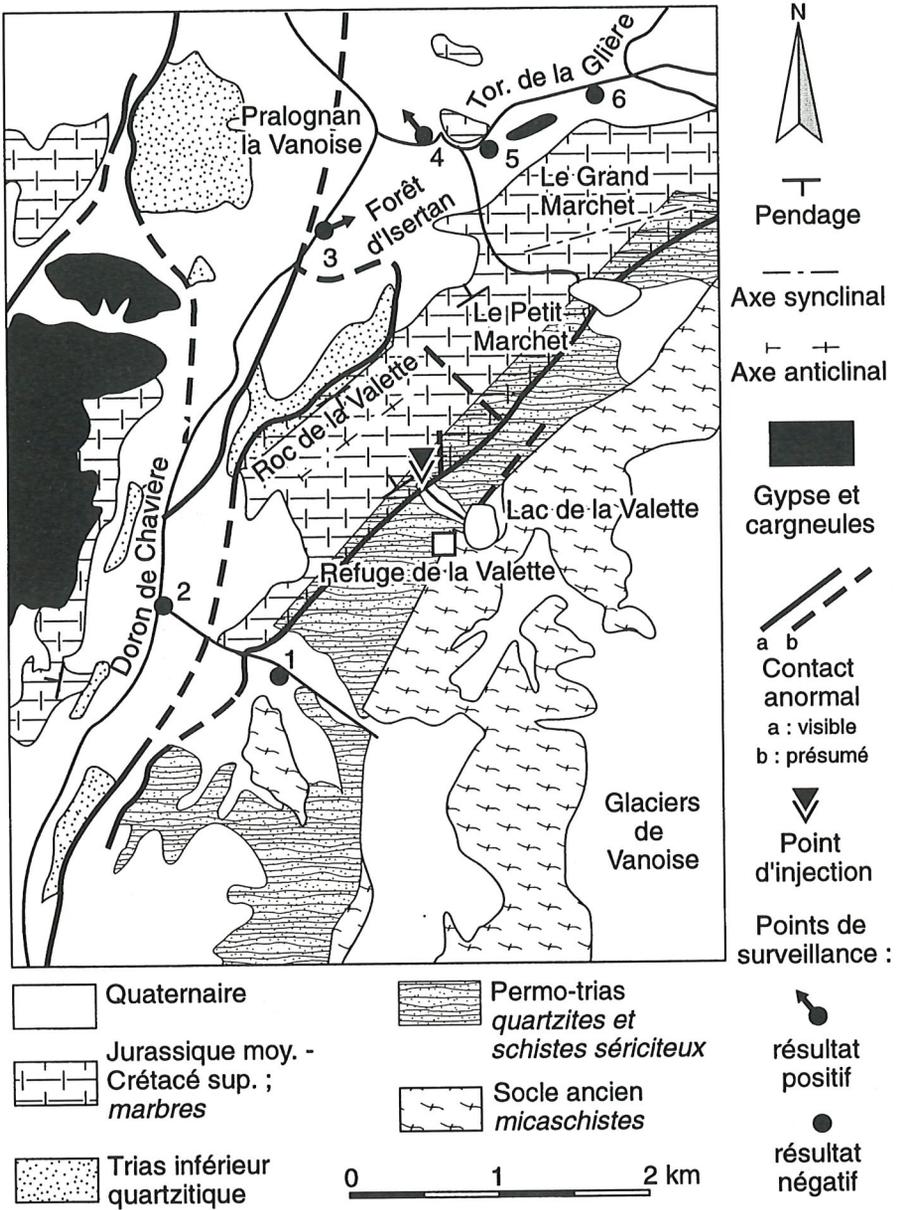


FIG. 4 - Schéma structural du secteur de la Valette. Traçage de la perte du lac.  
 1 : torrent des Nants amont ; 2 : torrent des Nants aval ; 3 : pont d'Abadie ;  
 4 : pont de Gavin ; 5 : source de la Fraîche ; 6 : pont E.D.F.

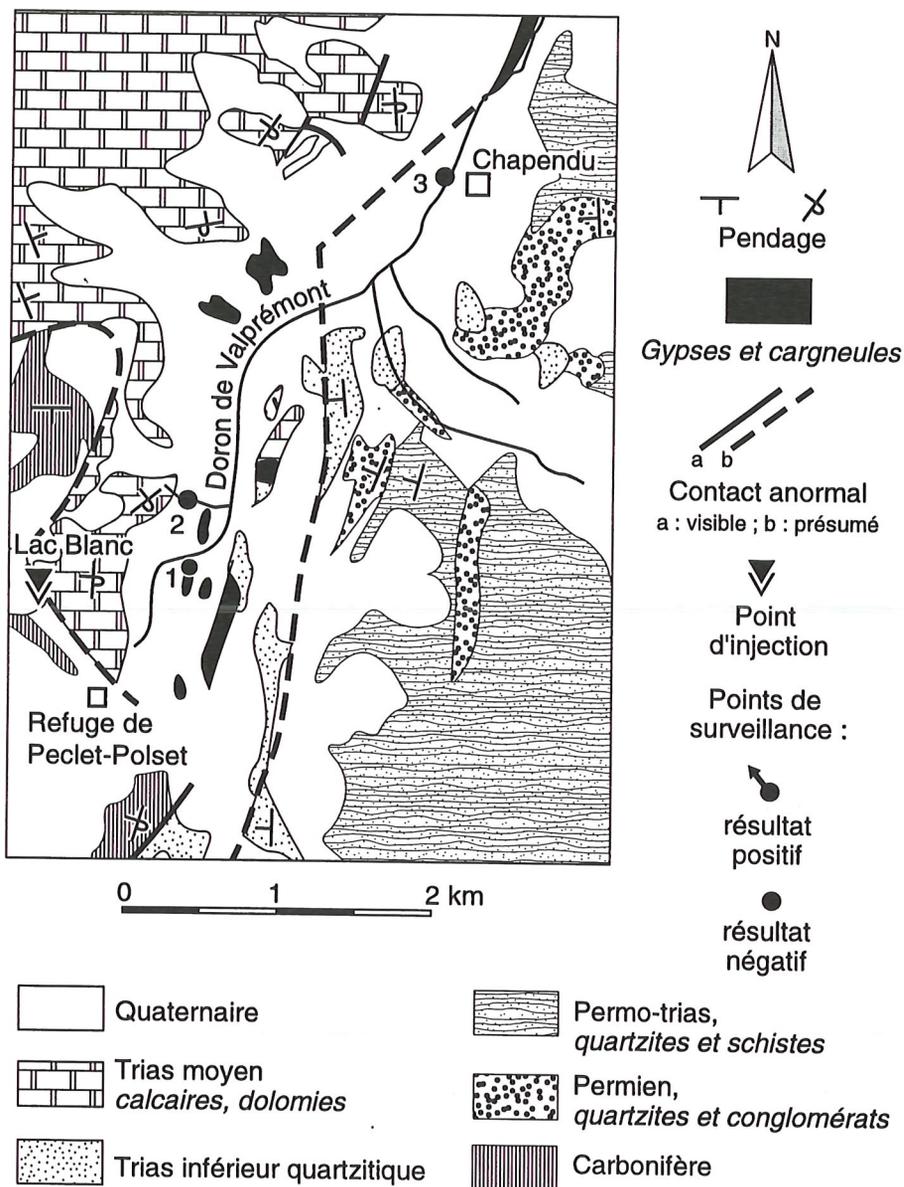


FIG. 5 - Schéma structural du secteur de Péclet-Polset.

Traçage des pertes du lac Blanc.

1 : source artésienne des gypses ; 2 : source d'éboulis, Doron de Chavière (Le Chapendu).

## 6 - INJECTION À PROXIMITÉ DU LAC DE LA ROCHEURE (Tabl. I)

Pour ce traçage, l'injection a été réalisée dans la perte du lac Blanc. Ce dernier repose sur les dolomies bréchiques du Trias calcaréo-dolomitique des roches blanches qui apparaissent en fenêtre tectonique au sein des nappes des schistes lustrés. Trois sources et deux points sur le torrent de la Rocheure ont été suivis par fluocapteurs (Fig.6). Un seul point, la source des roches Blanches, a montré un résultat positif significatif avec une concentration de  $0,89 \mu\text{g/l}$  (JOURDAN, 1994). Ce résultat montre clairement la relation avec la perte du lac. Le temps de transfert est ici inférieur à 7 jours. La faible concentration obtenue en fonction de la distance parcourue (de l'ordre de 800 m) implique une relative dispersion du traceur liée probablement à la fracturation et à un écoulement perpendiculaire aux structures comme dans le cas du secteur de la Valette.

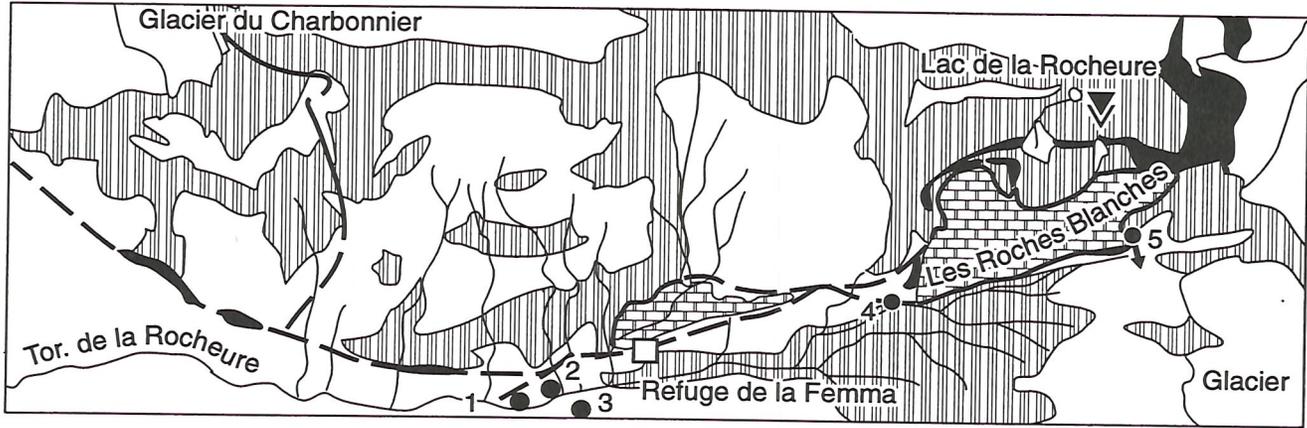
## 7 - INJECTION DANS UNE PERTE DU GLACIER DE GÉBROULAZ (Tabl. I)

La structure générale du site est celle d'une synforme dissymétrique à déversement vers l'est et à plongement nord. Les flancs du pli sont formés par les assises gréso-schisteuses du Houiller et le cœur est occupé successivement par les Gneiss du Sapay, des quartzites du Permo-Trias et du Trias inférieur puis par des évaporites et des cargneules peu visibles dans ce secteur (Fig.7).

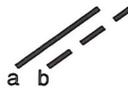
À partir du col du Soufre, les formations gypseuses affleurent en une bande étroite, d'abord en rive droite du glacier, puis au cœur de la vallée (ELLENBERGER, 1958 ; DEBELMAS *et al.*, 1988). Les gypses présentent dans leur partie haute des formes caractéristiques de paysages karstiques, notamment de grandes dolines-entonnoirs (ROVÉRA, 1990 ; CHARDON, 1991 ; NICOD, 1993). Au contact du glacier, se développe un système karstique constitué d'une perte de ruisseau, d'un conduit pénétrable à l'aval, appelé la «traversée de Gébroulaz» (AUDRA et HOBLÉA, 1992) et d'un exutoire.

La campagne de traçage a consisté à injecter 5 kg de fluorescéine au niveau de la perte P3 (ARFIB, 1995). Une surveillance par fluocapteurs ainsi qu'un suivi des paramètres physico-chimiques des eaux ont été réalisés aux différentes sources répertoriées sur la figure 7. L'évaluation approximative des temps de transfert a nécessité l'établissement *a priori* d'un protocole de surveillance basé sur les résultats des mesures de température et conductivité caractérisant des modes d'écoulement et des relations différentes avec l'infiltration des eaux de fonte. Il est possible, en période de fonte, de distinguer les sources E3, E5 et E61 à très forte conductivité (supérieure à  $1200 \mu\text{S/cm}$ ) et les sources E2 et E4 de plus faible conductivité (inférieure à  $700 \mu\text{S/cm}$ ). Les eaux des sources (E2 et E4) voient leur conductivité fortement augmenter avec une diminution du débit alors que les autres (E3, E5 et E61) gardent une minéralisation stable.

