



HAL
open science

Le quaternaire de la haute vallée de l’Arc : stratigraphie, sédimentologie et chronologie - Alpes françaises

François Hugonin

► To cite this version:

François Hugonin. Le quaternaire de la haute vallée de l’Arc : stratigraphie, sédimentologie et chronologie - Alpes françaises. Géomorphologie. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1988. Français. NNT : . tel-00580859v1

HAL Id: tel-00580859

<https://theses.hal.science/tel-00580859v1>

Submitted on 29 Mar 2011 (v1), last revised 21 Aug 2013 (v2)

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

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

UNIVERSITE DE GRENOBLE I
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE DE LA PAIX
38000 GRENOBLE

T H E S E

PRESENTÉE par

François HUGONIN

POUR OBTENIR LE TITRE DE DOCTEUR
DE L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER - GRENOBLE I
Arrêté Ministériel du 5 Juillet 1984

SPECIALITE : SCIENCES DE LA TERRE

14 DEC. 1988.

Le
QUATERNAIRE
de la
HAUTE VALLEE
DE L'ARC

*(Stratigraphie, sédimentologie,
et chronologie)*

THESE SOUTENUE LE 28 OCTOBRE 1988 DEVANT LA COMMISSION D'EXAMEN :

| | | |
|-----------------|--|-----------|
| M. R. BARBIER | Professeur à l'Université de GRENOBLE I | Président |
| M. J. PERRIAUX | Professeur à l'Université de GRENOBLE I | Directeur |
| M. M. CHARDON | Professeur à l'Université de GRENOBLE I | Examineur |
| M. G. MONJUVENT | Directeur de Recherche C.N.R.S. | Examineur |
| M. G. NICOUD | Maître de Conférences - Université de Savoie | Examineur |

NMB 10077621

AVANT PROPOS

Je tiens à remercier tous ceux qui m'ont soutenus durant ces quelques années d'études.

Les professeurs qui m'ont fait l'honneur d'accepter de faire partie du jury.

Ceux d'entre eux qui m'ont accompagné sur le terrain et ont eu la patience de me former au dur métier de quaternariste.

Je remercie tout ceux qui ont contribué à mon travail tant sur le terrain, qu'au laboratoire où j'ai rencontré une équipe chaleureuse et dévouée.

Celles qui ont participé à l'élaboration du mémoire affrontant tour à tour la jungle informatique, mes exigences parfois contradictoires et les délais à géométrie variable.

Bien sûr je remercie tous les autres et ils sont nombreux, amis, membres de la famille et particulièrement ma femme qui m'ont accompagnés et encouragés.

Sans eux rien ne serait fait, mon travail leur est dédié.

ABSTRACT

The aim of that work is to reconstitute the recent quaternary history of the upper Arc valley

Two morphologic and stratigraphic units are visible in the Bessans basin : "the Madeleine collapse" composed of various formations, "the Bessans small basin" which is almost completely filled with lake sediments making terraces at many different levels. In the North of the basin the moraines of the Villaron indicate that the Arc glacier has stopped moving at this particular point.

In the Lanslebourg basin, the Lanslevillard constriction is another example of the same phenomenon. The stratigraphy of the Lanslebourg basin shows some lake sediments laid under a thick fluvial formation (gravels from Lanslebourg) and topped by torrential deposits.

In the Bramans-Termignon basin you can see some signs showing that the Doron glacier had stopped moving (at Sollières and Fontaignous) Some deltaic alluvial sediments, topped by the gravels from Sollières and by some torrential alluvial deposits, are supported by the moraines.

The description of landforms induced by erosion and accumulation during the recent Quaternary, allows us to draw up the following chronology :

1. The ice stopping in Lanslevillard (Arc), in the Fontaignous (Doron) and in the Lanslebourg lake.
2. Lake period in the Verney during the recession of the ice front between two periods of ice stopping.
3. Ice stopping of Villaron and the Fontaignous accompanied with gravel deposits.
4. Torrential alluvation, upper and lower terrace composition the collapse of the Madeleine and lake period in Bessans.
5. Finale evolution : the digging of the present bed of the river Arc and the deposit of formations on its edges.

Only the last paleogeographic stage probably came during the holocene period, and the four others probably at the end of the wurm recession and during the tardiglacial period.

KEYS WORDS

Savoy/ moraines/ lakesediments/ fluvial/ torrential/
paleogeographic/ wurm recession/ holocene period.

INTRODUCTION

I - ORIENTATION ET ORGANISATION DU PRESENT TRAVAIL

L'étude du Quaternaire de la haute vallée de l'Arc s'intègre dans le cadre de travaux similaires exécutés dans des vallées voisines, suisses notamment, et destinés à préciser les mécanismes du retrait würmien dans les Alpes.

La plupart des travaux concernant le Quaternaire de la haute vallée de l'Arc sont d'ordre géographique et géomorphologique : E. de MARTONNE, P. GIRARDIN, J. BLACHE, R. BLANCHARD et H. ONDE. Des travaux plus récents s'attachent aux caractères glaciaires et périglaciaires (Y. BRAVARD, A. MARNEZY, R. VIVIAN) ou climatiques (M. JAIL). Des géologues : M. GIGNOUX, L. MORET, W. KILIAN J. GOGUEL, J. LETOURNEUR, G. MONJUVENT, A. GIRAUD ont aussi apporté leur contribution.

Le but de ce travail est de reconstituer l'histoire du Quaternaire récent de la haute vallée de l'Arc. L'essentiel du mémoire est consacré à la description des formes et dépôts des trois bassins de Bessans, de Lanslebourg et de Bramans-Termignon constituant la haute vallée de l'Arc. Les recherches sur le terrain sont d'ordre stratigraphique, morphologique et pétrographique ; elles ont été complétées en laboratoire par une étude sédimentologique de ces formations quaternaires : moraines, alluvions torrentielles, lacustres, fluviatiles.

Dans notre conclusion générale, nous proposons une synthèse chronologique des épisodes de sédimentation et d'érosion observés et décrits et nous retraçons les principales étapes de l'évolution paléogéographique de la haute vallée de l'Arc depuis le retrait würmien.

II - CONTEXTE NATUREL DE LA HAUTE VALLEE DE L'ARC

1. Cadre géographique (FIG. 1)

1.1. Topographie

La haute vallée de l'Arc ou Haute-Maurienne (Savoie) s'allonge en bordure de la frontière franco-italienne. Elle est séparée de la moyenne Maurienne par le verrou de l'Esseillon au pied duquel se trouve Modane. Longue de 34 km, cette haute vallée de l'Arc comprend une section supérieure étroite suivie d'une section élargie (1 à 2 km) étagée en 3 bassins :

Listes des affleurements

Bassin de Bessans (Figures 18 et 20)

- . Delta d'Averole (Fig 18)
- 1 Alluvions de l'Arc au pied du rocher du Château
 - 2 Alluvions du torrent d'Averole
 - 3 Coupe dans le delta central d'Averole (transformateur)
 - 4 Coupe dans le delta central d'Averole (foyer de ski de fond)
 - 5 Alluvions deltaïques à la confluence Arc-Avérole
 - 6 Coupe en amont des moraines aval du Villaron
 - 7 Coupe en aval des moraines rvl du Villaron
 - 8 Coupe sous une basse terrasse au Nord de Bessans
 - 9 Coupe sous la Chapelle St Antoine

- . Delta du Ribon (Fig 20)
- 10 Alluvions du Ribon
 - 11 Coupe en rive gauche du Ribon
 - 12 Confluence Arc-Ribon sous terrasse intermédiaire
 - 13 Coupe en rive droite du Ribon, plan de Ribon
 - 14 Rive droite de l'Arc au pied du glissement du Clot

- . Col de la Madeleine (Fig 3)
- 15 Confluent Arc-Setive (formation de base à galets)
 - 16 Carrières au N.E. de la prairie des Sarrazins

Bassin de Lanslebourg (Figure 25)

- 21 "Les Contamines" : terrasse inférieure, carrière :
 - a - Est de la carrière
 - b - Centre de la carrière
 - c - Ouest de la carrière
- 22 "Les Contamines" : terrasse supérieure
- 23 Silts à l'aval de la carrière
- 24 Sous "le Melezert"
- 25 Abord du gradin verrou du Barrioz : terrasse
- 26 "Le Mollard" : cône du ruisseau de la Ravine ;
 - a - Cailloutis
 - b - Lentilles à éléments grossiers
- 27 Haute terrasse de Lanslebourg : cône du ruisseau du Cugnet
- 28 "La Chalp" : cône du ruisseau du Plâtre ; niveaux sommitaux
- 29 "Lanslevillard l'Adroit" : cône du ruisseau de Pisserland
- 30 Lotissement de rive gauche face à Lanslebourg : haute terrasse ; cailloutis
- 31 Départ des pistes de ski
- 32 "Le Vas" : tranchées dans le cône du Burel
- 33 Bois de Pramaria : placages morainiques

Bassin de Bramans-Termignon (Figure 37)

- 40 Termignon
- 41 Sollières l'Adroit
- 42 Route de Sollières Sardières
- 43 Rive droite face à l'aéroport
- 45 Le Verney
- 46a Arc avant Termignon
- 46b Arc après Termignon
- 46c Arc à Sollières
- 46d Arc au Verney
- 47 Doron
- 48 Ruisseau de Bonne Nuit
- 49 Ambin
- 50 Les Cètières
- 51 Réservoir de Bramans
- 52 Carrière du Verney
 - a - base coupe 5 sur Fig 45
 - b - base coupe 4 sur Fig 45
 - c - sommet coupe 8 sur Fig 45
 - d - torrentiel sommital coupe 3
- 53 Le Plan de l'Eglise
- 54 Haut du Verney
- 55 Butte de Villeneuve
- 56 Coupe de Sollières sous la Chapelle de l'Adroit
- 57 Coupe de Sollières sous le village de l'Adroit
- 58 Méandre de l'Arc en aval de Termignon

Formations

- Alluvions torrentielles
- Eroulement
- Cailloutis
- Alluvions deltaïques
a : topset, b,c : frontset
- Limons lacustres
- Moraines
- Schistes lustrés
- Gypse
- Socle permohouiller et couverture mézozoïque de Vanoise

Figurés Morphologiques

- Coulée de boue
- Eboulis
- Cône de déjection torrentiel (a) avalancheux (b)
- Terrasse fluviale
- Terrasse lacustre
- Rebord de terrasse
- Doline
- Verrou

Pétrographie

- plus fort pourcentage
- 50% Schistes lustrés
- 50% Roches vertes
- 21 N° d'affleurement
- + fort pourcentage
- 50% I - Calcaires, dolomies, quartzites de la couverture mézozoïque de Vanoise
- II - Micaschistes permohouiller
- III - Schistes et roches vertes
- IV - Gneiss ocellés
- 45 N° Affleurement

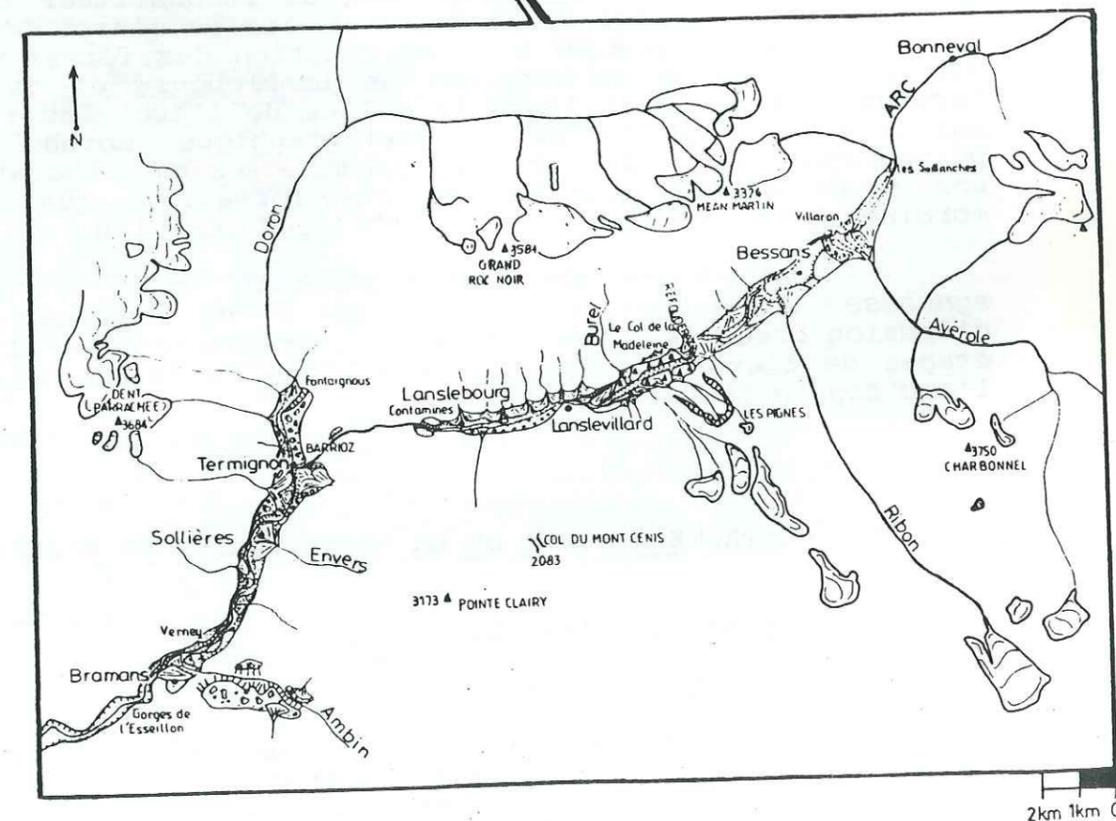
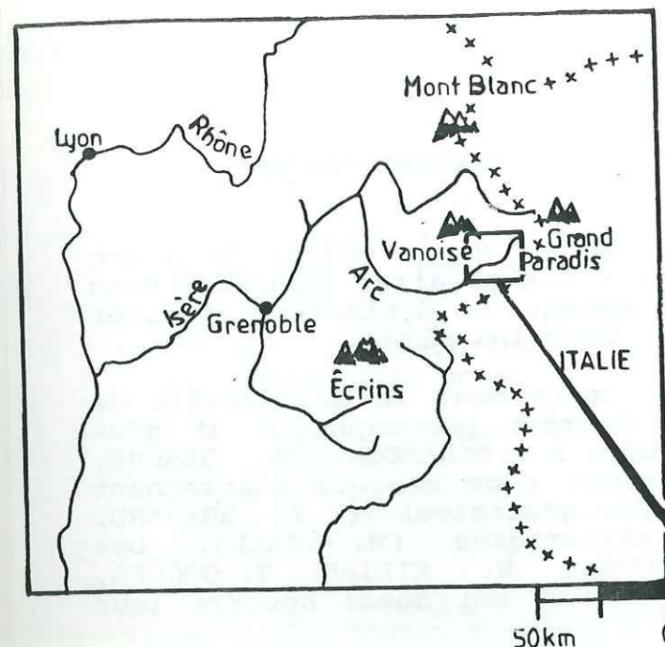


Fig 1 : SITUATION GEOGRAPHIQUE

Listes des affleurements

Formations



Alluvions torrentielles



Ecoulement



Cailloutis



Alluvions deltaïques
a : topset, b,c : frontset



Limons lacustres



Moraines



Schistes lustrés



Gypse



Socle permohouiller et
couverture mésozoïque de Vanoise

Figurés Morphologiques



Coulée de boue



Eboulis



Cône de déjection torrentiel (a)
avalancheux (b)



Terrasse fluviale



Terrasse lacustre



Rebord de terrasse

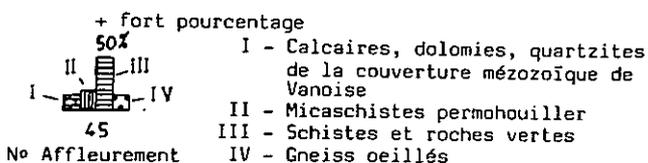
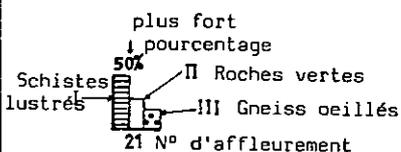


Doline



Verrou

Pétrographie



Bassin de Bessans (figures 18 et 20)

. Delta d'Averole (Fig 18)

- 1 Alluvions de l'Arc au pied du rocher du Chateau
- 2 Alluvions du torrent d'Averole
- 3 Coupe dans le delta central d'Averole (transformateur)
- 4 Coupe dans le delta central d'Averole (foyer de ski de fond)
- 5 Alluvions deltaïques à la confluence Arc-Avérole
- 6 Coupe en amont des moraines aval du Villaron
- 7 Coupe en aval des moraines aval du Villaron
- 8 Coupe sous une basse terrasse au Nord de Bessans
- 9 Coupe sous la Chapelle St Antoine

. Delta du Ribon (Fig 20)

- 10 Alluvions du Ribon
- 11 Coupe en rive gauche du Ribon
- 12 Confluence Arc-Ribon sous terrasse intermédiaire
- 13 Coupe en rive droite du Ribon, plan de Ribon
- 14 Rive droite de l'Arc au pied du glissement du Clot

. Col de la Madeleine (Fig 3)

- 15 Confluent Arc-Setive (formation de base à galets)
- 16 Carrières au N.E. de la prairie des Sarrazins

Bassin de Lanslebourg (Figure 25)

- 21 "Les Contamines" : terrasse inférieure, carrière :
a - Est de la carrière
b - Centre de la carrière
c - Ouest de la carrière
- 22 "Les Contamines" : terrasse supérieure
- 23 Silts à l'aval de la carrière
- 24 Sous "le Melezert"
- 25 Abord du gradin verrou du Barrioz : terrasse
- 26 "Le Mollard" : cône du ruisseau de la Ravine ;
a - Cailloutis
b - Lentilles à éléments grossiers
- 27 Haute terrasse de Lanslebourg : cône du ruisseau du Cugnet
- 28 "La Chalp" : cône du ruisseau du Plâtre ; niveaux sommitaux
- 29 "Lanslevillard l'Adroit" : cône du ruisseau de Pisserland
Cailloutis
- 30 Lotissement de rive gauche face à Lanslebourg : haute
terrasse ; cailloutis
- 31 Départ des pistes de ski
- 32 "Le Vas" : tranchées dans le cône du Burel
- 33 Bois de Pramaria : placages morainiques

Bassin de Bramans-Termignon (Figure 37)

- 40 Termignon
- 41 Sollières l'Adroit
- 42 Route de Sollières Sardières
- 43 Rive droite face à l'aéroport
- 45 Le Verney
- 46a Arc avant Termignon
- 46b Arc après Termignon
- 46c Arc à Sollières
- 46d Arc au Verney
- 47 Doron
- 48 Ruisseau de Bonne Nuit
- 49 Ambin
- 50 Les Césières
- 51 Réservoir de Bramans
- 52 Carrière du Verney
a - base coupe 5 sur Fig 45
b - base coupe 4 sur Fig 45
c - sommet coupe 8 sur Fig 45
d - torrentiel sommital coupe 3
- 53 Le Plan de l'Eglise
- 54 Haut du Verney
- 55 Butte de Villeneuve
- 56 Coupe de Sollières sous la Chapelle de l'Adroit
- 57 Coupe de Sollières sous le village de l'Adroit
- 58 Méandre de l'Arc en aval de Termignon

- le bassin de Bessans auquel on rattache la colline du Col de la Madeleine et qui s'étend depuis l'étroit des Sallanches (1752 m) jusqu'à Lanslevillard (1462 m)

- le bassin de Lanslebourg (1400 m) : depuis le verrou de Lanslevillard jusqu'au verrou du Barrioz (1428 m)

- le bassin de Bramans-Termignon (1250-1350 m) qui rassemble la basse vallée du Doron de Termignon et la vallée de l'Arc entre Termignon et le verrou de l'Esseillon.

Cette vallée est cernée de massifs montagneux aux sommets élevés, partiellement recouverts de glaciers, de cirques ou de calottes glaciaires : l'Arc longe en rive droite le rebord méridional de la Vanoise (Mean Martin, 3324 m ; Grand Roc Noir, 3583 m ; Dent Parrachée, 3684 m) et en rive gauche les massifs de l'Albaron (3638 m), du Charbonnel (3750 m), du Mont Cenis (Pointe de Ronce, 3610 m), de Clairry (3173 m) et d'Ambin (3382 m). La vallée est fermée à l'amont, c'est-à-dire à l'Est, par les massifs des Levanna (3613 m) et le rebord sud-ouest du Grand Paradis.

Au Nord de Bonneval, le Col de l'Iseran (2762 m) fait communiquer la vallée de l'Arc et de l'Isère ; au Sud de Lanslebourg, le Col du Mont Cenis (2083 m) rejoint le Val de Suze (Italie). Longtemps enneigés, ces cols ne sont accessibles qu'en période estivale.

1.2. Hydrographie

La source de l'Arc est située au pied du glacier du même nom. Décrit par H. ONDE en 1938, le régime hydrométrique est modifié par l'aménagement hydroélectrique du Mont-Cenis (1960-1968) qui réduit les débits à un minimum convenant aux consommations agricoles et ménagères. Le régime est glaciaire avec une longue période d'étiage depuis le début du mois d'octobre jusqu'au mois de mai, suivie d'une période de crue (fusion glaciaire) en juin-juillet. Ceci est particulièrement visible dans les gorges de la Madeleine envahies par de véritables rapides au début de l'été ; le meilleur moment pour les parcourir entièrement se situe en septembre, voire octobre, entre les dernières crues et les premières chutes de neige. Ce régime est troublé par des crues exceptionnelles provoquées par une abondance anormale de pluies ou de neige au moment de la fonte des glaciers (P. GIRARDIN, M. JAIL).

Il en est de même pour tous les affluents de l'Arc, torrents et ruisseaux, dont certains sont secs en dehors de la période estivale de crues. Les affluents principaux sont les torrents d'Avérole, du Ribon, du Doron et d'Ambin donnant leur nom aux quatre vallées affluentes de la haute vallée de l'Arc et le torrent de l'Envers réputé pour ses embacles périodiques (P. GIRARDIN).

2. Cadre géologique

La haute vallée de l'Arc est située au coeur des massifs alpins internes et recoupe deux zones géologiques : la zone piémontaise ou zone des schistes lustrés et la zone briançonnaise (M. GIGNOUX, 1952 ; J. DEBELMAS, 1979 et 1982).

La zone piémontaise¹ est composée :

a) d'un socle paléozoïque apparaissant à l'Est de Bonneval et formé de "gneiss minuti" et de "gneiss ocellés" réunis sous le nom de "gneiss du Grand Paradis" (R. MICHEL, 1953).

b) d'une couverture secondaire allochtone et constituée par la "nappe des schistes lustrés" et la nappe des "gypses". Les schistes lustrés forment une série monotone de calcschistes qui s'étend de Bonneval à Termignon, dans les bassins de Bessans et de Lanslebourg et dans laquelle sont intercalées des "roches vertes" (serpentes et orthoprasinites). Les gypses affleurent au fond du bassin de Bramans-Termignon² et sur le versant rive gauche de l'Arc et entre les zones piémontaise et briançonnaise.

La zone briançonnaise du bassin de Bramans-Termignon est constituée :

a) d'un socle permohouiller métamorphique (F. ELLENBERGER, 1958), micaschistes de Vanoise au Nord du bassin, gneiss d'Ambin au Sud

b) d'une couverture secondaire qui affleure sur la rive droite de l'Arc entre Bramans et Termignon et au fond de la vallée dans les écailles du Chatel et de l'Envers émergeant des gypses : calcaires, cargneules et quartzites triasiques, brèches et calcaires liasiques (faciès prépiémontais), marbres du Malm et du Crétacé.

Cette diversité des formations se retrouve dans les galets dont l'étude pétrographique permet de préciser les zones d'apports et l'origine des agents de transport.

¹ Carte géologique 1/50000, feuilles Tignes et Lanslebourg par E. RAGUIN & F. HERMANN (1930 et 1931)

² Carte géologique 1/80000, feuille Saint-Jean-de-Maurienne par M. GIGNOUX (1931)

CHAPITRE PREMIER - LE BASSIN DE BESSANS

Le bassin de Bessans a suscité l'intérêt de nombreux géologues et géographes du fait notamment de la présence d'un ancien lac. Cet épisode lacustre et l'écroulement de la Madeleine qui le provoqua furent l'objet d'une étude particulièrement détaillée (LETOURNEUR et al., 1983). En complément de ces travaux, le présent chapitre est consacré à la description du remplissage quaternaire du bassin de Bessans.

A - PRESENTATION GENERALE

I - MORPHOLOGIE GENERALE (FIG. 2)

Le Bassin de Bessans occupe une portion de la vallée de l'Arc depuis l'étroit des Sallanches, au Nord du Rocher du Château, jusqu'au verrou de Lanslevillard. Il s'allonge sur 12 km et se divise en deux unités :

L'unité d'aval, depuis le Vas jusqu'au Collet, représente une colline culminant à 1762 mètres (Chantelouve d'en Haut), échancrée par des gorges profondes (100 à 120 mètres) et franchie en rive droite par le *Col de la Madeleine*. Sa surface chaotique est jalonnée de replats latéraux. Le cône du Burel, dirigé vers Lanslevillard, est l'unique cône torrentiel du secteur. Cette unité, généralement appelée "*Ecroulement de la Madeleine*", est située au pied d'une vaste niche d'arrachement affectant le versant N.E. des Pignes.

L'unité d'amont ou "*Cuvette de Bessans*", occupe une dépression à fond plat. C'est une plaine alluviale bordée ou surmontée par des cônes de déjection et d'avalanches. Elle est limitée à l'amont par l'étroit des Sallanches et s'appuie à l'aval contre l'"*Ecroulement de la Madeleine*". Découpée par plusieurs systèmes de terrasses, sa surface est limitée au N.E. et au S.W. du torrent d'Avérole, par les crêtes de deux vallums morainiques. Les versants sont localement recouverts d'éboulis et d'avalanches dont les plus importants sont le glissement du Clot et l'écroulement du Cloton.

II - ESQUISSE STRATIGRAPHIQUE

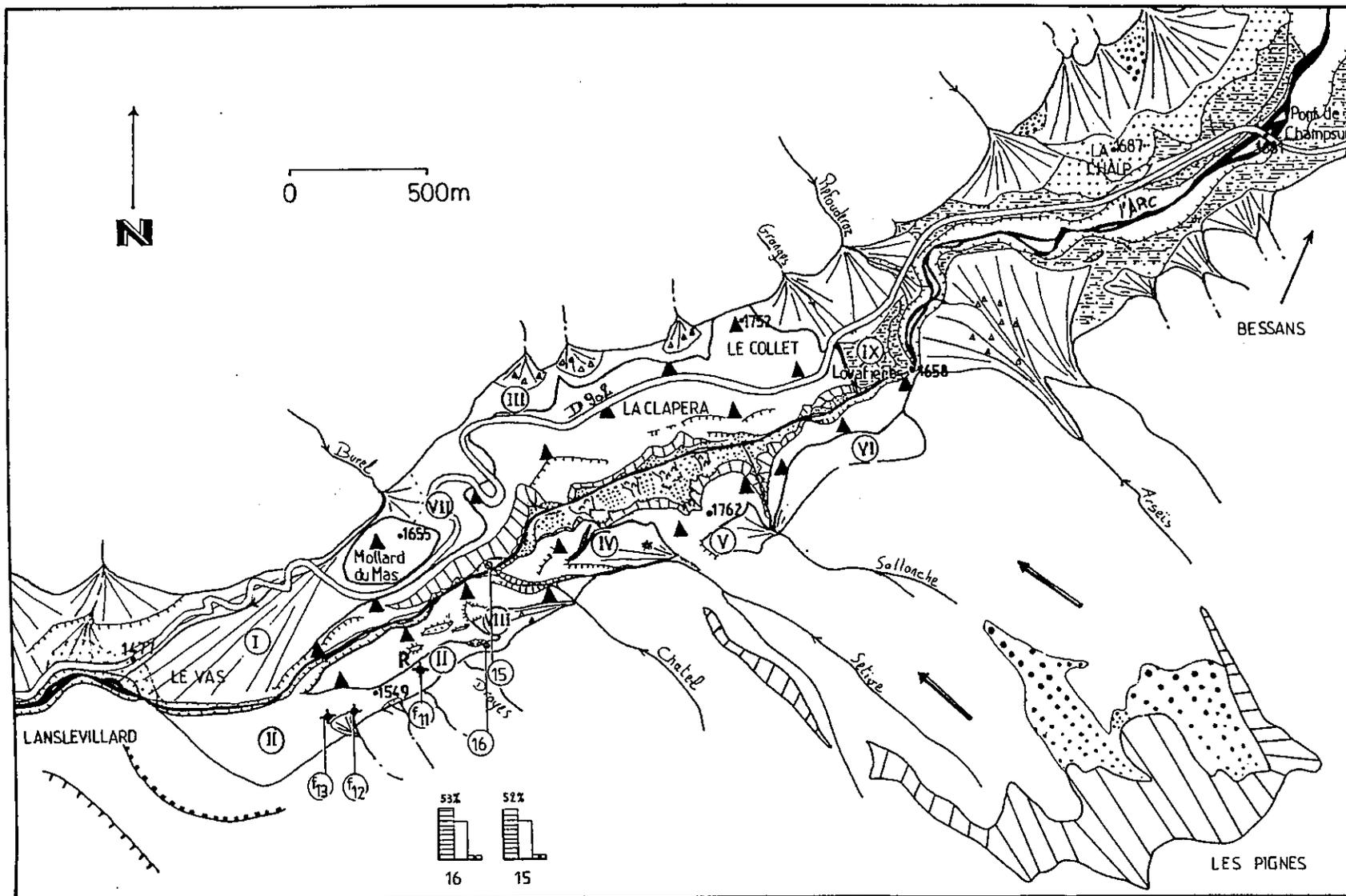
Ces deux unités du bassin de Bessans diffèrent l'une de l'autre aussi par leur stratigraphie :

L'"Ecoulement de la Madeleine" est un ensemble composite où l'écroulement proprement dit, dont l'épaisseur atteint parfois 120 mètres, est encadré par des formations à galets de 10 à 25 mètres d'épaisseur provenant de l'amont du bassin (formation de base à galets, alluvions supérieures, alluvions des gorges) ;

La "Cuvette de Bessans" est formée par des moraines frontales en partie ensevelies sous un remplissage lacustre épais (100 mètres minimum en forage) regroupant des dépôts fins (argiles, silts), des sables et des graviers deltaïques. Cet ensemble est recouvert par des formations torrentielles (Avérole, Ribon, Refouderaz) et fluviales (terrasses de l'Arc).

Enfin, dans l'ensemble du bassin de Bessans, sur ces formations anciennes s'étalent des cônes de déjection latéraux récents dont certains présentent des surfaces emboîtées reliées aux différents systèmes de terrasses.

Fig. 3 : MORPHOLOGIE DE L'ECROULEMENT DE LA MADELEINE ET DE SES ENVIRONS



♦ f₁₁ Forage 11 R rocher de la Chapelle St Etienne

Replats latéraux : I Au Burel ; II Aux Sarrazins, Villard Dessus ; III Ancienne route du Col de la Madeleine ;
 IV Chantelouve d'en Bas ; V Chantelouve d'en Haut ; VI Plano de Vel
 VII Prairies des Granges Longues ; VIII Prairies à l'E. des Sarrazins ;
 IX Prairies à l'E. du Collet

B - LE COL DE LA MADELEINE

I - LOCALISATION

L'"Ecoulement de la Madeleine" constitue une colline qui accidente le fond de la vallée et sépare la "Cuvette de Bessans" du bassin de Lanslebourg. En dehors des gorges impraticables creusées par l'Arc, la route le franchit au Collet (1752 m).

II - MORPHOLOGIE (FIG. 3)

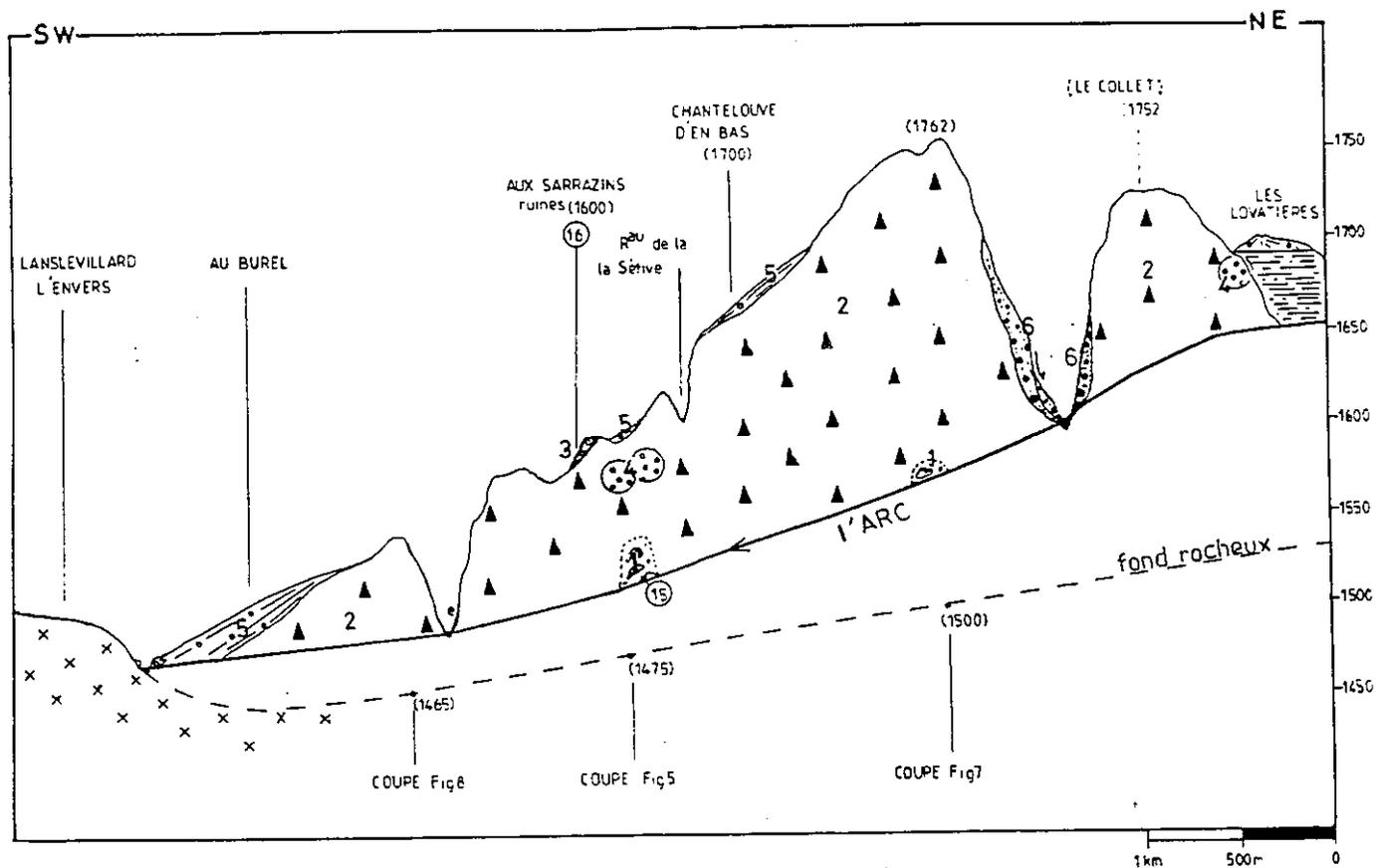
L'"Ecoulement de la Madeleine" s'étend sur près de 3 km, depuis le Vas jusqu'au Collet. Sa surface chaotique, parsemée de blocs décimétriques, est limitée à l'aval par la surface du cône de déjection du Burel (rive droite), les prairies des Sarrazins et du Villard dessus (rive gauche). Le long des versants rocheux apparaissent des replats, de dimensions plus réduites (numérotés de III à VIII sur la FIG. 3). A l'amont, la surface de l'"Ecoulement" domine directement les cônes de déjection rattachés à la "Cuvette de Bessans" (cônes perchés des Granges et de la Refouderaz, cône de l'Arseis).

Il est entaillé par des gorges étroites, aux versants abrupts, profondes (120 mètres), orientées selon un axe sensiblement rectiligne N.E.-S.W., qui est celui de la vallée. La pente de l'Arc y atteint 8,5 %.

III - STRATIGRAPHIE (FIG. 3 ET 4)

L'examen des gorges et des surfaces qui bordent l'écroulement montre l'existence de six formations :

1. Formation de base à galets
2. Ecoulement
3. Alluvions supérieures
4. Alluvions des gorges
5. Formations torrentielles locales
6. Eboulis des gorges



1. Formation de base à galets
2. Eroulement
3. Alluvions supérieures
4. Alluvions des gorges

5. Formations torrentielles
6. Eboulis des gorges
- e. Eboulis actuels

Fig 4 : COUPE SCHEMATIQUE LONGITUDINALE DE L'ECROULEMENT DE LA MADELEINE
Cf. légende générale

1. Les affleurements (FIG. 4)

1.1. Formation de base à galets (FIG. 5)

Très localisée, elle n'apparaît que dans le segment aval des gorges, en rive droite de l'Arc, à sa confluence avec la Sétive (1515 m) ; elle s'étire sur 100 mètres de longueur, 20 à 25 mètres d'épaisseur et est directement recouverte par l'écroulement selon un contact oblique apparemment incliné de 30° vers l'Arc (PLANCHE I : A, B).

Le dépôt est formé de galets fins à grossiers (longueur parfois supérieure à 20 cm), hétérométriques, généralement anguleux, noyés dans une abondante matrice sabloargileuse claire. Localement apparaissent des niveaux à galets arrondis, disposés en vrac dans une matrice moins abondante, indurée (PLANCHE II : C). La formation comporte aussi des lits de sables grossiers, disséminés dans l'affleurement et bien visibles à son sommet (PLANCHE II : D).

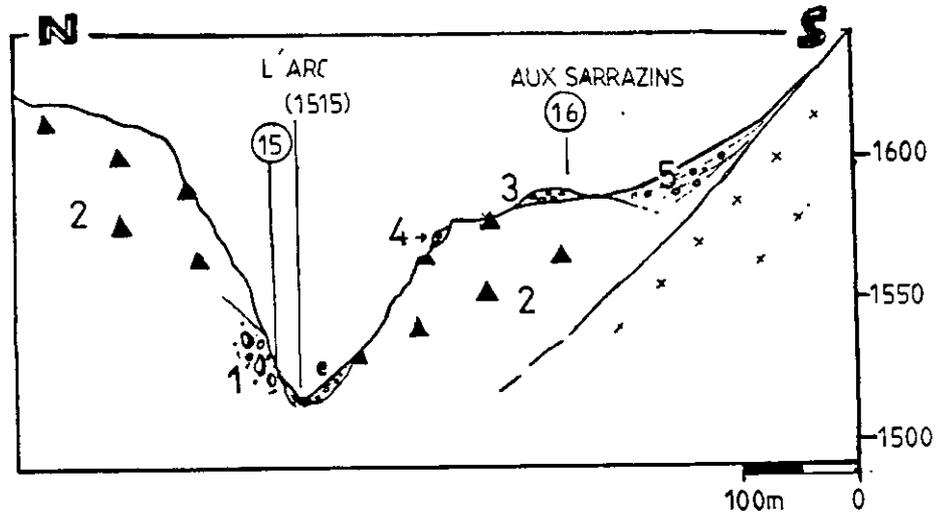
L'hétérogénéité de la pétrographie (tableau de la FIG. 6 : roches vertes, schistes lustrés, gneiss ocellés) implique un transport depuis l'amont de Bessans ; le grand axe des galets allongés, orientés N.W.-S.E., indique un sens de transport du dépôt parallèle au cours de l'Arc.

Le mélange de caractères torrentiels³ (galets arrondis, léger litage) et de caractères morainiques (associations de galets arrondis et anguleux sans orientation préférentielle, matrice argilosableuse abondante) permet d'évoquer une formation de fond du glacier de l'Arc en partie alimentée par un torrent glaciaire. Il n'apparaît pas de galets striés mais, à l'exception des serpentines, les éléments sont peu susceptibles de l'être (gneiss, schistes lustrés, roches vertes).

Cette formation apparaît plus en amont dans les gorges, au Nord de Chantelouve d'en Haut. Il ne s'agit pas d'un affleurement proprement dit mais d'une concentration importante sur 10 à 15 mètres de dénivellation de galets et de blocs de roches vertes (PLANCHE III : E) mêlés aux éboulis schisteux de la rive gauche de l'Arc (1575 m). Les éléments sont anguleux ou arrondis, quelques-uns sont striés (serpentines) : ils proviendraient donc d'une formation morainique. Ce gîte très localisé suppose la proximité d'une moraine qui peut être dissimulée dans le versant comme représenté sur les figures 4 et 7. Son sommet avoisinerait alors la cote 1580 m (15 m au-dessus de l'Arc) au-dessus de laquelle apparaissent uniquement les schistes éboulés ou écroulés.

On peut enfin rapporter à la formation de base à galets, quelques blocs granulométriquement hétérogéniques parsemés dans les alluvions locales et charriées par l'Arc.

³ Le caractère torrentiel de certains niveaux est bien mis en évidence par l'analyse sédimentologique des niveaux sableux (chapitre IV, paragraphe 3.2.)



1. Alluvions de base à galets
2. Eroulement
3. Alluvions supérieures
4. Alluvions des gorges
5. Formations torrentielles

Fig 5 : COUPE TRANSVERSALE DE L'ECROULEMENT
DE LA MADELEINE

1.2. L'éroulement s. str. (FIG. 4, 5, 7)

Sa présence est soulignée par les surfaces boisées qui occupent ce secteur (La Clapera). Il apparaît en coupe tout au long des gorges, reposant sur la formation précédente ou sur le substrat constituant l'ossature du vallon. Il dessine des falaises verticales de 100 à 120 mètres de hauteur (rive droite) ; dans la partie amont des gorges l'éroulement atteint 170 mètres d'épaisseur depuis le talweg de l'Arc (1590 m) jusqu'à la prairie de Chantelouve d'en Haut (1762 m) ; il est partiellement dissimulé sous une importante masse d'éboulis schisteux.

Le matériel se compose de blocs anguleux de schistes lustrés, de dimensions diverses, pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres cubes (rocher de la Chapelle Saint-Etienne : R, FIG. 8). La matrice est faite de schistes lustrés broyés et traversée par de nombreux filaments de calcite.

L'ensemble est fortement induré comme le montrent les nombreux surplombs et blocs en équilibre qui ornent les parois des gorges.

1.3. Les alluvions supérieures (FIG. 5)

Un affleurement situé à la cote 1595 mètres, près des ruines au Nord-Est de la prairie des Sarrazins (FIG. 5) forme une butte-témoin dont la crête s'appuie à l'Ouest contre des blocs éroulés et domine au Nord de 8 à 10 mètres une prairie à travers laquelle pointent de gros blocs de schistes lustrés. Une petite carrière montre, sur 2 mètres, une succession de bancs de sables et de graviers fins et moyens. La pétrographie (FIG. 6, AFFL. 16 : schistes lustrés, roches vertes et gneiss ocellés), l'inclinaison des galets (vers le Nord et le Nord-Est) et des lits sableux (vers le Sud-Ouest) révèlent que ces dépôts sont des alluvions de l'Arc.

1.4. Alluvions des gorges (FIG. 4 ET 5)

Quelques gîtes de galets semblables aux précédents ont été repérés par J. LETOURNEUR (communication orale) à des altitudes diverses sur les versants des gorges de la Madeleine (FIG. 3). Ce sont des galets de schistes lustrés, de roches vertes et de gneiss ocellés plaqués contre les parois ou sur les blocs éroulés :

+ à la base de la prairie des Lovatières (1680) en amont des gorges de la Madeleine, sous des alluvions torrentielles locales (1 à 2 mètres) apparaissent des galets arrondis pendant 20 mètres dans un couloir taillé à l'intérieur de l'éroulement.

| : Désignation de : l'affleurement | | : Schistes lustrés | | | | : Roches vertes | | | | : Gneiss ocellés | | | | : Divers |
|--------------------------------------|--------|--------------------|----|---|----|-----------------|----|---|----|------------------|---|---|---|----------|
| : Numéro : Altitude | | P | M | G | T | P | M | G | T | P | M | G | T | T |
| : 15 | : 1528 | : 30 | 16 | 8 | 52 | : 25 | 10 | 4 | 40 | : / | 4 | 2 | 6 | : 2 |
| : 16 | : 1592 | : 35 | 17 | 1 | 53 | : 24 | 16 | 2 | 42 | : / | 2 | / | 3 | : 2 |

- . Désignation des affleurements (Cf. Fig 3,5 et légende générale)
- . Classe des dimensions de galets
 - P/ Pourcentage des galets de dimensions intérieures à 20mm
 - M/ Pourcentage des galets de dimensions comprises en 20 et 50mm
 - G/ Pourcentage des galets de dimensions supérieures à 50mm
 - T/ Pourcentage total des galets d'une même nature pétrographique

Fig 6 : TABLEAU PETROGRAPHIQUE DE GALETS PRELEVES DANS LA REGION
DU COL DE LA MADELEINE

+ un deuxième affleurement sur l'éperon Ouest de la prairie de Chantelouve d'en Bas (1590) montre sur 10 mètres des lits alternés de sables et de galets.

+ au Nord-Est et au Nord-Ouest du gisement des alluvions supérieures (ruines des Sarrazins), deux gisements de galets sont plaqués à la base de blocs appartenant à l'écroulement (FIG. 5).

On peut encore citer les galets disséminés çà et là dans les gorges comme ceux collés sur des blocs éboulés, ou visibles dans les éboulis.

Enfin, des cailloutis de l'Arc et des sables affleurent dans les versants des gorges sur 1 à 2 m d'épaisseur à l'Est des ruines des Sarrazins. Ils forment une étroite surface plane (1580) façonnée dans l'écroulement dont les blocs affleurent autour et sous les cailloutis (FIG. 8).

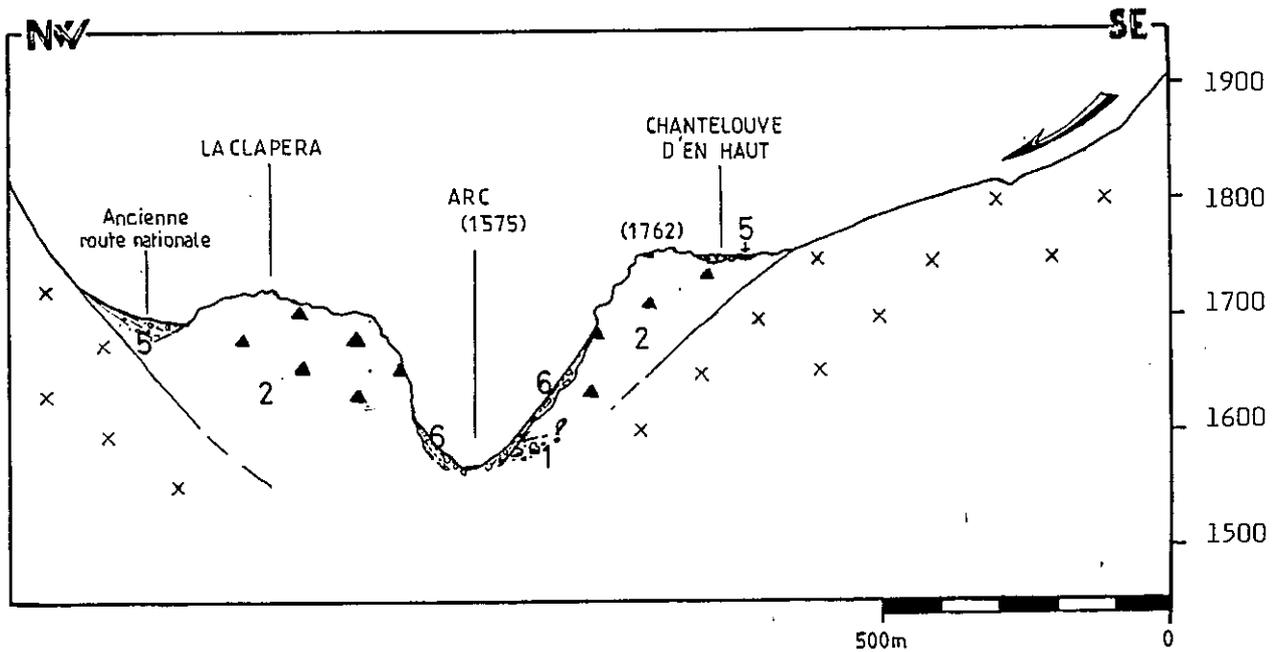
1.5. Alluvions torrentielles locales (FIG. 5, 7, 8)

On les observe au débouché des principaux ruisseaux, les Drayes, le Burel (FIG. 3), à la base des versants ainsi que dans les coupes situées au Nord de Chantelouve d'en Bas (ravin de la Sétive) et à l'Est de Chantelouve d'en Haut (ravin de la Sallanche). Elles recouvrent l'écroulement et forment des replats herbeux tels que Chantelouve, Aux Sarrazins, Au Burel, Est du Mollard du Mas (I à VIII sur la FIG. 3).

Ce sont des formations grises, litées, à blocs anguleux locaux parsemés dans une matrice boueuse ; quelques niveaux plus fins contiennent des fragments schisteux toujours d'origine locale.

Ces dépôts se composent en majorité d'alluvions torrentielles (niveaux lités) auxquelles se mêlent les apports avalancheux ou boueux (niveaux à blocs). En effet, les talwegs sont régulièrement empruntés par des coulées d'avalanches et de boues. Elles interrompent annuellement les voies de communication telles que les chemins conduisant aux Chantelouves ou l'ancienne route nationale montant au Collet.

L'alluvionnement torrentiel latéral dans le secteur de l'"Écroulement de la Madeleine" se caractérise donc par l'association de dépôts torrentiels et avalancheux conduisant à la construction de petits cônes (les Drayes) ou fragments de cônes (Chantelouve). Par sa morphologie, le cône du Burel incliné vers Lanslevillard représente l'unique cône de déjection.



1. Alluvions de base à galets
2. Ecoulement

5. Formations torrentielles
6. Eboulis des gorges

Fig 7 : COUPE TRANSVERSALE DE L'ECROULEMENT DE LA MADELEINE

1.6. Eboulis des gorges

Les éboulis sont très répandus dans le secteur du Col de la Madeleine. Ils sont particulièrement abondants le long de l'Arc sur les flancs des gorges de la Madeleine (formation 6 des figures). Sur 40 à 100 mètres de dénivellation, cette formation mêle des gros blocs posés à l'horizontale dans une bouillie de schistes allant des lutites aux plaquettes décimétriques. Elle est gris clair en rive droite, gris sombre en rive gauche où elle est imprégnée d'eau. La surface fortement pentée de ces éboulis (35 à 40°) peut être stable et colonisée par la végétation ou remaniée par des glissements ou par le ruissellement. L'examen systématique des gorges révèle la superficialité de ces formations : au-dessous, l'éroulement est présent sur toute la hauteur des coupes où il apparaît dans les pentes, à la faveur de glissements sous forme de petits reliefs résiduels (PLANCHE III : F).

1.7. Conclusion à l'étude des affleurements

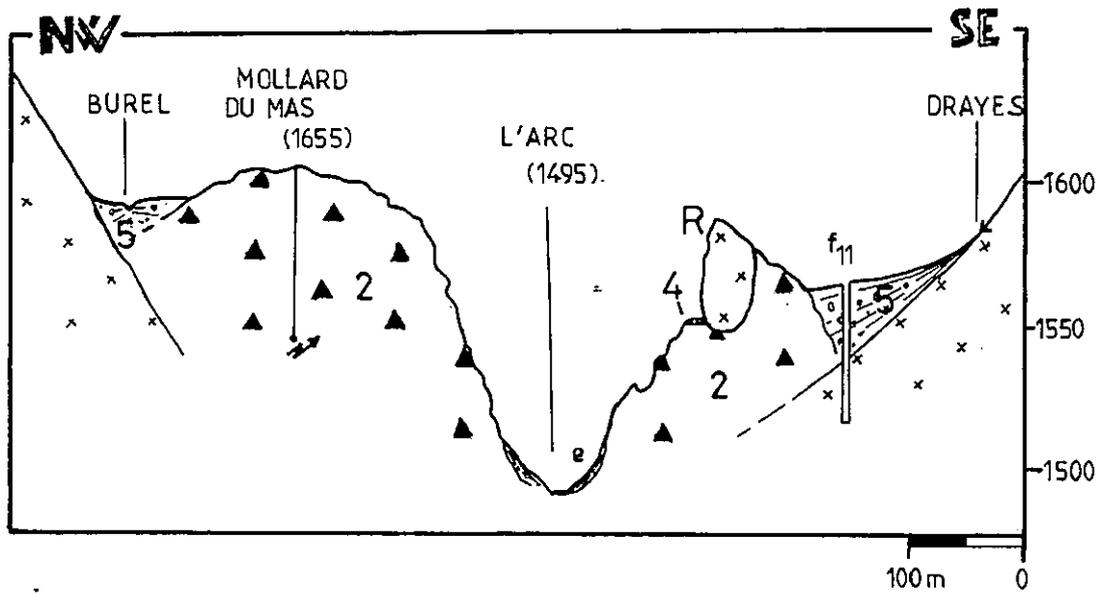
Six formations d'origines différentes ont été identifiées, distinguées par leur faciès, leur position stratigraphique et topographique par rapport à la formation principale, l'éroulement proprement dit(2); dans trois formations, les éléments sont transportés depuis l'amont du bassin : l'une, morainique à la base de l'éroulement (1) et les deux autres, torrentielles, déposées au-dessus (3) ou contre les parois de l'éroulement (4). Dans deux formations (5 et 6) les éléments sont locaux.

2. Sondages et forages à l'aval du Col de la Madeleine

2.1. Description (FIG. 9, 10, 11)

La Direction Départementale de l'Agriculture de Chambéry, dans le cadre de la recherche d'une nappe souterraine suffisante pour alimenter la station de Lanslevillard en période hivernale, a entrepris une étude hydrogéologique à l'aval du Col de la Madeleine (versant Lanslebourg). Plusieurs sondages électriques ou sismiques et des essais au pénétromètre ont permis de mesurer l'épaisseur du remplissage quaternaire⁴ : en rive gauche le long du versant, il atteint 10 à 15 mètres, parfois 30 mètres (aux Sarrazins). Trois forages (situés en FIG. 3), dont deux atteignent le substratum à 20 et 30 m, révèlent la nature des terrains quaternaires sans toutefois donner d'indication pétrographique précise. Ils montrent des niveaux schisteux alternant avec des cailloutis et des graviers

⁴ Les résistivités s'échelonnent de 100 à 200 Ω pour les colluvions, 700 à 900 Ω pour les schistes et graviers, 1000 à 2000 Ω pour l'éroulement



 Sondage électrique

f_{11} Forage

R Rocher de la Chapelle St Etienne

2. Ecoulement

5. Formations torrentielles

4. Alluvions des gorges

e. Eboulis actuels

Fig 8 : COUPE TRANSVERSALE DE L'ECROULEMENT DE LA MADELEINE

ronds d'origine torrentielle (1538 m dans le forage n 11). En rive droite, sous le cône du Burel, les sondages électriques indiquent la présence de cailloutis à 8 m de profondeur le long du versant (dernier lacet de la D 902) ; au Sud-Est du hameau du Mollard du Mas, l'éroulement atteindrait 60 mètres d'épaisseur.

2.2. Interprétation (FIG. 8)

+ *La rive Sud-Est* montre deux coupes :

- l'une au bord de l'Arc (gorges) où l'éroulement est représenté sur toute la hauteur

- l'autre près du versant (synthèse des forages) où l'éroulement n'apparaît plus ; sur le substratum rocheux (schistes lustrés) repose directement une formation faisant alterner des niveaux à débris schisteux et des niveaux de graviers arrondis : les premiers sont des alluvions torrentielles (5) déposées au pied des ravins latéraux (Drayes) ; les seconds évoquent les alluvions de l'Arc (galets roulés et sables) décrites dans la formation 3 aux ruines des Sarrazins. L'intercalation de ces deux faciès montre que l'alluvionnement local aurait remanié des dépôts de l'Arc.

La juxtaposition de ces deux coupes plaide en faveur d'un contact subvertical (FIG. 8) entre l'éroulement et les alluvions qui remblaient un espace compris entre le flanc rocheux et l'éroulement.

+ *La rive Ouest* est largement occupée par l'éroulement (60 m minimum au sondage électrique du Mollard du Mas, 100 m dans les gorges). Les alluvions torrentielles du Burel ont nivelé la surface accidentée de l'éroulement, recouvrant sur 8 à 10 mètres son extrémité aval (Au Burel, PLANCHE IV, PHOTO G).

En conclusion, les sondages et forages montrent que le secteur situé à l'aval de l'"Eroulement de la Madeleine" présente deux formations :

- l'une, omniprésente, est constituée par l'éroulement proprement dit,

- l'autre, superficielle, est formée par des alluvions torrentielles (5) (Burel, Drayes) et les déblais issus des versants (coulées boueuses, avalanches).

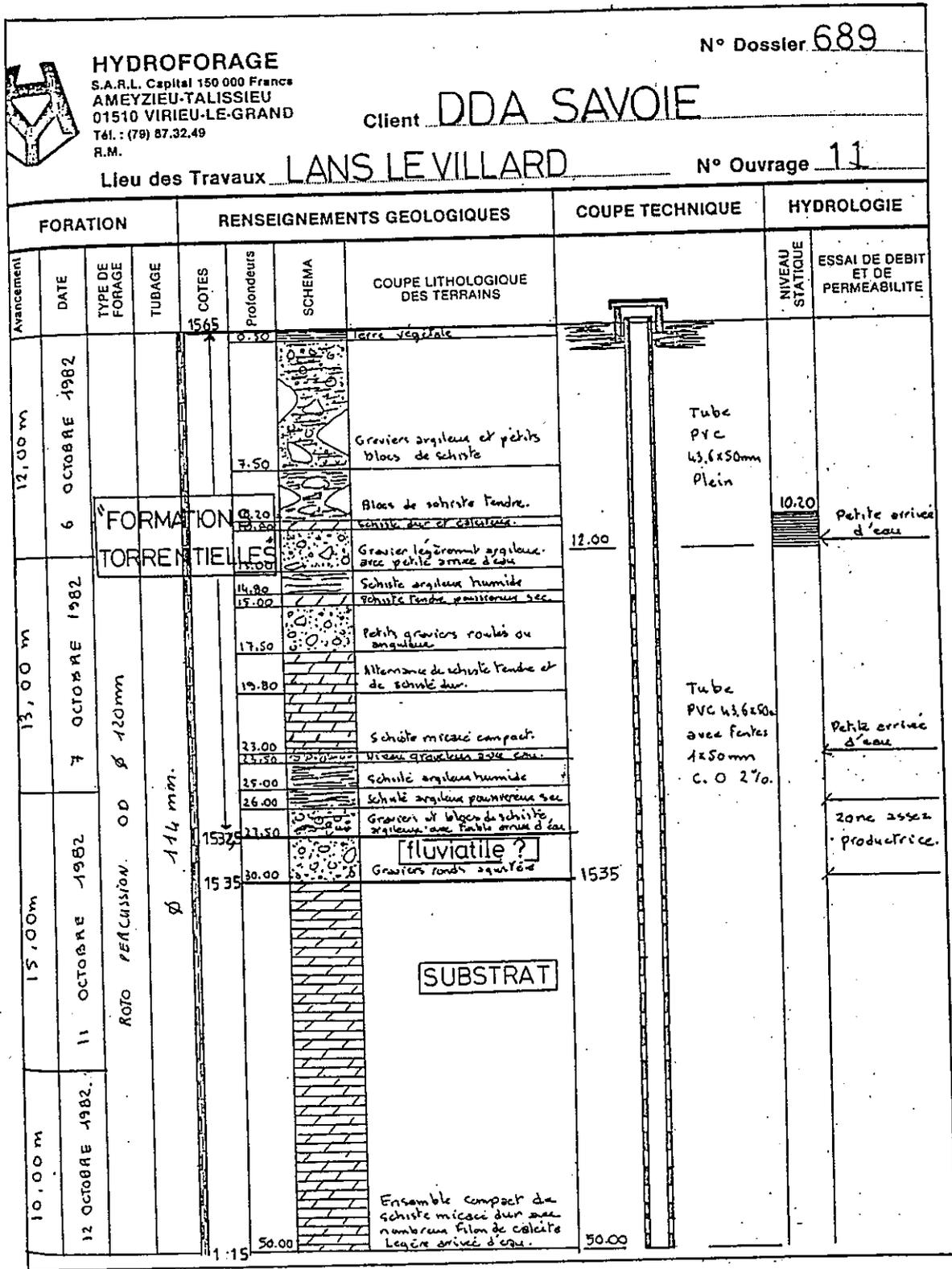


Fig 9 : FORAGE N° 11 : Aux Sarrazins (Fig 3)
 Notre interprétation est encadrée

IV - INTERPRETATION

Nous verrons que le secteur du Col de la Madeleine est à l'amont du verrou de Lanslevillard qui est issu du stationnement du glacier de l'Arc (Chapitre II). La contre-pente du substratum à la sortie des Gorges de la Madeleine annonce un ombilic dont l'aval est comblé par des matériaux détritiques gravitaires (écroulement), glaciaires (formation de base à galets), et torrentiels (alluvions supérieures, alluvions des gorges).

1. Hypothèses antérieures

D'abord considéré comme une moraine, cet ensemble fut très vite assimilé à un "éboulement de la Pointe des Pignes" (GIRARDIN, 1905). L'hypothèse d'un verrou sous-jacent à l'écroulement (KILIAN et REVIL, 1917) fut abandonnée car, en aucun point, le bedrock (schistes lustrés) n'y est visible.

P. GIRARDIN (1905 et 1908), R. BLANCHARD (1918), H. ONDE (1938), admettent que l'écroulement repose directement au fond de l'auge glaciaire. J. GOGUEL (1980) le confirme par une étude comparative entre le volume de la niche d'arrachement et le volume de la saillie occupant le fond de la vallée.

J. LETOURNEUR et al. (1983) décrivent, sous le chaos typique de l'écroulement, une formation de lithologie différente qui ne peut lui être assimilée. Ils l'interprètent comme le résultat de l'accumulation progressive de matériaux issus des versants immédiats, ensuite repoussés et façonnés par le passage du glacier de l'Arc (Dryas I). Cette hypothèse expliquerait en particulier les replats herbeux (FIG. 3) de Plana de Vel, Chantelouve d'en Haut et Chantelouve d'en Bas qui contrastent avec la surface accidentée et boisée de l'écroulement.

A l'analyse des surfaces planes jalonnant l'écroulement, J. LETOURNEUR joint l'observation de cailloutis affleurant au fond ou sur les versants des gorges de la Madeleine interprétés comme étant le résultat d'épandages fluvioglaciaires liés au retrait du glacier de l'Arc avant l'écroulement.

2. Nouvelle interprétation

"L'Ecroulement de la Madeleine" renferme en tout six formations d'origines distinctes, locales ou non. Les nouvelles observations permettent ainsi de compléter celles relevées au cours des études précédentes, mais s'appuient sur les points suivants :

- différenciation lithologique et stratigraphique dans le groupe des formations à galets : morainique au fond des gorges (1), torrentielles en surface (3 et 4)

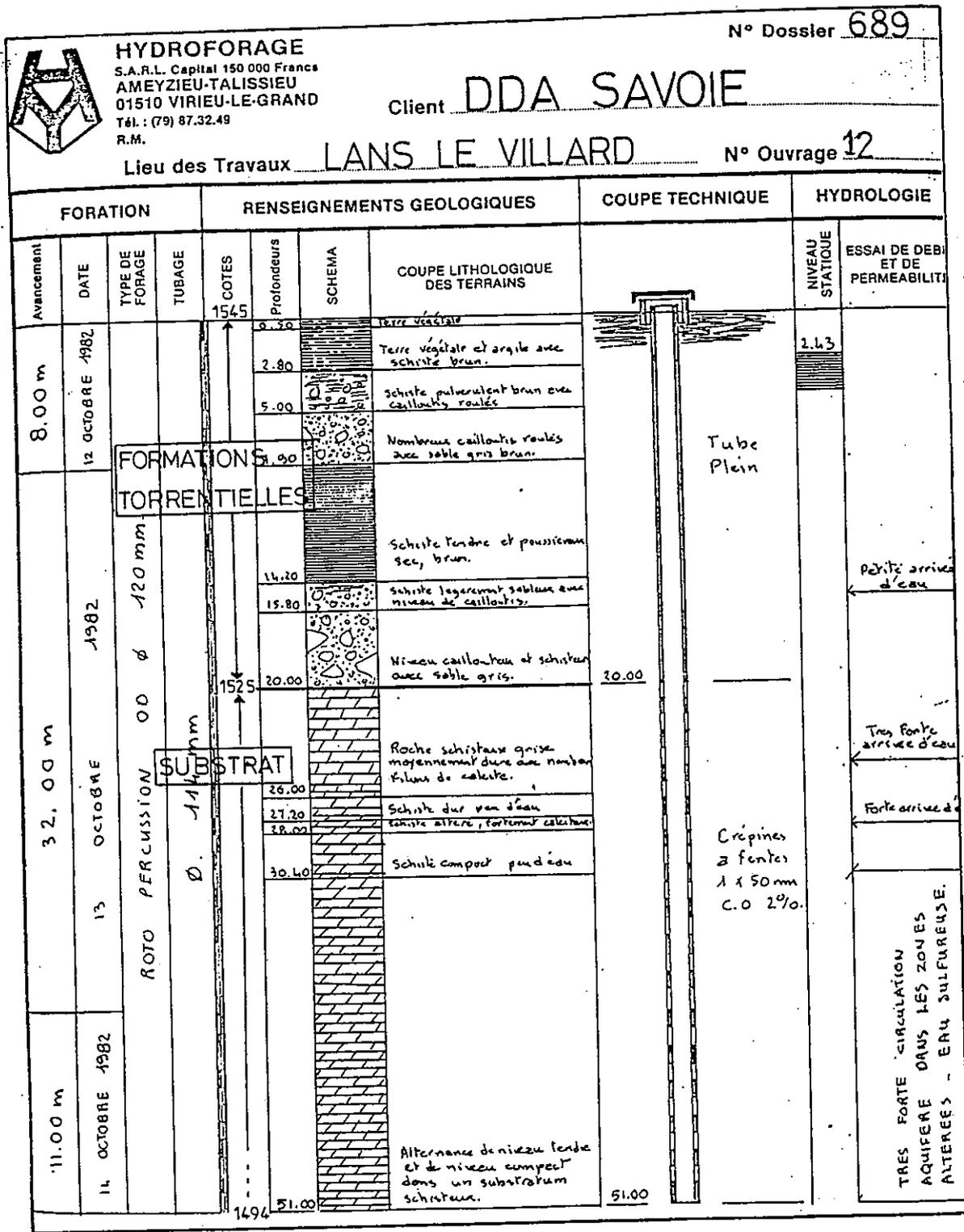


Fig 10 : FORAGE N° 12 : Sous les "Drayes" (Fig 3)
 Notre interprétation est encadrée

- données nouvelles apportées par les sondages ayant trait aux limites de l'"Écroulement aval" ; plus particulièrement en profondeur sous le cône du Burel

- origine locale des formations composant les "replats latéraux" (5) qui désignent un façonnement par des agents locaux des abords et de la surface de l'écroulement.

En reprenant chacune des observations, nous procéderons à la reconstitution paléogéographique des événements quaternaires survenus dans cette partie du bassin de Bessans.

2.1. Morphologie de la vallée avant l'écroulement

La morphologie anté-écroulement est soulignée par des dépôts morainiques situés au fond des gorges (formation de base à galets). Il s'agirait d'une moraine de fond déposée par le glacier de l'Arc, plus ou moins remaniée par les eaux sous glaciaires ou mise au jour par l'érosion des gorges. Cet affleurement paraît bien en place comme l'atteste la conformité des inclinaisons de certains galets avec celle des sables.

La formation de base à galets est la plus ancienne du secteur. Elle est antérieure à l'écroulement. Sa mise en place pourrait être liée au retrait du glacier de l'Arc et à son stationnement en amont du verrou de Lanslevillard (Cf Chapitre II). Entre le dépôt de cette moraine et son recouvrement par l'écroulement serait survenue une phase d'érosion importante ayant abouti à la disparition de la moraine dans la plupart des coupes et ce parfois sur près de 20 mètres.

2.2. Écroulement et phase lacustre

L'écroulement proprement dit a recouvert la moraine de fond. Il a ainsi obstrué la vallée et créé en amont une retenue dont le remplissage sera étudié plus loin (Cf chapitre I, C). L'émissaire de ce lac n'a pas laissé de trace sur l'écroulement. Il a donc pu emprunter un talweg situé sur le tracé des gorges actuelles à moins que les eaux ne se soient infiltrées dans la masse écroulée.

2.3. Evolution de l'écroulement après l'épisode lacustre

2.3.1. Dépôt des alluvions supérieures (formation 3)

Postérieures à l'écroulement qu'elles recouvrent, elles ne peuvent être que post-lacustres. Cette formation se rattacherait donc à la plaine alluviale de l'Arc qui a succédé au remplissage lacustre de la "Cuvette de Bessans" (Cf Chapitre I, C). Le seul témoin visible de cette

plaine alluviale apparaît à la butte des Sarrazins : en amont, l'Arc devait utiliser, au moment du dépôt des alluvions supérieures, le talweg taillé par l'émissaire à l'aplomb des gorges actuelles.

Les alluvions supérieures résulteraient ainsi de la circulation de l'Arc, au cours du creusement des gorges, en un point bas de la surface aval de l'"Écroulement" (1680-90). Ce passage, peu à peu colmaté par les alluvions de l'Arc, fut probablement abandonné au profit du lit actuel plus septentrional.

2.3.2. Dépôt des alluvions des gorges (formation 4)

L'étagement des affleurements de ces alluvions (1600, 1590, 1580) correspondrait à l'enfoncement progressif de l'Arc dans l'écroulement (FIG. 4). Entraînées par l'érosion ultérieure, elles ne persistent actuellement que dans des endroits épargnés par les éboulements, les glissements ou le ruissellement. Certaines étapes du creusement des gorges sont signalées dans la partie aval de l'écroulement par des replats étroits comme celui situé directement à l'Est des ruines des Sarrazins et formé d'une mince couche d'alluvions de l'Arc (FIG. 8).

2.3.3. Morphologie de la surface de l'écroulement

H. ONDE (1938), à propos des replats des Sarrazins et du Burel, envisageait l'hypothèse "du passage post-écroulement d'une masse nivelante glaciaire, lors d'une phase de progression importante" ; du fait de l'absence de moraines à la surface de l'écroulement et de la légèreté de touche du glacier, ONDE abandonna cette idée pour préférer celle d'une coulée pâteuse liée à l'éboulement. J. LETOURNEUR interprète les replats latéraux comme une surface glaciaire anté-écroulement. J. GOGUEL enfin (communication orale) pense "que l'écroulement est légèrement bombé et laisse une petite dépression de part et d'autre". Les observations apportées par les sondages (1984) poussent aux conclusions suivantes :

- les terrains rencontrés en sondages et forages ne montrent pas de formation morainique ;

- la surface du Burel est celle d'un cône de déjection d'épaisseur décamétrique qui repose sur une épaisseur notable (60 mètres) de matériaux écroulés.;

- toutes ces surfaces placées au débouché de talwegs souvent encore actifs sont façonnées par des agents locaux.

Ces replats latéraux, numérotés de I à VIII sur la FIGURE 3 sont de deux types, définis d'après leur disposition par rapport à l'Arc :

2.3.3.1. Certains replats forment des bandes étroites, allongées parallèlement à l'Arc et surtout aux versants. Ce sont les prairies occupées par l'ancienne route du Col de la Madeleine (III), celles des Chantelouve (IV, V) prolongées vers le Nord-Est par un replat boisé menant à la clairière de Plana de Vel (VI) et la prairie des Sarrazins (II). Les forages qui traversent cette dernière jusqu'au substratum montrent qu'elle est constituée d'alluvions torrentielles locales (les Drayes) mêlées à des formations à galets probablement remaniées (alluvions supérieures). Ces épandages latéraux ont comblé un espace situé entre le versant rocheux et le bord de l'écroulement. La même origine peut être rapportée au replat de l'ancienne route du Col de la Madeleine, sur lequel se juxtapose une succession de petits cônes avalancheux encore actifs. Les surfaces reliant Chantelouve d'en Bas à Plana de Vel sont cependant un peu différentes ; elles se situent à la base de ravins très marqués (Ressec, Sallanche) et leurs pentes vers l'amont ou l'aval épousent la morphologie de l'écroulement : il s'agirait là du comblement d'une dépression affectant la surface de l'écroulement à son contact avec le versant. Ce nivellement a principalement été assuré par les torrents et les avalanches.

2.3.3.2. Les autres replats sont allongés perpendiculairement à l'Arc : au Nord-Est du Mollard du Mas (VII) et au Nord de la butte des Sarrazins (VIII). Légèrement concaves et pentés vers l'Arc, ils sont percés par des blocs de schistes lustrés de l'écroulement qu'ils ennoient et qui affleurent de part et d'autre et dans les coupes situées à leur débouché dans les gorges. Ils se trouvent à la base des talwegs de deux ruisseaux : le Burel et le Chatel. Ces surfaces peuvent être interprétées comme étant des aires d'épandage construites par les crues.

Le Burel a été détourné à angle droit par l'écroulement et a construit un cône (au Burel : I) dirigé vers Lanslevillard. Le Chatel plus rectiligne se jette actuellement dans la Sétive probablement à la suite d'une capture⁵.

2.3.4. Alluvionnement torrentiel local (formation 5)

L'action torrentielle est surtout érosive. L'Arc continue de creuser les gorges de la Madeleine entraînant dans ce mouvement ses affluents (Sétive, Sallanche). La pente du lit est forte dans ce secteur (FIG. 4).

L'alluvionnement torrentiel local se limite aux surfaces déjà évoquées (replats latéraux). Seul le Burel a édifié un cône de déjection (I) dont la surface évasée recouvre

⁵ mention doit être faite de la surface située à l'Est du Collet (IX) et rapportée aux précédentes par J. LETOURNEUR. Il semble qu'elle soit constituée en grande part d'argiles limoneuses litées qui affleurent en de nombreux points et sur lesquelles reposent les cônes de la Refouderaz et des Granges. Cette surface se rattache donc au remplissage lacustre de Bessans qui sera examiné plus loin (Chapitre I, C)

en partie le front aval de l'écroulement, en rive droite de l'Arc. Le cours actuel enfoncé d'1 mètre à peine dans ses alluvions est susceptible de déborder en périodes de crues, comme celle du 14 août 1972 qui coupa la route menant au Col de la Madeleine (M. JAIL, 1975).

La surface du cône du Burel se raccorde au système de basses terrasses de l'Arc et tronque le cône plus ancien du Pichet. Sa mise en place liée au détournement du Burel par l'écroulement est donc plus récente que la plupart des grands cônes rencontrés dans le bassin de Lanslebourg. Cet élément de chronologie relative contribuera à confirmer la postériorité de l'écroulement et du lac de Bessans par rapport aux épisodes lacustres survenus dans la haute vallée de l'Arc.

2.4. Origine et mise en place des "éboulis des gorges" (formation 6)

Il n'a pas encore été tenu compte dans cette reconstitution paléogéographique de la formation appelée "éboulis des gorges". Dans le cadre stratigraphique proposé⁶ plus haut, cette formation ne peut être que postérieure à l'écroulement.

Entièrement constituée de schistes lustrés, elle ne résulte pas du démantèlement des flancs rocheux mais de l'écroulement lui-même et demeure une formation superficielle.

Ces éboulis présentent les particularités suivantes :

- leur surface est fortement inclinée : entre 35 et 40°

- leur répartition est inégale : abondantes en rive gauche, elles sont rares en rive droite

- le matériel est fortement hétérométrique, mélange de blocs souvent énormes (> 1 m) et de plaquettes décimétriques de schistes, noyés dans une bouillie de schistes. Il ne s'agit donc pas d'éboulis à proprement parler secs ou avalancheux, mais du produit dû à la gélifraction des schistes en régime climatique péri-glaciaire dont J. TRICART (1967) donne les composantes : un matériel fin, argileux à sableux dû à la microgélifraction et des blocs dus à la macrogélifraction par éclatement des fissures⁷. C'est l'association de ces deux processus qui serait ici à l'origine de la formation hétérogène qui tapisse les versants des gorges.

L'inégale répartition de ces "éboulis" de

⁶ L'hypothèse du façonnement anté-écroulement de cette formation par le glacier de l'Arc (J. LETOURNEUR, 1983) est liée à une stratigraphie assimilant moraines et alluvions supérieures d'une part, éboulis et alluvions torrentielles d'autre part.