Pour ce traçage réalisé en période de hautes eaux, les sorties détectées (E2, E3 et E4) sont caractérisées par un temps de passage du traceur supérieur à 1 mois. Cette durée est ici minimum car liée à la détection par fluocapteurs. Pour les sources E2 et E4, les temps d'arrivée du traceur sont courts, inférieurs respectivement à 7 et 24 heures avec des concentrations maximales de 390 et  $1,7 \mu\text{g/l}$ . Ils impliquent des vitesses maximales apparentes de l'ordre de 3700 m/j. Dans ces conditions, la durée de restitution, relativement longue, souligne la présence d'un



0 1 2 km

  
*Gypses et cargneules*  
  
 Contact anormal  
 a : visible ; b : présumé

  
 Point d'injection  
 Points de surveillance :  
 résultat positif  
 résultat négatif

 Quaternaire  
 Trias moyen calcaires, dolomies  
 Nappe des Schistes lustrés liguro-piémontais

FIG. 6 – Schéma structural du secteur des Roches Blanches. Traçage des pertes du lac Blanc.  
 1 : source de la Croix ; 2 : fontaine gaillarde ; 3 : torrent de la Rocheure ; 4 : torrent des Roches Blanches ; 5 : source des Roches Blanches.

CIRCULATIONS SOUTERRAINES ET TRAÇAGES ARTIFICIELS EN VANOISE

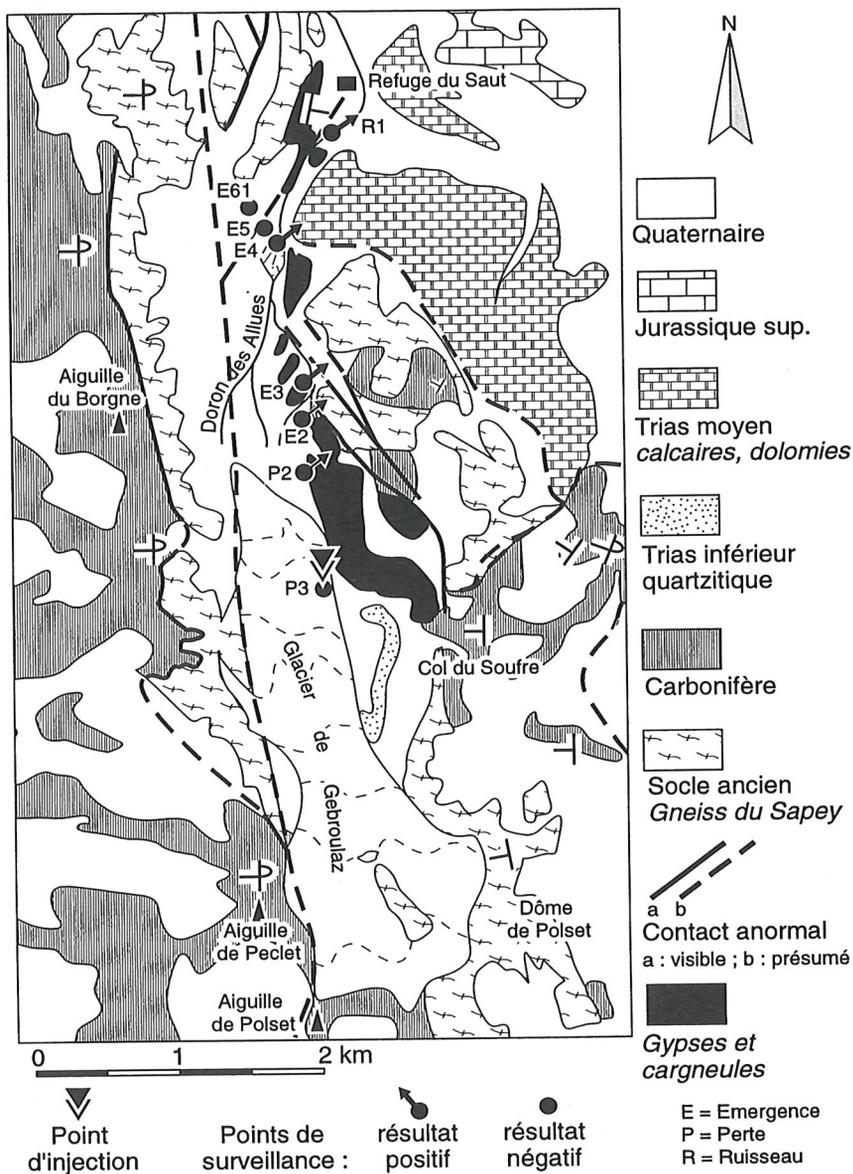


FIG. 7 - Schéma structural du secteur de Gébroulaz.  
 Traçage de la traversée de Gébroulaz.

P2 : perte de la traversée de Gébroulaz ; P3 : ancien lac ; E2 : résurgence de la traversée de Gébroulaz ; E3 : exurgence du pied du verrou 2565 ; E4 : exurgence principale du pied du monolithe 2351 ; E5 : exurgence secondaire du pied du monolithe 2351 ; E61 : source de la fontaine du refuge ; R1 : ruisseau des Allues.

milieu permettant soit un stockage, soit une dispersion élevée du traceur que l'on n'observe généralement pas dans le cas d'un conduit karstique en milieu carbonaté. Pour la source E3, le temps de restitution paraît compatible avec un temps de première arrivée compris entre 3 et 10 jours impliquant des vitesses maximales inférieures à 450 m/j.

Ces observations conduisent à l'hypothèse d'une relation entre un karst superficiel où les sorties sont influencées par l'infiltration des eaux de fonte avec un milieu sous jacent présentant des écoulements beaucoup plus lents permettant un stockage d'eau (DZIKOWSKI *et al.*, 1996). La forte augmentation de la conductivité de la résurgence E2 avec une diminution du débit tend à confirmer cette hypothèse. La source «type» de ce milieu à circulation plus lente (E3) présente, *a contrario* de la source E2, une stabilité des paramètres physico-chimiques au cours du temps.

Les expériences menées sur le secteur de Gébroulaz ont donc montré que l'aquifère évaporitique est caractérisé principalement par un milieu présentant des écoulements suffisamment lents qui permettent une homogénéisation des paramètres physico-chimiques des eaux de source. Ce milieu est constitué par de l'anhydrite imperméable. Il faut donc supposer, au sein de cette formation, la présence d'hétérogénéités liées à la tectonique de compression alpine permettant en particulier des inclusions de cargneules et une forte fracturation du milieu. Pour les sources les plus proches du karst superficiel installé dans le gypse, une infiltration rapide et ponctuelle des eaux de surface peut modifier la stabilité des paramètres physico-chimiques au cours du temps.

#### IV - CONCLUSION

Sur l'ensemble des sept expériences, les points d'échantillonnage ont fait principalement l'objet d'un suivi par fluocapteurs. Cette méthodologie permet, en un point de sortie, de révéler le passage des traceurs avec de très faibles concentrations. Ils sont donc principalement utilisés pour mettre en évidence une relation entrée - sortie comme ce fut le cas pour la majorité des expériences. Un protocole de mise en place des fluocapteurs dans le temps peut être établi *a priori* afin d'approcher les futurs temps de transfert et les durées de restitution du traceur. Cette méthodologie a été mise en place pour les injections au niveau des contacts anormaux ainsi que pour l'étude de l'aquifère évaporitique du secteur de Gébroulaz.

Elle a permis de mettre en évidence une restitution du traceur s'effectuant sur une longue période de temps pouvant atteindre plus de 45 jours dans certains cas.

D'un point de vue général, ces expériences de traçages artificiels révèlent que les circulations affectant les grands contacts et les roches aquifères avoisinantes restent encore mal connues, tout particulièrement lorsque les trajets sont très importants. La conclusion de ce travail est donc méthodologique. Pour être réellement validées, les futures opérations devront impérativement conduire à :

- une augmentation des quantités de traceur injectées ;
- une extension des zones de surveillance des points de sortie présumés ;
- un étalement sur plusieurs mois du suivi temporel.

Les mêmes remarques peuvent être faites pour les circulations au sein des formations évaporitiques.

## BIBLIOGRAPHIE

- ARFIB (B.), 1995. - Les circulations karstiques en Vanoise : analyses physico-chimiques, faunistiques et traçage dans l'aquifère des gypses. - Rapport de stage MST Montagne : Université de Savoie - (inédit).
- AUDRA (P.) et HOBLÉA (F), 1992. - La traversée de Gébroulaz en Vanoise : morphologie d'une cavité gypseuse de haute montagne. *Travaux URA 903 du CNRS*, n° XXI : 61-69.
- CHARDON (M), 1991. - Approche géomorphologique des karsts du gypse de La Vanoise : la zone alpine et glaciaire du vallon du Fruit-Gébroulaz. *Karstologia*, n° 17 : 31-42.
- DEBELMAS (J.) *et al.*, 1988. - Carte géologique de la France au 1/50 000. Feuille de Modane n° 775 - Orléans : BRGM.
- DEBELMAS (J.) *et al.*, 1989. - Carte géologique de la France au 1/50 000. Feuille de Moûtiers n° 751 - Orléans : BRGM.
- DEVILLE (E.) *et al.*, 1991. - Carte géologique de la France au 1/50 000. Feuille Tignes n° 752 - Orléans : BRGM.
- DZIKOWSKI (M.), NICOUUD (G.), ARFIB (B.), PAILLET (A.) et ROVÉRA (G.), 1996. - Un aquifère gypseux de haute montagne : mesures physico-chimiques et traçage dans la vallée de Gébroulaz (Vanoise, France). *Karstologia*, n° 28 : 19-24.
- ELLENBERGER (F.), 1958. - Étude géologique du pays de Vanoise. *Mém. Serv. Carte géol. France*, t 50, 561 p.
- JAILLARD (E.), 1984. - Étude géologique des unités briançonnaises de Vanoise occidentale au sud-ouest de Pralognan (Savoie) : évolution sédimentaire et structurale. - Thèse 3<sup>e</sup> cycle : Université de Grenoble. - 212 p.
- JOURDAN (C.), 1994. - Les circulations karstiques en Vanoise : traçage de la Valette, de Peclat-Polset, des Roches Blanches. - Stage MST «Ingénierie des géoressources de l'eau et de l'environnement» : Université de Bordeaux III. - (inédit).
- JUIF (L.), 1991. - Hydrogéologie de la haute montagne : approche du fonctionnement hydrodynamique des aquifères de Vanoise. Thèse de doctorat : Université de Franche-Comté, 257 p.
- JUIF (L.), FUDRAL (S.) et NICOUUD (G.), 1989 - Les aquifères types de Vanoise. *Trav. sci. Parc nation. Vanoise*, Tome XVII : 27-45.
- NICOD (J.), 1993. - Recherches nouvelles sur les karsts des gypses et des évaporites associées. *Karstologia*, n° 21 : 15-42.
- RAMPNOUX (J.-P.) et NICOUUD (G.), 1979. - Les circulations souterraines entre le col de la Vanoise et Pralognan (Massif de la Vanoise, Savoie). *Trav. sci. Parc nation. Vanoise*, Tome X : 71-82.
- ROVÉRA (G.), 1990. - Géomorphologie dynamique et aménagement des versants en moyenne Tarentaise. Thèse : Université J. Fourier, Institut de Géographie Alpine : Grenoble, 465 p.
- TALOUR (B.), 1978. - Un karst d'altitude dans le massif de Vanoise. *Revue de géographie alpine*, tome LXVI : 201-207.