⁷ Voir aussi F.E. HAMELIN & F.A. COOK (1967)

part et d'autre de l'Arc relève de l'orientation des versants : la rive gauche orientée au Nord est plus exposée que la rive droite au phénomène de gélifraction ; de plus, J. TRICART précise que cette asymétrie est d'autant plus prononcée que la vallée est plus encaissée. C'est ici le cas.

Enfin la forte pente de ces éboulis, exagérée par les glissements, résulterait de l'évacuation constante par l'Arc des éléments parvenus au fond des gorges. Ceci a pour effet de limiter l'accumulation et d'empêcher l'évolution des versants d'éboulis vers leur profil d'équilibre.

Leur mise en place pourrait être ancienne et avoir accompagné le creusement des gorges dans l'écroulement.

Actuellement, les "éboulis des gorges" présentent localement des sections stabilisées, colonisées par la végétation. Ailleurs, ils sont affectés par de nombreux glissements, particulièrement fréquents en rive gauche où l'humidité est plus forte. En effet, plusieurs sources, signalant d'importantes circulations d'eaux dans l'écroulement, apparaissent nettement à la base des falaises verticales de l'écroulement et déterminent des surplombs qui donnent l'apparence d'un contact écroulement sur éboulis (PLANCHE III, F).

2.5. Limite, volume et mise en place de l'écroulement

Les limites latérales et frontales de l'écroulement sont dissimulées sous une épaisseur variable de formations locales (éboulis, cône de déjection). Il s'appuie sur les côtés contre les versants rocheux et à l'aval son front repose contre le verrou de Lanslevillard et dessine un plan incliné tranché par l'Arc. En amont ses limites disparaissent sous les alluvions lacustres de la "Cuvette de Bessans" ; la coupe des Lovatières (FIG. 4) montre cependant que sa surface est inclinée vers le N.E.

L'écroulement repose sur le substratum et sur des moraines de fond. L'évaluation du fond rocheux a été obtenue par méthode graphique. Selon les coupes transversales et longitudinales prolongeant le fond rocheux d'amont (Sallanche) en aval (Lanslevillard) du Bassin de Bessans et en compte - tenu du surcreusement, il a été possible de tracer un fond rocheux hypothétique représenté en FIG. 4.

Ces limites donnent un volume écroulé⁸ de 100 Mm³ qui peut être réparti en deux unités :

- la première qui s'étend du Mollard du Mas jusqu'au Collet est renflée et présente les épaisseurs maximales (plus de 170 mètres de la cote 1590 m à 1762 m). Elle contient la majeure partie des matériaux écroulés suivant une direction S.E.-N.W. et étalés directement au bas de la niche d'arrachement.

- la seconde unité comprend la langue aval de l'écroulement, effilée en direction de Lanslevillard. Une partie des matériaux a donc été détournée vers l'aval en empruntant une direction oblique par rapport à la précédente.

Il n'a été observé aucune trace de remaniement de la masse écroulée qui permettrait d'expliquer une mise en place secondaire de cette partie de l'écroulement ; J.GOGUEL (1980), analysant divers exemples d'écroulement dans le monde, remarque que leur comportement est "quasi fluide" : "bien qu'il y ait roulement des blocs les uns sur les autres, le déplacement se fait en masse" : il peut être rapide et les matériaux écroulés peuvent parcourir une longue distance. Ainsi, il serait naturel qu'une partie de la masse écroulée, composée de blocs et d'une quantité importante de matrice boueuse, se soit écoulée vers Lanslevillard suivant les lignes de plus grande pente pour venir buter sur le rebord interne du verrou de Lanslevillard.

18 AOÛT 2003

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
 MAISON DES GEOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 B.P. 53
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX
 Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 46 58
 Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

⁸ J. LETOURNEUR et al. (1903) ramène ce volume à 35 Mm³ tandis que J. GOGUEL (1980) l'évalue à 250 Mm³

C - LA CUVETTE DE BESSANS

I - PRESENTATION GENERALE

On appelle "Cuvette de Bessans" une portion élargie de la haute vallée de l'Arc en amont de l'"Eroulement de la Madeleine". Elle est traversée par l'Arc qui reçoit en rive gauche les torrents d'Avérole et du Ribon et en rive droite une dizaine de ruisseaux, saisonniers pour la plupart.

II - MORPHOLOGIE (FIG. 2)

La "Cuvette de Bessans" s'étend sur 9 km de longueur: depuis l'étroit des Sallanches, à partir duquel le fond rocheux disparaît sous des formations quaternaires d'épaisseur inconnue, jusqu'au rebord amont de l'"Eroulement de la Madeleine". La surface de ces formations dessine une plaine alluviale qui s'abaisse de la cote 1762 à la cote 1680 (cône de la Refouderaz). Son profil régulier est interrompu par les crêtes de deux vallums morainiques disposés de part et d'autre du lit du torrent d'Avérole.

Cette surface alluviale est subdivisée en plusieurs niveaux de terrasses (+ 30 m à + 2 m). Ce nombre s'accroît d'amont en aval, passant de 3 (amont du Villaron) à 7 (confluence du Ribon) ; le dernier niveau correspond aux terrasses inondables du lit de l'Arc (+ 2 m).

Latéralement les terrasses sont partiellement recouvertes par des cônes de déjection, d'avalanches et d'éboulis ou s'appuient contre le glissement du Clot et l'éroulement du Cloton.

III - STRATIGRAPHIE

Le remplissage quaternaire de la Cuvette de Bessans est composé de formations morainiques, alluviales et gravitaires :

1. les deux *vallums morainiques* en partie ennoyés par les alluvions déposées à l'embouchure du torrent d'Avérole au droit du Villaron.
2. des dépôts d'accumulation résultant d'éroulement (le Cloton) et de glissement (le Clot).

3. des *formations lacustres* comprenant d'épais dépôts fins de fond de lac, couronnés par des terrasses deltaïques fluviolacustres des torrents de l'Arc, d'Avérole et du Ribon.

4. des *cônes de déjection* notamment en rive droite et des éboulis.

1. La Moraine (FIG. 18)

Il n'a pas été observé de moraines de versants. Leur absence peut s'expliquer par la raideur des pentes et par leur recouvrement par les formations locales à leur base.

Aussi dans la Cuvette de Bessans où le colmatage alluvial (lacustre ou torrentiel) est puissant, les seules formations morainiques visibles sont les vallums du Villaron⁹. Ils sont eux-mêmes ennoyés dans la masse des sédiments deltaïques apportés par l'Arc et le torrent d'Avérole. Leurs crêtes se détachent à peine des surfaces alluviales qui les encadrent (Travérole, Carreley). L'Arc les sectionne transversalement en rive droite où leur épaisseur visible est de 15 mètres ; le vallum amont supporte le village du Villaron; la présence du vallum aval est juste soulignée par de gros blocs anguleux.

Le contour de ces cordons morainiques, à concavité tournée vers le Nord-Est (amont Arc), indique qu'il s'agit d'une moraine frontale d'un glacier provenant de Bonneval.

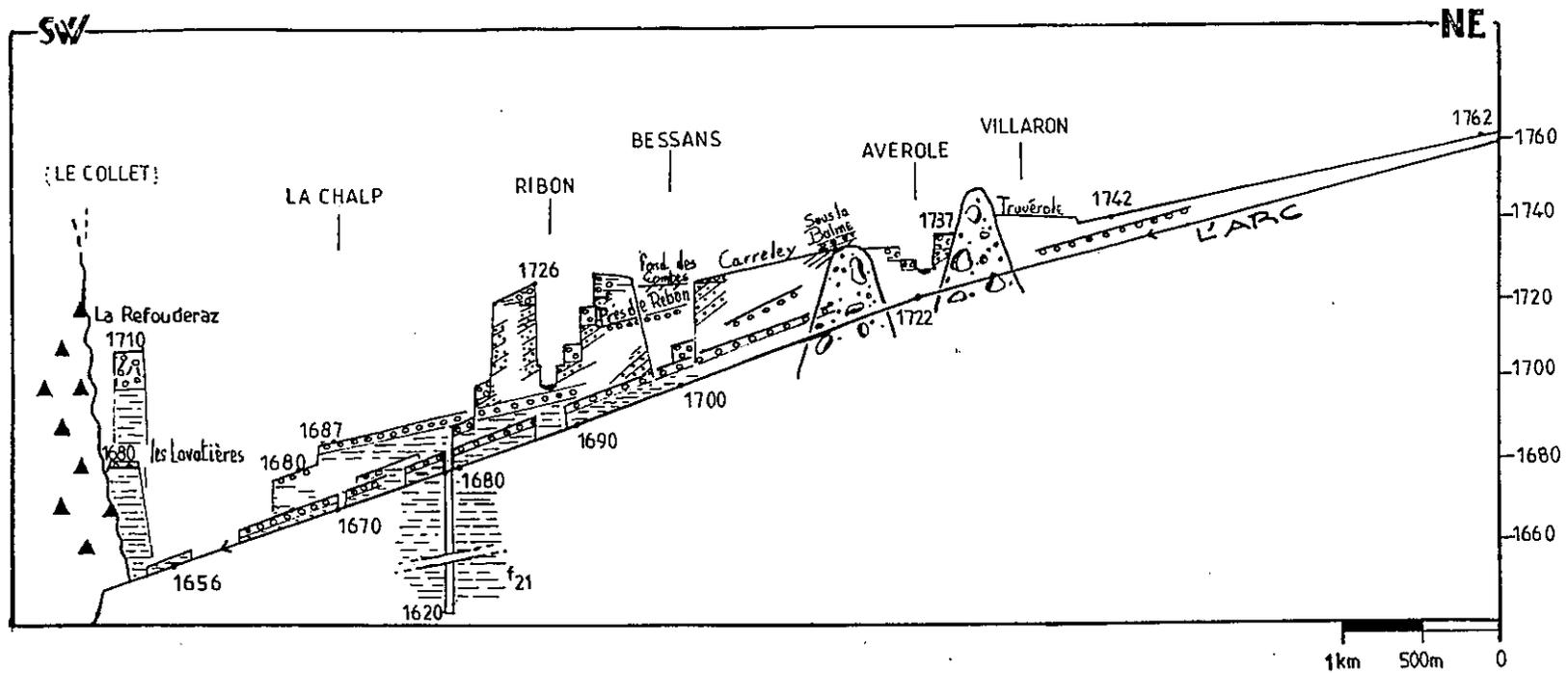
1.1. Pétrographie des affleurements

Situés le long du lit de l'Arc, les affleurements montrent des blocs anguleux ou arrondis noyés dans une matrice abondante calcaréo-argileuse parsemée de débris schisteux. La pétrographie -schistes lustrés, roches vertes, gneiss ocellés (de Bonneval)- caractérise des sédiments transportés par l'Arc.

1.2. Interprétation

La distance du double vallum du Villaron par rapport à l'actuel front du glacier des Sources de l'Arc (14,5 km) souligne sa position très externe vis-à-vis des moraines du petit âge glaciaire (R. VIVIAN, 1968 et 1975). Il s'agirait donc d'un témoin de stationnement du glacier de l'Arc au cours d'un stade nettement plus ancien.

⁹ La présence de moraines de fond en profondeur est parfaitement concevable. Il en est ainsi dans le proche vallon du Ribon où 38 m de moraines de fond ont été décelés par sondage sismique sous un important manteau d'éboulis (EDF, 1961)



f₂₁ Forage 21 (Cf. Fig 13)

Fig 12 : COUPE LONGITUDINALE DE LA CUVETTE DE BESSANS

Nous retrouverons, au fil de l'exposé des différents bassins, d'autres indices de stationnements glaciaires similaires, en plusieurs points de la haute vallée de l'Arc.

2. Les alluvions lacustres

Elles se présentent sous deux formes :

2.1. *les dépôts fins de fond de lac* : argiles litées, silts, sables fins

2.2. *les alluvions deltaïques superficielles* : sables et galets des trois deltas de l'Arc, d'Avérole et du Ribon.

2.1. Les dépôts fins lacustres (FIG. 3 ET 20)

Les dépôts fins de la "Cuvette de Bessans" ont été mis en évidence lors de la construction du nouveau pont de Champsuit (D.D.E. 1960). Après analyse en laboratoire¹⁰, une partie de ces sédiments (les argiles) a été utilisée pour l'élaboration du noyau étanche du barrage du Mont-Cenis (E.D.F. 1960)¹¹. L'emplacement de leur exploitation est maintenant rempli d'eau et son extension est prévue dans le cadre de l'aménagement d'une zone de loisirs : des bassins seraient installés dans des dépressions creusées dans les basses terrasses de l'Arc.

2.1.1. Localisation

Les dépôts fins sont visibles le long du lit de l'Arc depuis le village de Bessans (FIG. 20), jusqu'au rebord amont de l'"Eroulement de la Madeleine", qu'ils recouvrent aux Lovatières (FIG. 12).

Le contact des dépôts fins avec les alluvions torrentielles qui les surmontent est souvent marqué par l'émergence de nappes superficielles (la Chalp, l'Arseis, la Refouderaz ; FAZIO et al., 1984).

La limite supérieure visible de ces dépôts fins à l'aval de la Cuvette de Bessans est de 1700 m. (Refouderaz). A Bessans, un affleurement en face du village (rive droite) a pu être décelé à 1728 m. : occasionné par le ravinement temporaire d'une coulée de boue (juillet 1982) il montra un mètre de silts limoneux (affleurement 14).

La limite inférieure des dépôts fins de la

¹⁰ Les argiles de Bessans sont peu plastiques et à fort taux de calcite : 42 %

¹¹ Le noyau étanche fut formé à 95 % d'argile de Bessans et de 5 % de liant argileux



HYDROFORAGE
 S.A. R.L. Capital 150 000 F. 5000
 AMEYZIEU-TALISSIEU
 01510 VIRIEU-LE-GRAND
 Tel : (73) 87.32.49
 R.M.

Client **DDA SAVOIE**

Lieu des Travaux **BESSANS**

N° Ouvrage **91**

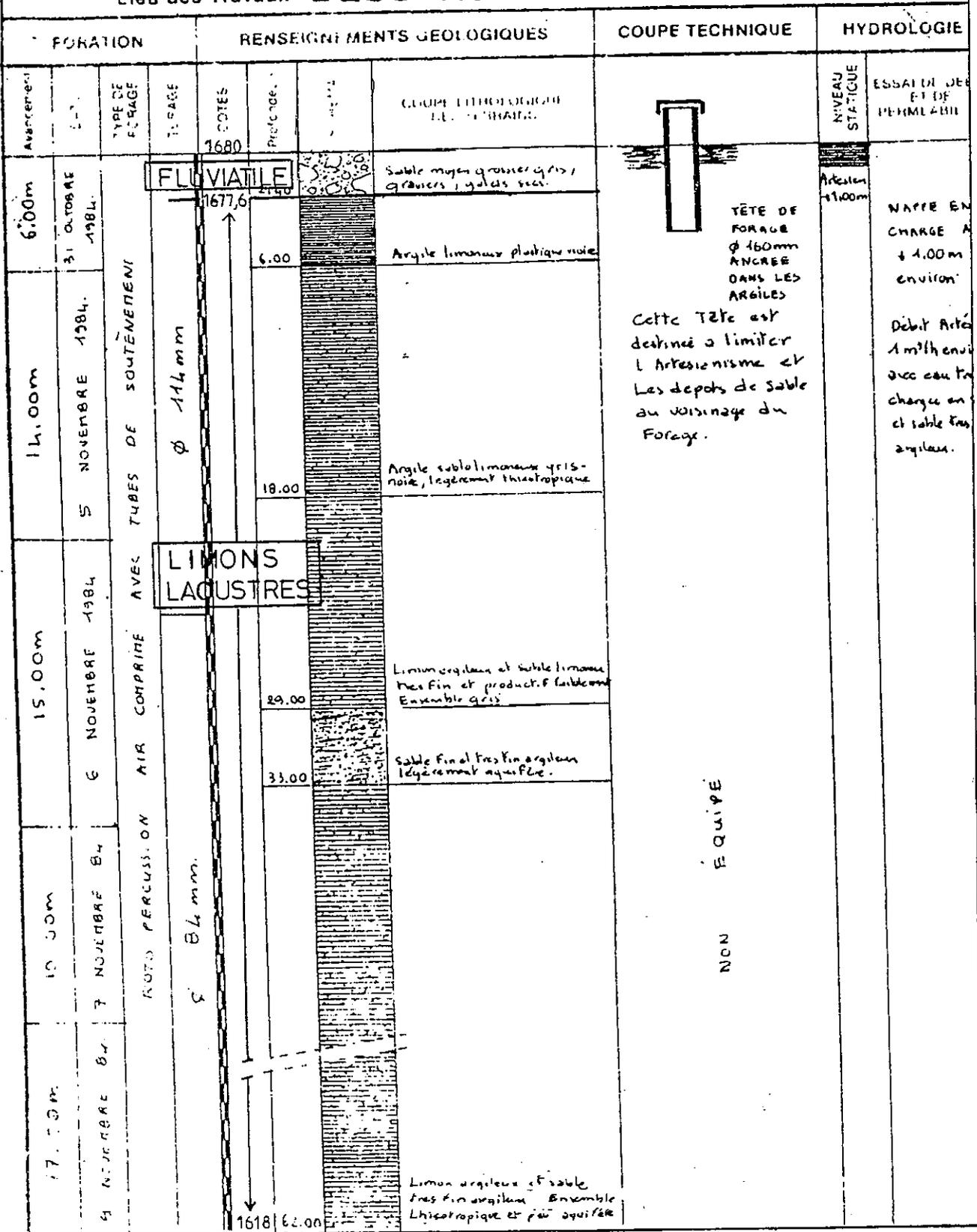


Fig 13 : FORAGE N°21 : Pont de Champsoit, rive droite (Fig 20)

Notre interprétation est encadrée

| FORMATION | | RENSEIGNEMENTS GEOLOGIQUES | | | | COUPE TECHNIQUE | HYDROLOGIE | |
|-------------------|--|----------------------------|--------|-------------|--------|--|-----------------|-----------------------------------|
| DATE | TYPE DE FORAGE | TUBAGE | COTES | Profondeurs | Strat. | COUPE LITHOLOGIQUE (cf. tableau) | NIVEAU STATIQUE | ESCAI DE DEBIT ET DE PERMEABILITE |
| 12 NOVEMBRE 1984 | ROTO PERCUSSION AIR COMPRIME AVEC TUBES DE SOULEVEMENT | FLUVIATILE | 1678 | | | Sable grossier gris, grossiers galets. | 3,00m | VENUES AQUIFERES CASIMENT NULLES. |
| 13 NOVEMBRE 1984. | | LIMONS LACUSTRES | 1675,4 | 2,60 | | | | |
| | | Ø 114 mm | | | | | | |
| | | Ø 84 mm. | | | | | | |
| | | | 1645 | 34,00 | | | | |

Fig 14 : FORAGE N°22 : Pont de Champsuit, rive gauche (Fig 20)

Notre interprétation est encadrée

HYDROFORAGE

S.A.R.L. Capital 150 000 France
 AMEYZIEU-TALISSIEU
 01510 VIRIEU-LE-GRAND
 Tél. : (79) 87.32.49
 R.M.

Client **DDA SAVOIE**

Lieu des Travaux **BESSANS**

N° Ouvrage **31**

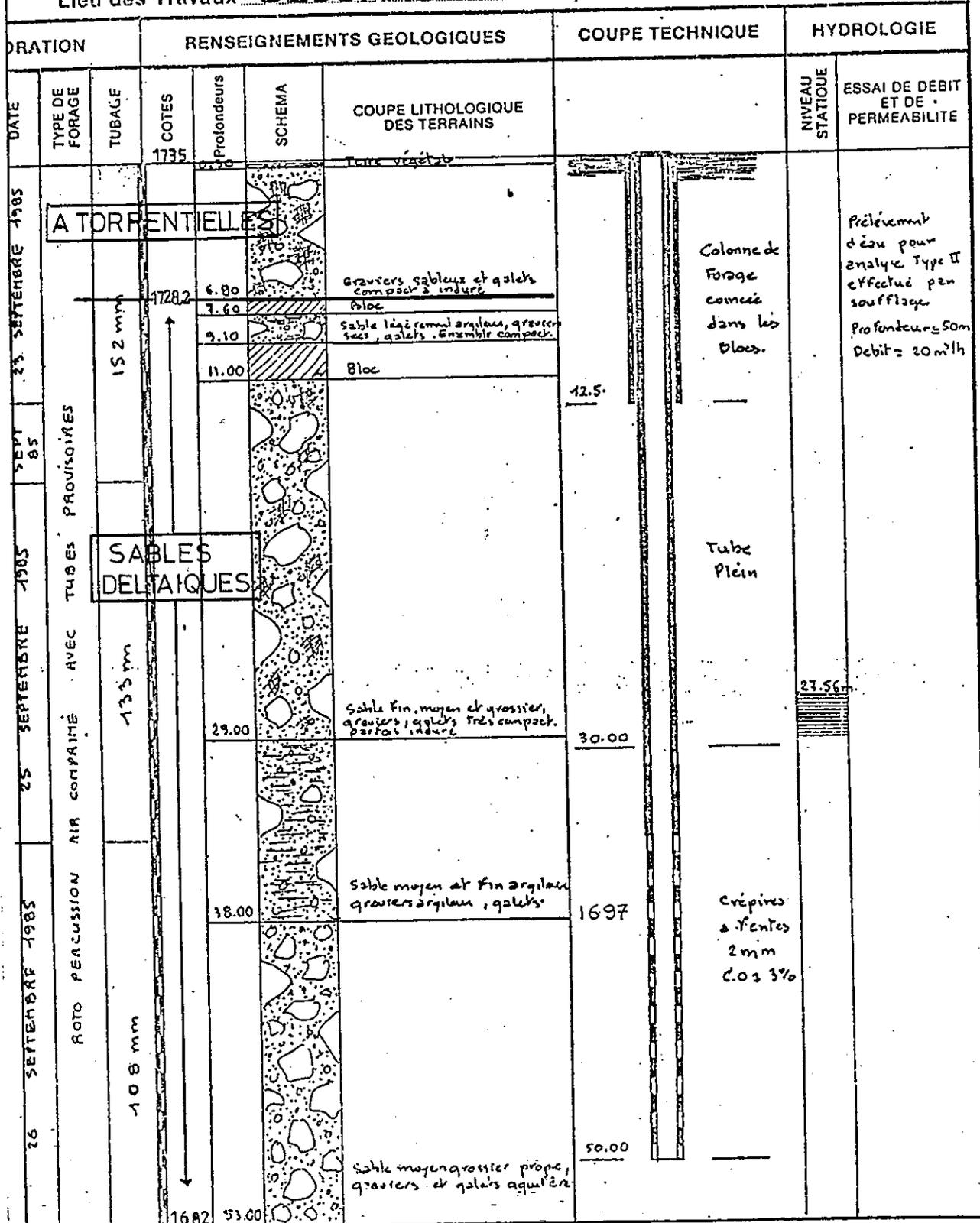


Fig 15 : FORAGE N°31 : Le Carreley (Fig 18)

Notre interprétation est encadrée

"Cuvette de Bessans" n'est pas connue. Seuls les sondages mécaniques, effectués près du nouveau pont de Champsuit (D.D.A. 1984, FIG. 13, 14), les ont repérés jusqu'à 62 mètres de profondeur au moins (1618 m).

Enfin, leur existence sous les alluvions deltaïques (sables, graviers et galets) est soulignée par les nombreuses sources jaillissant en pied de talus aux abords du village de Bessans. L'étude des nappes dans les formations quaternaires du bassin de Bessans (FAZIO et al., 1984) montre que ces sources sont alimentées par les sables aquifères deltaïques et surgissent à leur contact avec les dépôts argileux.

2.1.2. Description

Les dépôts fins de la "Cuvette de Bessans" comprennent des argiles, des silts et des sables fins. Ils sont finement lités, de couleur sombre gris noir à gris bleuté.

2.1.3. Interprétation

La position de ces sédiments fins et lités, sous et à l'aval de alluvions deltaïques, montre qu'ils ont une double origine :

- dépôt de fond de lac (bassin de décantation) alors que les éléments grossiers étaient retenus au débouché des torrents

- dépôt dans une zone abritée des courants, en extrémité aval de la "Cuvette de Bessans" (du Collet à Champsuit), rive droite de l'Arc, en aval de Bessans (front du delta du Ribon).

2.2. Les alluvions deltaïques (FIG. 18 ET 20)

Leur surface forme les "terrasses hautes" de la Cuvette de Bessans, depuis le pont de Champsuit jusqu'au Rocher du Château, réparties suivant trois zones d'apport principales correspondant, aux torrents de l'Arc, d'Avérole et du Ribon auxquels se rattache la morphologie de trois deltas résiduels.

L'épaisseur maximale visible de ces dépôts deltaïques est donnée dans une coupe en rive gauche du Ribon (affleurement 11), où sables, galets et graviers alternent sur 20 mètres de hauteur. Des forages pratiqués dans les prairies du Carreley (FIG. 15, 16, 17, delta du torrent d'Avérole) ont traversé 53 mètres d'alluvions deltaïques grossières sans en atteindre la base au contact des argiles de fond (Forage n° 31).



HYDROFORAGE
 S.A.R.L. Capital 150 000 Francs
 AMEYZIEU-TALISSIEU
 01510 VIRIEU-LE-GRAND
 Tél. : (79) 87.32.49
 R.M.

Client **DDA SAVOIE**

Lieu des Travaux **BESSANS**

N° Ouvrage **32**

| FORATION | | | | RENSEIGNEMENTS GEOLOGIQUES | | | COUPE TECHNIQUE | HYDROLOGIE | |
|------------|------------------------------|---|--------|----------------------------|-------------|----------------------------|---|-------------------------------|---|
| Avancement | DATE | TYPE DE FORAGE | TUBAGE | COTES | Profondeurs | SCHEMA | | NIVEAU STATIONNE | ESSAI DE DEBIT ET DE PERMEABILITE |
| 14,00 m | 1 ^{er} OCTOBRE 1985 | A. TORRENTIELLES ? | 1726 | 0.60 | | Terre végétale sablonneuse | Tube Plein | 15.60 | Prélèvement d'eau effectué par soufflage pour analyse type II Profondeur: 45m Débit: 25 m ³ /h |
| | | | 152 m | | | | | | |
| 23.00 m. | 2 OCTOBRE 1985 | SABLES DELTAIQUES | 153 mm | 18.20 | | | Sable fin à moyen, galets peu de graviers. | 26.00 | |
| | | | 133 mm | 24.00 | | | Sable fin à moyen légèrement argileux humide, graviers. | | |
| 11,00 m | 3 OCTOBRE 1985 | ROTO PERCUSSION AIR COMPRIME AVEC TUBES PROVISOIRES | 100 mm | 31.00 | | | Sable fin à moyen aquifère, graviers, petits galets. | Crépines à fentes 2mm CO 3 3% | |
| | | | | 34.50 | | | Sable fin tourbeux avec eau rouge. | | |
| | | | | 35.80 | | | Sable grossier et graviers. | | |
| | | | | 37.00 | | | Sable moyen grossier aquifère graviers, galets. | | |
| | | | | 40.50 | | | Sable fin argileux graviers. | | |
| | | | | 41.00 | | | Sable moyen à grossier, graviers, galets aquifère. | | |
| | | | | 1678 | 48.00 | | | 46.00 | |

Fig 16 : FORAGE N°32 : Le Carreley (Fig 18)
 Notre interprétation est encadrée

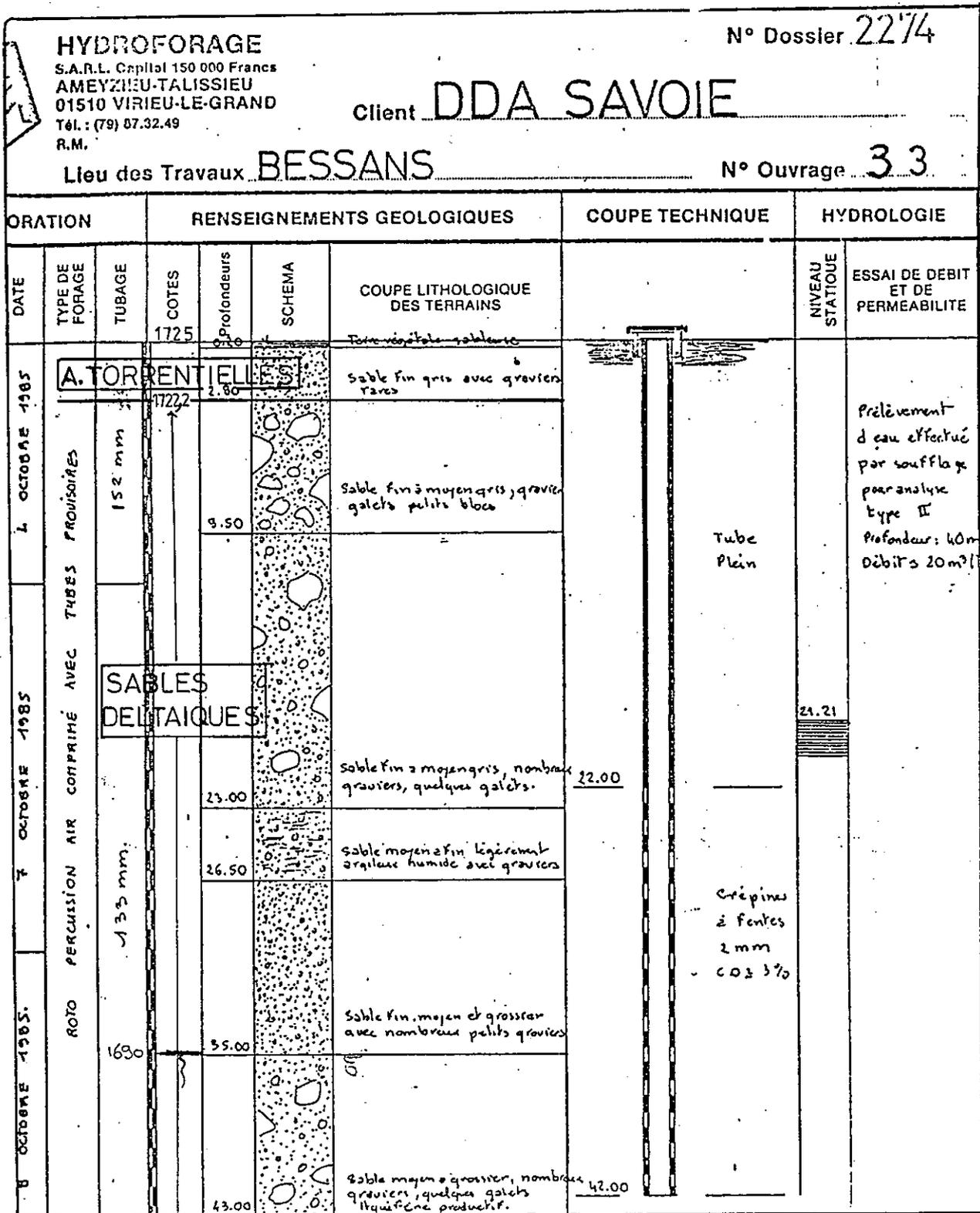


Fig 17 : FORAGE N° 33 : Le Carreley (Fig 18)

Notre interprétation est encadrée

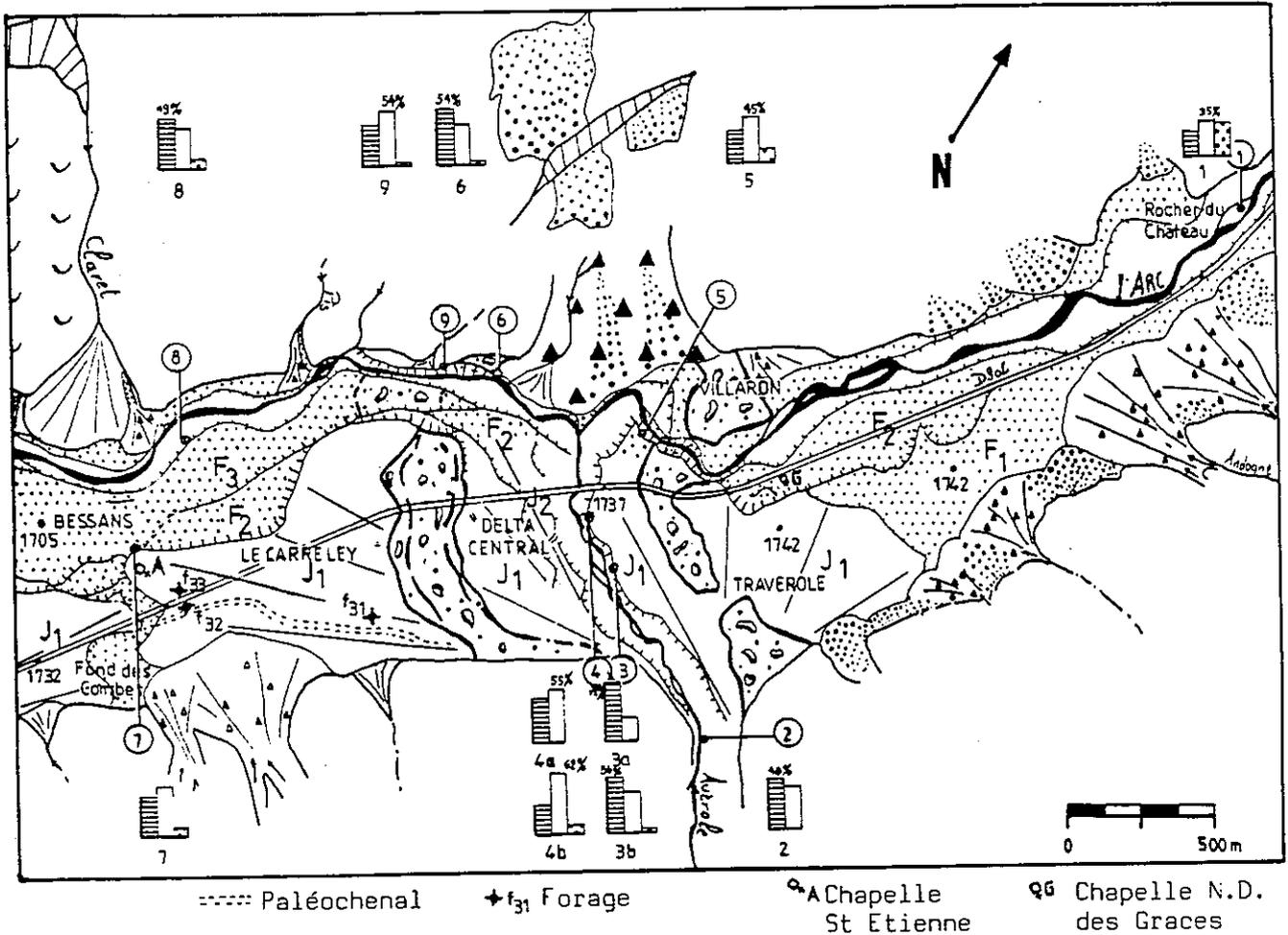


Fig 18 : CARTE MORPHOLOGIQUE DU DELTA DE L'ARC ET D'AVEROLE
 Cf. Légende générale

2.2.1. Le delta de l'Arc

2.2.1.1. Morphologie (FIG. 18)

Le delta de l'Arc s'étend du Rocher du Château au vallum morainique amont du Villaron (LETOURNEUR et al., 1983). Sa surface, inclinée suivant l'axe de la vallée, est parsemée de légères dépressions, vestiges d'une chenalisation divaguante.

Au niveau des prairies de Travérole, le corps du delta de l'Arc est dominé par la surface du delta du torrent d'Avérole.

2.2.1.2. Analyse pétrographique des galets des alluvions actuelles de l'Arc (FIG. 19)

Les alluvions de l'Arc sont caractérisées par (affleurement 1):

- la présence de gneiss ocellés (32 %), en majorité de petites dimensions (L<20 mm) ;

- la présence de roches vertes en proportion plus forte (35 %) que celle des schistes lustrés (24 %).

Les résultats sont conformes à la géologie du bassin hydrographique de l'Arc en amont du bassin de Bessans (Cf Introduction, § II,2). Nous verrons que les alluvions du torrent d'Avérole (affleurement 2) et du Ribon (affleurement 10) sont dépourvues de gneiss ocellés dont la présence dans le bassin de Bessans pourra être considérée comme un indice d'apports de l'Arc.

2.2.1.3. Conclusion

Dans l'ensemble du remplissage de la cuvette de Bessans, nous pouvons distinguer une zone amont, de Balme Noire au vallum-amont du Villaron, où la masse deltaïque a été édifiée par les seuls apports de l'Arc, et une zone en aval où ces derniers se mêlent à ceux des torrents d'Avérole puis du Ribon.

2.2.2. Le delta du torrent d'Avérole

2.2.2.1. Morphologie (J. LETOURNEUR et al., 1983)

Le delta du torrent d'Avérole présente une surface inclinée vers l'Arc, dessinant un éventail ouvert à 150° dont le sommet se situe vers la Goulaz et qui s'étale depuis l'Est de la Chapelle Notre-Dame des Grâces jusqu'à l'église de Bessans (FIG. 18).

Les matériaux accumulés ont partiellement

| : Désignation de : l'affleurement | | : Schistes lustrés | | | | : Roches vertes | | | | : Gneiss ocellés | | | | : Divers |
|--------------------------------------|--------|--------------------|------|------|------|-----------------|------|-----|------|------------------|-----|-----|------|----------|
| : Numéro : Altitude | | P | M | G | T | P | M | G | T | P | M | G | T | T |
| : 1 | : 1748 | : 11 | : 11 | : 2 | : 24 | : 19 | : 15 | : 1 | : 35 | : 22 | : 9 | : 1 | : 32 | : 9 |
| : 2 | : 1760 | : 33 | : 12 | : 4 | : 46 | : 32 | : 10 | : - | : 42 | : - | : - | : - | : - | : 10 |
| : 3a | : 1743 | : 44 | : 21 | : 7 | : 72 | : 11 | : 8 | : 6 | : 25 | : - | : - | : - | : - | : 3 |
| : 3b | : 1738 | : 19 | : 18 | : 3 | : 40 | : 26 | : 23 | : 7 | : 56 | : 2 | : 2 | : - | : 4 | |
| : 4a | : 1740 | : 21 | : 14 | : 6 | : 41 | : 21 | : 30 | : 4 | : 55 | : - | : - | : - | : - | : 4 |
| : 4b | : 1738 | : 23 | : 6 | : - | : 29 | : 57 | : 5 | : - | : 62 | : 6 | : 3 | : - | : 9 | |
| : 5 | : 1730 | : 19 | : 12 | : 1 | : 32 | : 26 | : 13 | : 6 | : 45 | : 7 | : 6 | : - | : 13 | |
| : 6 | : 1735 | : 38 | : 14 | : 2 | : 54 | : 23 | : 14 | : 5 | : 42 | : 2 | : 1 | : 1 | : 4 | |
| : 7 | : 1720 | : 15 | : 16 | : 10 | : 41 | : 29 | : 15 | : 4 | : 48 | : - | : 4 | : 6 | : 10 | |
| : 8 | : 1708 | : 23 | : 18 | : 8 | : 49 | : 23 | : 14 | : 1 | : 38 | : 3 | : 6 | : 1 | : 10 | : 1 |
| : 9 | : 1739 | : 23 | : 15 | : - | : 39 | : 30 | : 24 | : - | : 54 | : 3 | : 3 | : - | : 6 | : 1 |

. Désignation des affleurements (Cf. Fig 18 et légende générale)

. Classes des dimensions de galets

P/ Pourcentage des galets de dimensions inférieures à 20mm

M/ Pourcentage des galets de dimensions comprises entre 20 et 50mm

G/ Pourcentage des galets de dimensions supérieures à 50mm

T/ Pourcentage total des galets d'une même nature pétrographique

Fig 19 : TABLEAU PETROGRAPHIQUE DES GALETS DE L'ARC ACTUEL ET DES GALETS
PRELEVES DANS LE DELTA D'AVEROLE

recouvert les deux vallums morainiques du Villaron situés à l'Est et à l'Ouest de l'actuel torrent d'Avérole.

Ces vallums morainiques du Villaron segmentent le delta du torrent d'Avérole en trois parties :

- à l'amont (Est-Nord-Est), les prairies du Travérole qui dessinent, entre 1750 et 1740 m, une pente inclinée vers le Nord, dominant la surface du delta de l'Arc, elle-même inclinée vers le Sud ;

- entre les deux vallums, "le delta central", incliné vers le Nord-Ouest, dans lequel s'encaisse l'actuel torrent d'Avérole ;

- à l'aval (Ouest-Sud-Ouest), le plateau du Carreley, incliné vers le Sud-Ouest.

2.2.2.2. Analyse pétrographique et sédimentologique (FIG. 19)

a) comptage-étalon dans le torrent actuel (affl,2)

Au contraire de l'Arc, le torrent d'Avérole n'apporte aucun gneiss ocellé dans le Bassin de Bessans¹², mais uniquement des roches vertes (42 %) ; leur appartenance au bassin versant est soulignée par les forts pourcentages de galets de petites dimensions, 65 % inférieurs à 20 mm (transport assez long).

b) comptages dans le "delta central"

+ affleurement 3

. 3a - sommet de la coupe : l'absence de gneiss ocellé et la présence exclusive de schistes lustrés (72 %) et de roches vertes (25 %) implique un unique apport par le torrent d'Avérole.

. 3b - base de la coupe : la présence de gneiss ocellés (4 %), la prédominance des roches vertes (56 %) sur les schistes lustrés (40 %) sont le signe d'un mélange des apports de l'Arc et du torrent d'Avérole ;

L'inclinaison des galets vers l'E-SE montre que les éléments de cet ensemble ont été finalement disposés par le courant (N 300) venant de la vallée d'Avérole.

¹² Le torrent d'Avérole fournit quelques galets de gneiss; ils proviennent d'interactions à l'intérieur des schistes lustrés; leur faciès les différencie nettement des gneiss du Grand Paradis; ils sont ici comptés dans la classe des roches vertes

+ affleurement 4

. 4a - *sommet de la coupe* : ici encore, l'absence de gneiss ocellé implique un unique apport par le torrent d'Avérole. L'inclinaison des galets vers l'E-SE indique une direction de courant de N 300, N 310.

. 4b - *base de la coupe* : la présence de gneiss ocellés (9 %) est plus importante qu'en 3b ; les roches vertes (62 %) sont en quantité très supérieure à celle des schistes lustrés (29 %) : les apports de l'Arc sont donc ici plus importants qu'à l'affleurement 3b. La direction de l'inclinaison des lits de graviers, donc du courant (N 280), intermédiaire entre celle du torrent d'Avérole et celle de l'Arc, souligne l'interaction entre les courants de ces deux cours d'eau.

+ *affleurement 5*, situé plus encore dans l'axe du bassin : le comptage pétrographique montre un accroissement des apports de l'Arc dans le mélange Arc-Avérole : davantage de gneiss ocellés (13 %) et prédominance des roches vertes (45 %) sur les schistes lustrés (32 %).

+ affleurement 6

Cette coupe en rive droite de l'Arc est appuyée contre le vallum morainique aval et montre peu de gneiss ocellés (4 %) et beaucoup plus de schistes lustrés (54 %) que de roches vertes (42 %). Ce résultat, surprenant dans une zone si proche de l'Arc, est dû aux apports descendus du versant nord (ruisseau du "Cloton"). Ce phénomène devait déjà se manifester durant l'épisode lacustre.

c) le Carreley, partie ouest-sud-ouest du delta

+ affleurement 7

Les proportions des galets (10 % de gneiss ocellés, 48 % de roches vertes, 41 % de schistes lustrés) indiquent un mélange des apports du torrent d'Avérole et de l'Arc. L'orientation et l'inclinaison des galets révèlent un dépôt dû au courant de l'Arc (50 N) et soulignent la prédominance de l'Arc à cet endroit. Le sommet de la coupe montre un niveau de 20 centimètres sans gneiss ocellés, à gros galets locaux de roches vertes et de schistes lustrés : cet apport est uniquement dû au torrent d'Avérole.

+ affleurement 8

Ici les alluvions actuelles de l'Arc recoupent en oblique des lits fins à moyennement grossiers, vestiges du remplissage lacustre. La présence de gneiss ocellés (10 %) rappelle les comptages 3b, 4b, 5 et 7 mais ce sont les schistes lustrés qui l'emportent sur les roches vertes. Ici

encore, il y a un mélange des apports de l'Arc et du torrent d'Avérole, et la disposition finale de ces éléments est due à l'Arc (inclinaison de galets vers le Nord-Est).

+ affleurement 9

Le comptage effectué dans les formations situées contre le flanc Ouest du vallum morainique aval rappelle l'affleurement 6 : peu de gneiss ocellés (6 %), mais plus de roches vertes que de schistes lustrés dont les proportions en gros galets dominant et indiquent ainsi un apport local. Les matériaux fins de l'Arc se sont donc mêlés aux épandages locaux. La série s'achève par des dépôts grossiers de l'Arc de faciès torrentiel.

d) interprétation des résultats

Le delta du torrent d'Avérole est constitué de matériaux apportés et disposés par deux appareils : l'Arc et le torrent d'Avérole. Ce dernier déposait ses sédiments dès son arrivée dans les eaux calmes du lac tandis que l'Arc édifiait un delta depuis Balme Noire jusqu'au vallum morainique amont (delta supérieur de l'Arc). En franchissant ce vallum au Nord (cours actuel de l'Arc), l'Arc déposait dans le "delta central" des galets et des sables qui se mêlaient aux matériaux apportés par le torrent d'Avérole (affleurements 3b, 4b, 5b).

L'Arc put aussi acheminer ses sédiments au-delà du vallum morainique aval en traversant celui-ci par une échancrure dans sa section septentrionale.

L'interaction des deux courants de l'Arc et du torrent d'Avérole conduit ainsi à un mélange pétrographique, granulométrique mais aussi géométrique de la sédimentation :

- en certains points, notamment dans l'axe du bassin (affleurements 5, 6, 8, 9), la disposition des galets et le pendage des couches indiquent que la puissance du courant de l'Arc dominait celle du torrent d'Avérole ;

- en d'autres points, le mélange des matériaux apportés par l'Arc et le torrent d'Avérole fut étalé par le courant provenant du torrent d'Avérole. Ceci est visible dans les zones proches de l'embouchure du torrent d'Avérole (3b), où l'Arc, éloigné de son cours principal, est affaibli ;

- enfin, dans certains cas, une direction intermédiaire (N 280, 4b) souligne un équilibre entre le courant de l'Arc et celui du torrent d'Avérole : l'interférence des deux courants lacustres est ici manifeste.

Le mélange des apports de l'Arc et d'Avérole caractériserait donc la sédimentation lacustre. Au contraire, le niveau supérieur des coupes construit par le seul torrent d'Avérole (3a, 4a, sommet de l'affleurement 7) ou le seul torrent de l'Arc (sommet de l'affleurement 8) représenterait

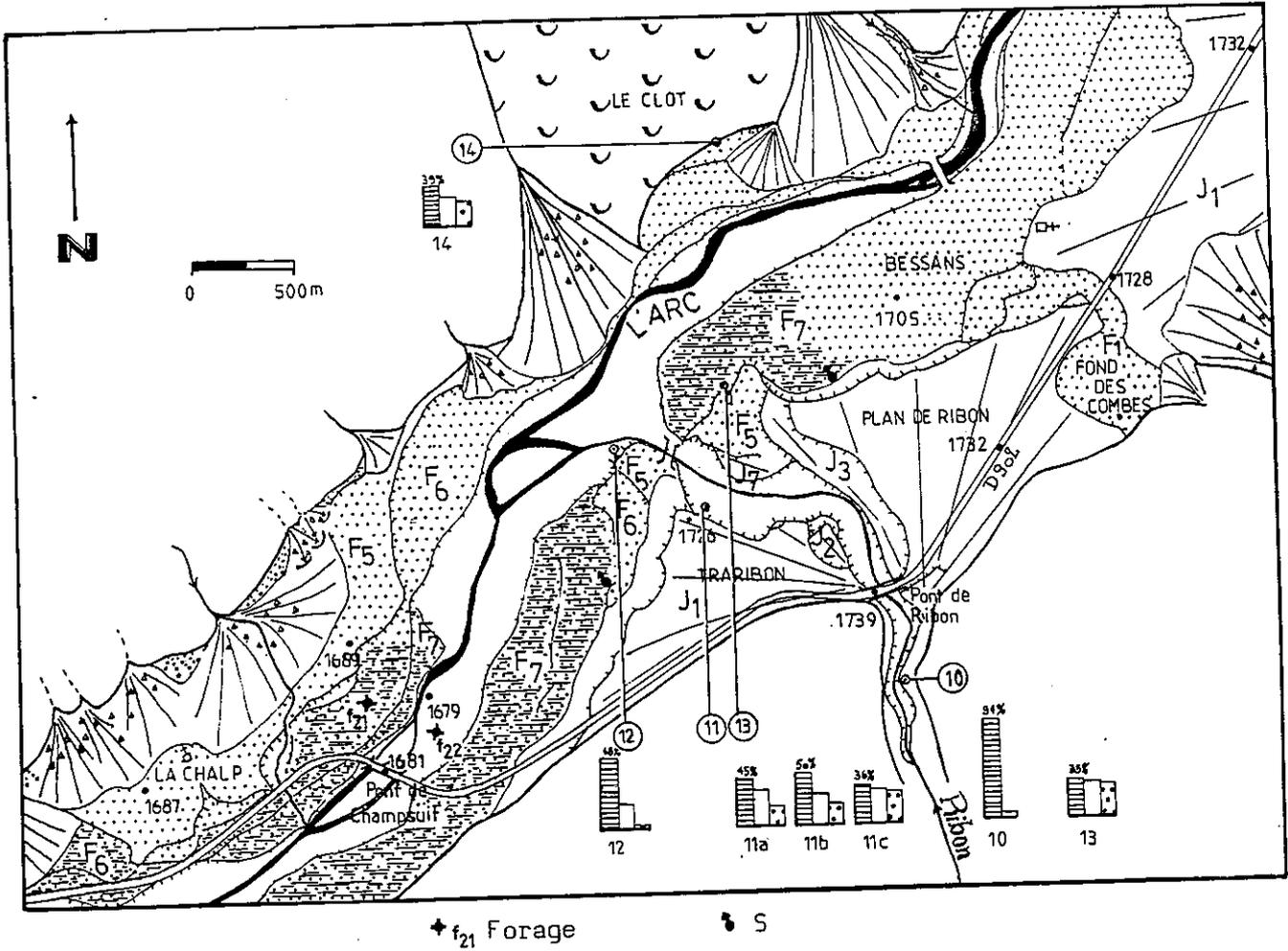


Fig 20 : CARTE MORPHOLOGIQUE DU DELTA DU RIBON
Cf. Légende générale

des dépôts torrentiels sommitaux.

2.2.3. Le delta du Ribon

2.2.3.1. Morphologie (FIG. 20)

Le Ribon est un affluent en rive gauche de l'Arc, au Sud-Ouest de Bessans. Son delta, en éventail ouvert à 180°, présente une surface convexe, régulière, inclinée de 2-3°, occupée par les prés de Traribon à l'Ouest et du Plan du Ribon à l'Est. Son front, tronqué au Nord-Ouest par les écoulements aériens ultérieurs de l'Arc, n'est conservé qu'au "Fond des Combes" où il fait face à celui du torrent d'Avérole. Le "Fond des Combes" est une dépression située au Sud de Bessans et qui serait liée soit à un phénomène de soutirage (SERET et al., non publié), soit plus vraisemblablement à un arrêt de la sédimentation contemporain du début de la vidange du lac, dans un secteur alors abandonné par des écoulements torrentiels d'Avérole et du Ribon (LETOURNEUR et al., 1983).

Cette dernière hypothèse s'accorde parfaitement avec l'évolution sédimentaire du bassin exposée au paragraphe IV ; le fond des Combes représenterait ainsi la surface supérieure du comblement lacustre (1726 m) au niveau de Bessans.

2.2.3.2. Analyse pétrographique et sédimentologique (FIG. 21)

a) comptage-étalon dans le torrent actuel (affleurement 10)

Le Ribon dépose dans son lit 94% de galets de schistes lustrés (58 % de gros et de moyens galets) et seulement 4 % de galets de roches vertes ; l'absence de gneiss ocellés est totale.

b) Traribon

+ affleurement 11 (FIG. 22)

Des comptages effectués de bas en haut d'une même coupe montrent :

- un apport venant de l'Arc marqué par la présence de gneiss ocellés (21 %)
- un apport du Ribon, marqué par des pourcentages de schistes lustrés (45 et 50 %) supérieurs à ceux des roches vertes (34 et 28 %).

L'inclinaison des galets de niveaux grossiers vers le Sud-Est indique un courant provenant du Ribon (N 330). Au contraire, les niveaux fins ont été déposés par l'Arc (20 150).

| Désignation de l'affleurement | | Schistes lustrés | | | | Roches vertes | | | | Gneiss ocellés | | | | Divers |
|-------------------------------|----------|------------------|----|----|----|---------------|----|---|----|----------------|----|---|----|--------|
| Numéro | Altitude | P | M | G | T | P | M | G | T | P | M | G | T | T |
| 10 | 1745 | 36 | 42 | 16 | 96 | 2 | 2 | | 4 | - | - | - | - | 7 |
| 11a | 1713 | 3 | 14 | - | 45 | 27 | 6 | 1 | 34 | 7 | 11 | 3 | 21 | |
| 11b | 1718 | 28 | 22 | - | 50 | 22 | 6 | - | 28 | 9 | 11 | 3 | 22 | |
| 11c | 1722 | 4 | 30 | 2 | 36 | 13 | 14 | 6 | 33 | 15 | 14 | 2 | 31 | |
| 11d | | 10 | 38 | 42 | 98 | - | 1 | 1 | 2 | - | - | - | - | |
| 12 | 1718 | 45 | 22 | 1 | 68 | 23 | 4 | - | 27 | 1 | 2 | - | 3 | 2 |
| 13 | 1700 | 23 | 9 | 3 | 35 | 13 | 17 | 3 | 33 | 9 | 20 | 2 | 31 | 1 |
| 14 | 1729 | 26 | 10 | 3 | 39 | 11 | 9 | 4 | 24 | 19 | 9 | 4 | 32 | 5 |

. Désignation des affleurements (Cf. Fig 20 et légende générale)

. Classes des dimensions de galets

P/ Pourcentage des galets de dimension inférieure à 20mm

M/ Pourcentage des galets de dimension comprise entre 20 et 50mm

G/ Pourcentage des galets de dimension supérieure à 50mm

T/ Pourcentage total des galets d'une même nature pétrographique

Fig 21 : TABLEAU PETROGRAPHIQUE DE GALETS PRELEVES DANS LE DELTA DU RIBON

En (c), les litages sont subhorizontaux et à éléments plus grossiers (62 % > 20 mm) : il s'agirait là du *topset* du delta.

En (d), l'absence totale de gneiss ocellés indique que le niveau sommital est uniquement dû à un épandage provenant du Ribon habillant la surface conique du delta (Cf paragraphe 3 : terrasses supérieures).

+ affleurement 12

Il montre des sables et galets deltaïques recouverts d'alluvions fluviatiles de l'Arc dont la surface constitue une terrasse située 20 m au-dessus du lit actuel de l'Arc.

La présence de gneiss ocellés (3 %) mais aussi la prédominance des schistes lustrés (68 %) par rapport aux roches vertes (27 %) montrent que l'Arc est intervenu, mais plus faiblement ici que dans l'affleurement précédent. C'est donc le Ribon qui a constitué l'apport principal, ce que confirme l'inclinaison des galets.

Toutefois, contrairement à l'affleurement 11, le 12 n'offre qu'une tranche "médiane" du corps de l'édifice, les niveaux susjaccents ayant été entamés par l'érosion torrentielle post-lacustre.

c) le Plan de Ribon (affleurement 13)

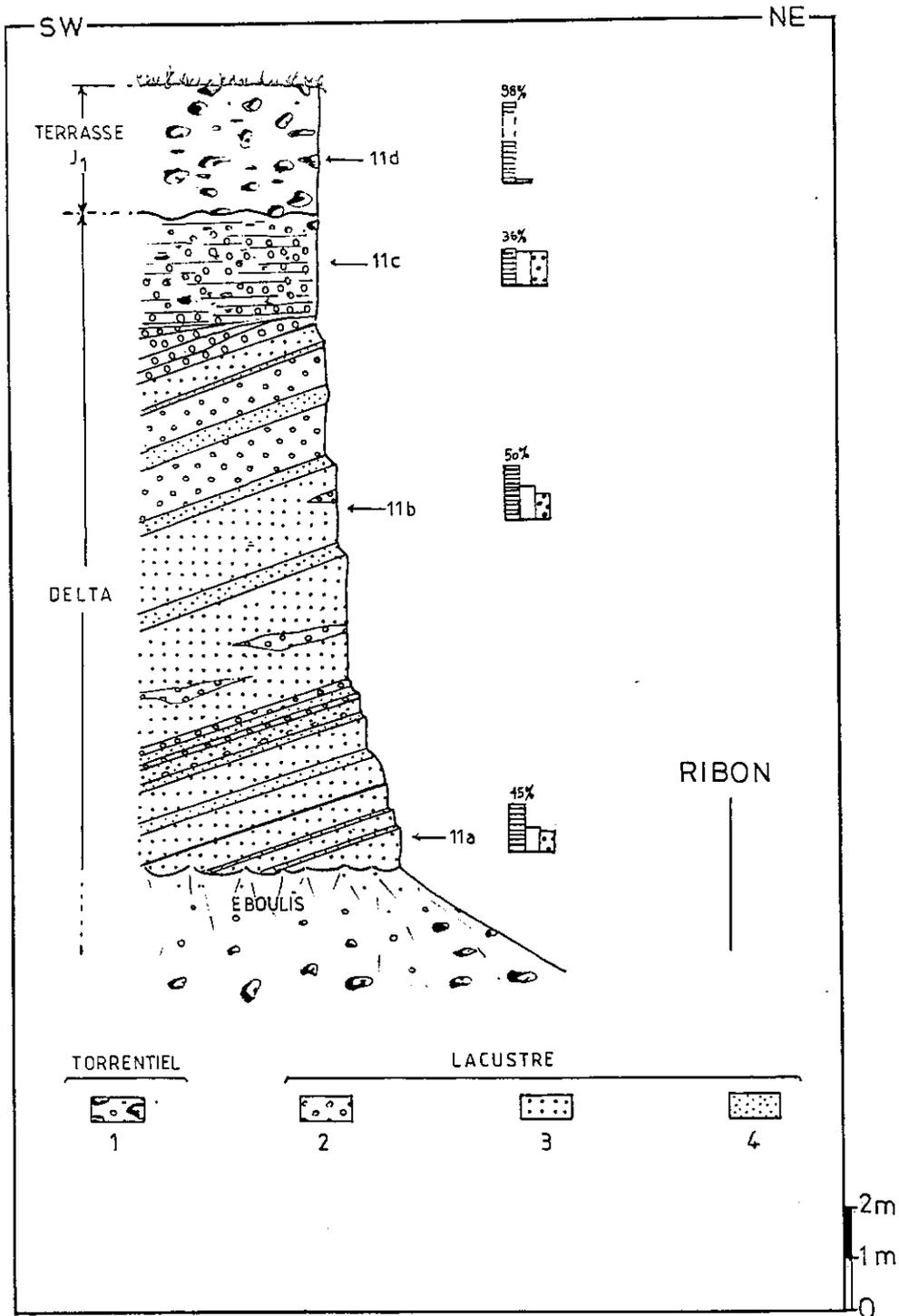
Là aussi, cet affleurement, à la base du dépôt, ne présente qu'une vue partielle de la masse du delta. Les apports de l'Arc sont marqués par la forte proportion de gneiss ocellés (31 %), les apports du Ribon le sont par la prédominance des schistes lustrés (35 %) sur les roches vertes (33 %).

Ce mélange de deux apports est confirmé par la direction du courant (mesurée par l'inclinaison des galets et par le pendage des lits vers l'Ouest) qui est intermédiaire (N 270) entre celui de l'Arc (N 220) et celui du Ribon (N 330).

d) comptage en rive droite de l'Arc (affleurement 14)

Là aussi, les pourcentages pétrographiques évoquent la présence d'un apport de l'Arc mêlé à un autre apport (beaucoup plus de schistes lustrés, 39 %, que de roches vertes, 24 %).

Il semble, et ceci est souligné par l'orientation de l'inclinaison des galets (N 40), que l'apport



1. Blocs et galets \emptyset de 2 à 50cm
2. Petits galets et graviers grossiers : \emptyset de 1 à 5cm
3. Graviers : \emptyset de 0,2 à 1cm
4. Sables : \emptyset inférieurs à 0,2cm

Fig 22 : COUPE DU DELTA DU RIBON A TRARIBON :
affleurement 11

principal soit dû à l'Arc (N 220) et que des apports locaux (46% des schistes lustrés et des roches vertes sont des moyens et gros galets) descendus des versants soient venus s'y ajouter (glissement du Clot).

Cet affleurement soumis à l'instabilité du versant n'est visible qu'épisodiquement.

e) interprétation des résultats

Le delta du Ribon est composé par un mélange des alluvions de l'Arc venant du Nord-Est et du Ribon venu du Sud.

Selon la prépondérance de l'un ou de l'autre des courants d'apport, les sédiments sont disposés de manière à souligner la direction des courants provenant de l'Arc (N 240) et du Ribon (N 330).

Cette différence s'observe particulièrement bien entre les niveaux fins et les niveaux grossiers ; en effet, dans cette zone éloignée de son débouché dans le lac (à Balme Noire), l'Arc a tendance à ne déposer que des sédiments fins (affleurement 11). Le Ribon a donc commencé par édifier un delta de matériaux grossiers près de son embouchure (Pont du Ribon), pendant que l'Arc étalait les siens dans l'axe de la vallée. Puis les deux deltas se sont interpénétrés.

Enfin, les dépôts deltaïques sont couronnés par des niveaux torrentiels (grossiers à litages subhorizontaux) qui sont de deux types :

- le premier est construit par l'Arc et le Ribon et repose sur les dépôts lacustres en ravinant à peine les lits inférieurs (11c : contact torrentiel/lacustre à 1721 m)

- le second est construit par le Ribon uniquement et recoupe les séries lacustres (11d, 12, 13).

Le premier type de niveaux torrentiels représenterait le sommet de la sédimentation lacustre, dans la partie émergée du delta de l'Arc, tandis que le second se rapporterait aux terrasses de la plaine alluviale post-lacustre (Cf § 3).

2.3. Conclusion sur le remplissage lacustre

2.3.1. Cote de la retenue

Les indices morphologiques (traces de beines lacustres), relevés à la surface des vallums du Villaron par J. LETOURNEUR et al. (1983), montrent que le niveau du lac avoisinait 1745 m. Sous Traribon (affleurement 11), ce niveau se situe à 1721 m. Dans le centre de la "Cuvette de Bessans",

18 AOÛT 2003

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
 MAISON DES SCIENCES
 DOCUMENTATION
 B.P. 53
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX
 Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
 Mail: ptalour@ujf-grenoble.fr

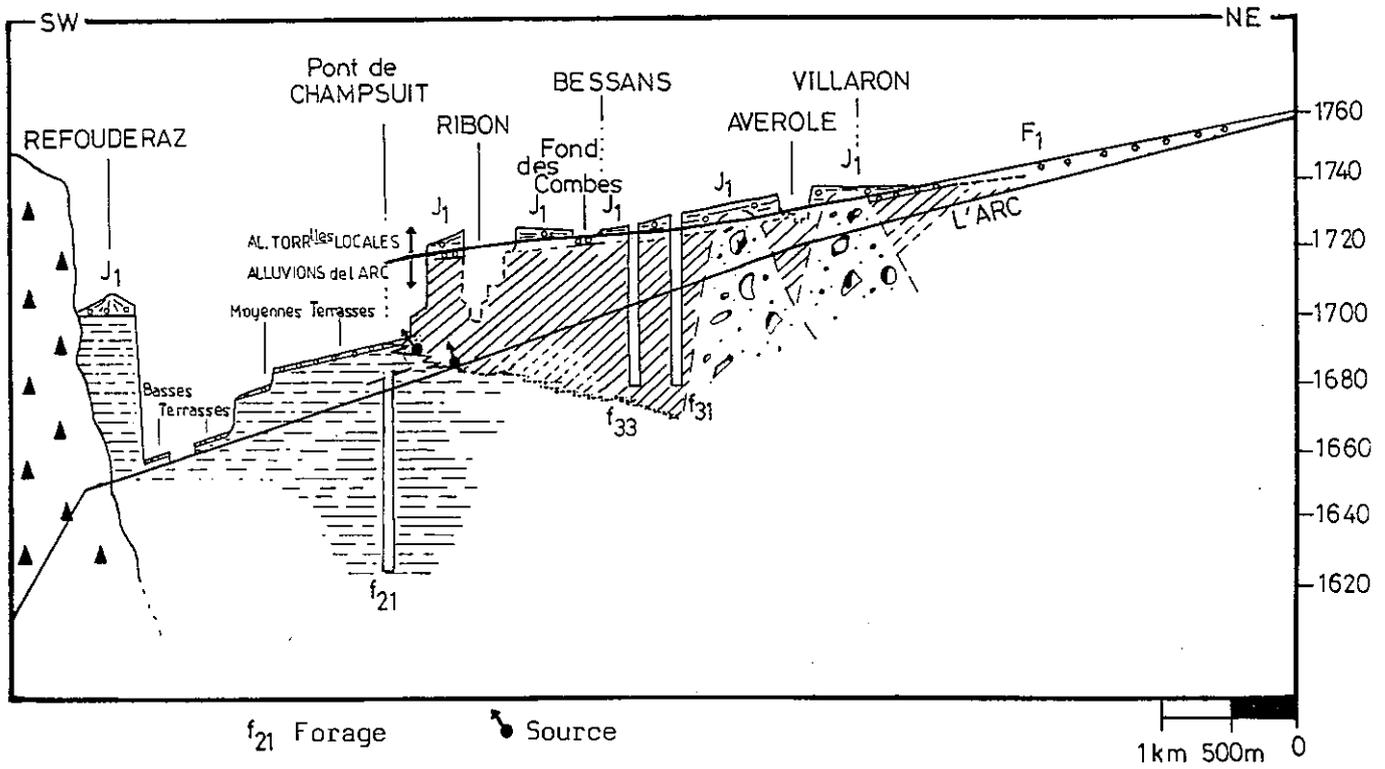


Fig 23 : COUPE LONGITUDINALE DE LA CUVETTE DE BESSANS :
 Rapport entre alluvions de l'Arc et alluvions des torrents locaux
 Cf. Légende générale

la cote maximale du remplissage lacustre atteint 1728 m (affleurement 14) et 1726 m au Fond des Combes ; dans le delta du torrent d'Avérole, elle atteint 1735 m (affleurement 3), 1700 m dans la partie aval de la retenue (Refouderaz).

La limite supérieure du remplissage s'abaisse donc vers l'aval dans le bassin.

2.3.2. Répartition des apports (FIG. 23)

Les dépôts fins de décantation se répartissent à la base et dans la zone distale du remplissage lacustre. Entre le pont de Champsuit et Bessans, ils sont recouverts par les dépôts de progradation des deltas ; en aval, la décantation a été permanente durant tout l'épisode lacustre et l'épaisseur du dépôt y atteint un minimum de 82 mètres (de 1700 m sous le cône de la Refouderaz à 1620 m dans le forage n° 21).

Les dépôts de progradation forment trois édifices deltaïques résultant de 3 zones d'apports : les torrents de l'Arc, d'Avérole et du Ribon. Tout au long d'une coupe longitudinale (FIG. 23), les comptages pétrographiques permettent de séparer deux domaines différents : l'un caractérisé par la présence de galets de gneiss ocellés, l'autre par leur absence. La limite de ces deux domaines correspond donc à la limite supérieure des apports de l'Arc et représente la surface de son delta dans la "Cuvette de Bessans". L'influence de l'Arc est donc générale dans la totalité du comblement : en amont du delta d'Avérole, le delta de l'Arc est édifié par les seuls matériaux de l'Arc ; en aval, s'y ajoutent les matériaux des torrents d'Avérole et du Ribon et des épandages locaux. La géométrie des dépôts (inclinaison des lits et des galets) confirme ce phénomène.

3. Les alluvions torrentielles et fluviales

3.1. Description (FIG. 23)

Elles recouvrent les sédiments lacustres et édifient trois niveaux principaux de terrasses.

Le niveau supérieur des terrasses fluviales de l'Arc (F1) correspond à la surface du delta de l'Arc, dont deux éléments sont visibles entre le Rocher du Château et Travérole (rive gauche) et au Fond des Combes (FIG. 18). Cette surface est recouverte par les cônes de déjection (J1) des torrents d'Avérole et du Ribon dont les cours actuels sont situés entre 15 mètres (affleurement 4) et 26 mètres en contrebas (affleurement 11). Ces surfaces sont notées J1 sur les FIGURES 18 ET 20 ; la formation qui les compose (FIG. 22) repose sur les formations deltaïques ; elle est grossière sans litage ; les éléments sont locaux (schistes lustrés, roches vertes 3a, 4a, 11d) disposés en vrac et noyés dans une matrice silteuse sombre.

La surface du cône d'Avérole recouvre presque entièrement les deux vallums du Villaron. Les alluvions torrentielles d'Avérole tout d'abord étalés sur le delta central débordèrent ensuite par dessus la crête de la moraine aval et contournèrent la crête de la moraine amont :

- au Nord, les dépôts constituèrent l'aile droite du cône portant les prairies de Travérole

- à l'Ouest, la surface du cône forme les prairies du Carreley¹³ et s'étend jusqu'à la Chapelle Saint-Antoine où l'on aperçoit sur 20 cm des alluvions torrentielles au sommet de la coupe 7.

Le cône de la Refouderaz, de dimension plus modeste que les précédents, peut être rattaché à ce niveau des terrasses supérieures ; avec le cône, plus petit, des Granges (FIG. 3) il constitue une surface qui bute contre le front amont de l'"Eroulement" et domine le cours actuel de l'Arc de 40 à 50 mètres. Ces alluvions torrentielles locales recouvrent les sédiments fins lacustres.

Les moyennes terrasses regroupent plusieurs niveaux de terrasses étagées, dont le nombre croît de 2 à 6 de l'amont à l'aval de la "Cuvette de Bessans", et qui recourent les édifices deltaïques. Ce sont :

. les terrasses fluviales de l'Arc, représentées par des surfaces discontinues qui s'étagent de 15 à 5 m au-dessus du lit actuel. Elles sont composées de sables et de graviers à litage subhorizontal ; les galets sont de nature pétrographique variée (gneiss ocellés, schistes lustrés, roches vertes). Quelques petits cônes de déjection latéraux, principalement en rive droite, les recouvrent;

. les moyennes terrasses torrentielles, encastrées dans les deltas du Ribon et d'Avérole (FIG. 18 ET 20).

Le niveau des basses terrasses domine le lit majeur des cours d'eau actuels de 2 à 4 mètres. La basse terrasse de l'Arc est continue sur toute la longueur de la "Cuvette de Bessans" ; elle est constituée par 2 mètres d'alluvions fluviales qui recouvrent les sédiments deltaïques lacustres, graveleux en amont de Bessans, argileux en aval. Les basses terrasses des torrents du Ribon et d'Avérole sont nettement plus réduites.

¹³ Cette direction de courant est d'ailleurs attestée par un chenal SE-NE de 1 m de profondeur et 3 de large traversant les prés du Carreley de l'extrémité sud de la moraine jusqu'au fond des Combes (fig. 18)

3.2. Conclusion

Les terrasses supérieures caractérisent une phase d'alluvionnement ayant directement suivi, raviné et recouvert le colmatage lacustre. Il semble que la fin de l'alluvionnement ait été marqué par des apports latéraux prédominants, repoussant l'Arc sur la bordure nord du bassin.

Les moyennes terrasses marquent à divers endroits la position du lit de l'Arc, des torrents d'Avérole et du Ribon au cours de leur enfoncement dans les sédiments lacustres.

Les basses terrasses peuvent être considérées comme le dernier niveau de ces cours d'eau avant leur position actuelle.

IV - INTERPRETATION

1. Hypothèses antérieures

L'hypothèse classiquement adoptée par la plupart des géologues et géographes dont P. GIRARDIN (1905), H. ONDE (1938) et R. BLANCHARD (1943) admettait que la vidange s'était effectuée par "paliers" édifiant les trois terrasses du village de Bessans et dont la "supérieure" supporte l'église Saint-Antoine.

J. LETOURNEUR et al. (1983) ont proposé une chronologie nouvelle pouvant être résumée ainsi : au cours de son retrait, le glacier de l'Arc aurait stationné à deux reprises dans le bassin de Bessans :

- à l'emplacement du Col de la Madeleine où il provoqua l'aplanissement des formations de pente accumulées à cet endroit.

- en amont du Villaron où il construisit deux cordons morainiques.

La déglaciation de la vallée provoqua l'instabilité des versants de schistes lustrés, le glissement du Clot et l'effondrement d'une partie des Pointes des Pignes qui entraîna l'accumulation d'un important chaos de blocs obstruant la vallée à hauteur du Col de la Madeleine. En amont se forma un lac, dont la surface atteignit une cote comprise en 1745 et 1750. L'Arc, les torrents d'Avérole et du Ribon édifièrent trois deltas dont les surfaces faiblement inclinées marquent la limite supérieure du remplissage. Certaines étaient encore immergées au moment de la vidange du lac (delta du Ribon) et la retenue n'aurait été que partiellement comblée. En effet, l'exutoire du lac à travers l'écroulement du Col de la Madeleine aurait provoqué à cet endroit un phénomène de "renardage" puis la rupture de ce barrage naturel : le lac se serait vidé en une fois.

2. Nouvelle interprétation

2.1. La période anté-lacustre

Elle concerne le dépôt des formations morainiques dont les seuls témoins apparents sont les deux arcs du Villaron. L'étude présente confirme l'hypothèse de J. LETOURNEUR et al. (1983) suivant laquelle les moraines du Villaron marquent un stationnement du glacier de l'Arc au cours de son retrait. Cependant, il n'a pas été possible de donner des éléments de datation absolue. Ce "stationnement du Villaron" sera replacé dans le classement chronologique relatif des événements quaternaires récents survenus dans l'ensemble de la haute vallée de l'Arc.

2.2. L'épisode lacustre

2.2.1. Le comblement

Il se compose de deux domaines :

- l'un, en aval, où se trouvent uniquement des dépôts fins de décantation sur 80 m d'épaisseur au moins

- l'autre, en amont du Pont de Champsuit, où l'on retrouve des dépôts fins mais surmontés par des dépôts sablo-graveleux d'origine deltaïque.

L'agencement de ces derniers et leur nature pétrographique ont montré que l'influence de l'Arc est générale dans l'ensemble de la retenue. Le colmatage deltaïque sous-lacustre de la "Cuvette de Bessans" peut être assimilé à un delta progradant d'Est en Ouest depuis le Rocher du Château en amont, jusqu'au Pont de Champsuit. Localement, aux débouchés des vallées du Ribon et d'Avérole, les dépôts de l'Arc sont mélangés aux apports latéraux.

Les limites supérieures des dépôts deltaïques sous-lacustres s'étagent d'amont en aval du bassin, de 1735 m à 1710 m. Ceci ferait apparaître une baisse du niveau de l'eau dans la retenue au cours de son comblement. Le niveau aurait varié depuis une cote maximale de 1745 m (traces de beines lacustres relevées par J. LETOURNEUR sur les moraines du Villaron) jusqu'à l'assèchement total de la "Cuvette de Bessans". La vidange aurait donc été continue.

2.2.2. Le problème de l'émissaire et le processus de vidange lacustre

Les eaux du lac de Bessans ont pu

s'évacuer soit par infiltrations dans l'écroulement de la Madeleine (J. LETOURNEUR) soit par un émissaire s'écoulant à sa surface.

La seconde hypothèse est, nous semble-t-il, la seule compatible avec les conclusions tirées de l'étude de l'"Écroulement de la Madeleine" (partie B du présent chapitre) ; en effet, la formation dite des "alluvions supérieures" met en évidence un lit ancien de l'Arc "perché" sur l'écroulement ayant fonctionné après l'épisode lacustre. Il est donc fort probable que des eaux circulaient déjà à la surface de l'écroulement pendant l'épisode lacustre.

En amont du barrage aucune trace d'écoulement est repérable en dehors des gorges actuelles ; le cours de l'émissaire devait se situer à l'aplomb du lit de l'Arc actuel.