(Reçu pour publication, juin 1997)



# PREMIER INVENTAIRE DE LA FAUNE DE SOURCES KARSTIQUES ET LIMNOCRÈNES DU MASSIF DE LA VANOISE

par Cécile CLARET<sup>(1)</sup>, Pierre MARMONIER<sup>(1)</sup>  
et Françoise LESCHER-MOUTOUÉ<sup>(2)</sup>

Introduction .....	154
I. — Localisation et caractéristiques physico-chimiques des stations .....	155
II. — Méthodes d'échantillonnage et d'analyse de la faune .....	158
III. — Composition faunistique et biodiversité .....	159
IV. — Discussion .....	167
Références bibliographiques .....	170

**Résumé** – La faune souterraine de la zone alpine reste très mal connue, surtout en haute altitude. Un premier inventaire de la faune de sources karstiques et limnocrènes dans le Massif de la Vanoise (Alpes françaises) a permis de mettre en évidence la richesse taxonomique des peuplements (43 taxons), l'hétérogénéité de leur répartition tant dans les micro-habitats étudiés (surtout pour les sources karstiques) que le long d'un gradient altitudinal. Les sources de moyenne altitude sont à la fois les plus richement peuplées et les plus proches des activités humaines. Elles constituent des «points chauds» de biodiversité des zones montagneuses qui méritent d'être protégés.

**Mots-clé** – Montagne, eaux souterraines, invertébrés, biodiversité.

**Summary** – First survey of karstic and interstitial spring fauna in Vanoise Massif. Few information is available about groundwater fauna of the alpine area, overall at high altitudes. A first survey of karstic and interstitial spring fauna of Vanoise area (French Alps) highlighted a high species richness (43 taxa), a marked heterogeneity between micro-habitats (for karstic springs), and an altitudinal gradient. Medium altitude springs were the richest and closest to human activity. They constituted «hot spots» of biodiversity in mountain areas which have to be protected.

**Key-words** – Mountain, groundwater, invertebrates, biodiversity.

(1) Université de Savoie, GRETI (et ESA-CNRS 5023), F-73376 Le Bourget-du-Lac, France.

(2) École Normale Supérieure, Laboratoire d'Écologie (URA CNRS 258), F-75230 Paris Cedex 05.

## INTRODUCTION

Les systèmes aquatiques superficiels et souterrains possèdent des caractéristiques fonctionnelles contrastées (GINET et DECOU, 1977 ; ROUCH, 1986 ; GIBERT *et al.*, 1994). Les cours d'eau de surface sont caractérisés par la présence de lumière permettant le développement de végétation, des quantités importantes de matière organique et une bonne oxygénation. Les eaux souterraines, en revanche, présentent des conditions plus contraignantes caractérisées par une obscurité permanente, interdisant tout développement de végétaux, des espaces réduits, une quantité de nourriture et/ou une quantité d'oxygène limitée. Qu'elles soient limnocènes ou issues d'un karst, les sources constituent une zone d'interface, un écotone entre les deux milieux superficiels et souterrains (GIBERT *et al.*, 1990) où l'on rencontre à la fois de la végétation, des fonds sableux ou graveleux, des blocs et des arrivées d'eau souterraine *sensu stricto*. À cette diversité de micro-habitats correspond une grande variété d'organismes possédant des préférences écologiques contrastées, un mélange de taxons phytophiles, benthiques ou colonisant le milieu souterrain (ROUCH, 1982 ; PLÉNÉT et GIBERT, 1995).

Les animaux présents dans les eaux souterraines peuvent n'y passer qu'une partie de leur vie (ce sont des stygophiles) ou être inféodés à ce milieu (on parle alors de stygobies). Ces derniers possèdent toute une série de spécialisations morphologiques, physiologiques et comportementales plus ou moins remarquables (DELAMARE-DEBOUTTEVILLE, 1960 ; VANDEL, 1964 ; BOTOSANEANU, 1986 ; GIBERT *et al.*, 1996). Cette faune est encore très mal connue dans la zone alpine, surtout en haute altitude. Les seuls travaux disponibles sont déjà anciens et se rapportent à d'autres pays européens : la Suisse (WOLF, 1920), l'Autriche et l'Allemagne (HUSMANN, 1956, 1975 ; LÖFFLER, 1963). La faune française n'a été analysée que pour des cours d'eau de piémont, principalement dans la plaine du Rhône (GIBERT *et al.*, 1977 ; SEYED-REIHANI, 1980 ; SEYED-REIHANI *et al.*, 1982 ; GINET, 1982 ; DOLE, 1983 ; MARMONIER *et al.*, 1992 ; MARMONIER et CREUZÉ des CHÂTELLIERS, 1992). La faune interstitielle a également été décrite dans des cours d'eau de moyenne altitude du piémont pyrénéen (ROUCH, 1988, 1991 ; ROUCH et LESCHER-MOUTOUÉ, 1992). Cette faune présente pourtant un grand intérêt : elle participe à la biodiversité naturelle d'une région, elle traduit en surface le fonctionnement écologique des écosystèmes souterrains qui sont souvent d'accès difficile. Sa connaissance pourrait apporter une série d'indicateurs des perturbations anthropiques affectant les aquifères.

Une première étude de ce patrimoine faunistique a été réalisée dans le Parc national de la Vanoise (Alpes françaises, Savoie), afin :

- de préciser la composition taxonomique de la faune souterraine de Vanoise, c'est-à-dire d'établir un inventaire faunistique le plus complet possible,
- de cerner les grands traits de la répartition biogéographique de cette faune (répartition altitudinale, liens avec le reste de la faune européenne),
- enfin, d'apporter des premiers résultats relatifs à l'écologie de ces organismes qui restent peu connus.

Afin d'atteindre ces trois objectifs, huit sources limnocrènes (issues d'un système «perméable en petit»<sup>(3)</sup> et sept sources karstiques (issues d'un système «perméable en grand»<sup>(4)</sup>) ont été échantillonnées au cours des étés 1993 et 1995, respectivement. Trois micro-habitats ont été considérés dans chacune des deux études.

## I - LOCALISATION ET CARACTÉRISTIQUES PHYSICO-CHIMIQUES DES STATIONS

### 1. LES SOURCES KARSTIQUES

Les sept sources karstiques étudiées émergent toutes après un parcours dans les gypses des zones de contact de la formation des Alpes (fig. 1). Le dénivelé entre la plus basse et la plus haute des stations est d'environ 1000 m. La source Saint-Victor (SV, 1535 m) à Peisey-Nancroix se situe en rive gauche du Ponturin, au lieu-dit «la Laverie». Surmontée par la pointe de Friolin constituée de gypse, elle est facilement repérable grâce à ses importants dépôts de tufs et de travertins formant un immense plan où l'eau s'écoule sur 70 mètres de dénivelé. Elle sort au sein des quartzites du trias de la zone houillère. La source des Planes (PA) à Pralognan se trouve en rive gauche du Doron de Chavière. Elle affleure dans les gypses à 1640 m sous les Dents de la Portetta et le Petit-Mont-Blanc de Pralognan. La source Saint-Joseph ou source de la Daille (SJ, 1825 m) à Val d'Isère émerge au niveau d'une «nappe de gypse», constituant le soubassement des schistes lustrés. Elle émerge sur la commune de Val d'Isère sous la télécabine de la Daille puis vient se jeter dans l'Isère (1795 m). La source Caffo ou émergence de la Touvière (CA, 2095 m) à Tignes émerge au niveau de la même «nappe de gypse» que la source Saint-Joseph. Autrefois captée, elle alimente le lac de Tignes qui est une cuvette de surcreusement glaciaire (ombilic) et se déverse ensuite dans le lac du Chevril. Une seule source est étudiée dans le secteur de la Femma (FE). Située dans le vallon de la Rocheure (2300 m), elle émerge sous la Croix de la Fontaine Gaillarde à proximité du refuge de la Femma. Elle alimente le torrent de la Rocheure qui parcourt le vallon d'est en ouest. Encadrant ce vallon, se trouvent de hauts sommets tels que la Pointe de Méan Martin (3330 m) à l'est, la Pointe de la Sana (3436 m) au nord, le Grand Roc Noir (3582 m) au sud. L'exsurgence au pied du verrou 2565 (G2, 2480 m) et la résurgence de la Traversée (G1, 2565 m) se situent au niveau du glacier de Gébroulaz. Celui-ci est l'un des rares glaciers de vallée du massif de la Vanoise. Il s'étend sur 4 km, de 3500 m à 2600 m d'altitude. Le Doron des Allues y prend sa source. La vallée du Doron est excavée dans une bande de gypse-anhydrite qui affleure entre autres au niveau du verrou 2565.

(3) Un terrain est dit «perméable en petit» lorsque l'eau circule à travers les petits interstices existant entre les particules constituant la roche (roches poreuses : grès, sables, argiles, limons).

(4) Un terrain est dit «perméable en grand» lorsqu'il présente de larges fissures localisées où l'eau pénètre et circule (terrains calcaires, craies).

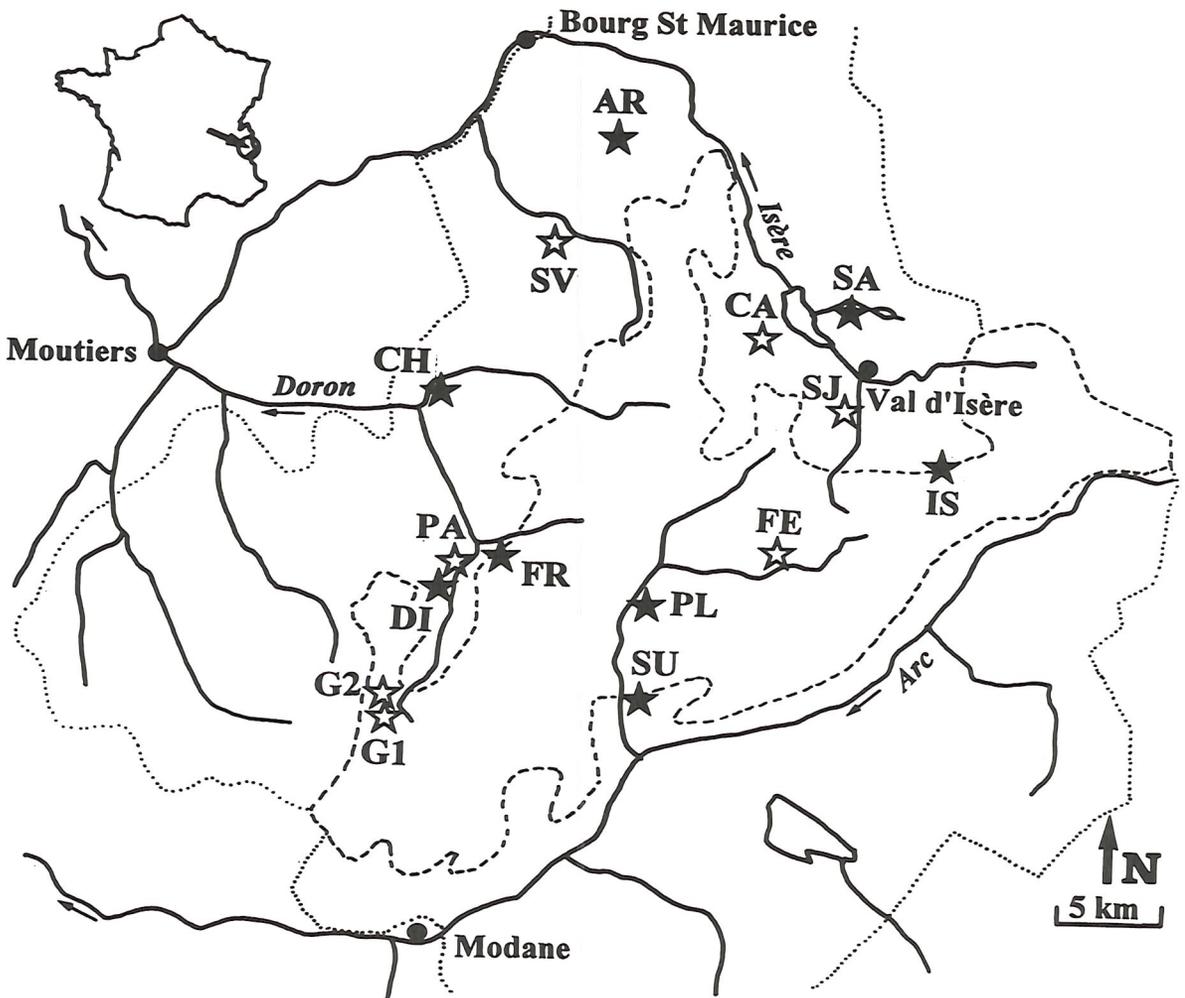


Fig. 1 – Localisation du massif de la Vanoise, des sources karstiques (★) et des sources limnocènes (★) échantillonnées.  
 (-----), limite du Parc de la Vanoise ; .....), limite de la zone péripérienne).