Les infiltrations devaient être très réduites, compte tenu de la nature même de l'écroulement représenté par un conglomérat à matrice abondante fortement indurée.

La baisse du niveau d'eau dans le lac de Bessans jusqu'à sa vidange totale aurait alors été provoquée par l'enfoncement du talweg de l'émissaire dans l'écroulement. L'arrêt de la sédimentation lacustre s'est produit lorsque le fond du talweg d'érosion de l'émissaire dans le barrage avait rejoint une cote en-dessous de laquelle le comblement de la "Cuvette de Bessans" était total.

Elle sera déterminée par la surface de comblement la plus basse. Celle-ci peut être située, en aval du Pont de Champsuit, au sommet des dépôts fins sous les alluvions torrentielles de la Refouderaz où elle est visible sur 200 m de distance, à 1700 m d'altitude. La surface du delta, prolongée vers l'aval, rejoint cette cote entre La Chalp et le Pont de Champsuit.

2.3. Plaine alluviale post-lacustre

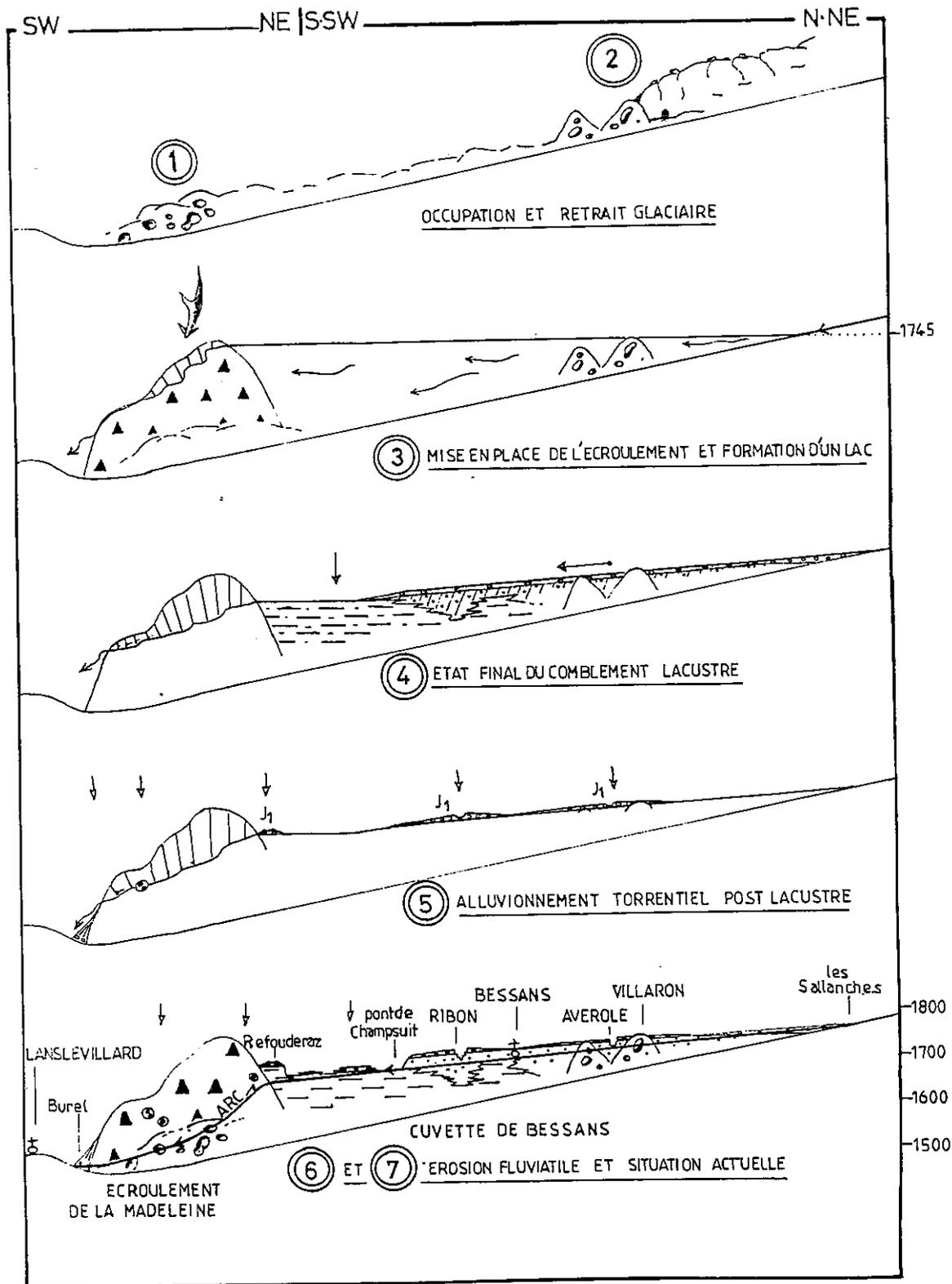
Les alluvions torrentielles qui la composent reposent sur les sédiments lacustres. Leur dépôt aurait ainsi débuté localement dès l'exondation : c'est-à-dire d'abord en amont du bassin (Rocher du Château) puis dans sa partie centrale (cône de déjection d'Avérole et du Ribon) et enfin en aval, lorsque la vidange fut totale (cône de la Refouderaz).

A cet épisode sédimentaire qui édifia les terrasses supérieures de la "Cuvette de Bessans", nous rapportons le dépôt des alluvions supérieures sur l'écroulement.

2.4. Evolution ultérieure

Les moyennes terrasses de niveaux intermédiaires étagés entre les terrasses supérieures et les terrasses actuelles correspondent à l'enfoncement du lit des torrents

dans les alluvions lacustres. L'érosion torrentielle des formations contenues dans la "Cuvette de Bessans" accompagne celle de l'"Eroulement de la Madeleine", entamée par l'émissaire du lac et poursuivie par l'Arc jusqu'à nos jours.



⊙ Alluvions supérieures

⊙ Alluvions des gorges

↓ Dépôts

Fig 24 : EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE DU BASSIN DE BESSANS
Cf. Légende générale

D- SYNTHÈSE PALEOGÉOGRAPHIQUE DE L'ENSEMBLE DU BASSIN DE BESSANS

L'étude des formations quaternaires contenues dans le bassin de Bessans ("Écroulement de la Madeleine", et "Cuvette de Bessans") permet de proposer l'évolution suivante (FIG. 24) :

1. Occupation glaciaire : le glacier de l'Arc occupe la vallée et dépose en amont du verrou de Lanslevillard une moraine de fond.

2. Retrait glaciaire au cours duquel le glacier de l'Arc stationne au Nord-Est de Bessans où il dépose les deux vallums morainiques frontaux du Villaron.

3. Mise en place de l'écroulement proprement dit qui barre la vallée ; le bassin est alors divisé en deux unités : en aval, la butte formant l'"Écroulement de la Madeleine" et en amont, la "Cuvette de Bessans" occupée par un lac ; son émissaire circule sur l'écroulement à l'aplomb des gorges actuelles.

4. Comblement lacustre : la "Cuvette de Bessans" est comblée en aval par les argiles de décantation et en amont par les alluvions deltaïques transportées par les torrents de l'Arc, d'Avérole et du Ribon.

L'émissaire s'enfonce dans l'écroulement jusqu'à la cote 1700 m environ au-dessus de laquelle les eaux du lac de Bessans sont entièrement évacuées. La sédimentation lacustre cesse. Le front du delta de l'Arc se situe entre La Chalp et le Pont de Champsuit, à l'aval duquel on note la présence exclusive de dépôts fins.

5. Les alluvions lacustres sont recouvertes par les formations torrentielles des cônes de déjection d'Avérole, du Ribon et de la Refouderaz (niveau des terrasses supérieures). Issu de la plaine alluviale de la "Cuvette de Bessans", l'Arc emprunte le ravin creusé par l'émissaire et dépose les "alluvions supérieures" au sommet de la partie aval de l'Écroulement. Puis il continue son érosion.

6. L'Arc s'enfonce progressivement dans les formations anciennes :

- dans le secteur de l'"Écroulement de la Madeleine", il creuse des gorges profondes et dépose les "alluvions des gorges" ;

- dans la "Cuvette de Bessans", il découpe, dans les alluvions lacustres et torrentielles, les moyennes terrasses, à des niveaux multiples, auxquelles se raccordent les cônes emboîtés des cours d'eaux latéraux ;

- la surface et les contours de l'Écroulement sont peu à peu aménagés par les matériaux étalés au pied des ravins latéraux (coulées d'avalanches, de boue, crues torrentielles) ;

- les parois des gorges de la Madeleine sont localement recouvertes par des éboulis issus du démantèlement des matériaux de l'écroulement.

7. Les phénomènes précédemment décrits (étape 6) se poursuivent pour aboutir à la situation actuelle :

- dans la "Cuvette de Bessans", l'Arc et les torrents d'Avérole et du Ribon circulent au milieu du réseau des basses terrasses. Les ravins latéraux, principalement en rive droite, fournissent régulièrement des avalanches et des coulées boueuses.

- la surface de l'"Ecroulement de la Madeleine" est peu à peu modelée par des avalanches et de fréquentes coulées boueuses. Le ravin des gorges de la Madeleine atteint 120 mètres de profondeur ; il abrite des rapides qui sapent les parois et provoquent des glissements dans les éboulis des gorges.

CHAPITRE DEUX - LE BASSIN DE LANSLEBOURG

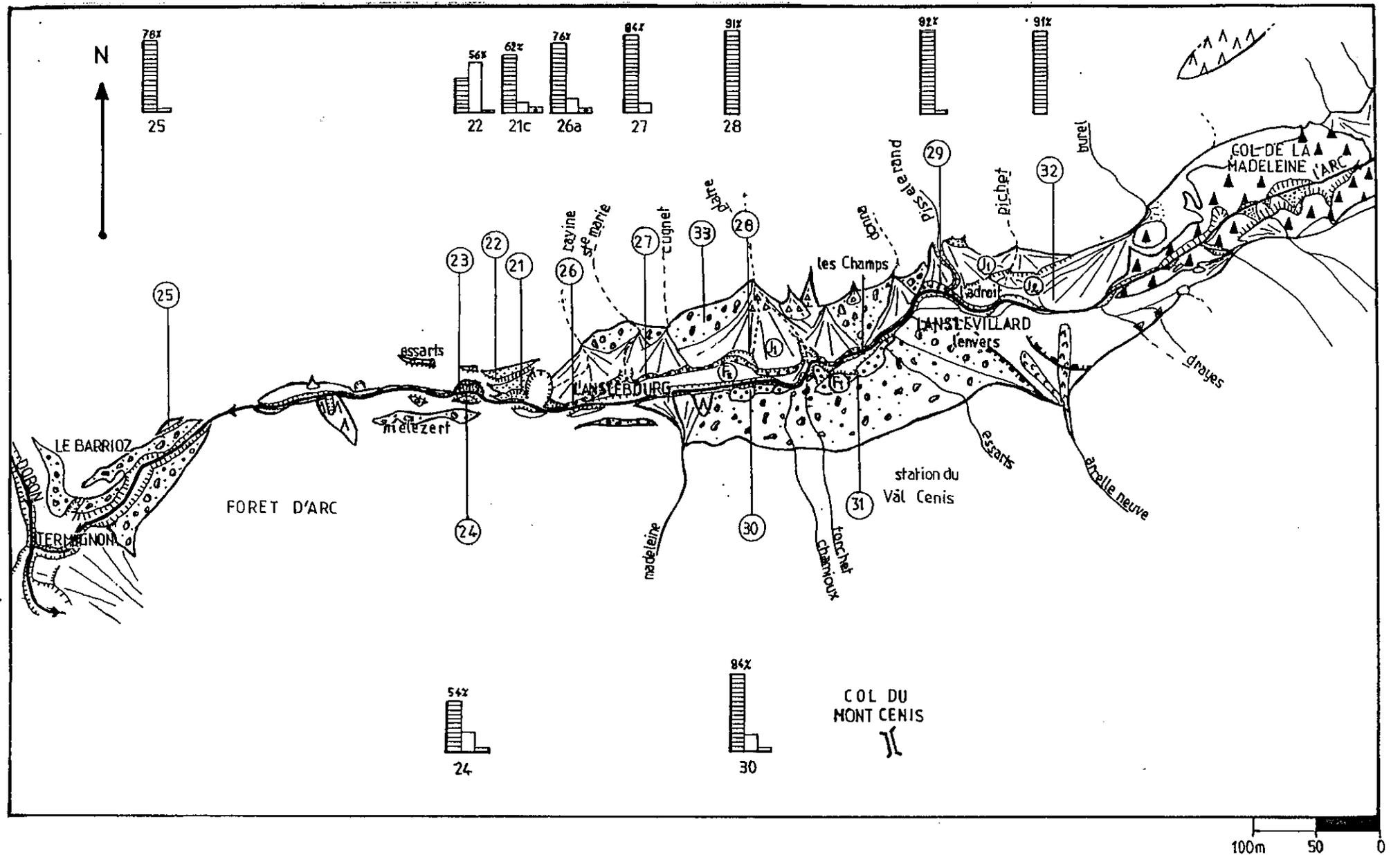


Fig 25 : MORPHOLOGIE GENERALE DU BASSIN DE LANSLÉBOURG
 Cf. Légende générale

I - PRESENTATION GENERALE (FIG. 25)

Les géographes alpins qualifient habituellement le bassin de Lanslebourg de "cuvette" ; ici, en effet, la vallée de l'Arc bordée de sommets culminant entre 2000 et 3500 m, est barrée à l'aval par le verrou-gradin du Barrioz (H. ONDE, 1938), et en amont par l'"Ecoulement de la Madeleine". C'est pourquoi le lit de l'Arc est installé dans des gorges profondes en aval et en amont du bassin.

Cette portion de la haute vallée de l'Arc s'allonge sur 9 km selon une direction Est-Ouest ; elle est étroite à l'aval (500 m) et s'élargit brusquement à Lanslebourg ; le flanc sud de la vallée s'élève alors en pente douce vers le col frontière du Mont-Cenis et porte la station du Val Cenis.

II - MORPHOLOGIE (FIG. 25)

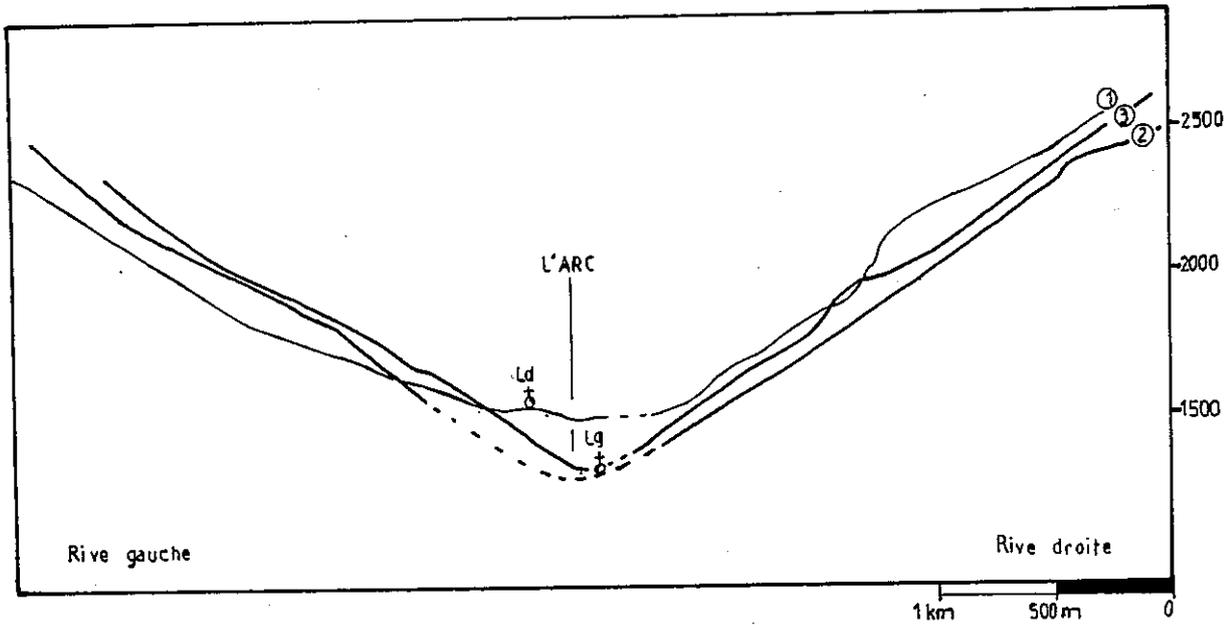
Elle est caractérisée par l'évolution du profil transversal de la vallée, et la présence de verrous et de terrasses fluviolacustres.

1. Evolution du profil transversal de la vallée (FIG. 26)

Les coupes transversales montrent des versants d'inclinaison variable : à l'auge en "U" du bassin de Bessans fait suite l'auge dissymétrique du bassin de Lanslebourg ; les pentes restent raides en rive droite mais s'adoucissent en rive gauche. Puis en aval de Lanslebourg, le fond de la vallée se rétrécit et les versants, inclinés de 20° environ, dessinent un profil en "V" très ouvert. La ligne de crête, qui domine le bassin au Sud, dessine une large échancrure fortement émoussée à hauteur du col du Mont-Cenis ; la faible inclinaison des pentes s'élevant vers le col et leur façonnement glaciaire témoigneraient d'une communication entre glaciers italiens et français, vraisemblablement d'une transfluence du glacier de l'Arc vers l'Italie (H. ONDE, 1938) : la perte de glace engendrée par la transfluence du Mont-Cenis expliquerait en particulier la différence intervenue dans le profil transversal de la vallée à partir de Lanslebourg. Il semble toutefois que la partie amont du bassin ait été surcreusée du fait de la présence de roches plus tendres, révélées par l'affleurement de gypses situés en face de Lanslebourg (ruisseau de la Madeleine).

2. Profil longitudinal (FIG. 27)

En fond de vallée, le substratum apparaît en deux endroits : au niveau du gradin-verrou du Barrioz et du verrou de Lanslevillard entre lesquels sont installées des terrasses alluviales lacustres et fluviales.



- 1 Coupe à Lanslevillard (Ld)
- 2 Coupe à Lanslebourg (Lg)
- 3 Coupe aux Contamines

Fig 26 : PROFILS TRANSVERSAUX DE L'AUGE DU GLACIER DE L'ARC
DANS LE BASSIN DE LANSLEBOURG

2.1. Le gradin-verrou du Barrioz

Il termine la partie aval du bassin de Lanslebourg où le profil du substratum remonte en pente douce de 1370 m jusqu'à un petit col culminant à 1424 m. La vallée glaciaire est ici suspendue de plus de 100 m au-dessus du bassin de Bramans-Termignon. Il s'agirait d'un gradin de confluence entre les deux glaciers de l'Arc et du Doron (Cf Chapitre III).

2.2. Le verrou de Lanslevillard

Lanslevillard l'Envers est situé sur l'arête d'un éperon rocheux peu saillant barrant partiellement la vallée et ennoyé en rive droite par le cône de Pisselerand. A l'Envers, le substratum dessine une concavité vers l'amont accompagnée d'une déviation vers l'aval des ruisseaux de l'Arcelle Neuve et des Essarts.

Ces dispositions évoquent un relief glaciaire ; il ne s'agit pas d'un verrou d'origine structurale ou lithologique localisé sur un noyau de roches dures, comme il en existe plusieurs exemples dans le secteur. Ici, en effet, le substratum est homogène, fait de schistes lustrés au niveau du verrou comme de l'ombilic qui le précède. Il ne peut s'agir que de l'érosion par une langue de glace remplissant la vallée en amont du verrou.

Le verrou de Lanslevillard constitue donc la trace morphologique d'un stationnement prolongé du glacier de l'Arc ; ce dispositif est exceptionnel dans cette vallée.

2.3. Terrasses alluviales

La dépression comprise entre le gradin-verrou du Barrioz et le verrou de Lanslevillard est occupée par des alluvions de l'Arc réparties suivant quatre niveaux de terrasses :

1. La terrasse lacustre supérieure des Contamines (1440)
2. La terrasse lacustre inférieure des Contamines (1420)
3. Les terrasses fluviatiles de Lanslebourg généralisées à toute la section amont du bassin, et dominant l'Arc de 20 à 30 mètres
4. Les terrasses basses situées 5 m au-dessus du lit actuel de l'Arc, supportant en particulier le village de Lanslebourg

Les cônes de déjection sont importants en rive

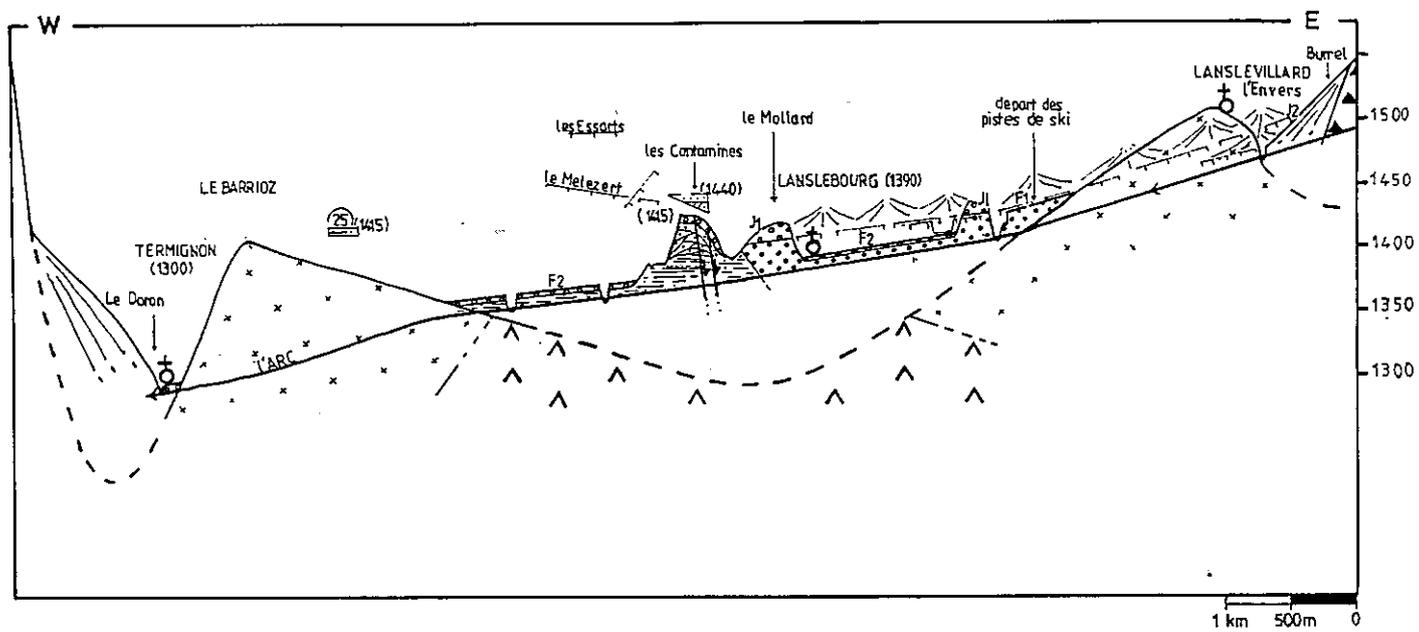


Fig 27 : COUPE LONGITUDINALE DU BASSIN DE LANSLEBOURG
 Çf. Légende générale

droite et leurs surfaces emboîtées se raccordent aux différents systèmes de terrasses fluviatiles.

Malgré la déviation occasionnée par le verrou de Lanslevillard, le talweg de l'Arc actuel présente un tracé rectiligne sans divagation du lit mineur.

III - STRATIGRAPHIE

La répartition spatiale des différents dépôts permet de proposer la stratigraphie suivante :

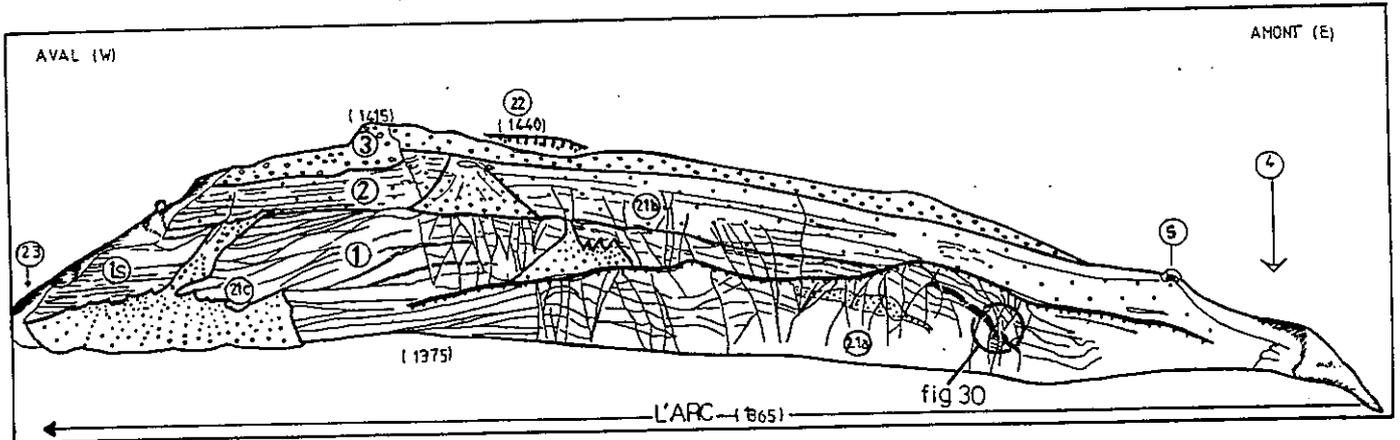
1. *Les formations morainiques* plaquées sur les versants;
2. *Les dépôts lacustres*, de décantation ou deltaïques, dont l'extension est limitée à la section aval du bassin
3. *Les cailloutis* de Lanslebourg qui recouvrent les dépôts précédents vers l'amont, de Lanslebourg à Lanslevillard.
4. *Les alluvions torrentielles* locales superposées aux formations précédentes ;
5. *Les formations de pente* : éboulis, coulées de boue, avalanches.

1. Formations morainiques (FIG. 25)

Il n'existe pas de moraines frontales dans le bassin de Lanslebourg ni d'indices morphologiques évoquant la présence de cordons morainiques.

Cependant, les versants sont tapissés de moraines constituant parfois des replats étroits accrochés à diverses altitudes (le Melezert, les Essarts). Ce sont des *placages morainiques* d'étendues irrégulières, pouvant couvrir une large surface (station de ski du Val Cenis) ou apparaître par touches successives (forêt d'Arc). Ils sont notamment visibles le long du chemin récemment tracé au Nord de Lanslebourg et conduisant au Bois de Pramaria (affleurement 33).

Il s'agit de matériaux à gros blocs de schistes lustrés dans une matrice argileuse abondante de couleur gris-brun parsemée de nombreux galets, parfois striés, décimétriques, de schistes lustrés, de roches vertes et de gneiss ocellés.



- | | |
|-----------------|---|
| Série deltaïque | 1 Sable et graviers à litages entrecroisés (Foreset) |
| | 1s Dépôts fins (Bottomset) |
| | 2 Sables et graviers à litages horizontaux (Topset) |
| Torrentiel | 3 Formation grossière sommitale |
| | 4 Dépression circulaire, entonnoir de dissolution |
| | 5 Bloc erratique éboulé |
| | 21a Comptage dans la partie déformée |
| | 21b Comptage dans le topset |
| | 21c Comptage dans la partie "intacte" |
| | 22 Terrasse supérieure de Contamines (invisible sur la photo) |
| | 23 Silt en aval de la carrière |

Fig 28 : SCHEMA DE LA CARRIERE DES CONTAMINES

Cette formation désigne donc des moraines de l'Arc dont le bassin d'alimentation comprend les séries métamorphiques situées en amont du bassin de Bessans (RAGUIN, 1930 et 1931).

2. Les dépôts lacustres (FIG. 25, 27)

Ils subsistent sous forme résiduelle dans la section aval étroite du bassin de Lanslebourg.

L'affleurement le plus représentatif est celui de la carrière des Contamines (affleurement 21) autour duquel gravitent d'autres affleurements plus petits : dépôts deltaïques de la terrasse supérieure des Contamines (22) ou de rive gauche (23), silts de l'affleurement 24.

2.1. La Carrière des Contamines (FIG. 28 ET PLANCHE V,H)

La coupe montre trois séries :

- l'une à la base à litages entrecroisés de couleur ocre ; (niveau 1 sur la figure)

- la seconde au-dessus à litages horizontaux, dont la partie supérieure est consolidée, de couleur grise ; (niveau 2 sur la figure)

Ces deux séries représentent respectivement le corps et le topset du delta.

- la troisième, torrentielle, tronque les deux précédentes ; sa surface constitue la terrasse inférieure des Contamines (niveau 3 sur la figure).

L'ensemble de la coupe présente un pendage aval vers l'aval et un pendage amont vers l'amont.

2.1.1. Description des séries deltaïques

Elles sont constituées d'une alternance de dépôts fins argilo-silteux et de dépôts plus grossiers sablo-graveleux ou à galets.

L'ensemble est affecté de litages obliques sur une hauteur de 20 m (Frontset). Chaque lit présente une granodécroissance de bas en haut et une surface ravinée par le lit qui le surmonte. La sédimentation deltaïque est évidente.

La granulométrie s'affine progressivement vers l'Ouest (aval) de la carrière (affleurement 21a, b, c) et les sédiments sont principalement silto-argileux 250 mètres en aval (affleurement 22).

L'analyse pétrographique des galets (TABLEAU, FIG.

| Désignation de l'affleurement | | Schistes lustrés | | | | Roches vertes | | | | Gneiss oeuillés | | | | Divers | | |
|-------------------------------|----------|------------------|----|----|----|---------------|----|---|----|-----------------|---|---|---|--------------|--------|------|
| Numéro | Altitude | P | M | G | T | P | M | G | T | P | M | G | T | Cal- cite | Quartz | Aut. |
| 21a | 1390 | 45 | 33 | | 78 | 5 | 4 | 1 | 10 | 2 | | | 3 | 5 | 3 | 1 |
| 21b | 1410 | 33 | 17 | 9 | 59 | 14 | 9 | 1 | 24 | | | | | 9 | 5 | 2 |
| 21c | 1395 | 45 | 17 | | 62 | 7 | 4 | | 11 | 3 | 2 | | 5 | 11 | 8 | 3 |
| 22 | 1428 | 22 | 16 | | 38 | 40 | 16 | | 56 | 2 | | | 2 | 4 | | |
| 24 | 1360 | 41 | 10 | 3 | 54 | 21 | | | 21 | 1 | 2 | | 3 | | | |
| 25 | 1410 | 44 | 23 | 11 | 78 | 3 | 2 | 1 | 6 | | | | | 11 | 5 | |
| 26a | 1400 | 30 | 27 | 19 | 76 | 9 | 5 | 2 | 16 | 2 | 1 | 1 | 4 | 3 | | 1 |
| 26b | 1410 | 53 | 25 | 9 | 87 | | | | | | | | | 6 | 3 | 4 |
| 27 | 1400 | 57 | 18 | 9 | 84 | 3 | 2 | 1 | 6 | | | | | 8 | | 2 |
| 28 | 1440 | 59 | 27 | 5 | 91 | | | | | | | | | 5 | 2 | 2 |
| 29 | 1450 | 38 | 37 | 15 | 92 | | 2 | | 2 | | | | | 5 | | 3 |
| 30 | 1420 | 29 | 41 | 14 | 84 | 4 | 4 | | 8 | | 2 | | 2 | 4 | | 2 |
| 32 | 1488 | 39 | 49 | 2 | 91 | | | | | | | | | 9 | | |

. Désignation des affleurements (Cf. Fig 25 et légende générale)

. Classes des dimensions de galets

P/ Pourcentage des galets de dimension inférieure à 20mm

M/ Pourcentage des galets de dimension comprise entre 20 et 50mm

G/ Pourcentage des galets de dimension supérieure à 50mm

T/ Pourcentage total des galets d'une même nature pétrographique

Fig 29 : TABLEAU PETROGRAPHIQUE DE GALETS PRELEVES DANS LE
BASSIN DE LANSLEBOURG

29) révèle de fortes proportions de schistes lustrés (59 à 78%) d'origine surtout locale, 10 à 24 % de roches vertes issues des environs de Bessans et de quelques gneiss ocellés (1 à 5 %) venus de la région de Bonneval-sur-Arc.

La partie aval de la carrière présente, sur 15 mètres de hauteur, des lits de 20 à 50 cm d'épaisseur de graviers, de sables, de silts et d'argiles inclinés de 30° vers l'aval ; ils sont surmontés sur 1 à 5 mètres d'épaisseur de bancs subhorizontaux (5° vers l'Ouest) de galets, de graviers et de sables. Nous sommes donc ici en présence du delta sous lacustre de l'Arc progradant vers l'Ouest.

2.1.2. Analyse structurale (FIG. 28, 30)

2.1.2.1. Description

Les pendages, qui sont inclinés vers l'aval de la vallée, c'est-à-dire vers l'Ouest dans la partie aval de la carrière, s'inversent dans la partie amont et sont inclinés vers l'Est : l'ensemble revêt ainsi l'aspect d'un delta digité venant du Nord, ce qui est impossible compte tenu des observations suivantes :

- . aucun affluent local n'est assez puissant pour construire un tel édifice
- . la pétrographie désigne des apports de l'Arc
- . le sens du courant, révélé à l'échelle d'un banc, est Est-Ouest (amont - aval Arc).

Il s'agit d'une *déformation de la partie orientale de la carrière*. Le litage est perturbé par une succession de fractures affectant la coupe sur toute sa hauteur ; elles apparaissent au centre de la carrière, sont pentées vers l'Est pour la plupart (60 à 80°) et à faible rejet normal (2 à 10 cm) ; quelques petites fractures inverses pentées vers l'Ouest compliquent ces mouvements par un jeu de fentes en coin. Les lits d'argile initialement horizontaux et actuellement pentés vers l'amont courant donnent une bonne illustration du phénomène (FIG. 30).

Du fait de l'extension de ces fractures sur toute la hauteur de la coupe, de l'épaisseur constante des lits et de l'inclinaison des galets, les fractures sont de toute évidence tardives. De plus, elles se sont effectuées après le dépôt de la formation torrentielle sommitale entraînée elle aussi dans le basculement.

Des fracturations apparaissent dans d'autres affleurements (22, 23, 24). Cependant, certaines portions de ces affleurements demeurent intactes comme dans la partie aval de la carrière où les décrochements sont inexistantes à l'Ouest et tendent à augmenter en amplitude et en intensité vers l'Est.

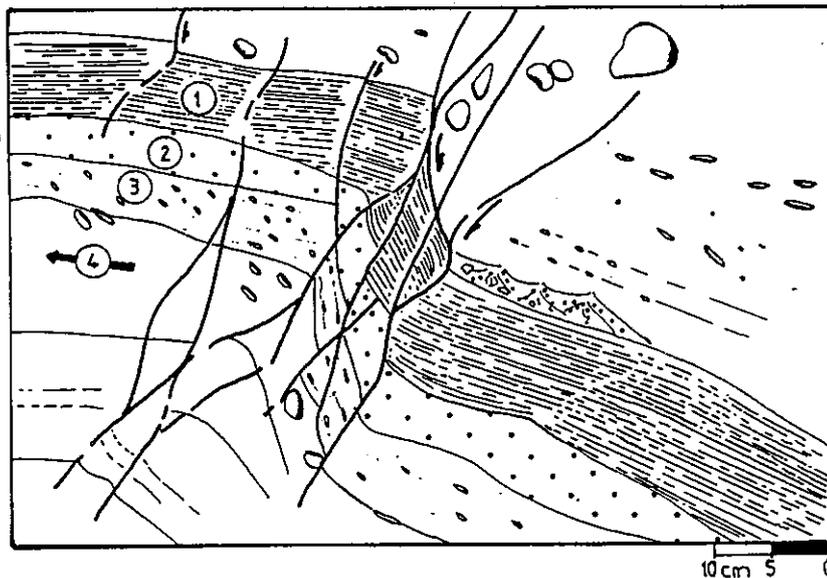
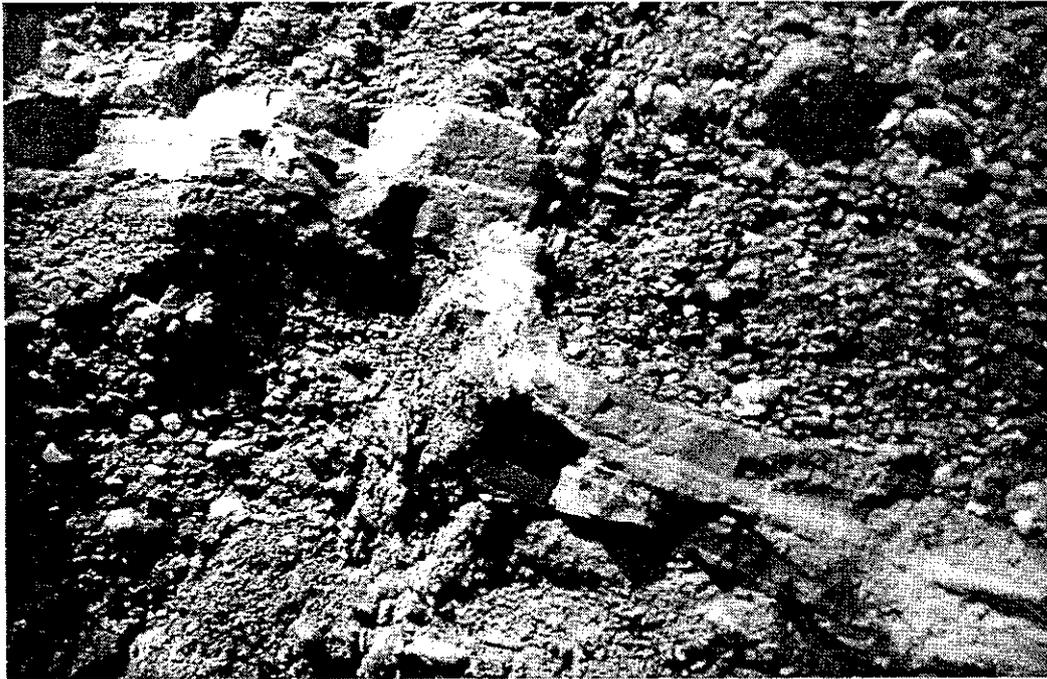


Fig 30 : ILLUSTRATION DE LA DEFORMATION DANS LA
CARRIERE DES CONTAMINES

La déformation se présente sous la forme de micro-failles normales. Elle est ici soulignée par un lit d'argile 1 primitivement penté vers l'Ouest, déformé en marche d'escalier, et incliné vers l'est. De même, les bancs sableux 2 et graveleux 3 sont entraînés dans le même mouvement : les pendages sont inverses par rapport à la pente primitive et à la direction du courant 4, et les inclinaisons de galets atteignent par endroit 90° . Toutes ces microfractures qui sont ici pentées vers l'Ouest composent ensemble une "ligne de fractures" parcourant toute la hauteur de l'affleurement.