## 2. LES SOURCES LIMNOCRÈNES

Huit sources limnocrènes ont été échantillonnées (fig. 1). La source de Suffey (SU, 1370 m), sur la commune de Termignon, s'écoule dans un sous-bois d'épicéa sur des dépôts de tufs. La source de Champagny (CH, 1460 m), sur la commune de Champagny, près de Champagny-le-haut, est une source latérale située dans les alluvions du torrent. Le substrat est constitué d'alluvions sur soubassement métamorphique. La source de Diès (DI, 1600 m) se situe aussi sur la commune de Pralognan, près du village des Prioux. Elle s'écoule sur un substratum métamorphique surmonté de gypses et de cargneules. La source de la Frèche (FR, 1650 m), à Pralognan, émerge au niveau d'une souche déracinée dans une zone de chablis. Le substrat est constitué de marbres et métadolomies. La source de la Sassièrè (SA, 2000 m) se situe sur la commune de Tignes, en aval du lac de la Sassièrè, dans une zone humide pâturée. Elle coule sur un substratum constitué de moraines et d'alluvions torrentielles. La seconde source étudiée (2000 m), dans la vallée de l'Isère, se situe en amont de la station Arc 2000 (AR), dans une zone humide tourbeuse pâturée. Des alluvions sablo-graveleuses sur substratum métamorphique constituent le substrat. La source du Plan-du-lac (PL, 2360 m), sur la commune de Termignon, est localisée dans une zone humide pâturée en amont d'une petite retenue d'eau. La source de l'Iseran (IS, 2700 m) se situe au col de l'Iseran. Ces deux sources s'écoulent sur un substratum métamorphique.

## 3. CARACTÉRISTIQUES PHYSICO-CHIMIQUES DES DEUX TYPES DE SOURCES

La température et la conductivité ont été mesurées *in situ* avec un thermoconductimètre (WTW LF 92) ; les valeurs obtenues dans chacun des deux types d'aquifères sont réunies dans le tableau I.

Station	Altitude (m)	Conductivité ( $\mu\text{S}/\text{cm}$ )	Température ( $^{\circ}\text{C}$ )
<i>Sources karstiques</i>			
Saint-Victor	1535	1630	5.9
Planes	1640	1550	4.4
Saint-Joseph	1825	1250	3.9
Caffo	2095	974	2.7
Sous la croix	2300	1220	3.8
Ex. Pied du verrou	2480	1600	1.1
Rés. de la Traversée	2565	332	0.9
<i>Sources limnocrènes</i>			
Suffey	1370	728	9.2
Champagny	1460	251	5.8
Diès	1600	338	8.6
Frèche	1650	139	4.6
Arcs	2000	241	3.3
Sassièrè	2000	224	3.8
Plan du lac	2360	214	5.1
Iseran	2700	270	1.8

Tableau I - Caractéristiques physico-chimiques des sources étudiées dans le massif de la Vanoise.

On observe un fort gradient altitudinal de température, qui s'exprime très nettement dans les systèmes karstiques (5° C de différence pour un dénivelé de 1000 mètres). À altitude équivalente, les températures entre systèmes karstiques et poreux sont similaires, à l'exception des deux sources échantillonnées au niveau du glacier de Gébroulaz où la température est extrêmement faible. Aucun gradient altitudinal net n'apparaît pour la conductivité, quel que soit le système considéré. En revanche, la minéralisation des eaux est différente entre les deux types d'aquifères. Les sources karstiques présentent des valeurs de conductivité élevées, souvent supérieures à 1000  $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ , liées à de très fortes concentrations en calcium et en sulfates (qui représentent jusqu'à 80% de la minéralisation totale). Les sources limnocrènes présentent des valeurs de conductivité moyennes, à l'exception des sources de Suffey et de Diès. Ces deux sources sont voisines d'un substratum calcaire (dépôts de tufs) ou gypseux.

## II. - MÉTHODES D'ÉCHANTILLONNAGE ET D'ANALYSE DE LA FAUNE

### 1. PRÉLÈVEMENT DE LA FAUNE KARSTIQUE

Les prélèvements ont été effectués au cours de l'été 1995. Trois micro-habitats ont été prospectés dans chacune des stations : la surface des sédiments (pour échantillonner le benthos, faune vivant sur le fond), les habitats végétaux et la dérive (pour échantillonner la faune transportée par le courant, témoin des micro-habitats karstiques inaccessibles). Les prélèvements de faune benthique et de végétation (principalement des mousses et des algues filamenteuses) ont été effectués à l'aide d'un filet de type Surber de 200  $\mu\text{m}$  de vide de maille. La surface échantillonnée pour le benthos est égale à 0,03 m<sup>2</sup> ; le volume de végétation prélevé est estimé à l'aide d'une éprouvette (volume de matière fraîche sans dessiccation préalable). La faune dérivante a été obtenue par filtration des eaux souterraines à l'aide d'un filet à dérive de 200  $\mu\text{m}$  de vide de maille (surface d'ouverture : 1500 cm<sup>2</sup> ; longueur : 95 cm). Les filets étaient placés dans le milieu entre 17h30 et 19h suivant la station et relevés de 12 à 18 heures plus tard. Aucun prélèvement n'a pu être réalisé à l'intérieur des cavités.

### 2. PRÉLÈVEMENT DE LA FAUNE DES SOURCES LIMNOCRÈNES

Trois micro-habitats ont été explorés : la surface des sédiments, la végétation (essentiellement des mousses) et le milieu interstitiel de la source (- 30 cm de profondeur dans les sédiments). Les prélèvements de faune benthique et de faune présente dans les mousses ont été réalisés de manière identique à ceux des sources karstiques. Les prélèvements de faune interstitielle ont été effectués par pompage de 10 l d'eau et de sédiments à l'aide d'une pompe Bou-Rouch (BOU et ROUCH, 1967 ; BOU, 1974).

### 3. TRI ET DÉTERMINATION DE LA FAUNE

Chaque prélèvement est lavé (séparation de la fraction organique de la fraction minérale) et formolé sur le terrain (concentration finale : 3%) ; le tri des invertébrés est réalisé au laboratoire sous une loupe binoculaire (x 120). Le nombre d'individus récoltés est rapporté à une surface de 1 m<sup>2</sup> pour le benthos, à un volume d'1 litre pour la végétation et pour le milieu interstitiel ; aucune densité pour les individus en dérive n'a pu être calculée pour la faune du milieu karstique. La détermination a généralement été menée au genre ou à l'espèce. Elle s'est limitée au groupe d'espèces pour les Planaires, les Mollusques, les Ostracodes, les Copépodes Cyclopidés, les Plécoptères, les Ephéméroptères, certains Coléoptères et les Trichoptères. Les Copépodes Harpacticidés ont été déterminés à l'ordre et les Diptères à la famille ou à la sous-famille.

## III - COMPOSITION FAUNISTIQUE ET BIODIVERSITÉ

### 1. RICHESSE TAXONOMIQUE

Les 45 échantillons réalisés lors de cette étude ont permis d'identifier 43 taxons (Tableau II). Cette richesse taxonomique peut être considérée comme normale, sachant que de nombreux groupes ne sont pas déterminés à l'espèce (Diptères, certains Trichoptères) et que l'altitude de certaines stations est très élevée (stations situées sur le glacier de Gébroulaz). Tous les embranchements habituellement présents en eau courante, des Plathelminthes aux Arthropodes, sont représentés. On peut noter une bonne diversité dans le groupe des Ostracodes (7 espèces) et dans celui des Plécoptères (6 espèces), alors que la diversité est faible chez les Ephéméroptères (1 taxon).

La richesse taxonomique est équivalente dans les deux systèmes considérés : 28 taxons ont été recensés dans les sources karstiques et 36 taxons dans les sources limnocrènes. Cette légère différence est liée en particulier à l'absence de Mollusques et à une diversité moindre chez les Diptères, issus des sources karstiques.

### 2. RÉPARTITION PAR MICRO-HABITATS

L'abondance relative et la richesse spécifique ont été calculées pour chaque micro-habitats en éliminant les Nématodes, les Oligochètes et les Diptères *Chironomidae* ; ces trois taxons étant présents dans tous les micro-habitats pour les deux types d'aquifères échantillonnés.

Dans les sources karstiques (fig. 2), le milieu benthique et la végétation présentent une richesse spécifique équivalente (17 taxons), plus importante qu'en dérive (9 taxons seulement). Seuls quatre taxons sont communs aux trois types d'échantillons. L'importance relative des différents taxons dans les communautés faunistiques permet de distinguer les différents micro-habitats étudiés :

- dans la végétation, deux taxons dominent le peuplement, les Copépodes Harpacticidés (qui représentent en moyenne plus de 60 % des individus) et la Planaire *Crenobia alpina* (32%) ;

PARC NATIONAL DE LA VANOISE

	Karst	Limnocrène
PLATHELMINTHES		
<sup>1</sup> Cl. des Turbellariés <sup>2</sup> F. Planariidae <i>Crenobia alpina</i> (Dana)	**	***
NEMATHELMINTHES		
Cl. des Nématodes	***	***
Cl. des Gordiacées		*
ANNELIDES		
Cl. des Oligochètes	***	***
MOLLUSQUES		
Cl. des Gastéropodes <i>Stagnicola palustris</i> (Müller)		*
<i>Stagnicola corvus</i> (Gmelin)		*
<i>Radix cf peregra</i> (Müller)		*
PARARTHROPODES		
Cl. des Tardigrades		**
ARTHROPODES		
Cl. des Arachnides		
<sup>3</sup> O. des Acariens		
Hydracariens	*	***
Cl. des Crustacés		
<sup>4</sup> Ss-cl. des Ostracodes		
<i>Psychrodromus cf fontinalis</i> (Wolf)	*	
<i>Potamocypris zschokkei</i> (Kaufmann)	**	**
<i>Cavernocypris subterranea</i> (Wolf)	***	***
<i>Fabaeformiscandona</i> <sup>5</sup> n. sp.	**	***
<i>Candona neglecta</i> (Sars)		*
<i>Cyclocypris ovum</i> (Jurine)		*
<i>Eucypris pigra</i> (Fischer)		**
Ss-cl. des Copépodes		
O. des Harpacticoides		
O. des Cyclopoïdes		
<i>Eucyclops serrulatus</i> (Fischer)	**	**
<i>Paracyclops fimbriatus</i> (Fischer)	*	**
<i>Acanthocyclops robustus</i> (Sars)		**

Tableau II - Liste des taxons recensés dans les sources étudiées dans le massif de la Vanoise

(0) : absent ; (\*) : rare ; (\*\*): abondant ; (\*\*\*) : très abondant

(1) Cl. : classe ; (2) F. : famille ; (3) O. : ordre ; (4) Ss-cl. : sous-classe ; (5) n. sp. : nouvelle espèce ; (6) sp. : non spécifié ; (7) gr. : groupe ; (8) a. : individu adulte ; (9) sF. : sous-famille

## FAUNE DE SOURCES KARSTIQUES ET LIMNOCRÈNES DE LA VANOISE

	Karst	Limnocrène
ARTHROPODES (suite)		
Cl. des Insectes		
O. des Plécoptères		
<i>Protonemoura</i> <sup>6</sup> sp.	***	***
<i>Nemoura</i> <sup>7</sup> gr. <i>mortoni</i> (Ris)	***	***
<i>Nemoura</i> sp.	***	***
<i>Leuctra</i> gr. <i>fusca</i> (Linné)	***	***
<i>Isoperla rivulorum</i> (Pictet)	*	
<i>Chloroperla</i> cf <i>tripunctata</i> (Scopoli)		*
O. des Ephéméroptères		
<i>Baetis</i> cf <i>alpinus</i> (Pictet)	**	***
O. des Coléoptères		
<i>Oulimnius</i> sp. <sup>8</sup> (a.)	*	
<i>Helophorus glacialis</i> (a.)	*	*
Coléoptères indéterminés	*	***
O. des Trichoptères		
<i>Pararhyacophila intermedia</i> (McLachlan)	*	
<i>Glossossoma</i> sp.	*	
<i>Polycentropus</i> cf <i>flavomaculatus</i> (Pictet)	**	
<i>Plectrocnemia</i> cf <i>geniculata</i> (McLachlan)		*
F. Linnephilidae	*	***
F. Leptoceridae		*
O. des Diptères		
F. Psychodidae	*	*
F. Chironomidae dont Diamesinae	***	***
F. Ceratopogonidae		**
F. Stratiomyidae	**	*
F. Empididae, <sup>9</sup> sF. Atalantinae	**	***
F. Tipulidae		*
F. Limoniidae	*	***