2.1.2.2. Interprétation

L'origine des déformations dans les dépôts lacustres est éclairée par divers travaux dont ceux de B.C. MAC DONALD & W.W. SHILTS (1975) sur les déformations des sédiments fluvioglaciaires : 3 origines ont été définies.

- Ces déformations peuvent résulter de phénomènes de tassement dus à la fusion post-sédimentaire de glace morte enfouie sous les dépôts ; c'est le mécanisme retenu par A. PARRIAUX (1978) et D. AUBERT (1981) pour expliquer la présence de petites failles inverses dans les graviers de la Tuilière (Suisse). Ce modèle tectonique n'est pas applicable aux dépôts des Contamines dominés par les failles normales ;

- Ces déformations peuvent aussi résulter de la compression de sédiments proglaciaires lors d'une poussée de front. Les figures qui en résultent (slumps, ondulations, glissements) ont été répertoriées par M. CAMPY (1982) dans les dépôts lacustres du Jura français et réparties dans un modèle sédimentaire de marge glaciolacustre. Ce modèle ne peut pas être appliqué au bassin de Lanslebourg où nous n'avons observé aucun indice de progression glaciaire post-lacustre.

- Ces déformations peuvent enfin résulter d'un effondrement régi par un jeu de failles normales ; ce sont les "failles gravitaires" de B.C. MAC DONALD & W.W. SHILTS (1975) provoquées par le retrait rapide du front glaciaire sur lequel s'appuyaient les sédiments. J. SHAW (1972) estime qu'elles sont "le résultat direct d'un effondrement par gravité, conséquence de la fonte de la glace sous des dépôts proglaciaires". N. EYLES et al. (1987) reprennent cette interprétation pour définir un modèle de sédimentation supraglaciaire.

Même si l'existence d'un environnement glaciaire est très probable durant l'épisode lacustre de Lanslebourg (Cf synthèse, chapitre V), les éléments de similitude entre les déformations des Contamines et les cas cités plus haut sont trop peu nombreux pour permettre d'affirmer que nous sommes en présence d'une glacitectonique. L'absence de figures synsédimentaires telles que slumps, convolutions, dropstones, fréquentes dans les dépôts proglaciaires, nous fait douter du caractère proglaciaire de nos dépôts, qui étaient d'ailleurs éloignés de plus de 3 km du front glaciaire.

Le style des déformations de la carrière des Contamines est nettement cassant et post-sédimentaire puisqu'il affecte la formation torrentielle sommitale. Aussi, leur nature peut être recherchée en dehors des systèmes glacitectoniques et expliquée par des mouvements tardifs propres au substratum.

A l'amont de la carrière apparaît une vaste dépression circulaire bordée d'alluvions lacustres qui représente vraisemblablement les contours d'un entonnoir de dissolution dans les gypses. Ces derniers apparaissent en effet selon un anticlinal d'axe NE-SW qui les fait affleurer au fond de la vallée sur une longueur de 2 km, du Mélezert au cône de

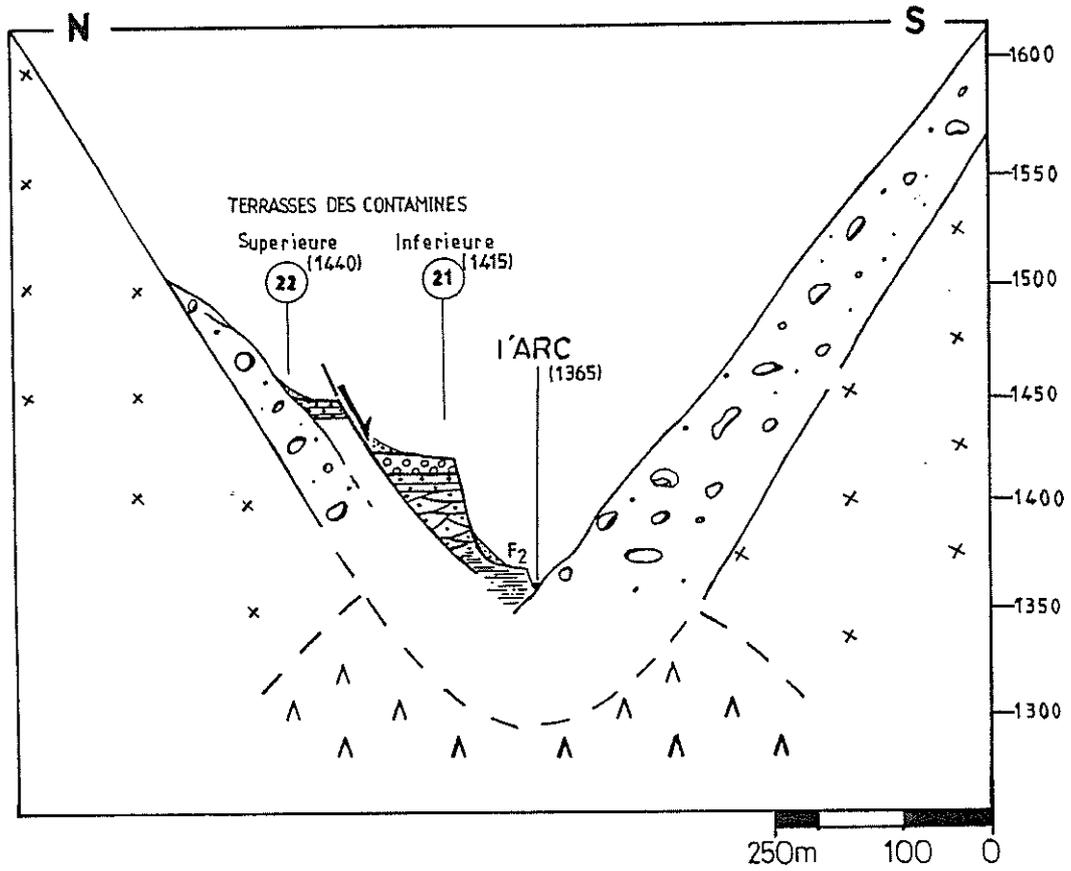


Fig 31 : COUPE TRANSVERSALE DU BASSIN DE LANSLEBOURG
 AU NIVEAU DE LA CARRIERE DES CONTAMINES
 Cf. Légende générale

la Madeleine et au dessus de Lanslevillard l'Adroit (FIG. 27 ; E. RAGUIN, 1931, J. DEBELMAS, 1979). Ainsi, après leur dépôt sur ce substratum gypseux, les sédiments lacustres furent localement entraînés dans une dépression développée peu à peu par la dissolution du gypse ; il s'agirait d'une "doline alluviale" ou d'un "cône de subsidence" résultant d'après M.M. SWEETING (1972) de "l'élargissement par dissolution des joints ou des fissures de gel dans le substratum, qui entraîne l'affaissement progressif de la couverture alluviale le long de failles verticales".

Cette hypothèse n'est pas incompatible avec un environnement glaciaire voire périglaciaire qui aurait alors facilité par gélifraction la formation d'un "thermokarst" dans le substratum gypseux (J. TRICART, 1965 et 1967, C EMBLETON & A.M. KING, 1975)

Quoi qu'il en soit l'origine de l'effondrement de la carrière des Contamines doit être recherchée autour de la nature gypseuse du substratum.

2.2. Autres affleurements lacustres

La plupart entourent le secteur des Contamines et présentent des caractères pétrographiques identiques (présence de roches vertes et de gneiss ocellés (FIG 29)).

2.2.1. Affleurement 22 (FIG. 31)

Il est situé au-dessus de la carrière ; sa surface forme à 1440 m la terrasse supérieure des Contamines. Sur une épaisseur de 2 à 10 mètres, les coupes exposent des galets polygéniques de petites dimensions (inférieures à 5 cm), dans des lits horizontaux. Sous la partie supérieure consolidée, des galeries de marmottes font ressurgir à la surface des sables très fins. La finesse du dépôt permet de le caractériser comme un sédiment lacustre dont il représente l'affleurement le plus élevé. Le banc de gravier induré qui en compose la partie supérieure peut être rapporté à la formation du sommet de la carrière (même faciès, même épaisseur). Ainsi, dans le secteur des Contamines, apparaissent deux niveaux de terrasses, l'un à 1420 m (carrière) et l'autre à 1440 m (affleurement 22) ; or, aucune observation n'indique l'existence de deux niveaux lacustres dans le bassin de Lanslebourg ; par contre, comme l'atteste l'effondrement de la partie occidentale de la carrière, le secteur des Contamines est affecté par des phénomènes tectoniques importants. Le décalage des surfaces peut donc être expliqué par le glissement d'une partie du matériel depuis le niveau initial de 1440 m. Enfin, l'alluvionnement torrentiel sommital de la carrière (1420) est postérieur au glissement puisqu'aucun dépôt semblable n'existe sur le niveau supérieur.

2.2.2. Affleurement 23 (1370 m)

Il se situe le long de la rive gauche de l'Arc en aval de la carrière ; il est raviné par une terrasse basse de l'Arc et surmonte les moraines qui tapissent le versant à cet endroit (Forêt d'Arc) et qui provoquent le glissement d'une grande partie de l'affleurement.

Ce sont des bancs de graviers, de sables, de silts et d'argiles accumulés sur 4 à 6 m de hauteur et 50 m de longueur. Malgré l'inclinaison de certains lits qui ont glissé vers l'amont, le litage et l'inclinaison des galets désignent un sens de courant Est-Ouest. Cet affleurement est en sorte symétrique en rive gauche de la carrière des Contamines.

2.2.3. Affleurement 24 (1370 m)

C'est un arrachement de 8 m de hauteur en rive droite de l'Arc, le long de la route nationale, à 850 m en aval de la carrière. Apparaissent des silts et des argiles dans lesquels sont noyés de rares galets de schistes lustrés, de roches vertes et de gneiss ocellés. Sa position à l'aval immédiat de la carrière et l'extrême finesse des éléments permettent de situer cet affleurement dans un environnement prodeltaïque, du *bottomset* du delta.

2.2.4. Affleurement 25 (1415)

Il s'agit d'une coupe située sur le gradin-verrou du Barrioz, sa surface dessine un replat cultivé de 50m² à peine et domine de 90 m le lit de l'Arc enchâssé dans des gorges étroites reliant le bassin de Lanslebourg à celui de Termignon.

Cette coupe présente, sur 6 mètres :

. des niveaux finement lités, de 20 à 30 cm d'épaisseur d'origine lacustre

. des niveaux grossiers où des galets anguleux sont disposés en vrac dans une abondante matrice claire d'origine torrentielle.

Cet affleurement représente donc une terrasse haute de l'Arc à rapprocher du niveau de la terrasse inférieure des Contamines et taillée dans des dépôts lacustres.

2.3. Conclusion sur le remplissage lacustre

2.3.1. Cote et origine de la retenue

Le niveau de l'eau peut être situé au contact graviers-sables de la terrasse supérieure des Contamines à une cote de 1435 m.

Un plan horizontal à la cote 1435 m recoupe le talweg de l'Arc au niveau du verrou de Lanslevillard : le lac s'étendait en amont jusqu'en ce point. En aval, aucun dépôt ne permet de préciser sa limite. Mais la courbe de niveau 1435 est nettement au-dessus du sommet du "gradin-verrou" du Barrioz (1424 m). Ce ne pouvait donc être lui qui formait barrage comme le supposaient M. GIGNOUX et L. MORET (1931).

L'hypothèse la plus vraisemblable envisage un barrage de la vallée de l'Arc par le glacier du Doron (H. ONDE, 1938). Aucune observation morphologique ou stratigraphique ne permet en effet d'évoquer une autre hypothèse (surcreusement, barrage d'éboulis...). Par ailleurs, l'hypothèse d'une *obturation glaciaire* est confortée par l'examen pétrographique de la moraine de Sollières (Chapitre III).

2.3.2. Répartition des apports

Le lac de Lanslebourg s'étendait sur 6 km de long depuis l'amont, au pied du verrou de Lanslevillard (Pont des Champs) jusqu'au gradin-verrou du Barrioz. Il occupait une dépression dont le profil est inconnu. Toutefois, par reconstitution du substrat à partir des coupes longitudinales et transversales, la profondeur de la retenue aurait pu atteindre 150 m (Contamines). Sa largeur aurait été de 250 à 550 m (Contamines), sa capacité peut être estimée à 150 millions de Mm³.

Les vestiges du comblement lacustre apparaissent en aval de Lanslebourg dans une zone épargnée par les apports latéraux et par l'érosion. Ainsi, dans la partie amont du bassin, ces alluvions ont été déblayées par l'Arc et ses affluents (Cf paragraphe 3 du présent chapitre). La pétrographie et la géométrie des dépôts (affleurements 21 à 25) indiquent que les ruisseaux locaux n'ont eu qu'un rôle mineur dans le remplissage du lac et que l'apport de l'Arc fut prédominant.

Malgré le caractère résiduel de ces dépôts, il est possible de délimiter deux aires d'épandages alluviaux :

. la première, à l'aval des Contamines, domaine des dépôts fins de décantation, silts de l'affleurement 24 ;

. la seconde, à l'amont (21, 22, 23) domaine des formations deltaïques plus grossières.

Le secteur des Contamines est situé au front du delta sous lacustre de l'Arc, à l'aval duquel on ne trouve que des dépôts fins de décantation. Comme l'indique la présence du topset dans la région des Contamines, le comblement a été total à cet endroit.

En aval, seule la terrasse de l'affleurement 25 donne une cote minimale de comblement à 1415 m soit 20 m au-dessous du niveau de l'eau. Il est par conséquent difficile de

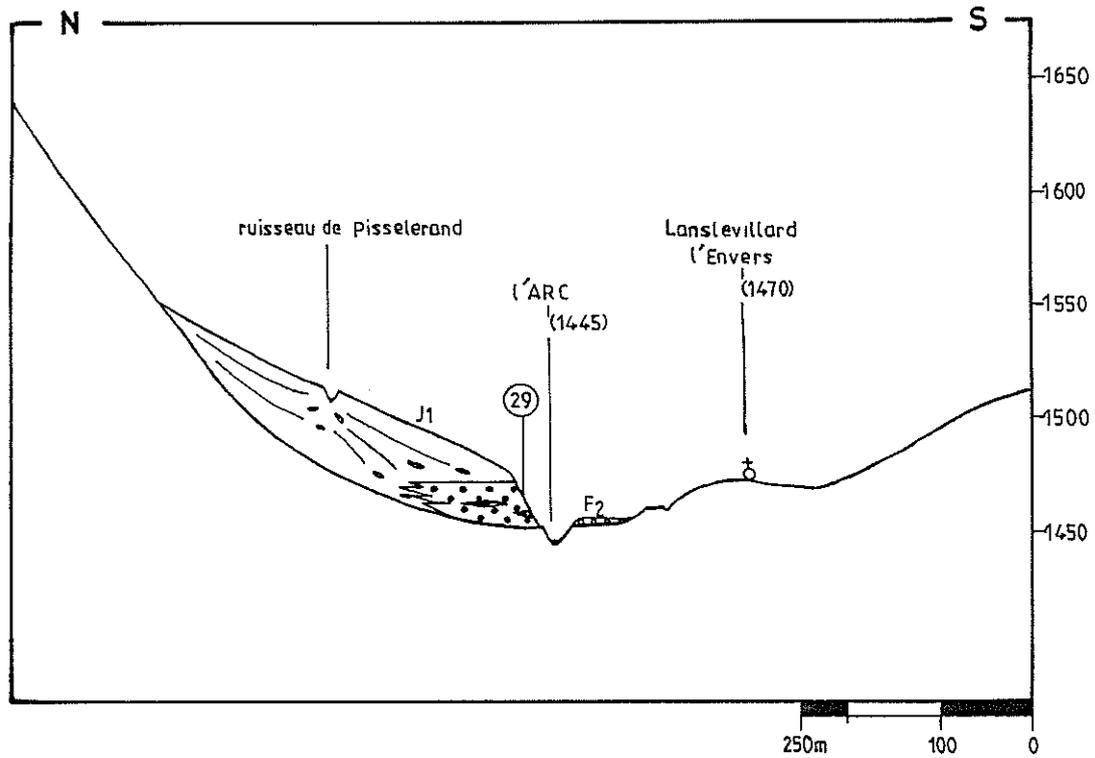


Fig 32 : COUPE TRANSVERSALE DU BASSIN DE LANSLEBOURG
 AU NIVEAU DU VERROU DE LANSLEVILLARD
 Cf. Légende générale

savoir si le comblement fut total ou s'il subsistait une mare résiduelle en aval des Contamines.

Le volume concerné, de 5 Mm³, est pratiquement négligeable par rapport au volume total de la retenue soit 150 Mm³. Par conséquent, à l'échelle du bassin, on peut admettre que le lac de Lanslebourg fut entièrement comblé.

3. Les cailloutis de Lanslebourg (PLANCHE VI, I)

Ce sont des formations fluviatiles à litage horizontal qui s'étendent dans la section amont du bassin, depuis le Mollard où elles recouvrent partiellement les dépôts lacustres jusqu'à Lanslevillard.

Les cailloutis de Lanslebourg auraient été déposés dans une plaine alluviale installée dans une dépression creusée à l'intérieur des sédiments lacustres. Elle est actuellement découpée en terrasses et recouverte par les cônes de déjection.

3.1. Description des affleurements (FIG. 25)

De l'Adroit de Lanslevillard (affleurement 29) jusqu'à l'aval de Lanslebourg (Le Mollard, affleurement 26), une formation à galets hétérométriques à litage horizontal affleure essentiellement sur la rive droite. Son faciès et sa structure sont très différents de ceux des formations deltaïques de la carrière des Contamines qui lui fait suite à l'aval.

Elle se présente sous forme de bancs de conglomérats grossiers à galets arrondis noyés dans une matrice gréseuse, alternant avec des lits sableux ou graveleux.

Cette formation, bien visible aux abords du camping et de la station d'épuration de Lanslevillard l'Adroit (affleurement 29, FIG. 32), se prolonge tout au long de la rive droite de l'Arc jusqu'au hameau des Champs. Puis, elle réapparaît, dissimulée sous un faible couvert végétal le long de la route nationale, en amont de la zone industrielle de Lanslebourg (La Chalp, affleurement 28). Elle affleure sur 1500 m, de part et d'autre de Lanslebourg, sur une épaisseur visible de 10 à 15 m (affleurement 27, FIG. 33). Au niveau du Mollard (26), les cailloutis surmontent et ravinent les graviers et sables deltaïques des Contamines.

En rive gauche, à des altitudes comparables, s'étendent des surfaces planes, qui sont des terrasses de l'Arc, conservées du fait de l'absence de cônes de déjection de ce côté de l'Arc :

. l'une, en face du hameau des Champs, tient lieu de base de départ des pistes de Val Cenis. Les coupes (affleurement 31) font apparaître des cailloutis interstratifiés avec des sables surmontés ou ravinés par des

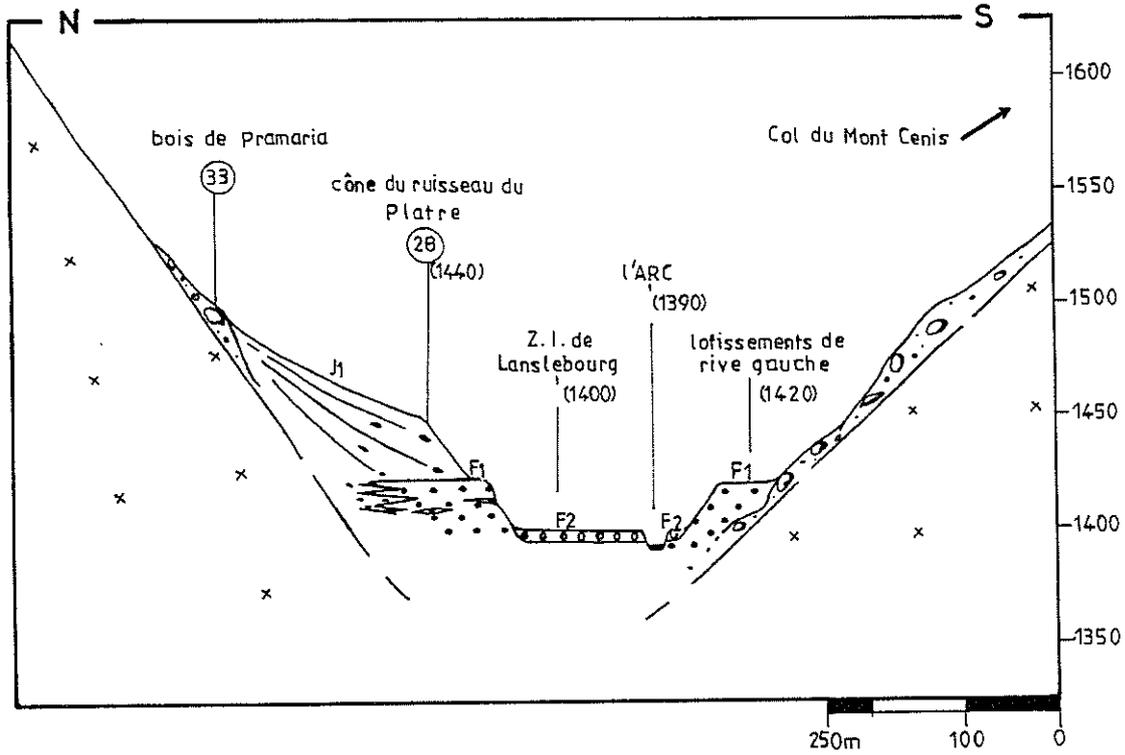


Fig 33 : COUPE TRANSVERSALE DU BASSIN DE LANSLEBOURG
 AU NIVEAU DE LA ZONE INDUSTRIELLE DE LANSLEBOURG
 Cf. Légende générale

alluvions grossières déposées par l'Arc ; l'orientation des blocs indique un sens de courant axial.

. la seconde, en face de Lanslebourg (affleurement 30, FIG. 33) présente une entaille à l'Est (lotissement) dans laquelle apparaissent des cailloutis.

3.2. Géométrie de la formation des cailloutis (FIG. 27)

Les affleurements dessinent une vaste étendue plane couvrant le fond de la vallée. En amont du bassin, elle disparaît sous le cône du Burel : sous les prairies du Vas, dans les fondations de constructions récentes (affleurement 32), nous avons noté l'homogénéité pétrographique des galets (schistes lustrés).

En rive droite, les cailloutis sont recouverts par les cônes de déjection des ruisseaux latéraux : le contact cailloutis-torrentiel local délimite une surface plane qui s'abaisse vers l'aval de la cote 1440 m à 1395 m sur une distance de 3500 m (pente faible 1,3 %).

En rive gauche, les surfaces sont disposées à des cotes identiques (1440 à 1420 : pente de 1,4 %), et s'appuient contre les moraines qui tapissent le versant.

L'épaisseur visible de la formation des cailloutis est de l'ordre de 20 m depuis sa surface jusqu'au lit actuel de l'Arc.

3.3. Morphologie (FIG. 27)

La formation des cailloutis est découpée en deux niveaux de terrasses :

. le niveau des terrasses hautes qui constitue un vaste plateau cultivé ; en rive gauche, les surfaces sont planes ; en rive droite, elles sont perturbées par les cônes torrentiels (J1) et avalancheux. Ce niveau de terrasses se situe à 20 m au-dessus de l'Arc actuel en rive gauche, entre 20 et 30 m en rive droite (La Chalp).

. Encastré dans le précédent, le niveau des terrasses basses porte les villages de Lanslebourg et de Lanslevillard l'Adroit. Les surfaces de cônes emboîtés (J2) se raccordent à ces terrasses basses.

Le lit actuel de l'Arc est enfoncé de 10 m dans les terrasses basses.

3.4. Pétrographie (FIG. 29)

Aux affleurements 26a, 27, 29, 30, les proportions sont semblables à celles des sédiments lacustres. Les cailloutis grossiers (9 à 19 % supérieurs à 5 cm) indiquent

une turbulence plus élevée. La polygénie des galets, leur inclinaison vers l'Est, le litage des sables désignent des alluvions de l'Arc.

A l'intérieur de ces séquences grossières, apparaissent des lentilles décimétriques graveleuses (26b) d'origine locale (schistes lustrés uniquement), fins (53 % des éléments sont inférieurs à 20 mm). Ces caractères joints à l'inclinaison des galets (20° vers l'Est) suggèrent un apport latéral qui vient se mêler au courant axial de l'Arc.

3.5. Interprétation

Les cailloutis de Lanslebourg proviennent d'un épandage alluvial de l'Arc auquel se sont mêlés des apports latéraux.

Les cailloutis de Lanslebourg dont la surface atteint 1400 m (Prés du Mollard) sont postérieurs aux dépôts lacustres des Contamines dont la surface atteint 1440 m. Il y a donc emboîtement des deux surfaces, traduisant l'existence d'une phase d'érosion intermédiaire qui conduit au déblaiement de la majeure partie des dépôts lacustres dans la partie amont du bassin.

En aval de Lanslebourg, les alluvions deltaïques ont été creusés sur 60 m minimum au Mollard (1440 à 1380 : Arc actuel). Cette phase d'érosion marquant l'enfoncement de l'Arc à l'intérieur du remplissage lacustre a été interrompue, au moins localement, par des phases d'alluvionnement : c'est le cas de la formation torrentielle sommitale de la carrière des Contamines, marquant une position du lit de l'Arc (1420) supérieure à celle correspondant au dépôt des cailloutis de Lanslebourg.

4. Les cônes de déjection

4.1. Morphologie

En plus des ruisseaux déjà évoqués, une dizaine d'autres cours d'eau dévalent les pentes entourant le bassin de Lanslebourg. Contrairement aux affluents de rive gauche (Arcelle Neuve, Berche) qui n'édifient aucun cône, les ruisseaux de la rive droite ont édifié des cônes de déjection importants (Burel, Plâtre), repoussant l'Arc vers le Sud. La succession de ces structures forme un plateau cultivé qui domine l'Arc de 20 à 30 m.

Certains cônes sont coalescents : cône des ruisseaux de la Ravine, de Sainte Marie et du Cugnet ; du Plâtre et du Nay ; de Pisselerand et du Pichet.

D'autres sont isolés : La Madeleine (rive gauche), le Burel, la Donna.

Les cônes reposent :

. soit sur le substratum rocheux : schistes lustrés et gypses (cône de la Madeleine et de Fontaniou) ;

. soit sur des formations quaternaires plus anciennes : alluvions lacustres (cône de la Ravine à l'Ouest), cailloutis de Lanslebourg (cônes de la rive droite) et écroulement de la Madeleine (cône du Burel).

Ces cônes de déjection de la rive droite présentent deux niveaux emboîtés : le premier constitue les terrasses hautes de l'Arc qui surmontent les cailloutis de Lanslebourg, le second est relié au système des basses terrasses de l'Arc.

4.2. Analyse sédimentaire

Les matériaux sont constitués de blocs de 1 m, parfois plus, et de galets anguleux noyés dans une matrice abondante sablo-argileuse, de quelques bancs de sables grossiers et de graviers. L'analyse pétrographique (FIG. 29) indique de forts pourcentages de schistes lustrés (affleurement 28, 32) arrachés au bassin versant. La forte inclinaison des lits (20 à 30) et des galets (10 à 20) et la disposition en vrac des éléments grossiers confirment la forte turbulence du courant.

4.3. Interprétation

Comme cela a été observé plus haut (paragraphe 3 du présent chapitre), les torrents latéraux fonctionnaient déjà mais de façon mineure à l'époque de la mise en place des cailloutis de Lanslebourg. Les apports latéraux de ces torrents devinrent ensuite prédominants, quand le courant principal de l'Arc ralentit son alluvionnement.

Cette diminution de l'alluvionnement a pu provenir :

. soit du piégeage des alluvions de l'Arc par le lac de Bessans dû à l'écroulement de la Madeleine

. soit d'un ralentissement général du courant de l'Arc et de son alluvionnement par suite du recul du glacier de l'Arc.

Les cônes recouvrent alors la plaine alluviale de l'Arc, tandis que ce dernier s'enfonce dans les sédiments anciens. L'activité des torrents locaux peut se diviser en deux phases d'alluvionnement correspondant aux deux surfaces des cônes emboîtés, séparées par une phase d'érosion au cours de

laquelle les cours d'eau creusent les cailloutis de Lanslebourg sur 10 à 15 m. Actuellement, la sédimentation des torrents latéraux est faible et limitée à des crues boueuses (Fontaniou, Plâtre, Burel).

5. Les formations de pente

Elles s'étendent à l'ensemble du bassin et marquent la période actuelle.

Ce sont :

- les *éboulis secs* qui tapissent les pieds de versants.

- les *avalanches neigeuses ou boueuses* qui empruntent les talwegs et s'étalent sur les cônes de déjection. Débordant des talwegs, elles deviennent dévastatrices : par exemple, l'avalanche neigeuse de février 1970 qui causa la mort de 8 personnes à Lanslevillard (M. JAIL 1970) et l'avalanche de neige et de boue qui emporta les remontées mécaniques de l'Arcelle en juin 1983¹⁴.

- les *glissements* facilités par la présence des nombreux placages morainiques très instables du fait de leur forte teneur en argile (route du Mont-Cenis, Bois de Pramaria, affleurement 23).

¹⁴ L'analyse sédimentologique (chapitre IV) montre que la coulée de l'Arcelle est chargée de matériaux empruntés aux placages morainiques

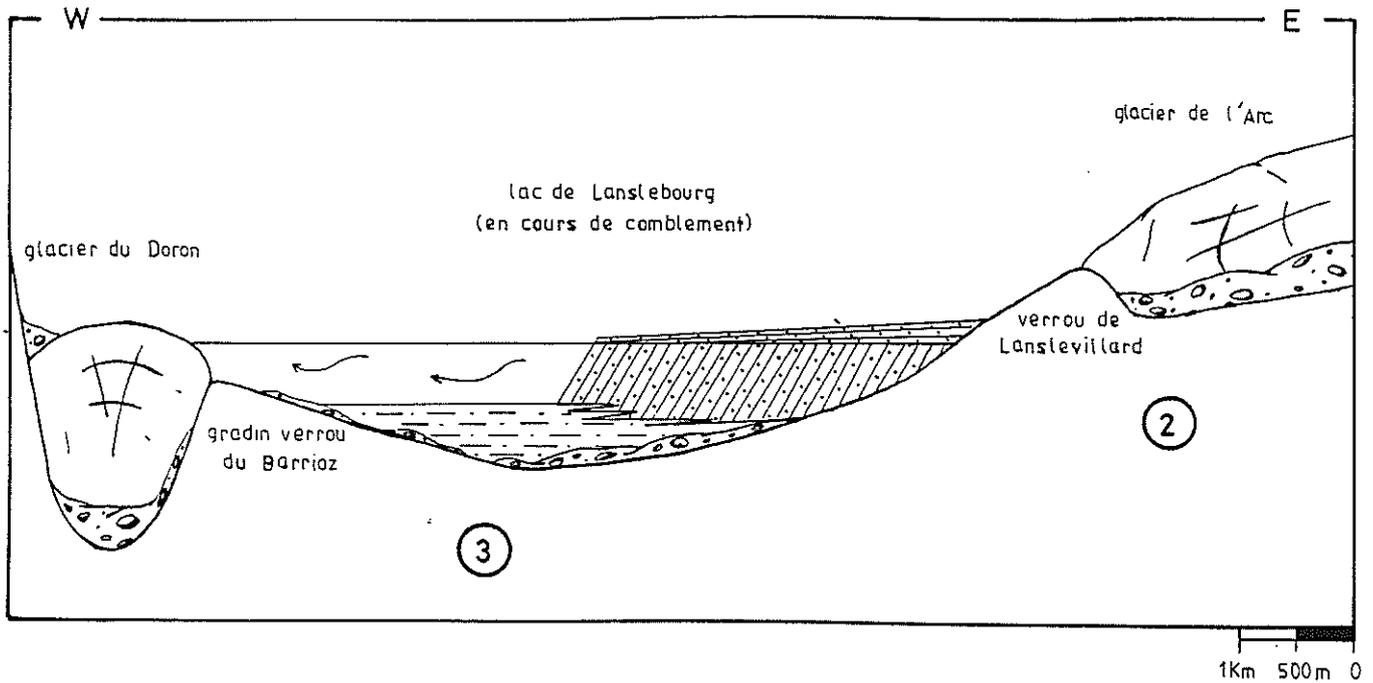


Fig 34 : LE RETRAIT GLACIAIRE 2 ET L'EPISODE LACUSTRE 3
Cf. Légende générale

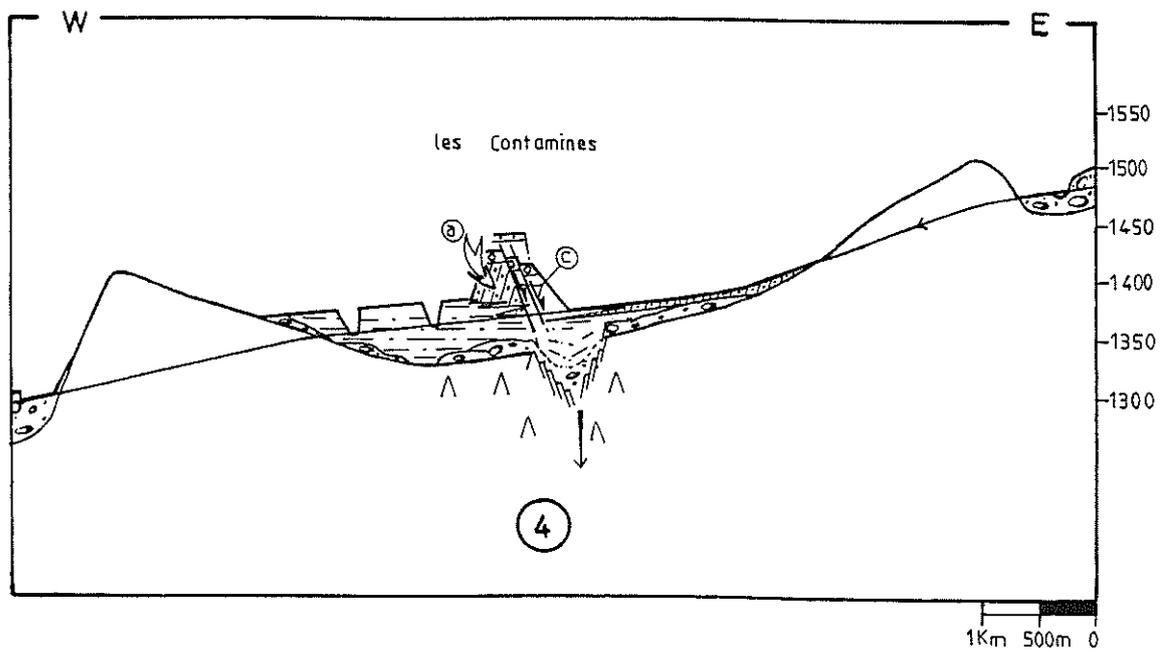


Fig 35 : L'EROSION ET LA DEFORMATION DES DEPOTS LACUSTRES
Cf. Légende générale

IV - SYNTHESE PALEOGEOGRAPHIQUE DU BASSIN DE LANSLEBOURG
(FIG. 34 à 36)

Les différents événements, dont est issue la morphologie du bassin de Lanslebourg, sont présentés dans leur ordre chronologique. Leur place dans la chronologie générale du Quaternaire sera définie dans la synthèse générale (chapitre V).

1. **L'occupation glaciaire.** Le glacier de l'Arc occupe le bassin de Lanslebourg et dépose de nombreuses moraines plaquées sur les versants. En aval du bassin, le glacier de l'Arc rejoint celui du Doron.

2. **Le retrait glaciaire.** Le glacier de l'Arc stationne en amont de Lanslevillard. Il en résulte la création du verrou de Lanslevillard.

3. **L'épisode lacustre.** La vallée de l'Arc est barrée par le glacier du Doron aux abords du gradin-verrou du Barrioz : les eaux de l'Arc sont retenues en amont et immergent la partie du bassin de Lanslebourg située en aval du Pont des Champs jusqu'à 1435 m d'altitude ; l'Arc dépose les argiles de fond et la série deltaïque (Contamines) et comble le lac dans sa totalité.

Nous verrons au cours de la synthèse paléogéographique générale (Chapitre V) que les phases 2 et 3 sont contemporaines (FIG. 34).

4. **L'érosion et la déformation des dépôts lacustres**
(FIG. 35)

a) aux Contamines, la dissolution du substrat gypseux entraîne le glissement des dépôts lacustres.

b) l'Arc creuse les dépôts lacustres sur 60 m au moins d'épaisseur et dépose par dessus des alluvions torrentielles (sommet de la carrière des Contamines).

c) la persistance des phénomènes de dissolution entraîne le basculement vers l'amont des dépôts deltaïques et torrentiels des Contamines.

5. **Les cailloutis de Lanslebourg** (FIG. 36) déposés par l'Arc, recouvrent sur 20 à 30 m d'épaisseur toute la partie du bassin située entre Lanslevillard et le Mollard.

L'activité des cours d'eau latéraux, d'abord modérée, devient importante après le dépôt des cailloutis de Lanslebourg et entraîne l'édification des cônes de déjection de la rive droite (J1) qui recouvrent les cailloutis de Lanslebourg.

Le sommet de ces dépôts torrentiels constitue le niveau des hautes terrasses de Lanslebourg.