Tableau II - (suite)

(0): absent ; (\*) : rare ; (\*\*): abondant ; (\*\*\*) : très abondant

 (1) Cl. : classe ; (2) F. : famille ; (3) O. : ordre ; (4) Ss-cl. : sous-classe ; (5) n. sp. : nouvelle espèce ;  
 (6) sp. : non spécifié ; (7) gr. : groupe ; (8) a. : individu adulte ; (9) sF. : sous-famille

PARC NATIONAL DE LA VANOISE

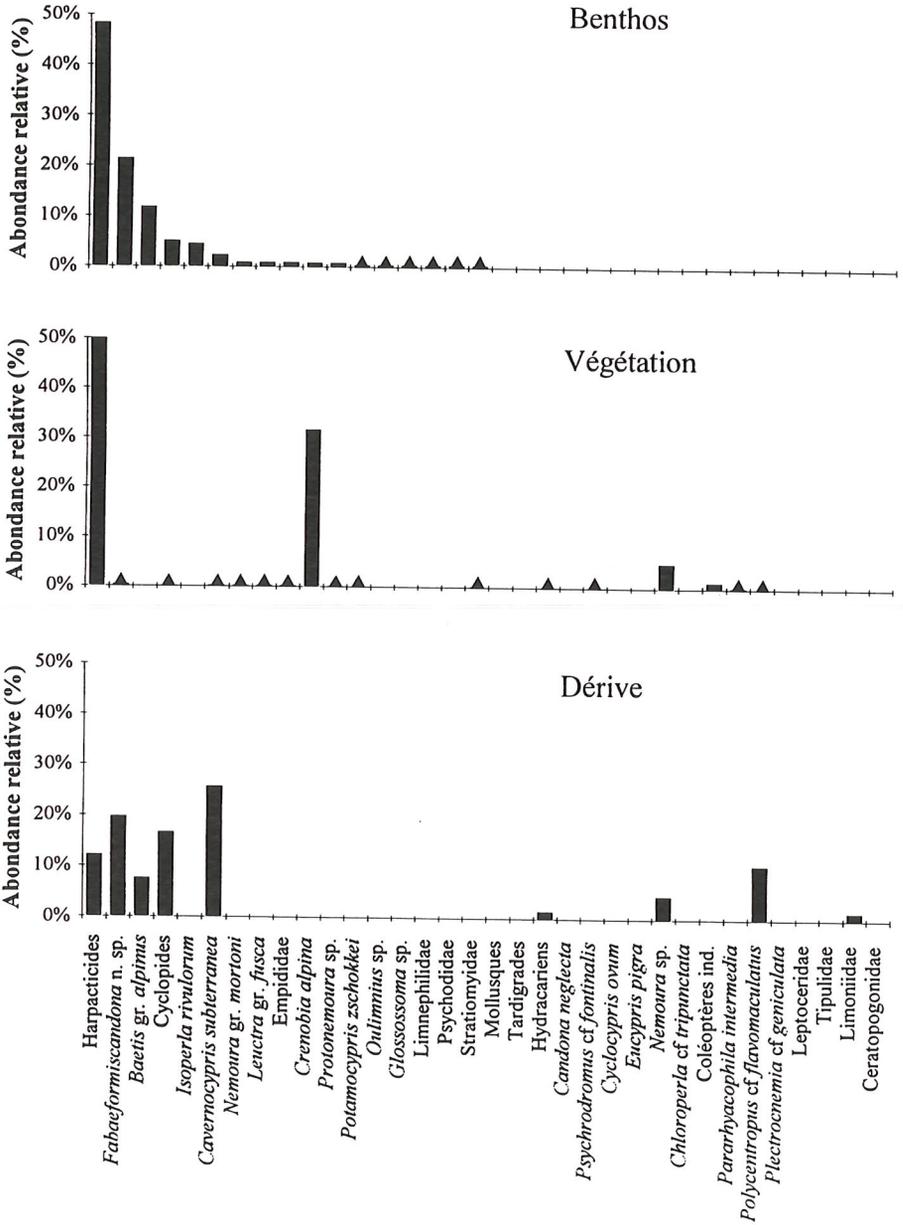


FIG. 2 – Abondances relatives moyennes de chacun des taxons récoltés dans le benthos, la végétation et en dérive dans les sources karstiques. (n = 7 ; ▲ : taxon présent ayant une abondance relative inférieure à 0,5%).

## FAUNE DE SOURCES KARSTIQUES ET LIMNOCRÈNES DE LA VANOISE

- pour la faune dérivante, à l'inverse, les abondances relatives des différents taxons sont proches, sans taxon réellement dominant. Les «micro-crustacés» sont les mieux représentés, par les Ostracodes, *Fabaeformiscandona* n.sp. et *Cavernocypris subterranea* (respectivement, 20% et 26%) et dans une moindre mesure, les Copépodes Harpacticides et Cyclopides (12% et 17%, respectivement). Les larves d'insectes sont moins abondantes et surtout représentées par trois taxons, le Trichoptère *Polycentropus flavomaculatus* (11%), l'Ephéméroptère *Baetis alpinus* (7%) et le Plécoptère, *Nemoura* sp. (4,5%) ;

- le peuplement benthique possède une structure intermédiaire avec, comme dans la végétation, une dominance des Harpacticides (48%) mais aussi, comme dans la faune dérivante, l'Ostracode *Fabaeformiscandona* n. sp. (21%) et l'Ephéméroptère *B. alpinus* (11%). Enfin, le Plécoptère *Isoperla rivulorum* représente près de 5% du peuplement.

Dans les sources limnocrènes (fig. 3), la végétation abrite la richesse spécifique la plus importante (24 taxons), suivie du milieu benthique (20 taxons), enfin le milieu interstitiel est nettement moins riche avec 11 taxons. Neuf taxons seulement sont communs aux trois micro-habitats, et les abondances relatives des différents taxons sont souvent similaires entre les micro-habitats. La Planaire, *C. alpina*, les Hydracariens et les Copépodes Harpacticides dominent les peuplements avec des abondances relatives comparables dans les micro-habitats. Il existe toutefois quelques différences qui individualisent le milieu interstitiel :

- les Tardigrades sont abondants dans la végétation et le milieu benthique (22% et 9%, respectivement) mais absents du milieu interstitiel ;

- à l'inverse, les Ostracodes *Fabaeformiscandona* n.sp., *Eucypris pigra* et *C. subterranea* sont mieux représentés en milieu interstitiel (13%, 15% et 12%, respectivement) que dans les deux autres micro-habitats. Une répartition similaire est observée pour les Copépodes cyclopidés ;

- enfin, le Plécoptère *Chloroperla tripunctata* (3%) et le Trichoptère *Plectrocnemia geniculata* (1,5%) ne sont présents que dans le milieu interstitiel.

Certains taxons communs aux deux types d'aquifères semblent rendre compte de profils écologiques marqués :

- la Planaire *Crenobia alpina* colonise les trois micro-habitats des sources limnocrènes et la végétation dans les sources karstiques ; elle semble donc préférer les eaux calmes ;

- les Ostracodes *C. subterranea* et *Fabaeformiscandona* n. sp. sont rares dans la végétation, ils colonisent le milieu benthique des sources karstiques et limnocrènes et surtout le milieu souterrain (ils sont abondants à la fois dans le milieu interstitiel des sources limnocrènes et dans la faune dérivante provenant de micro-habitats karstiques) ;

- enfin, l'Ephéméroptère *B. alpinus* serait ubiquiste, on le rencontre dans les trois micro-habitats des sources limnocrènes et dans la végétation et la dérive des sources karstiques.

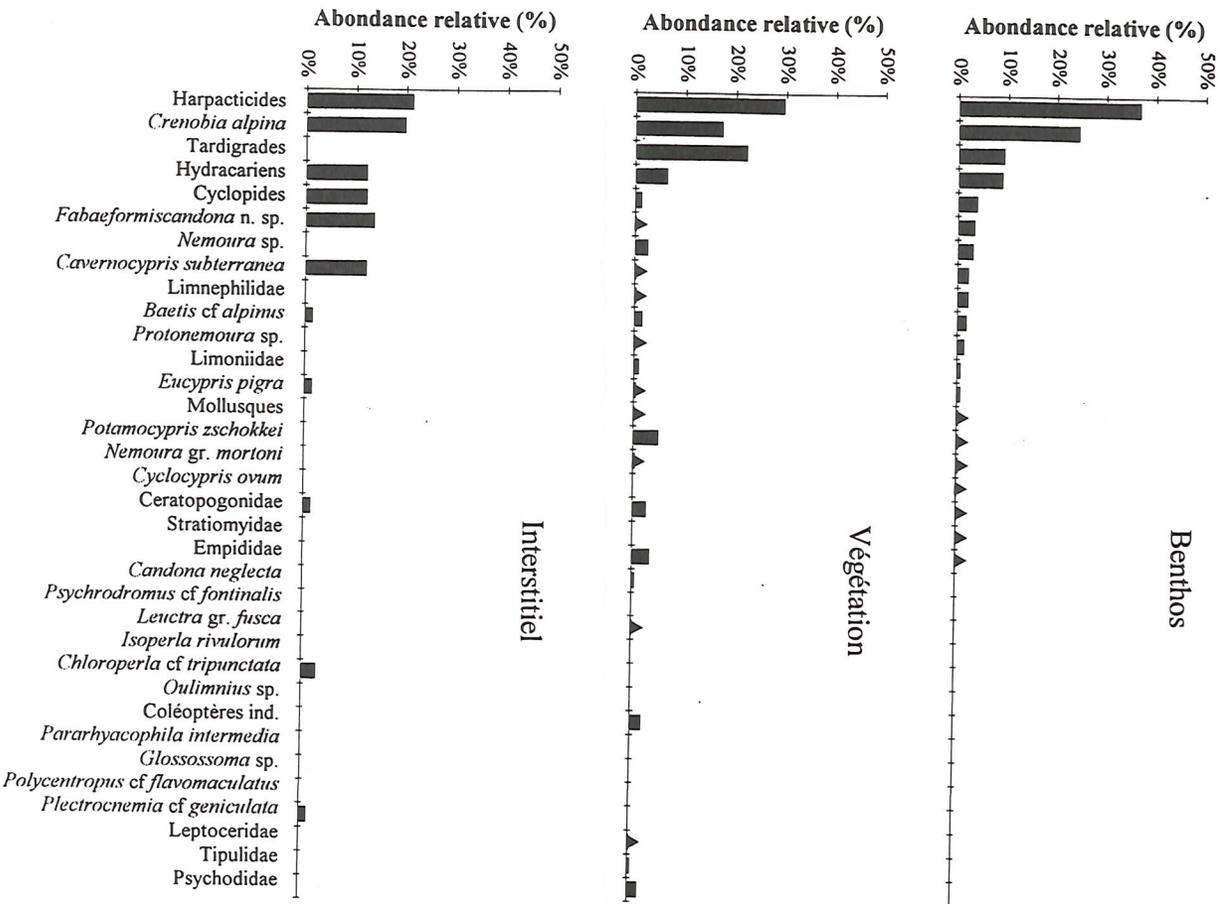


Fig. 3 - Abondances relatives moyennes de chacun des taxons récoltés dans le benthos, la végétation et le milieu interstitiel des sources limnocrènes. (n = 8 ; ▲ : taxon présent ayant une abondance relative inférieure à 0,5%).