6. **L'encaissement de l'Arc** (FIG. 36) sculpte dans les cailloutis de Lanslebourg le niveau des basses terrasses, situé

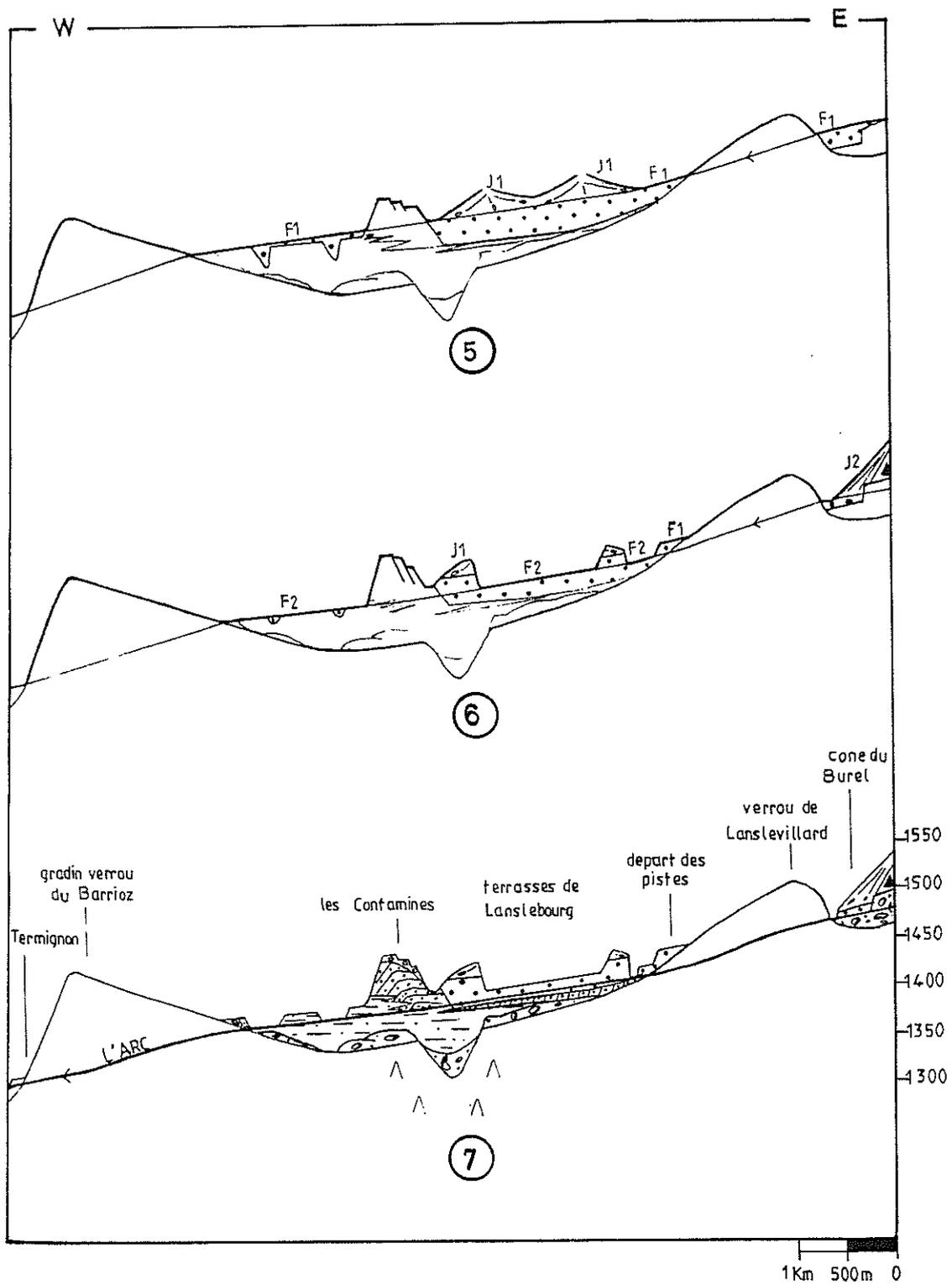


Fig 36 : EVOLUTION PALEOGRAPHIQUE DU BASSIN DE LANSLEBOURG

5 Dépôts des cailloutis

6 Erosion

7 Etat actuel

Cf. Légende générale

à 10 à 15 m en dessous de celui des hautes terrasses.

Les petits cônes latéraux (J2) emboîtés dans les cônes J1 et le cône du torrent Burel détourné par l'écroulement de la Madeleine se raccordent au système des basses terrasses.

7. Le creusement par l'Arc (FIG. 36) et ses affluents se poursuit jusqu'à l'époque actuelle : le lit de l'Arc présente un tracé linéaire situé à 5 m au dessous du niveau des basses terrasses. Les dépôts actuels sont principalement fournis par les versants où sont concentrés les coulées de boue, les avalanches et les éboulis.

CHAPITRE TROIS - LE BASSIN DE BRAMANS-TERMIGNON

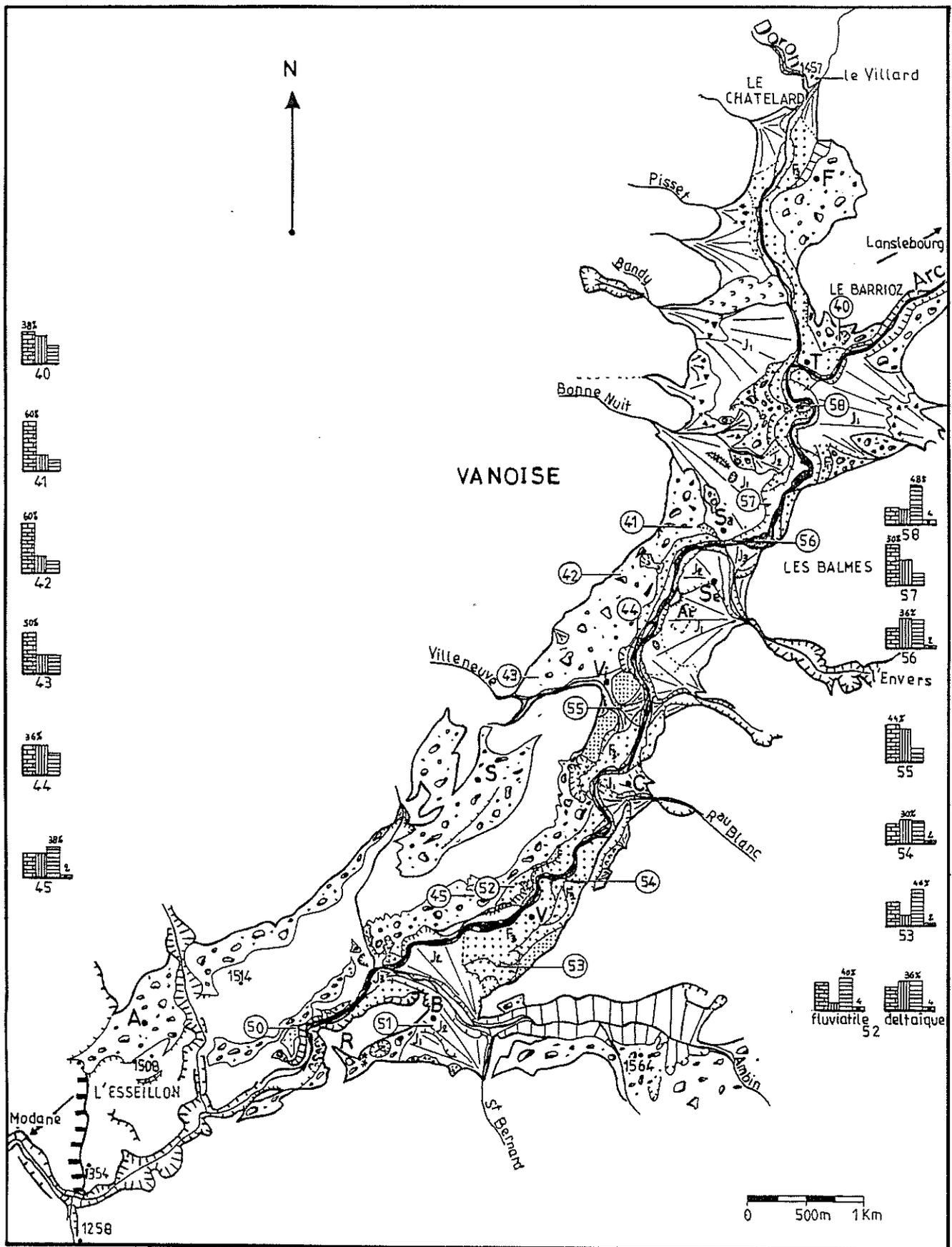


Fig 37 : MORPHOLOGIE GENERALE DU BASSIN DE BRAMANS-TERMIGNON
 Cf. Légende générale

I - PRESENTATION GENERALE (FIG. 37)

Le bassin de Bramans-Termignon comprend la section de la vallée de l'Arc, depuis le verrou de Bramans en aval, jusqu'au village de Termignon et la partie terminale de la vallée du Doron de Termignon, en amont. Localisé en aval du bassin de Lanslebourg, il s'en distingue par son axe orienté suivant une direction NNE-SSW et par son contexte géologique (M. GIGNOUX, 1923 et 1931). Le bassin de Bramans offre, en effet, une grande variété pétrographique (FIG. 38) :

- au Sud-Est de Bramans apparaît le socle gneissique du massif d'Ambin ;

- au Nord de Termignon, les schistes cristallins de Vanoise, d'âge paléozoïque et leur couverture mézozoïque de schistes, de calcaires, de quartzites et de dolomies ;

- dans la partie centrale, affleurent la nappe des schistes lustrés et celle des gypses dans laquelle est creusée la vallée de l'Arc.

Le contexte pétrographique est donc beaucoup plus diversifié que celui des deux bassins de Bessans et de Lanslebourg (gneiss, schistes lustrés, roches vertes) par l'adjonction de micaschistes, calcaires, gypses quartzites et dolomies.

II - MORPHOLOGIE (FIG. 37)

La morphologie du bassin de Bramans-Termignon résulte :

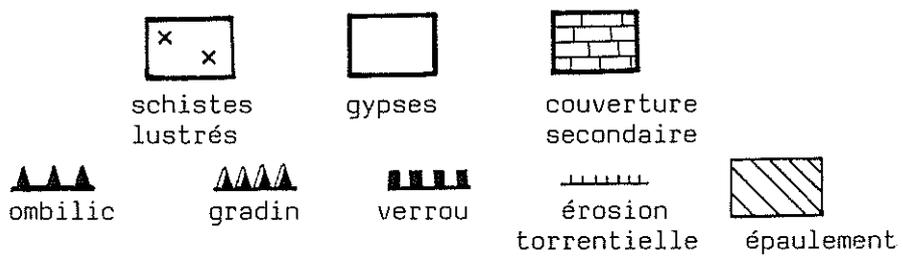
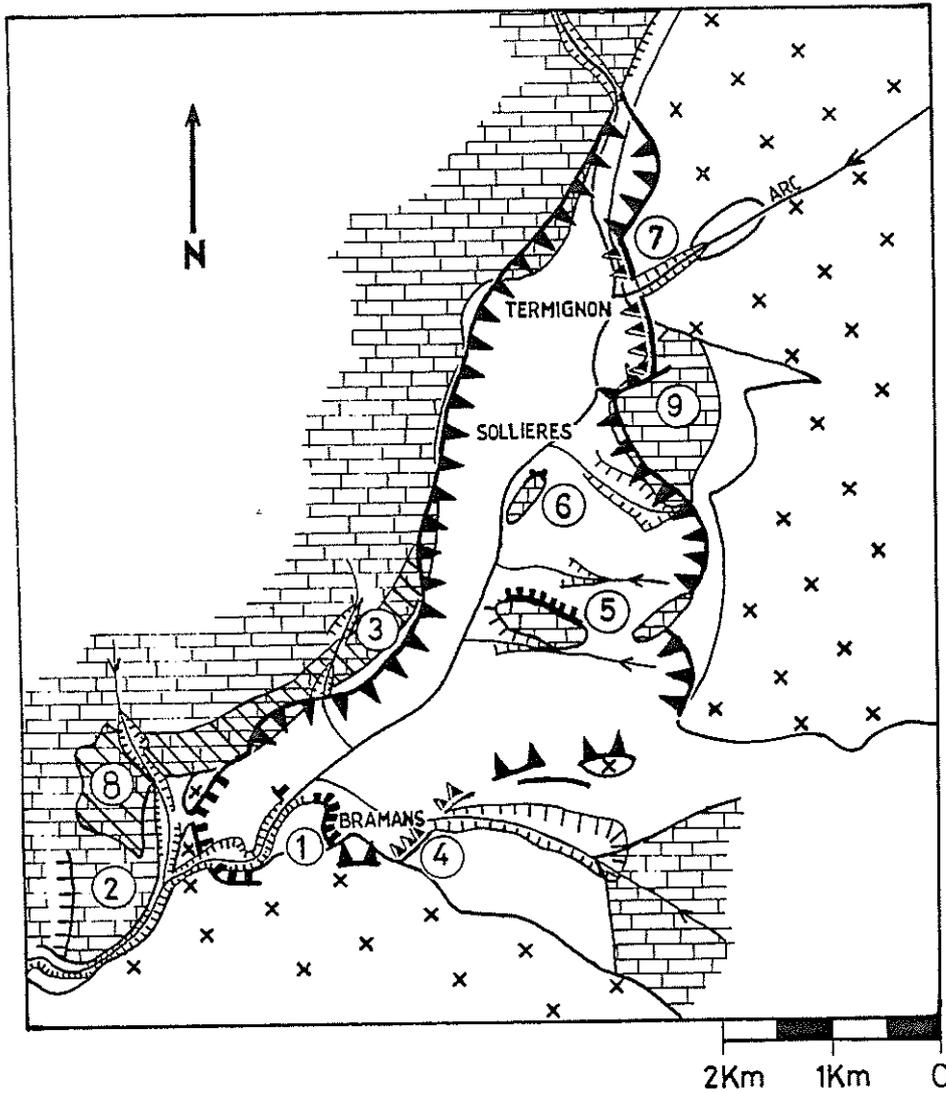
- du façonnement glaciaire du substratum rocheux ; il conduit au creusement d'une vallée dont le fond est dissimulé sous des dépôts divers.

- de l'érosion fluviale du remplissage sédimentaire sous forme de terrasses.

1. Le modelé d'érosion de la vallée

La portion de vallée correspondant au bassin de Bramans-Termignon est longue de 10 km depuis Le Châtelard en amont (partie terminale de la vallée du Doron) jusqu'au verrou de Bramans en aval. Sa largeur varie entre 1 km (Sollières) et 2 km (Termignon, Bramans). Elle dessine un profil en U aux versants redressés.

La FIGURE 38 résume la géologie du secteur (carte géologique 1/80000, feuille Saint-Jean-de-Maurienne, M. GIGNOUX, 1931) et présente les principaux éléments de morphologie glaciaire. Elle montre que le modelé du bassin de



- 1 Verrou de Bramans, 2 verrou de l'Esseillon, 3 Replat de Sardières
 4 gradin d'Ambin, 5 rocher du Châtel, 6 rocher de Sollières
 7 gradin verrou du Barrioz, 8 replat d'Aussois, 9 Avancée des Balmes

Fig 38 : GEOLOGIE ET MORPHOLOGIE GLACIAIRE
 DU BASSIN DE BRAMANS-TERMIGNON

Bramans-Termignon est directement lié à son contexte lithologique et structural : son axe suit une bande de gypse surmontée à l'Est par la nappe des schistes lustrés chevauchant à l'Ouest le permohouiller métamorphique et la couverture mézozoïque calcaréo-quartzitique de Vanoise. Ainsi, la limite du surcreusement glaciaire épouse les contours de la zone des gypses : le bassin de Bramans-Termignon est constitué par un ombilic creusé dans les gypses entre le verrou calcaréo-schisteux de l'Esseillon et la pointe calcaire du Villard ; ses rebords formés par les schistes et les calcaires dessinent un tracé sinueux avec des replats (Sardières) et des saillies rocheuses (Les Balmes, rochers du Chatel et de Sollières en rive gauche).

Le bassin de Bramans-Termignon est séparé du bassin de Lanslebourg par le gradin-verrou du Barrioz taillé dans les schistes lustrés et haut de 130 m. A Bramans, le débouché du vallon affluent d'Ambin est marqué par un gradin sculpté dans les gypses sur une hauteur de 150 m. Enfin, ce bassin est fermé à l'aval par le verrou gypseux de Bramans rattaché au grand verrou de l'Esseillon qui sépare l'ombilic de Bramans du bassin de Modane par un dénivelé de 200 m.

1.1. Irrégularités des versants

Elles sont toutes liées à des "ondulations" du contact gypses/calcaires (FIG. 38).

1.1.1. Le replat de Sardières

C'est un plateau culminant à 1498 m et portant le village de Sardières. Il est allongé parallèlement à l'axe de la vallée, sur 2 km 500 de large. Son fond qui domine l'Arc de 250 m est tapissé de moraines déposées par le glacier de l'Arc (constituées de schistes lustrés, de calcaires et de micaschistes).

Le substratum est calcaire et correspond à un renflement vers l'est de la zone calcaréo-quartzitique de Vanoise : le replat de Sardières est donc un épaulement glaciaire dû à une discontinuité structurale.

Le replat de Sardières est prolongé en aval par le replat d'Aussois.

1.1.2. L'avancée rocheuse des Balmes

Il s'agit d'un secteur mamelonné, situé au Sud de Termignon en rive gauche de l'Arc. Sa base est ennoyée au Nord par des alluvions torrentielles et des moraines ; au Sud et à l'Ouest, il est limité par les gypses.

Comme l'atteste la présence de moraines, ce relief est d'origine glaciaire ; l'érosion a plus facilement attaqué les gypses que les calcaires et dégagé les roches des

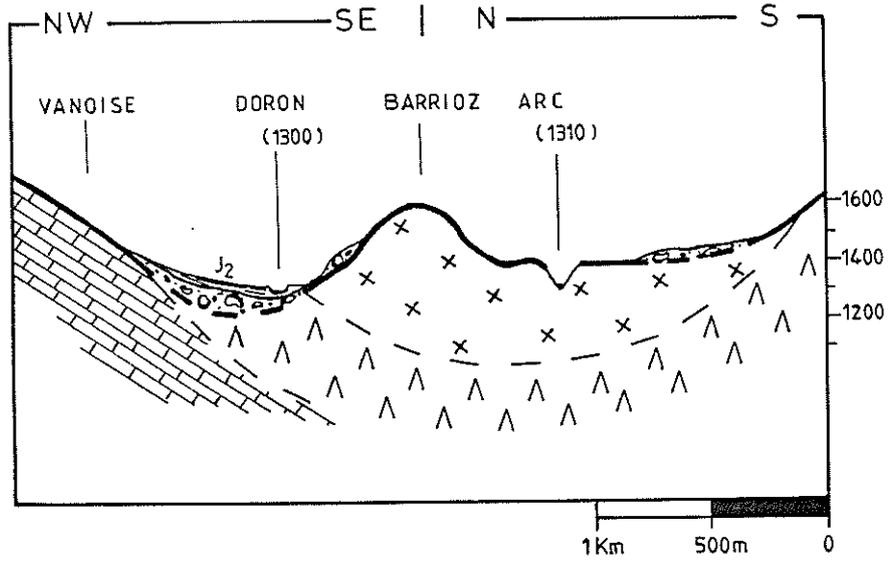


Fig 39 : COUPE DES VALLEES DE L'ARC ET DU DORON
 AUX ENVIRONS DU GRADIN VERROU DU BARRIOZ
 Cf. Légende générale

Balmes ; puis cette morphologie a été ultérieurement accentuée par l'érosion torrentielle, particulièrement au Sud où le torrent tumultueux de l'Envers a creusé des gorges profondes.

1.1.3. Les rochers du Chatel et de Sollières

Déjà largement décrits par les géologues alpins (M. GIGNOUX ET L. MORET, 1931 ; F. ELLENBERGER, 1958 ; J. DEBELMAS, 1982), ces rochers sont considérés comme des écailles calcaires de la couverture sédimentaire de la Vanoise émergeant de la Nappe des Gypses.

Ils se présentent comme des dents rocheuses, isolées au centre de l'ombilic de Bramans. Leur base est dissimulée sous les éboulis et les cônes alluviaux du Chatel et de l'Envers.

Il s'agit de petits verrous très localisés.

1.2. Verrous et gradins

Ils se situent sur le pourtour de l'ombilic de Bramans-Termignon.

1.2.1. Gradin-verrou du Barrioz (FIG. 39)

Ainsi nommé par H. ONDE (1938) pour sa morphologie particulière associant les formes d'un gradin de confluence à celles d'un verrou fermant l'ombilic de Lanslebourg.

Dans ce secteur du Barrioz, l'étroite vallée de l'Arc dessine un profil en "V" où le fond d'auge remonte depuis Lanslebourg (1400 m) en pente douce jusqu'à une butte cotée 1428 m. La large vallée du Doron, à fond plat, perpendiculaire à celle de l'Arc, débouche 130 m plus bas (1300 m à Termignon).

H. ONDE (1938) explique cette morphologie par la confluence de deux appareils de compétences différentes : le glacier de l'Arc, déjà éloigné de ses sources et appauvri par la transfluence du Mont-Cenis (Cf Chapitre deuxième), rejoignait à Termignon le glacier du Doron, puissant appareil directement alimenté par les glaciers de la Vanoise. La différence des superficies des bassins versants du Doron (163 km²) et de l'Arc (359 km²) ne corrige pas cette différence des compétences. De même, nous avons vu (Chapitre deuxième) que la transfluence du Mont-Cenis n'expliquait pas à elle seule la morphologie de l'auge de Lanslebourg ; la nature gypseuse du bedrock est, en effet, un facteur important de l'évolution des versants en amont et en aval de Lanslebourg.

La structure et la lithologie sont donc importantes dans le modelé du gradin-verrou du Barrioz traversé par l'Arc : une barre rocheuse de schistes lustrés sépare deux ombilics, le bassin de Bramans-Termignon à l'Ouest entièrement

creusé dans les gypses et la "cuvette de Lanslebourg" à l'Est où les gypses apparaissent en fenêtres : il s'agit donc bien d'un verrou structural. Quant au surcreusement de la vallée du Doron, il traduit tout simplement la différence de dureté du substratum le long d'une ligne de contact entre nappe des gypses et nappe des schistes lustrés (FIG. 39).

1.2.2. Le gradin d'Ambin

Le deuxième affluent notable du glacier de l'Arc dans le bassin de Bramans-Termignon était le glacier d'Ambin dont la puissance est traduite par une épaisse moraine et une auge large et calibrée. Son fond, à son débouché dans la vallée principale à Bramans, est situé à plus de 150 m au-dessus de l'Arc. Les surfaces glaciaires modelées dans les gypses sont fortement remaniées par surcreusement torrentiel, effondrement ou dissolution des gypses. Ce gradin de confluence, taillé dans un secteur monogénique, résulte uniquement de la dynamique glaciaire et non de la structure du bedrock.

1.2.3. Verrou de Bramans

Il culmine à 1369 m et porte les ruines de l'ancienne Redoute Napoléon. Il ferme à l'aval le bassin de Bramans-Termignon et marque l'entrée des Gorges de l'Esseillon creusées par l'Arc jusqu'à Avrieux. Vu d'amont, il se présente comme une butte placée dans l'axe de la vallée et reliée aux deux versants par deux cols, la Croix du Mollard de Chez Nous et le replat des Cetières.

Sa surface est parsemée de blocs de gneiss et de micaschistes marquant le passage du glacier d'Ambin dont la confluence avec l'Arc est proche : la langue glaciaire qui provenait du massif d'Ambin, vraisemblablement repoussée vers l'Est par le glacier de l'Arc, pouvait fort bien occuper seule le verrou de Bramans.

Ce verrou de Bramans semble bien n'être qu'un morceau, isolé postérieurement par l'érosion torrentielle du grand verrou de l'Esseillon constitué par une barre de schistes lustrés et de quartzites à l'aval.

1.3. Conclusion

A l'exception du gradin d'Ambin, cette morphologie glaciaire n'est pas due à la seule dynamique glaciaire (H. ONDE, 1938) ni à des stades de stationnement tardiglaciaires (P. GIRARDIN, 1905 et 1908, W. KILIAN & REVIL, 1917), ni à l'imbrication de plusieurs niveaux d'érosion (E. de MARTONNE, 1910 et 1911), mais surtout à la structure du substratum : la multiplicité des "formes d'érosion" souligne la complexité de la géologie du bassin de Bramans-Termignon.

L'étude du gradin-verrou du Barrioz montre bien

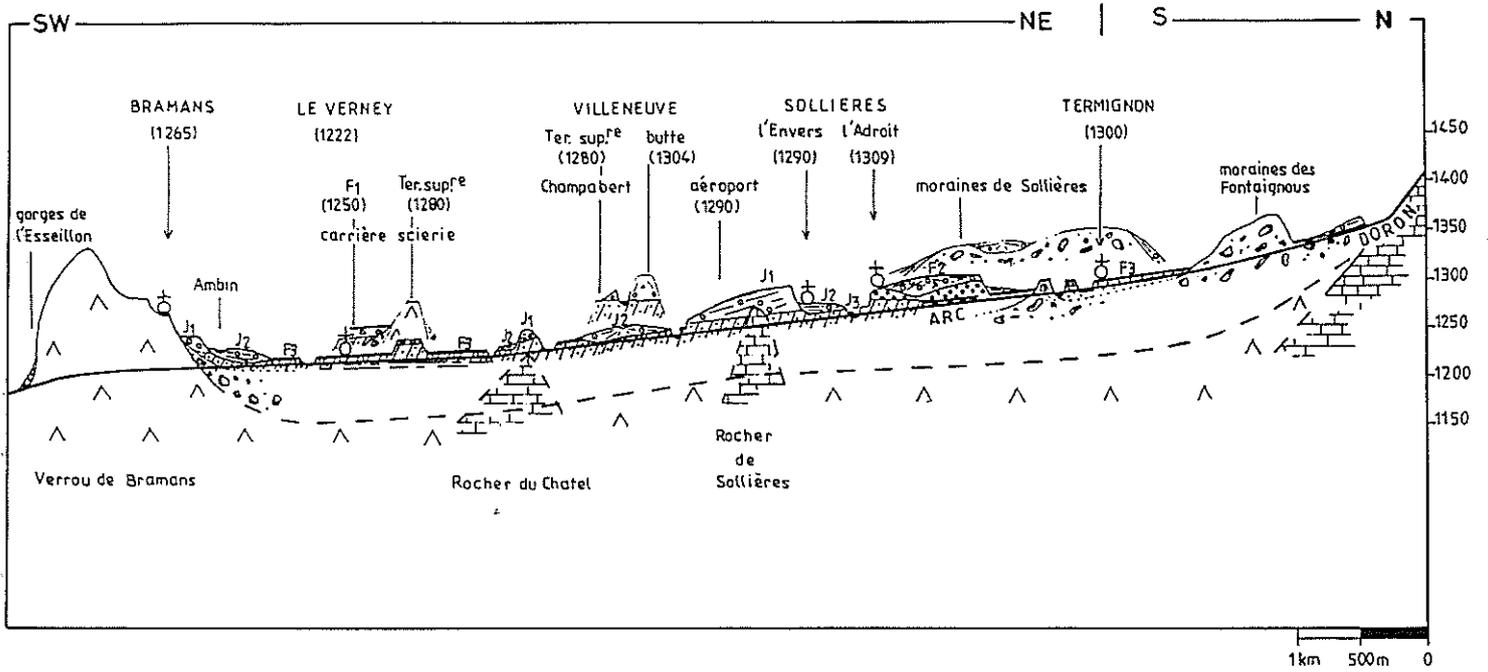


Fig 40 : COUPE LONGITUDINALE DU BASSIN DE BRAMANS-TERMIGNON
 Cf. Légende générale

que l'auge de Bramans-Termignon est la suite directe de l'auge du Doron et non de celle, suspendue, de l'Arc. Par ailleurs, l'hypothèse que le glacier du Doron a occupé seul le bassin de Bramans-Termignon, alors que le glacier de l'Arc s'était déjà retiré en amont de Lanslebourg, sera discutée plus loin.

2. Le modelé d'accumulation de la vallée (FIG. 40)

Il est d'abord marqué par les *placages morainiques* de fond de vallée : dans la partie amont du bassin, jusqu'à Sollières, leur surface irrégulière pointe à travers celle des cônes de déjection et des terrasses fluviatiles qui les recouvrent.

Il est ensuite caractérisé par un système de terrasses étagées, d'origines diverses, qui occupent l'ensemble du bassin :

- . Les terrasses lacustres supérieures (1280 m) de la scierie du Verney, du Plan de l'Eglise et de Villeneuve

- . les terrasses fluviatiles étagées sur 3 niveaux :

- + le niveau F1 représenté par la terrasse de la carrière du Verney (1250) ;

- + le niveau F2 des terrasses de Sollières l'Adroit (1300), du Haut du Verney et du Plan de l'Eglise (1240 m), domine l'Arc de 20 à 15 m.

- + le niveau F3 des terrasses de Termignon, de l'Envers et du Verney domine l'Arc de 5 m.

Les surfaces emboîtées des cônes de déjection (J1 et J2) se raccordent aux deux derniers niveaux de terrasses.

Enfin, apparaissent de nombreuses formes liées à la présence du gypse : *écroulements*, *panneaux glissés* (verrou de Bramans, talweg d'Ambin et de l'Envers), *entonnoirs* de dissolution.

III STRATIGRAPHIE

La succession stratigraphique se présente comme suit :

1. Les *moraines de fond* et *moraines latérales* qui constituent, à l'image des bassins précédents, le niveau stratigraphique de base.

2. Les *sédiments lacustres* occupant l'aval du bassin (Sollières, Villeneuve, le Verney) et qui reposent sur les moraines ou le substratum.

| Désignation de l'affleurement | | Classe I | | | | Classe II | | | | Classe III | | | | Classe IV | Accessoires | |
|-------------------------------|----------|----------|----|----|----|-----------|----|----|----|------------|----|----|----|-----------|-------------|-----|
| Numéro | Altitude | P | M | G | T | P | M | G | T | P | M | G | T | T | g | q,c |
| 46a | 1290 | 3 | 6 | | 9 | | | | | 30 | 45 | 5 | 80 | 8 | | 3 |
| 46b | 1285 | | 14 | 2 | 16 | 4 | 15 | 5 | 24 | 16 | 14 | 18 | 48 | 8 | | 4 |
| 46c | 1270 | 24 | 6 | | 30 | 12 | 8 | 4 | 24 | 16 | 8 | 4 | 28 | 2 | 16 | |
| 46d | 1220 | 5 | 19 | | 24 | 4 | 16 | 8 | 28 | | 28 | 12 | 40 | 4 | | 4 |
| 47 | 1350 | 12 | 8 | 4 | 24 | 16 | 12 | 20 | 48 | 4 | 14 | 4 | 22 | | | 6 |
| 48 | 1350 | 22 | 25 | 22 | 69 | 10 | 5 | 10 | 25 | | | | | | | 6 |
| 49 | 1270 | 20 | 20 | 10 | 50 | 5 | 7 | 2 | 14 | | | | | 20 | 12 | 4 |

- . Désignation de l'affleurement
- . Classe I : Couverture mézozoïque de Vanoise : calcaires, dolomies, quartzites
- Classe II : Permohouiller, micaschistes
- Classe III : Nappe de schistes lustrés, calschistes et roches vertes
- Classe IV : Socle gneissique, gneiss ocellés de Bonneval
- Accessoires : Gypse (g), quartz et calcite (q,c)
- . Classe des dimensions de galets :
 - P/ Pourcentage des galets de dimension inférieure à 20mm
 - M/ Pourcentage des galets de dimension comprise entre 20mm et 50mm
 - G/ Pourcentage des galets de dimension supérieure à 50mm
 - T/ Pourcentage total des galets d'une même nature pétrographique

Fig 41 : ANALYSE PETROGRAPHIQUE DES ALLUVIONS DE L'ARC
ET DES SES AFFLUENTS

3. Les alluvions fluviatiles de l'Arc qui achèvent la série lacustre et les alluvions torrentielles des cônes de déjection qui ravinent et recouvrent les formations précédentes.

4. Les formations de pente étalées au pied des versants.

IV - DESCRIPTION DES DIFFERENTES FORMATIONS

1. Introduction : méthode d'interprétation des comptages pétrographiques

Le bassin de Bramans-Termignon expose une grande variété pétrographique de galets qui complique l'interprétation des comptages pétrographiques.

1.1. Tableaux pétrographiques (FIG. 41, 43 ET 46)

Il a été distingué quatre classes pétrographiques correspondant à quatre secteurs géologiques¹⁵ :

- La classe I regroupe tous les galets rendus par les formations calcaires ou dolomitiques de la couverture mézozoïque de Vanoise auxquelles sont associés les quartzites. Ils affleurent massivement au Nord du bassin de Bramans ou sous forme de klippes (Lanslebourg, Sollières l'Adroit, Rocher du Chatel) ;

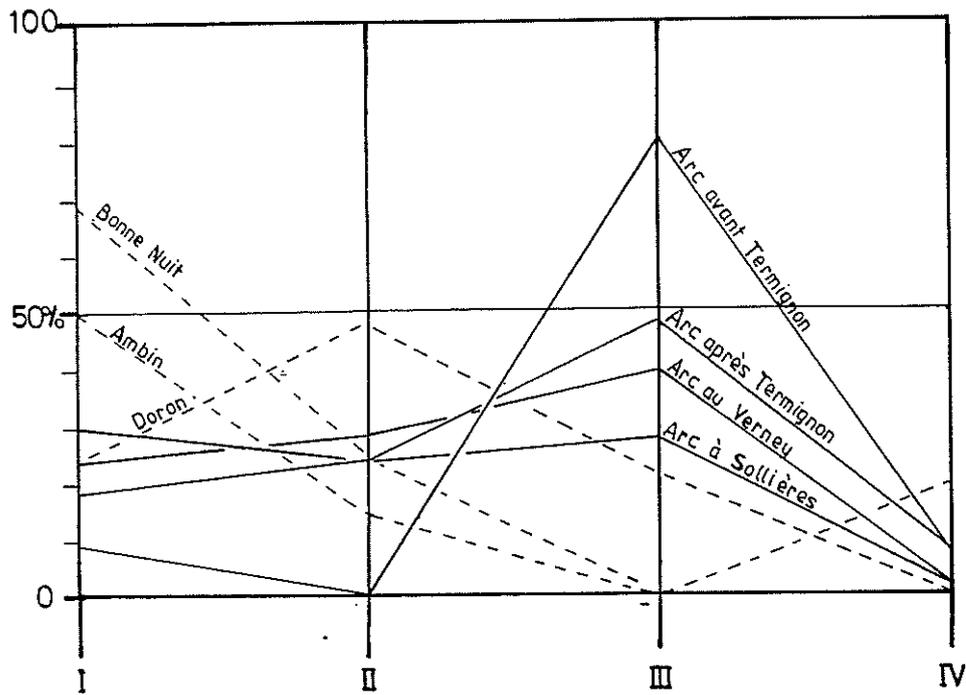
- la classe II distingue les micaschistes permohouiller rattachés au socle de la Vanoise et qui affleurent sur les versants occidentaux du Doron et dans le massif d'Ambin ;

- la classe III compte les galets de schistes lustrés auxquels on ajoutera les roches vertes associées ; ils sont rattachés à la nappe des schistes lustrés au Nord-Est du bassin (bassins de Bessans, de Lanslebourg et versant oriental du Doron) ;

- la classe IV comprend les gneiss ocellés de Bonneval et les gneiss banaux du massif d'Ambin ;

- les accessoires gypses, calcite, quartz, présents dans les quatre zones d'apports déjà décrites.

¹⁵ Cartes géologiques 1/80000, feuille Saint-Jean-de-Maurienne par M. GIGNOUX (1931) et 1/50000, feuille de Lanslebourg par E. RAGUIN & F. HERMANN (1931)



- Classe I : Couverture mézozoïque de Vanoise :
Calcaires, dolomies, quartzites
Classe II : Permohouiller, micaschistes
Classe III : Nappe des schistes lustrés :
calschistes et roches vertes
Classe IV : Socle gneissique, gneiss ocellés
de Bonneval

Les accessoires ne sont pas représentés.

Fig 42 : REPRESENTATION GRAPHIQUE DES COMPTAGES PETROGRAPHIQUES
DES ALLUVIONS DE L'ARC ET DE SES PRINCIPAUX AFFLUENTS

1.2. Interprétation des comptages pétrographiques

Nous avons commencé par caractériser les alluvions transportées actuellement par les principaux cours d'eau. Les valeurs ont été reportées sur un graphique pour mieux visualiser les résultats (FIG. 42)

a) chaque affluent est caractérisé par une "tendance" pétrographique marquée par un pic :

alluvions du Doron - de micaschistes pour les

quartzites pour le ruisseau de Bonne Nuit - de calcaires, dolomies et

le torrent d'Ambin (absence de schistes lustrés) - de gneiss et de quartzites pour

b) A l'entrée du bassin de Bramans-Termignon et avant de recevoir le Doron, l'Arc est caractérisé par la dominance absolue des schistes lustrés (pic à 80 %) ; en aval, leur proportion diminue progressivement par mélange avec les alluvions affluentes. La présence de gneiss ocellés, exclusivement apportés par l'Arc mais qui ne sont pas toujours présents dans le stock de l'Arc, reste toujours un excellent critère de reconnaissance.

2. Les formations morainiques

Ce sont des formations gris clair à gris foncé qui composent des affleurements très sombres et homogènes vus de loin. Elles se présentent sous deux formes : en placages morainiques largement représentés sur la plupart des versants (moraines latérales) et en moraines de fond dans la partie amont du bassin jusqu'à Sollières.

2.1. Les moraines latérales

Elles tapissent les versants entre Bramans et Sollières (abords du Verney, Sardières, route Sardières-Sollières). Elles atteignent 8 à 10 m d'épaisseur et forment des reliefs ravinés et glissés lorsqu'elles surmontent les gypses.

Ces formations possèdent une abondante matrice fortement lutitique et contiennent des blocs et galets striés de nature pétrographique variée : schistes lustrés, roches vertes, micaschistes, cargneule, quartzite, calcaires striés arrachés aux bassins versants de l'Arc et du Doron.

2.2. La moraine de fond

Dans la partie amont du bassin de Bramans-Termignon, jusqu'au village de Sollières, la moraine occupe le fond de la vallée, constituant un tapis épais de 50 m, dans lequel s'encaissent les rivières actuelles.

En rive droite de l'Arc et du Doron, sa surface érige un vaste plateau sur lequel s'épanchent les cônes de déjection et d'avalanches.