3. RÉPARTITION ALTITUDINALE

Il existe un gradient altitudinal assez net pour les sources limnocrènes (fig. 4a) marquées par une diminution régulière de la richesse taxonomique, de 20 taxons à 1370 m à 9 taxons à 2700 m d'altitude (richesse taxonomique importante pour cette altitude). Dans les sources karstiques (fig. 4b), les valeurs de la richesse taxonomique sont comparables à celles obtenues dans les sources limnocrènes mais elles sont beaucoup plus dispersées aux altitudes intermédiaires (entre 20 taxons à 1535 m et 7 taxons à 1640 m). En revanche, les deux sources situées en haute altitude, près du glacier de Gébroulaz (2500 m), présentent une richesse spécifique très inférieure (de 1 à 3 taxons) à celle observée dans les sources limnocrènes à des altitudes équivalentes (9 taxons à 2700 m).

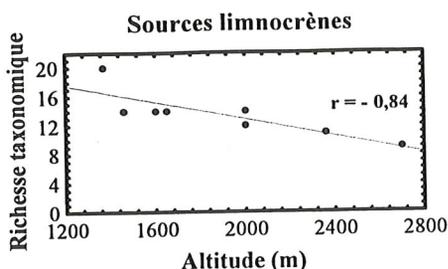


FIG. 4a

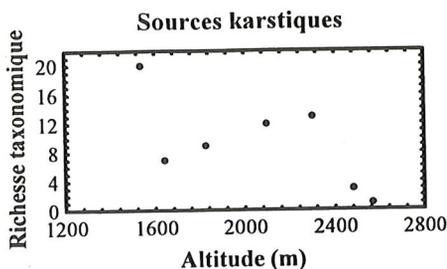


FIG. 4b

FIG. 4 - Relation entre la richesse spécifique et l'altitude pour les sources limnocrènes (FIG. 4a) et pour les sources karstiques (FIG. 4b). Pour les sources limnocrènes, le coefficient de corrélation de Pearson est significatif au seuil 5%, n = 8.

Les Nématodes, les Oligochètes, les Diptères *Chironomidae* et, dans une moindre mesure, les Harpacticides sont présents quelle que soit l'altitude et représentent une part importante, voire la totalité des taxons des communautés de haute altitude. En revanche, la répartition des abondances relatives de certains taxons le long d'un gradient altitudinal ne se fait pas de façon aussi homogène (fig. 5). Ainsi, on observe que :

- les larves de Plécoptères, *N. mortoni* et *L. fusca*, disparaissent au-delà de 1650 m ;
- les larves d'Ephéméroptères, *B. alpinus*, sont présentes jusqu'à 2300 m mais avec des abondances relatives maximales entre 1400 et 1600 m ;
- les Ostracodes, *Fabaeformiscandona* n.sp. et *C. subterranea* sont présents eux aussi jusqu'à 2300 m mais présentent une abondance relative maximale entre 1800 et 2100 m ;
- enfin, la Planaire *C. alpina* est récoltée jusqu'à 2700 m.

FAUNE DE SOURCES KARSTIQUES ET LIMNOCRÈNES DE LA VANOISE

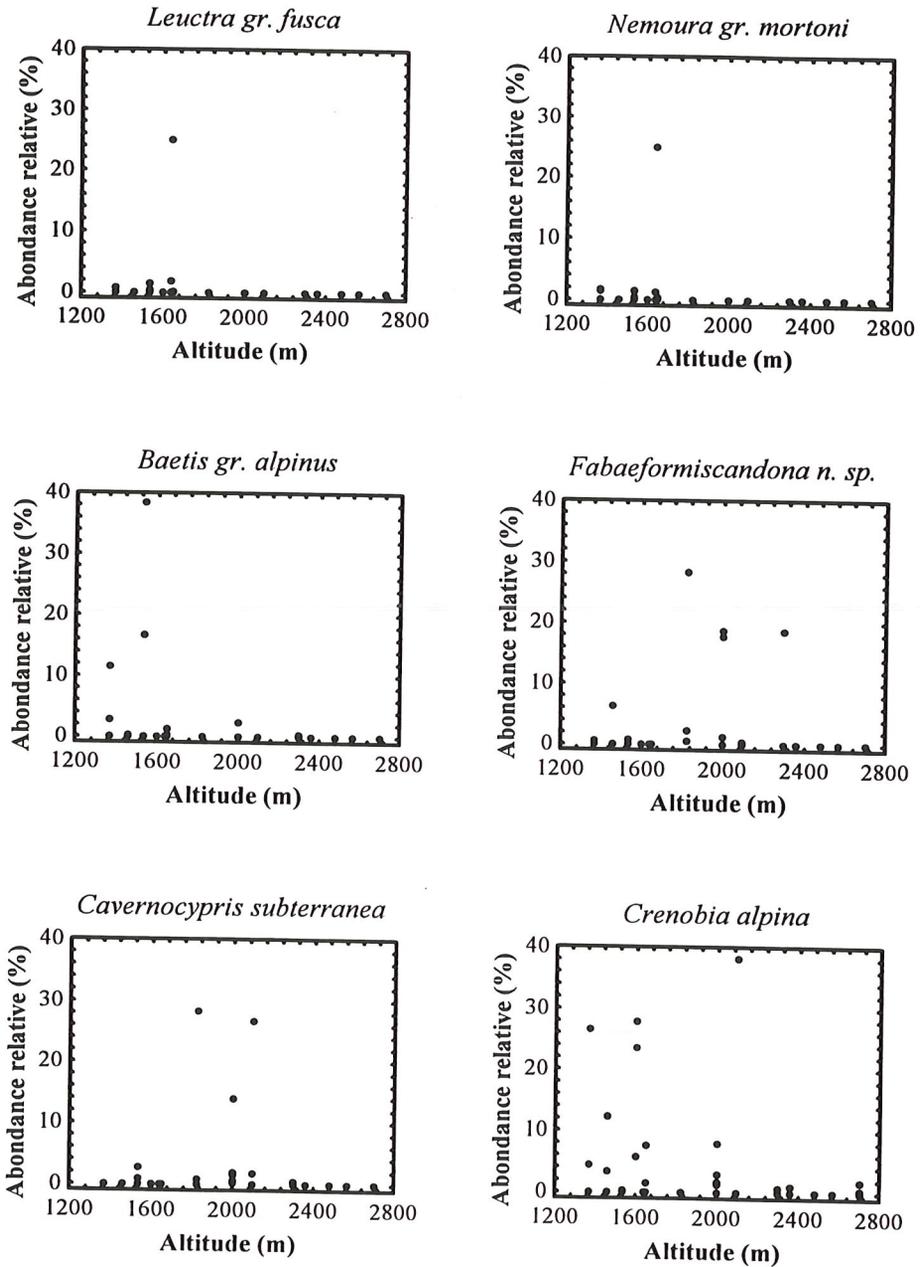


FIG. 5 - Répartition altitudinale de six taxons. Abondance relative dans les trois micro-habitats des sources karstiques et limnocrènes cumulées (n = 45).

## IV - DISCUSSION

### • Intérêt du peuplement, remarques systématiques et biogéographiques

Le nombre de taxons recensés dans cette étude est proche de ceux observés dans d'autres cours d'eau de haute altitude : *e.g.* à 2370 m d'altitude dans L'Estaragne (Pyrénées), 40 taxons ont été dénombrés (LAVANDIER et DÉCAMPS, 1984) ; dans la rivière Saint-Vrain (Montagnes Rocheuses), 34 taxons étaient présents à 3414 m d'altitude (WARD, 1986) ; dans le Gave d'Ossau (Pyrénées), 35 taxons ont été inventoriés à 2150 m d'altitude (VINÇON, 1987). En outre, quatre espèces peuvent faire l'objet de remarques particulières, tant d'un point de vue systématique que biogéographique.

- La découverte de l'Ostracode *Cavernocypris subterranea* (Wolf) en Vanoise permet d'étendre l'aire de répartition de cette espèce vers le Sud, cet organisme n'était jusqu'alors connu en France qu'au niveau du Jura (MARMONIER *et al.*, 1989). Cet animal est considéré comme «stygophile» (organisme présentant de fortes affinités pour le milieu souterrain sans posséder d'adaptations particulières à celui-ci) : il est abondant en milieu interstitiel et souterrain profond, mais il est encore présent (même à des densités très faibles) en surface (MARMONIER *et al.*, 1989).

- Deux autres Ostracodes, *Psychrodromus fontinalis* (Wolf) et *Potamocypris zschokkei* (Kaufmann), déjà connus en montagne (en Suisse et dans le Massif Central, respectivement ; MEISCH *et al.*, 1990) mais non encore signalés dans les Alpes.

- Enfin, cette étude a permis de découvrir un Ostracode nouveau pour la science appartenant au genre *Fabaeformiscandona*. Ce nouveau taxon semble proche d'un groupe d'espèces nordiques et pourrait constituer un bon exemple de relictive glaciaire (MARMONIER, *in litt.*).

Il est à signaler que des prélèvements complémentaires réalisés dans des torrents de la Vanoise ont révélé la présence du Copépode cyclopidé *Diacyclops languidus disjunctus* (Thalwitz). Cette observation constitue la première citation de cette espèce sur le territoire français. Cet organisme est connu de la Suède à l'Espagne et à la Bulgarie ; il est fréquemment trouvé dans des puits et des eaux souterraines, il peut donc être considéré comme «stygophile». Aucun Copépode Cyclopidé stygobie n'a été rencontré au cours de cette étude, contrairement au massif des Pyrénées, où deux espèces stygobies (*Elaphoidella bouilloni*, *Speocyclops kieferi*) ont été trouvées dans une source et une zone marécageuse à 1050 m d'altitude (ROUCH, 1964 ; LESCHER-MOUTOUÉ, 1967).

Bien que certaines sources soient influencées par un substratum gypseux, aucune différence significative dans la composition faunistique des peuplements n'a pu être mise en relation avec les caractéristiques géologiques.

### • Richesse taxonomique et micro-habitats

Cette première étude révèle une relative homogénéité de la répartition de la faune dans les micro-habitats des sources limnocrènes. Un grand nombre de taxons est commun aux trois micro-habitats et leurs abondances relatives sont souvent similaires. Au contraire, la répartition des taxons dans les sources karstiques semble

plus contrastée : peu d'organismes se rencontrent dans les trois micro-habitats. Le courant plus fort et plus irrégulier dans les sources karstiques peut représenter une contrainte physique limitant les échanges d'organismes entre les micro-habitats. En revanche, les sources limnocrènes présentent des conditions hydrauliques plus stables autorisant le déplacement libre des organismes.

Sur l'ensemble des sources, les habitats benthiques et la végétation possèdent une richesse spécifique similaire et toujours supérieure à celle des milieux souterrains (milieu interstitiel et milieu karstique). Cette différence entre milieux de surface et souterrain a déjà été observée dans des cours d'eau de piémont (DOLE, 1985 ; DOLE-OLIVIER et MARMONIER, 1992) et de moyenne altitude (MORRIS et MOOKER, 1979 ; ROUCH, 1995). Elle s'explique par des conditions environnementales plus contraignantes (espace disponible réduit et faibles quantités de nutriments). La teneur en oxygène souvent considérée comme un facteur limitant la colonisation du milieu souterrain (DANIELOPOL *et al.*, 1994) s'est révélée largement suffisante dans l'ensemble des sources échantillonnées (supérieure à 90% de la saturation).

Les différents prélèvements n'ont pas révélé la présence de taxons stygobies. Seuls *Cavernocypris subterranea* et *Fabaeformiscandona* n. sp. peuvent être considérés comme des stygophiles. Dans les torrents du même secteur géographique, ces deux espèces sont strictement limitées aux sédiments profonds (MARMONIER *et al.*, sous presse). Leur dérive à partir de la profondeur du karst peut expliquer leur présence dans le benthos. En comparaison, dans le massif des Pyrénées, plusieurs cours d'eau de piémont ont révélé une richesse importante en taxons stygobies. Ainsi, le ruisseau l'Escalette (450 m d'altitude) héberge 23 espèces de Crustacés Copépodes, Syncarides, Isopodes et Amphipodes dont 10 sont stygobies (LESCHER-MOUTOUÉ et GOURBAULT, 1970). Sur le Nert, à 425 m d'altitude, 35 espèces de Crustacés ont été recensées dont 20 sont stygobies (ROUCH, 1995) et sur le ruisseau de Lachein, dont la source se situe à 498 m d'altitude, 50 espèces et sous-espèces de Crustacés ont été recensées dont 22 taxons sont stygobies (ROUCH, 1988). L'altitude plus élevée des stations ainsi que le déroulement des glaciations, la Vanoise ayant occupé une position centrale dans la zone de recouvrement glaciaire, peuvent expliquer les différences faunistiques observées entre le massif des Pyrénées et le massif de la Vanoise.

#### • Gradient altitudinal et *preferendum* écologique

Globalement on observe une diminution de la richesse spécifique avec l'altitude. Des conditions trophiques contraignantes (faibles développements périphytiques, faibles teneurs en matière organique détritique) associées aux particularités de la zone alpine (températures basses, enneigement important) confèrent aux sources de très haute altitude une faible capacité d'hébergement pour la faune. Cette diminution est particulièrement marquée dans les sources karstiques situées au niveau du glacier de Gébroulaz (points G1 et G2) probablement à cause de l'absence d'interstices (pouvant potentiellement servir de refuges à la faune) ce qui augmente encore l'inhospitalité du milieu.

Dans les sources limnocrènes où les caractéristiques physiques (granulométrie, courant, vitesse de l'écoulement souterrain) sont moins variables, la diminution de la richesse taxonomique avec l'altitude est régulière. Au contraire, dans les sources karstiques, la diminution de la richesse taxonomique en fonction de l'altitude est

beaucoup plus irrégulière ; ceci est probablement lié au fonctionnement hydraulique particulier des aquifères «perméables en grand», où certaines sources ont des débits très variables dans le temps et parfois très forts, ce qui limite leur capacité d'accueil. Ceci pourrait expliquer la faible richesse spécifique observée dans la source des Planes (7 taxons) et dans la source Saint-Joseph (9 taxons) qui sont pourtant situées à des altitudes moyennes (respectivement à 1640 m et 1825 m).

Cette diminution de la richesse spécifique avec l'altitude a déjà été observée pour la faune benthique de cours d'eau situés dans des aires géographiques très différentes (e.g., ruisseau des Pyrénées : LAVANDIER et DÉCAMPS, 1984 ; ruisseau du Népal : ORMEROD *et al.*, 1994 ; SUREN, 1994). WARD (1994) propose à ce sujet un modèle simple de répartition altitudinale où la richesse spécifique diminue du rithron (altitude moyenne) vers les sources d'altitude. Cette diminution de la richesse spécifique s'explique par des préférences altitudinales marquées chez certaines espèces (*Nemoura mortoni*, *Leuctra fusca* qui disparaissent au-delà de 1650 m). Une détermination au niveau spécifique de certains groupes difficiles (comme les Oligochètes, les Nématodes ou les *Chironomidae*) devrait sans doute apporter d'autres informations sur ce gradient altitudinal. En particulier, la sous-famille des *Diamesinae* (MILNER et PETTS, 1994) semble recéler des espèces dont la distribution est restreinte aux plus hautes altitudes. Ainsi au niveau du glacier de Gébroulaz, la faune est très pauvre, mais comporte cependant des *Chironomidae* du genre *Diamesa*.

En conclusion, cette première étude des invertébrés des sources limnocrènes et karstiques de la Vanoise a permis de mettre en évidence une composition intéressante des peuplements, l'hétérogénéité de leur répartition tant dans les microhabitats étudiés (surtout dans les sources karstiques) que le long d'un gradient altitudinal (surtout pour les sources limnocrènes). La richesse spécifique maximale a été observée dans des sources de moyenne altitude, par exemple la source Suffey ou la source Saint-Victor (20 taxons). Ces sources semblent être des «points chauds» de la biodiversité des zones montagneuses. Ces systèmes aquatiques, de taille souvent très réduite, sont souvent localisés à proximité des habitations et des zones d'activité humaine : ils mériteraient donc d'être activement protégés des pressions anthropiques.

#### REMERCIEMENTS

Cette étude a été réalisée avec le soutien financier du Parc national de la Vanoise. Nous tenons à remercier E. DOVA et B. ARFIB pour le travail de terrain, P. RICHOUX (Coléoptères) et E. CASTELLA (Mollusques) pour les déterminations d'invertébrés, ainsi que M.-J. DOLE-OLIVIER et E. CASTELLA pour la qualité de leurs remarques concernant le manuscrit.

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- BOTOSANEANU (L.), 1986 - Stygofauna Mundi. - Leiden: Brill. - 740 p.
- BOU (C.), 1974 - Recherches sur les eaux souterraines. Les méthodes de récolte dans les eaux souterraines interstitielles. *Ann. Spéléol.*, 29 : 611-619.
- BOU (C.) et ROUCH (R.), 1967 - Un nouveau champ de recherches sur la faune aquatique souterraine. *C. R. Acad. Sc.*, 265 : 369-370.
- DANIELOPOL (D.-L.), CREUZÉ des CHÂTELLIERS (M.), MOESZLACHER (F.), POSPISIL (P.) et POPAS (R.), 1994 - Adaptation of crustacea to interstitial habitats : a practical agenda for ecological studies. In : «Groundwater Ecology» / J. Gibert, D.-L. Danielopol, J. Stanford, eds. - London : Academic Press - p. 218-243.
- DELMARE-DEBOUTTEVILLE (C.), 1960 - Biologie des eaux souterraines littorales et continentales - Paris : Hermann. - 740 p.
- DOLE (M.-J.), 1983 - Le domaine aquatique souterrain de la plaine alluviale du Rhône à l'est de Lyon : écologie des niveaux supérieurs de la nappe. Thèse de 3<sup>ème</sup> cycle : Université Claude-Bernard-Lyon I, 168 p.
- DOLE (M.-J.), 1985 - Le domaine aquatique souterrain de la plaine alluviale du Rhône à l'est de Lyon, 2. Structure verticale des peuplements des niveaux supérieurs de la nappe. *Stylogologia*, 3 : 270-291.
- DOLE-OLIVIER (M.-J.) et MARMONIER (P.), 1992 - Patch distribution of interstitial communities: prevailing factors. *Freshwat. Biol.*, 27 : 177-191.
- GIBERT (J.), DOLE-OLIVIER (M.-J.), MARMONIER (P.) et VERVIER (P.), 1990 - Surface water-Groundwater ecotones. In : «The ecology and Management of Aquatic-Terrestrial Ecotones» / R.-J. NAIMAN, H. DÉCAMP, Eds. - Lancs : Parthenon publishing. - p. 199-225.
- GIBERT (J.), GINET (R.), MATHIEU (J.), REYGRABELLET (J.-L.) et SEYED-REIHANI (S.), 1977 - Structure et fonctionnement des écosystèmes du Haut-Rhône français. IV- Le peuplement des eaux phréatiques, premiers résultats. *Annls Limnol.*, 13 : 83-97.
- GIBERT (J.), MARMONIER (P.) et DOLE-OLIVIER (M.-J.), 1996 - Un fleuve peut en cacher un autre. *La Recherche*, 288 : 44-46.
- GIBERT (J.), STANFORD (J.), DOLE-OLIVIER (M.-J.) et WARD (J.V.), 1994 - Basic attributes of groundwater ecosystems and prospects for research. In : «Groundwater Ecology» / J. Gibert, D.-L. Danielopol, J. Stanford, eds. - London : Academic Press. - p. 7-40.
- GINET (R.), 1982 - Structure et fonctionnement des écosystèmes du Haut-Rhône français. XXIV- Les Amphipodes des eaux interstitielles en amont de Lyon. *Pol. Arch. Hydrobiol.*, 29 (2) : 231-237.
- GINET (R.) et DECOU (V.), 1977 - Initiation à l'écologie des eaux souterraines. Paris : Delarge. - 204 p.
- HUSMANN (S.), 1956 - Untersuchungen über die grundwasser Fauna zwischen Harz und Weser. *Arch. f. Hydrobiol. Deutsch.*, 52 : 1-184.
- HUSMANN (S.), 1975 - The borealpine distribution of groundwater organism in Europe. *Verh. Internat. Verein. Limnol.*, 19 : 2983-2988.
- LAVANDIER (P.) et DÉCAMP (H.), 1984 - Estaragne. In : «Ecology of European rivers» / B.A. Whitton, Ed. - Oxford : Blackwell. - p. 237-264.
- LESCHER-MOUTOUÉ (F.), 1967 - Note sur la biogéographie et les biotopes du genre *Speocyclops* dans la région pyrénéenne. *Spelunca Mém.*, 5 : 277-284.
- LESCHER-MOUTOUÉ (F.) et GOURBAULT (N.), 1970 - Étude écologique du peuplement des eaux souterraines de la zone de circulation permanente d'un massif karstique. *Ann. Speleol.*, 25 : 765-848.
- LÖFFLER (H.), 1963 - «Die Ostrakodenfauna Österreichs» in Beiträge zur Fauna Austriaca. *Sitz. Ber. Österr. Akad. Wiss. Math. Nat.*, 172 (3/5) : 199-211.
- MARMONIER (P.) et CREUZÉ des CHÂTELLIERS (M.), 1992 - Biogeography of the benthic and interstitial living ostracods (Crustacea) of the Rhône River (France). *J. Biogeogr.*, 19 : 693-704.

FAUNE DE SOURCES KARSTIQUES ET LIMNOCRÈNES DE LA VANOISE

- MARMONIER (P.), CREUZÉ des CHÂTELLIERS (M.), DOLE-OLIVIER (M.-J.), PLENET (S.) et GIBERT (J.) - Rhône groundwater systems. In : «Ecosystems of the world subterranean biota» / H. Wilkens, D. Culver, W. Humphreys. - Sous presse.
- MARMONIER (P.), DOLE-OLIVIER (M.-J.) et CREUZÉ des CHÂTELLIERS (M.), 1992. Spatial distribution of interstitial assemblages in the floodplain of the Rhône River. *Regulated Rivers*, 7 : 75-82.
- MARMONIER (P.), MEISCH (C.) et DANIELOPOL (D.-L.), 1989 - Review of the genus *Cavernocypris* Hartmann (Ostracoda, Cypridopsinae) : Systematic, Ecology, and Biogeography. *Bull. Soc. Nat. Luxemb.*, 89 : 221-278.
- MEISCH (C.), WOUTERS (K.) et MARTENS (K.), 1990 - Liste annotée des ostracodes actuels non-marins trouvés en France (Crustacea, Ostracoda). *Trav. sci. Mus. nation. Hist. nat. Luxemb.*, 15 : 3-62.
- MILNER (A.-M.) et PETTS (G.-E.), 1994 - Glacial rivers : physical habitat and ecology. *Freshwat. Biol.*, 32 : 295 - 307.
- MORRIS (D.-L.) et MOOKER (M.), 1979 - The vertical distribution of macro-invertebrates in the substratum of the upper reaches of River Wye, Wales. *Freshwat. Biol.*, 9 : 573-583.
- ORMEROD (S.-J.), RUNDLE (S.-D.), WILKINSON (S.-M.), DALY (G.-P.), DALE (K.-M.) et JUTTNER (I.), 1994 - Altitudinal trends in the diatoms, bryophytes, macroinvertebrates and fish of nepalese river system. *Freshwat. Biol.*, 32 : 309 - 322.
- PLÉNET (S.) et GIBERT (J.), 1995 - Comparaison of the surface water/groundwater interface zones in fluvial and karstic systems. *C.R. Acad. Sci.*, 318 : 499-509.
- ROUCH (R.), 1964 - Note sur les Harpacticides: une nouvelle *Elaphoidella* de l'Ariège. Description des mâles de *Nitocra gracilis* et *Nitocra elegans*. *Ann. Speleol.*, 19 : 525-531.
- ROUCH (R.), 1982 - Le système karstique du Baget. X. La communauté des Harpacticides. Richesse spécifique, diversité et structure d'abondances de la nomocénose hypogée. *Annls Limnol.*, 18 : 133-150.
- ROUCH (R.), 1986 - Écologie des eaux souterraines karstiques. *Stylogologia*, 2 : 352 - 398.
- ROUCH (R.), 1988 - Sur la répartition spatiale des Crustacés dans le sous-écoulement d'un ruisseau des Pyrénées. *Annls Limnol.*, 24 : 213-234.
- ROUCH (R.), 1991 - Structure du peuplement des Harpacticides dans le milieu hyporhéique d'un ruisseau des Pyrénées. *Annls Limnol.*, 27 (3) : 227-241.
- ROUCH (R.), 1995 - Peuplement des Crustacés dans la zone hyporhéique d'un ruisseau des Pyrénées. *Annls Limnol.*, 31 : 9-28.
- ROUCH (R.) et LESCHER-MOUTOUÉ (F.), 1992 - Structure du peuplement des Cyclopidés (Crustacea : Copepoda) dans le milieu hyporhéique d'un ruisseau des Pyrénées. *Stylogologia*, 7 : 197-211.
- SEYED-REIHANI (A.), 1980 - Étude écologique du milieu aquatique interstitiel lié au fleuve Rhône en amont de Lyon. Thèse de 3<sup>ème</sup> cycle, Université Claude-Bernard, Lyon I, 170 p.
- SEYED-REIHANI (A.), GINET (R.) et REYGROBELLET (J.-L.), 1982 - Structure et fonctionnement des écosystèmes du Haut-Rhône français. XXX - Le peuplement de trois stations interstitielles dans la plaine de Miribel-Jonage (vallée du Rhône en amont de Lyon), en relation avec leur alimentation hydrogéologique. *Rev. Fr. Sc. Eau*, 1: 163-174.
- SUREN (A.-M.), 1994 - Macroinvertebrates communities of streams in western Nepal: effects of altitude and land use. *Freshwat. Biol.*, 32 : 323-336.
- VANDEL (A.), 1964 - Biospéologie. La biologie des animaux cavernicoles. Paris : Gauthier-Villars. - 619 p.
- VINÇON (G.), 1987 - Étude hydrobiologiques de la vallée d'Ossau (Pyrénées-Atlantiques). II. Le milieu et la structure du peuplement benthique. *Annls Limnol.*, 23 : 225-243.
- WARD (J.-V.), 1986 - Altitudinal zonation in a Rocky Mountain stream. *Arch. für Hydrobiol.*, 7 : 133-199.
- WARD (J.-V.), 1994 - Ecology of alpine streams. *Freshwat. Biol.*, 32 : 277-294.
- WOLF (J.-P.), 1920 - Die Ostracoden der Umgebung von Basel. *Arch. Naturgesch.*, 85 : 1-100.

(Reçu pour publication, juin 1997)



## INSTRUCTIONS AUX AUTEURS

- **Les manuscrits** ne devront pas dépasser vingt pages imprimées (y compris les figures) sauf autorisation exceptionnelle du Comité scientifique. Ils devront être dactylographiés, recto seul et à double interligne, et se présenter sous leur rédaction définitive. Éviter le plus possible les ratures et les surcharges.

Ne pas souligner les titres des paragraphes (tout trait a une signification pour l'imprimeur). Les noms propres doivent être en capitales ou soulignés d'un double trait: les noms latins en italique ou soulignés d'un simple trait.

Le titre des articles sera suivi du prénom en toutes lettres et du nom de l'auteur (ou de chacun des auteurs) avec un renvoi en note infrapaginale indiquant l'adresse du laboratoire ou de l'organisme dans lequel le travail a été effectué et où pourront être demandés les tirés-à-part.

L'article sera précédé d'un sommaire indiquant uniquement les grands paragraphes et d'un résumé en français et en anglais (et si possible en allemand et en italien), d'une dizaine de lignes environ (des articles dans l'une de ces langues étrangères peuvent être acceptés).

En tête des résumés en langues étrangères, figurera une traduction du titre de l'article et pour faciliter l'indexation bibliotechnique, les mots-clés seront précisés à la fin de chaque résumé.

Dans le corps du texte, les abréviations doivent être aussi peu nombreuses que possible, les formules mathématiques écrites avec le plus grand soin, les notes infrapaginales exceptionnelles et courtes, numérotées de 1 à n du début à la fin de l'article.

Les références bibliographiques devront être conformes au modèle suivant : BLONDEL (J.), FERRY (C.) et FROCHOT (B.), 1973. - Avifaune et végétation : essai d'analyse de la diversité. *Alauda* XLI, 41 : 63-64. Le titre du périodique doit être souligné ou écrit en italique et abrégé selon les règles internationales de nomenclature. Pour un ouvrage, à la suite du titre, donner le lieu de publication, l'éditeur et le nombre total de pages.

- **Illustration des articles :**

Les dessins et les figures au trait doivent être exécutés sur calque de préférence, avec une encre de chine d'excellente qualité ; il est indispensable que le trait soit très noir. Pour le choix des trames et des lettres, tenir compte de la réduction à effectuer et de la justification du bulletin. La réduction sera indiquée au bas de chaque figure.

Les tableaux, sauf s'ils sont de dimensions très importantes, seront dactylographiés sous leur forme définitive, bonne à cliquer directement (la composition en typographie étant exclue car trop onéreuse). Tenir compte, comme pour les figures, de la réduction. Attention : éviter absolument les dépliant qui coûtent très cher : s'ils sont nécessaires, ils seront à la charge des auteurs.

Les photographies doivent être d'excellente qualité. Elles seront regroupées sur une ou plusieurs pages, afin d'éviter, le plus possible, les frais de mise en page. Ne jamais écrire au verso avec une pointe de stylo à bille ou un crayon dur.

Les légendes des figures, tableaux et photographies seront dactylographiées sur une feuille à part. Utiliser les chiffres arabes pour les figures, les chiffres romains pour les tableaux.

- **Un jeu d'épreuves** sera envoyé aux auteurs pour correction des erreurs typographiques seulement et indication de l'emplacement souhaité des figures. Toute modification du texte sera à la charge des auteurs. Signaler en première page le nombre de tirés-à-part désiré (30 sont offerts par le Parc).

- **Dépôt des manuscrits :** les manuscrits devront être envoyés, en double exemplaire, à l'adresse suivante :  
Parc national de la Vanoise, Mission scientifique, B.P. 705, 73007 CHAMBÉRY Cedex.

- **Vente des fascicules :** s'adresser à la Direction du Parc national de la Vanoise, 135, rue du Docteur Julliand, B.P. 705, 73007 CHAMBÉRY Cedex (France).

*Préparez bien vos manuscrits.  
Les corrections d'auteurs n'aboutissent qu'à augmenter les frais  
et surtout à allonger les délais de publication.*









UNITES ISSUES DE LA MARGE NORD DE L'OCEAN TETHYSIEN

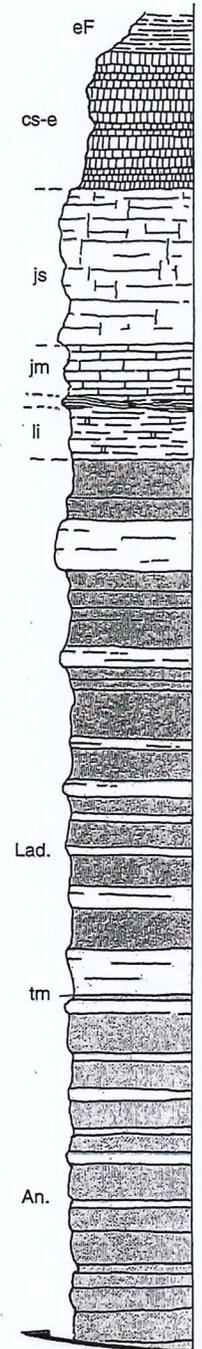
UNITES ISSUES DE L'OCEAN TETHYS

UNITES BRIANCONNAISES  
U. B. EXTERNES / UNITES BRIANCONNAISES INTERNES

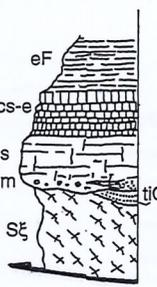
UNITES PIEMONTAISES S.S.

UNITES LIGURO-PIEMONTAISES

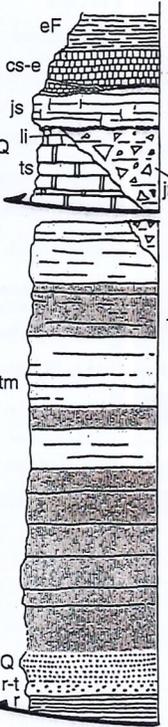
type Roc de la Pêche



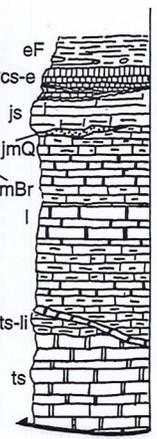
type Lombards - Bellecôte - Mont Pourri



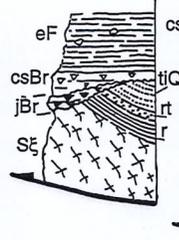
type Val d'Isère



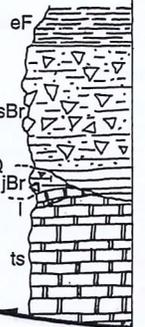
type Grande Motte



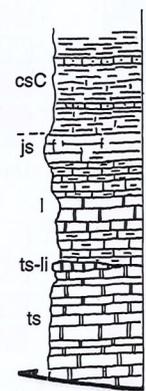
type Val de Rhêmes - Callabourdane



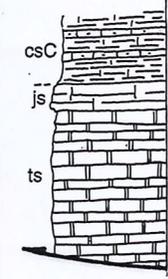
type Tsanteleina - Les Fours



Unité du Prariond

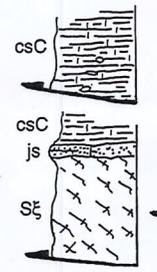


Unité des Plates du Vallonet

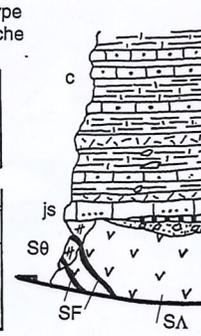


NAPPE DE LA POINTE DU GRAND VALLON

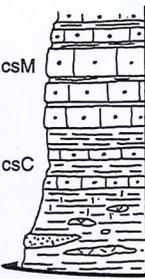
Unités de type Grande Feiche



Unités inférieures



Unités médianes



Uni supéri



Lad.

tm

An.

- eF : Eocène ("Schistes de Pralognan")
- ctF : Flysch du Crétacé terminal
- csC : Calcschistes du Crétacé supérieur
- csS : Schistes du Crétacé supérieur
- csM : Marbres du Crétacé supérieur
- csBr : Brèche du Crétacé supérieur
- cs-e : Crétacé supérieur-Eocène ("Marbres chloriteux")
- c : Crétacé indifférencié
- js : Jurassique supérieur
- jR : Radiolarites du Jurassique moyen et supérieur
- jBrO : Jurassique bréchique à éléments ophiolitiques
- jmBr : Dogger supérieur bréchique
- jm : Jurassique moyen
- I : Lias
- Im : Lias moyen
- li : Lias inférieur
- ts-li ? : Rhétien - Hettangien ?
- ts : Trias supérieur
- tm : Trias moyen (An. : Anisien ; Lad. : Ladinien)
- tiQ : Trias inférieur quartzitique
- r-t : Permo-Trias
- r : Permien

- Sξ : Socle continental anté-alpin
- SF : Anciens filons basaltiques
- Sθ : Metagabbros
- SA : Serpentinites

Ensembles carbonatés

- Calcschistes et marbres
- Marbres et brèches
- "Marbres chloriteux"
- Calcaires clairs détritiques
- Calcaires clairs détritiques à clastes ophiolitiques
- Calcaires clairs
- Calcaires sombres
- Calcaires dolomitiques
- Dolomies
- Dolomies et calcaires

Ensembles peu à non carbonatés

- "Schistes de Pralognan"
- Schistes, calcschistes et marbres gré à éléments ophiolitiques et continent
- Brèches à éléments ophiolitiques
- Brèches s.l.
- Hard ground
- Radiolarites
- Schistes et bauxites
- Schistes s.l.
- Micaschistes et gneiss
- Quartzites blancs, purs
- Quartzites blancs, impurs
- Schistes noirs, metagrès siliceux et marbres gréseux

Conception Serge Fudral, dessin S. Fudral & A. Palliet

Planche II : Place des formations carbonatées au sein des unités lithostructurales de la Vanoise