En rive gauche, sa présence est soulignée par un éperon au Sud de Termignon qui se détache de la surface régulière d'un cône de déjection. Elle apparaît en amont de Termignon, en rive gauche du Doron, sous les pistes de ski. Sa surface descend en pente douce jusqu'au talweg du Doron et s'interrompt au Nord par un talus subvertical de 10 à 50 m de hauteur sous les maisons des Fontaignous. Ce talus, oblique par rapport à l'axe de la vallée, domine le cône plat du Doron et celui du Grand Pyx sur lequel sont installées les maisons du Chatelard (rive droite). Ce relief peut résulter :

- d'un effondrement ou d'un glissement mais il ne subsiste aucun déblai,

- d'un creusement par le torrent du Doron. Dans ce cas, il s'agirait d'une phase d'érosion unique (pas de terrasses intermédiaires) ayant érodé la moraine sur au moins 50 m de hauteur, ce qui paraît peu vraisemblable, notamment en comparant ce niveau d'érosion aux systèmes connus dans le reste du bassin de Bramans-Termignon (4 niveaux de terrasses étagés entre + 50 et + 5 m),

- de l'érosion glaciaire : il pourrait s'agir d'une empreinte dont la forme semi-circulaire correspondrait au moulage terminal latéral gauche d'une langue glaciaire. Elle marquerait une position du front du glacier du Doron.

2.3. Analyse pétrographique des formations morainiques

L'analyse pétrographique des formations morainiques révèle la variété des galets. Dans la partie amont du bassin, de Sollières aux Fontaignous, les moraines de fond ont une origine essentiellement locale (calcaire, quartzite, micaschistes). Associé à la pauvreté en schistes lustrés et à l'absence de gneiss, qui caractérisent les apports de l'Arc, ce caractère désignerait des apports du Doron.

Les moraines latérales de la partie aval du Bassin (placages) correspondent à un apport de l'Arc et du Doron.

| Numéro | Altitude | Classe I | Classe II | Classe III | Classe IV |
|--------|----------|----------|-----------|------------|-----------|
| 40 | 1330 | 38 | 34 | 22 | |
| 41 | 1330 | 60 | 20 | 14 | |
| 42 | 1350 | 60 | 20 | 14 | |
| 43 | 1430 | 50 | 24 | 24 | |
| 44 | 1290 | 36 | 36 | 28 | |
| 45 | 1310 | 30 | 30 | 38 | 2 |

. Désignation de l'affleurement

. Classe I : Couverture mézozoïque de Vanoise : calcaires, dolomies, quartzites

Classe II : Permohouiller, micaschistes

Classe III : Nappe de schistes lustrés, calschistes et roches vertes

Classe IV : Socle gneissique, gneiss ocellés de Bonneval

Accessoires : Gypse (g), quartz et calcite (q,c)

. Classe des dimensions de galets :

P/ Pourcentage des galets de dimension inférieure à 20mm

M/ Pourcentage des galets de dimension comprise entre 20mm et 50mm

G/ Pourcentage des galets de dimension supérieure à 50mm

T/ Pourcentage total des galets d'une même nature pétrographique

Fig 43 : TABLEAU PETROGRAPHIQUE DE GALETS PRELEVES
DANS LES MORAINES DU BASSIN DE BRAMANS-TERMIGNON

2.3.1. Tableau récapitulatif de l'analyse pétrographique des galets (FIG. 43)

La comparaison des comptages pétrographiques des moraines avec ceux des alluvions actuelles de l'Arc, du Doron et du ruisseau de Bonne Nuit révèle que :

- l'affleurement du Verney (45) est formé par des moraines de l'Arc (gneiss ocellés, schistes lustrés) en aval de sa confluence avec le Doron (calcaires, micaschistes, etc...)

- les moraines du Doron (40) présentent de plus faibles pourcentages de schistes lustrés que ceux du Verney (45)

- les moraines de Sollières (41, 42) conservent de faibles pourcentages de schistes lustrés mais soulignent des apports latéraux (éléments locaux de Bonne Nuit),

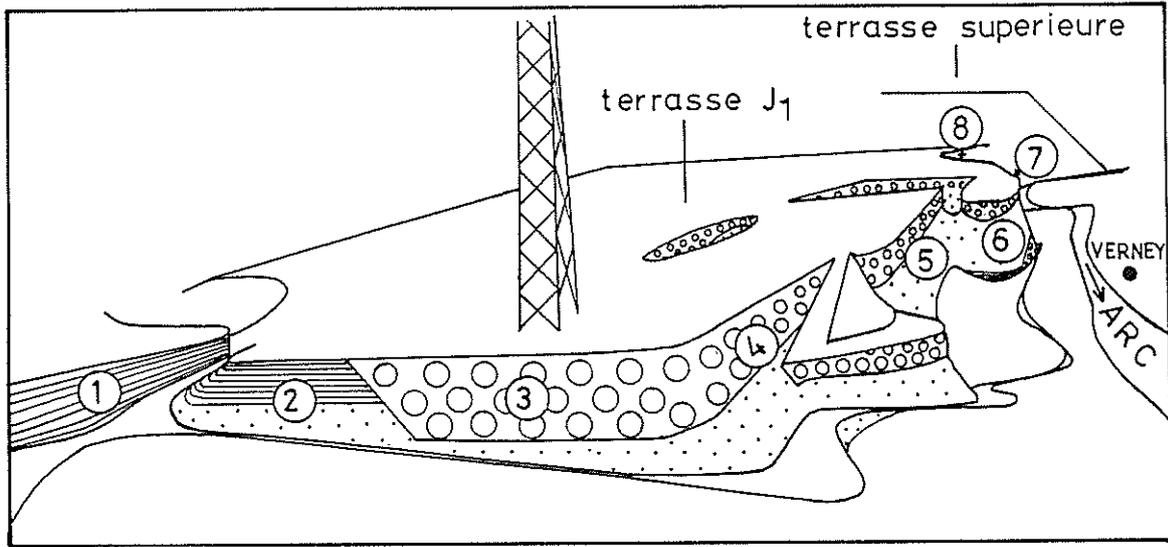
- les affleurements situés en aval de Sollières (43, 44) montrent une diminution progressive des éléments locaux et une augmentation des galets de schistes lustrés apportés par l'Arc.

Cette évolution marque la transition entre deux zones de dépôts : l'une dominée par les apports exclusifs du Doron (40), l'autre par les apports de l'Arc et du Doron (45). S'y ajoutent des apports latéraux qui modifient localement ces proportions.

2.3.2. Mécanismes du retrait glaciaire dans le bassin de Bramans-Termignon

La pétrographie indique que le glacier du Doron a circulé indépendamment du glacier de l'Arc au moins jusqu'à Sollières. Il ne s'agit pas d'une "réavancée" puisqu'aucune trace d'alluvionnement inframorainique n'a pu être observée. Il semble plutôt qu'il y ait eu retrait séparé des deux glaciers.

Cette hypothèse s'appuie en particulier sur le rapport des longueurs des deux appareils. La moraine de Sollières se situe à 20 km des sources du Doron et à 32 km des sources de l'Arc. Aussi près des sources, cette différence, de l'ordre de 12 km, devait se répercuter sur la longueur respective des glaciers : le glacier de l'Arc, dont le bassin versant (359 km²) est deux fois plus étendu que celui du Doron (163 km²), devait sans doute être plus long. Mais la différence de longueur ne devait pas être telle que le front du glacier de l'Arc rejoigne le glacier du Doron. Or, 10 km en amont de Sollières se trouve précisément la seule forme d'érosion glaciaire susceptible d'avoir été façonnée par le stationnement prolongé d'un glacier : le verrou de Lanslevillard (Cf Chapitre Deuxième, paragraphe II, 2.2). D'autre part, nous avons vu que l'aval du bassin de Lanslebourg conserve les traces d'un lac de niveau supérieur au gradin-verrou du Barrioz et postérieur à



1 à 8 : Emplacements des coupes de la Fig 45

Fig 44 : CROQUIS DE LA CARRIERE DU VERNEY

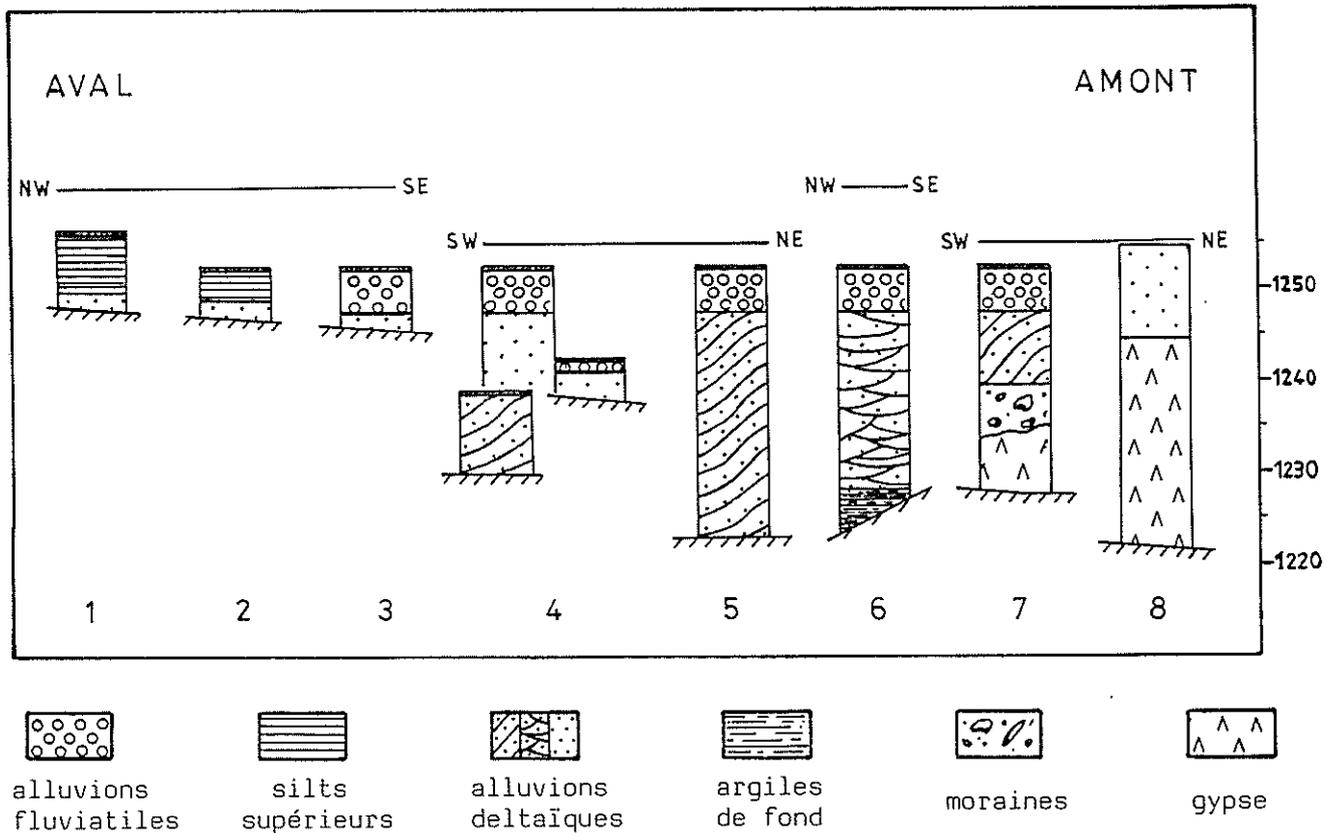


Fig 45 : COUPE DANS LA CARRIERE DU VERNEY

l'englacement de la vallée. Morphologie glaciaire et paléogéographie lacustre coïncident donc avec l'hypothèse d'un stationnement du front des glaciers du Doron à Sollières et de l'Arc à Lanslevillard.

D'autre part, la morphologie d'un second stationnement glaciaire existe dans chaque vallée : double arc morainique frontal du Villaron pour l'Arc, moraine à empreinte de front glaciaire des Fontaignous dans la vallée du Doron, respectivement à 8 et 4 km en amont de stationnements précédents.

Il est à remarquer que la vallée d'Ambin n'offre aucune trace de stationnement glaciaire de cette nature, tout au moins dans son cours inférieur. Il est donc impossible de retracer les étapes de retrait de son glacier.

3. Les sédiments lacustres

A l'image des bassins de Bessans et de Lanslebourg, quelques affleurements témoignent d'un épisode lacustre entre Sollières et Bramans. Ils sont particulièrement importants aux environs du Verney (carrière du Verney, haut du Verney, Plan de l'Eglise) ; d'autres sont isolés (Villeneuve, Sollières) ou apparaissent dans les terrasses de l'Arc.

3.1. La carrière du Verney (PLANCHE VII, J ; FIG. 44)

Elle occupe la base du versant rive droite de l'Arc. La surface subhorizontale (1250 m) domine de 30 m le cours actuel de l'Arc.

3.1.1. Description pétrographique et granulométrique (FIG. 45)

La coupe montre une suite de séquences métriques granodécroissantes évoluant du gravier au sable moyen et à diastèmes ravinants.

Bien que déformé le litage est oblique et entrecroisé (coupe Nord Ouest - Sud Est), fortement penté vers l'aval courant. Les galets inclinés de 2 à 10 vers le Nord-Est indiquent un courant Nord Est - Sud Ouest, de type fluviolacustre.

La carrière du Verney correspond donc à une coupe à l'intérieur d'un delta.

La série débute par des argiles litées vraisemblablement de fond de lac, et repose soit directement sur le substratum soit sur la moraine (coupes 7 et 8). Elle s'achève par des dépôts subhorizontaux, discordants, grossiers et typiquement torrentiels (coupes 3 à 7).

18 AOÛT 2003

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES SCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

A l'Ouest de la carrière (nouveau chemin de Bramans à Sardières), les coupes montrent un passage des galets à des sables et des silts fins (FIG. 45, 1, 2) dont l'existence peut relever de trois hypothèses :

1) Un dépôt dans une mare résiduelle coincée entre le versant et les alluvions torrentielles ; mais la surface de ces dernières est inférieure de 4 m à celle des silts ;

2) les alluvions torrentielles supérieures correspondraient au topset d'un delta emboîté dans un dépôt lacustre plus ancien (silts). Cependant, le contact entre le dépôt torrentiel et le dépôt lacustre deltaïque est discordant. Les alluvions torrentielles ne semblent pas liées à la sédimentation lacustre ;

3) les alluvions torrentielles supérieures appartiendraient à une haute terrasse de l'Arc, liée à un alluvionnement post lacustre, après érosion d'une partie des alluvions deltaïques. Les silts, les sables et galets appartiendraient donc à une même phase lacustre. Les silts supérieurs proviendraient alors d'une différenciation latérale des dépôts, fonction de la situation du courant sous lacustre dans la vallée. Ils auraient été déposés par un courant faible, en bordure du bassin, à l'écart du courant principal, axial.

Cette dernière hypothèse¹⁶ permet de relier entre elles les différentes coupes relevées dans la carrière du Verney (FIG. 45). Sa surface représente une haute terrasse de l'Arc ; la série deltaïque est incomplète à son sommet et la limite supérieure du comblement lacustre ne peut donc y être déterminée. Elle se situerait au dessus de la cote 1256 m.

3.1.2. Analyse structurale

Les alluvions deltaïques du Verney présentent une stratification oblique vers l'aval, irrégulière en "marches d'escalier".

L'inclinaison des galets est conforme sur certaines sections à un alluvionnement deltaïque. Cependant, le litage est graduellement affecté par des déformations subverticales, visibles dans l'ensemble de la carrière, ainsi que sur la plupart des autres affleurements lacustres, exception faite de la formation torrentielle supérieure subhorizontale. Le comportement des matériaux est fonction de la granulométrie : il est de style cassant ou ondulant dans les lits grossiers et moyens (PLANCHE VII, L), il est plastique (plissotements) dans les sables fins et les silts (PLANCHE VII, K).

¹⁶ L'analyse sédimentologique (chapitre IV) des silts et des sables, qui sont associés à ces argiles sommitales, confirme l'hypothèse d'un dépôt dans un milieu calme par un courant peu turbulent

Trois interprétations peuvent être proposées :

1) *effondrement post-sédimentaire dans les gypses*, comparable à celui de la carrière des Contamines (Chapitre deuxième). Si la présence de gypses est évidente au Verney et si l'épaisseur (30 m) et le volume de matériaux impliqués sont analogues à ceux des Contamines, les deux systèmes tectoniques diffèrent par les caractères suivants :

. Au Verney, les déformations sont régulières alors qu'aux Contamines, les déformations s'amplifient vers l'Est jusqu'à un basculement total des couches vers l'amont.

. Au Verney, la série torrentielle supérieure est restée horizontale et a, par conséquent, été déposée après la déformation des alluvions lacustres.

Par ailleurs, des dolines alluviales comparables à celles décrites par M.M. SWEETING (1972) trouvent la surface de la carrière du Verney ; elles donnent une bonne illustration des phénomènes qui auraient provoqué l'effondrement de la carrière des Contamines (PLANCHE XI, N) : on y remarque le style cassant et tardif de la fracturation (la formation sommitale est affectée) tranchant nettement avec les déformations visibles dans la carrière du Verney.

2) *Cryoturbation périglaciaire* évoquée par la présence de structures rappelant celles répertoriées par J. TRICART (1965), L.E. HAMELIN & A. COOK (1967) ou encore C. EMBLETON & A.M. KING (1975). Le maintien d'un climat périglaciaire expliquerait la généralisation des déformations à l'ensemble des affleurements lacustres. Cependant, ces phénomènes, plutôt superficiels, n'ont pu affecter les sédiments sur 30 m d'épaisseur. De plus, d'un point de vue chronologique, les dépôts des Contamines ne peuvent être qu'antérieurs, voire contemporains, à ceux du Verney et devraient alors montrer des déformations similaires, ce qui n'est pas le cas.

3) *Mouvements contemporains ou pénécotemporains de la sédimentation* soulignés par la plasticité des déformations : la régularité sur toute la hauteur de la coupe et l'épaisseur constante des lits montrent que les déformations ont eu lieu dès la fin du dépôt et avant l'érosion torrentielle.

Par cette hypothèse, nous serions en présence de *glissements sous lacustres* dont nous connaissons de nombreux exemples conduisant à des figures sédimentaires analogues : c'est le cas des "*stratifications ondulées*" (PLANCHE VIII, L) attribuées par M. CAMPY, (1982) à "*l'enfoncement localisé de niveaux grossiers dans des niveaux plus fins*" ; des "*couches effondrées*" (PLANCHE VIII, M) et des "*effondrements en grabens*" dus d'après A. PARRIAUX (1978), D. AUBERT (1986) et M. CAMPY (1982) à la *fusion de blocs de glace*. Cette interprétation, généralement adoptée par la

| Désignation de l'affleurement | | Classe I | | | | Classe II | | | | Classe III | | | | Classe IV | Accessoires | |
|-------------------------------|----------|----------|----|----|----|-----------|----|----|----|------------|----|----|----|-----------|-------------|-----|
| Numéro | Altitude | P | M | G | T | P | M | G | T | P | M | G | T | T | g | q,c |
| 52a | 1225 | 18 | 6 | | 24 | 6 | 18 | | 24 | 13 | 22 | 13 | 48 | | | 4 |
| 52b | 1235 | 11 | 5 | 16 | 32 | 4 | 20 | | 24 | 16 | 20 | 4 | 40 | | | 4 |
| 52c | 1256 | 5 | 5 | 10 | 20 | 16 | 18 | 2 | 36 | 12 | 24 | | 36 | 4 | | 4 |
| 52d | 1250 | 7 | 21 | 6 | 34 | 4 | 2 | 8 | 14 | 15 | 5 | 10 | 30 | 4 | | 8 |
| 53 | 1230 | 9 | 21 | | 30 | 4 | 6 | 4 | 14 | 9 | 23 | 14 | 46 | 2 | 4 | 4 |
| 54 | 1235 | 10 | 14 | | 24 | 20 | 8 | | 28 | 9 | 19 | 14 | 42 | 2 | | 4 |
| 55 | 1275 | 8 | 22 | 14 | 44 | 4 | 22 | 14 | 40 | 8 | 8 | | 16 | | | |
| 56 | 1278 | 8 | 4 | 12 | 24 | 18 | 14 | 4 | 36 | 5 | 9 | 20 | 34 | 2 | | 4 |
| 57 | 1290 | 15 | 20 | 15 | 50 | 22 | 8 | 2 | 32 | 5 | 5 | 5 | 15 | | | 3 |
| 58 | 1290 | 6 | 4 | 16 | 20 | 12 | 4 | 2 | 18 | 30 | 14 | 4 | 48 | 4 | 4 | 6 |

. Désignation de l'affleurement

. Classe I : Couverture mézozoïque de Vanoise : calcaires, dolomies, quartzites

Classe II : Permohouiller, micaschistes

Classe III : Nappe de schistes lustrés, calschistes et roches vertes

Classe IV : Socle gneissique, gneiss ocellés de Bonneval

Accessoires : Gypse (g), quartz et calcite (q,c)

. Classe des dimensions de galets :

P/ Pourcentage des galets de dimension inférieure à 20mm

M/ Pourcentage des galets de dimension comprise entre 20mm et 50mm

G/ Pourcentage des galets de dimension supérieure à 50mm

T/ Pourcentage total des galets d'une même nature pétrographique

Fig 46 : ANALYSE PETROGRAPHIQUE DES ALLUVIONS

plupart des auteurs, désigne l'origine de ces déformations hydroplastiques comme le résultat de *tassements différentiels occasionnés par la fusion de morceaux de glace morte situés à l'intérieur ou sous des sédiments lacustres proglaciaires* (TRICART & CAILLEUX, 1967 ; J. SHAW, 1972 ; M.C. MAC DONALD & W.W. SCHILTS, 1975, EYLES et al., 1987).

L'application de ce schéma proglaciaire au bassin de Bramans-Termignon paraît envisageable puisque nous verrons dans ce même chapitre qu'une langue glaciaire occupait la partie supérieure du bassin durant l'épisode lacustre. Cependant, nous pouvons nous étonner de l'absence de structures à caractère glaciaire qui accompagnent systématiquement les dépôts proglaciaires : moraines intralacustres ou blocs isolés ("dropstones") ou encore figures de poussées glaciaires ; au moins, devrions-nous remarquer une amplification des déformations en nous rapprochant du front, ce qui est nullement le cas puisqu'au contraire, les affleurements situés à l'embouchure du lac sont intacts (affleurement 56).

En fait, il semblerait que la distance qui séparait le front du glacier du Doron de la carrière du Verney fut trop importante pour que les dépôts du Verney soient qualifiés de "proglaciaires" ; ceci sera d'ailleurs confirmé au cours de la reconstitution paléogéographique et chronologique de l'épisode lacustre de Bramans-Termignon.

L'origine des déformations affectant les alluvions deltaïques du Verney doit donc être rapportée à des mouvements concentrés au niveau des formations soutenant le delta dans le secteur aval de la retenue :

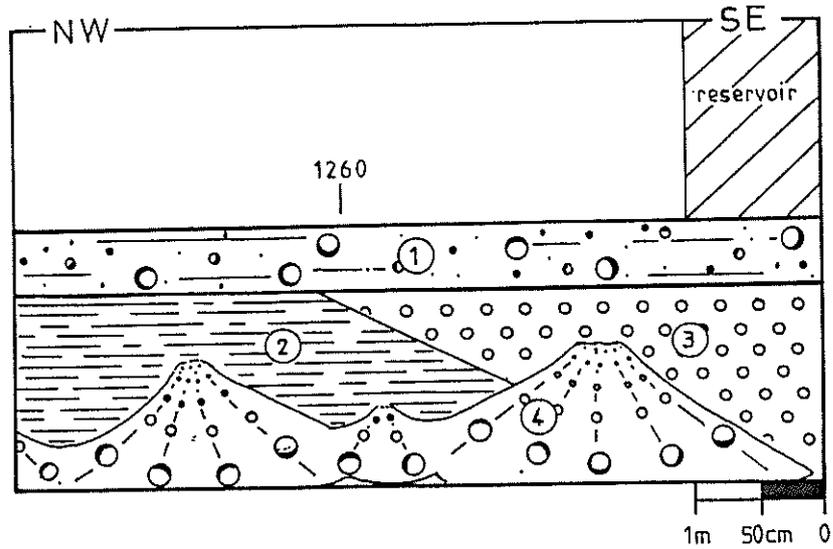
- les argiles de fond bien représentées dans cette partie du bassin ; leur compaction aurait pu provoquer l'affaissement progressif des dépôts supérieurs. Cette hypothèse paraît peu probable car elle fait intervenir des phénomènes synsédimentaires incompatibles avec la régularité des déformations et de l'épaisseur des lits

- le substratum essentiellement gypseux, supportant souvent les alluvions deltaïques ; la dissolution des gypses aurait provoqué l'affaissement du substratum et des sédiments qui le recouvrent. Cet enfoncement progressif trouve une origine analogue à celle qui a engendré l'effondrement de la carrière des Contamines (chapitre deuxième) mais il serait intervenu avant l'induration des dépôts et dans différents endroits du bassin (affleurements 52, 54, 55A) sans qu'apparaisse la formation d'une doline semblable à celle des Contamines.

3.2. Autres affleurements lacustres (FIG. 37 ET 46)

3.2.1. Gîtes de galets à la surface du verrou de Bramans

Quelques galets arrondis de schistes lustrés, de micaschistes et de calcaires restent accrochés sur le verrou



- 1 Remblai
- 2 Alluvions lacustres
- 3 Alluvions torrentielles du Ruisseau de Saint-Bernard
- 4 Eboulis

Fig 47 : CROQUIS DE L'AFFLEUREMENT 51 SOUS LE RESERVOIR DE BRAMANS

de Bramans, parsemés à différentes altitudes entre 1250 et 1270 m. Le long du chemin de Bramans à Aussois, sous les Cetières (affleurement 50), à 1250 m, des galets sont rassemblés sur une surface de 2 m² et alternent avec des lits sableux.

3.2.2. Affleurement 51 - Bramans (FIG. 47)

A l'extrémité Ouest du village de Bramans, près du réservoir (1260 m), une petite carrière creusée dans le cône alluvial du torrent du Saint-Bernard montre des sables et des graviers à galets de nature pétrographique variée et recouverts par un conglomérat grossier monogénique à éléments de schistes lustrés. Il s'agit probablement d'alluvions lacustres qui sont ici remaniées par les alluvions torrentielles du torrent du Saint-Bernard.

3.2.3. Affleurement 53

En rive droite du ruisseau d'Ambin, en face de Bramans, au Plan de l'Eglise (1230 m), un terrain de camping est installé sur une formation graveleuse à lentilles sableuses. Sa pétrographie, comparable à celle de l'Arc à Bramans, et son faciès la rapprochent des dépôts lacustres de la carrière du Verney. Toutefois, l'inclinaison des galets vers le Sud (10 à 15°) marque l'influence du courant venu du ruisseau d'Ambin dont le cône de déjection est proche.

3.2.4. Affleurement 54, relié à l'affleurement précédent par une terrasse longeant la cote 1240. Au lieu-dit le "Haut du Verney", en rive gauche de l'Arc, des constructions récentes reposent sur 10 m de sables et de galets. Cette coupe, longue de 20 m et perpendiculaire à l'axe de la vallée, présente des structures lenticulaires révélatrices d'une sédimentation chenalisante. La nature pétrographique des éléments est variée (schistes lustrés, micaschistes, calcaires, dolomies et gypses), comparable à celle des alluvions de l'Arc au Verney. Bien que déformés, les bancs sont inclinés vers le Sud-Sud-Ouest (aval) et leurs galets inclinés vers le Nord-Est (amont).

3.2.5. Affleurement 55, Butte de Villeneuve (FIG. 48)

C'est une butte culminant à 1304 m et contre laquelle sont situées les ruines de Villeneuve, en rive droite de l'Arc. Tranchée au Nord par un méandre de l'Arc, au Sud par le cône de déjection actuel du ruisseau de Villeneuve, elle offre deux coupes :

- la première (coupe A) au Nord expose, sur 30 m de hauteur, une succession de séquences allant des sables aux graviers moyens à grossiers. La matrice gypseuse est fortement indurée ; le litage, incliné vers l'aval courant du torrent de Villeneuve, est déformé comme dans la carrière du Verney. La sédimentation est assurément de type deltaïque.

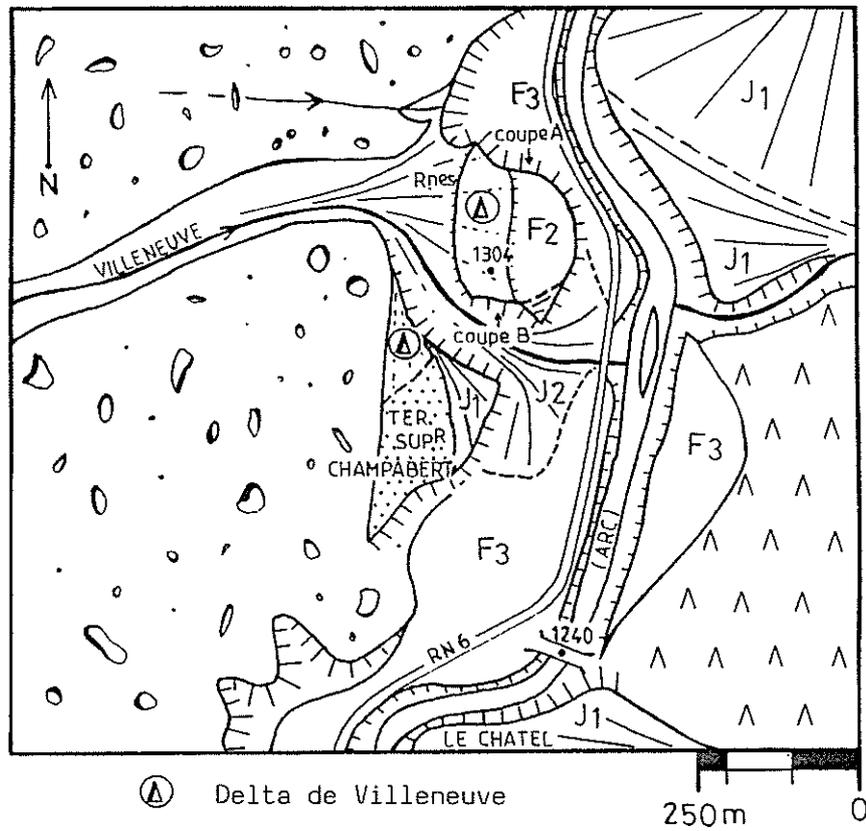


Fig 48 : CROQUIS EN PLAN DE LA BUTTE DE VILLENEUVE
Cf. Légende générale

- la seconde (coupe B) au Sud montre, jusqu'à 1280 m, des dépôts semblables mais plus meubles ; ils sont interrompus à l'Est par une formation à litage horizontal comprenant, sur 8 m, un ensemble de graviers fins et de sables, surmonté par une partie sommitale grossière, torrentielle (cône ancien du ruisseau de Villeneuve).

Entre ces deux coupes, la végétation et les éboulis masquent les affleurements. Quelques trous à la pelle indiquent cependant que ce secteur est entièrement constitué de lits de graviers et de sables dont l'inclinaison du litage est difficilement observable.

La pétrographie des galets révèle une origine locale : pas de schistes lustrés ni de gneiss, mais des micaschistes, des calcaires et des gypses arrachés au bassin versant du ruisseau de Villeneuve.

Ainsi, la butte de Villeneuve serait le vestige d'un delta local édifié par un affluent de l'Arc. La limite supérieure apparente de la formation deltaïque est à 1280 m et pourrait correspondre à la surface du comblement lacustre.

Ce relief, isolé par l'actuel ruisseau de Villeneuve, se raccorde au Sud au plateau de Champabert (1280 m) et est parsemé de galets d'origine locale. En raccordant ces deux surfaces remaniées par l'érosion torrentielle, sous forme de deux niveaux de cônes (J1, J2) et de terrasses (F2, F3), on obtient celle du delta primitif (A).

3.2.6. Affleurement 56 (FIG. 49), situé sous la chapelle de Sollières l'Adroit en rive droite de l'Arc, le long de la route nationale, la coupe montre 3 niveaux :

- à la base (1272 m), à hauteur de la route, alternent sur 1 m, des lits de sables fins et moyens à litages obliques. Dans les sables de base (15° vers le Sud-Ouest), le litage indique un courant venant de l'Arc (niveau A)

- puis apparaît un niveau composite (B), de 6 à 8 m, où la sédimentation lacustre (fine, oblique) se mêle aux alluvions torrentielles (lits subhorizontaux à galets). Les apports latéraux sont associés à ceux de l'Arc comme le souligne la grande proportion d'éléments locaux provenant du ruisseau de Bonne Nuit. Dans ce niveau, fluviolacustre, certains lits présentent un pendage faiblement incliné (5°) vers l'amont courant ; ils auraient donc été déposés par des courants latéraux ; en effet, l'affleurement de Sollières est situé au point de rencontre de deux cônes importants, le cône de Bonne Nuit en rive droite et de l'Envers en rive gauche. Cependant, l'influence du ruisseau de l'Envers qui transporte exclusivement des gypses n'apparaît pas dans la pétrographie mais dans l'induration de la matrice.

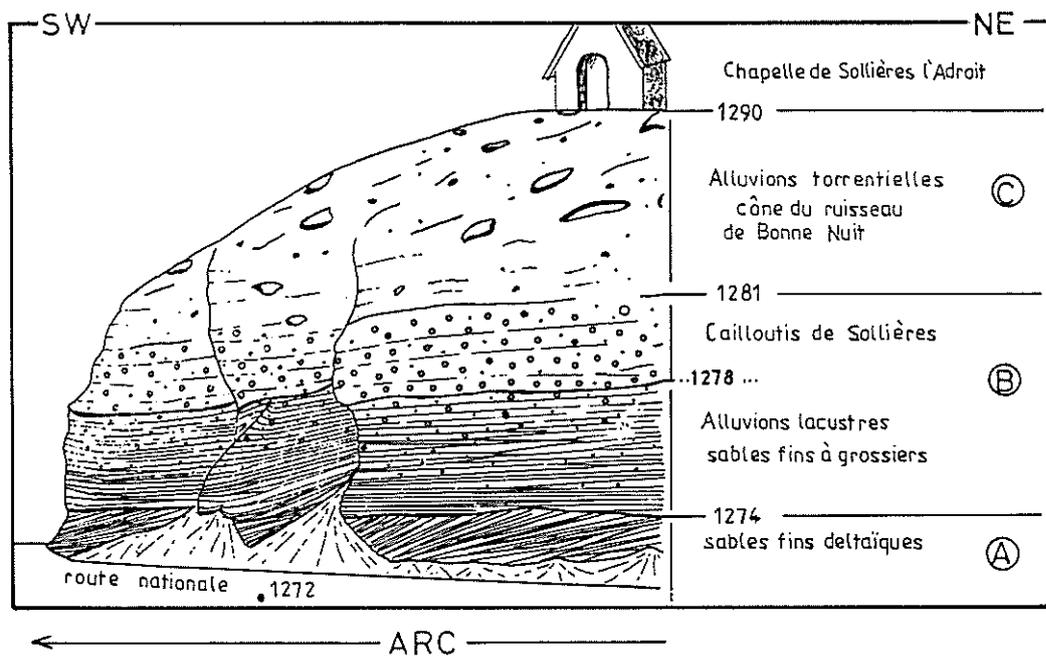


Fig 49 : CROQUIS DE LA COUPE DE SOLLIÈRES L'ADROIT

Cet affleurement situe la surface du comblement lacustre, car il montre à 1278 m le passage progressif (2ème niveau) entre les deux alluvionnements deltaïque et torrentiel de l'Arc. Cette cote confirme celle observée à la butte de Villeneuve (affleurement 55).

- une série torrentielle sommitale (niveau C) dont la surface (1290 m) se raccorde au cône de déjection du ruisseau de Bonne Nuit.

Ces trois couches sont emboîtées dans la moraine de Sollières qui forme des buttes peu élevées émergeant de la surface du cône.

3.3. Paléogéographie du Bassin de Bramans-Termignon durant l'épisode lacustre

3.3.1. Cote et dimensions de la retenue

Le niveau de l'eau est, à 1280 m, précisé sous la chapelle de l'Adroit (affleurement 56) et à la butte de Villeneuve (affleurement 55) par le passage progressif d'une sédimentation sous lacustre à une sédimentation fluviatile aérienne (limite topset-foreset du delta). Cette altitude est atteinte actuellement dans le lit de l'Arc entre Sollières et Termignon. Le lac s'étendait donc au moins jusqu'en ce point, peut-être même encore plus loin vers l'amont. A l'aval, les affleurements de Bramans (affleurements 53, 54) et la courbe de niveau 1280 montrent que le lac butait contre le verrou de Bramans et le contournait par la droite jusqu'en un point indéterminé situé en aval du sommet du verrou. En effet, en rive gauche, le verrou de Bramans dépasse la cote du plan d'eau (1320 m au Col de la Croix du Mollard de Chez Nous, 1369 à la Redoute Napoléon) ; en rive droite, le replat des Cetières situé à 1280 m (soit au même niveau ou légèrement au-dessus du lac) a pu être recouvert au moins temporairement par des eaux de débordement. Cependant, l'absence de traces d'érosion ou de dépôts interdit de l'affirmer. Les eaux d'évacuation du lac ont plus vraisemblablement cheminé par un point bas situé à l'emplacement des gorges actuelles.

La retenue lacustre s'allongeait donc sur 6 à 7 km, sur une largeur moyenne de 700 m, maximale à Bramans (1 km), minimale au Chatel (moins de 600 m).

3.3.2. Age et origine de la retenue

L'épisode lacustre de Bramans-Termignon a débuté après le dépôt et l'érosion des moraines de Sollières puisque les dépôts lacustres de l'affleurement 56 sont emboîtés dans une vallée creusée à l'intérieur de cette formation morainique. On peut donc la dater de la fin de l'occupation glaciaire dans la vallée de Bramans-Termignon, au cours du recul du glacier du Doron vers la moraine des Fontaignous, ou au cours du stationnement des Fontaignous. Il ne semble pas beaucoup plus récent car les alluvions lacustres surmontent

directement les moraines ou le substratum.

H. ONDE (1938) propose trois hypothèses expliquant l'origine du barrage de la retenue de Bramans-Termignon :

1) *Obturation glaciaire* par le glacier d'Aussois ou le glacier d'Ambin. Dans le premier cas, aucune preuve n'a pu être apportée d'une telle crue du glacier d'Aussois ; cela n'a rien d'étonnant, du fait qu'à cette époque le glacier de l'Arc dont le bassin d'alimentation est sensiblement plus grand, avait lui-même reculé jusqu'en amont du verrou de Lanslevillard. Dans le second cas, une obturation de la vallée de l'Arc par le glacier d'Ambin est impossible car de nombreux dépôts lacustres trouvés contre le verrou de Bramans montre que ce secteur était immergé et non pas englacé.

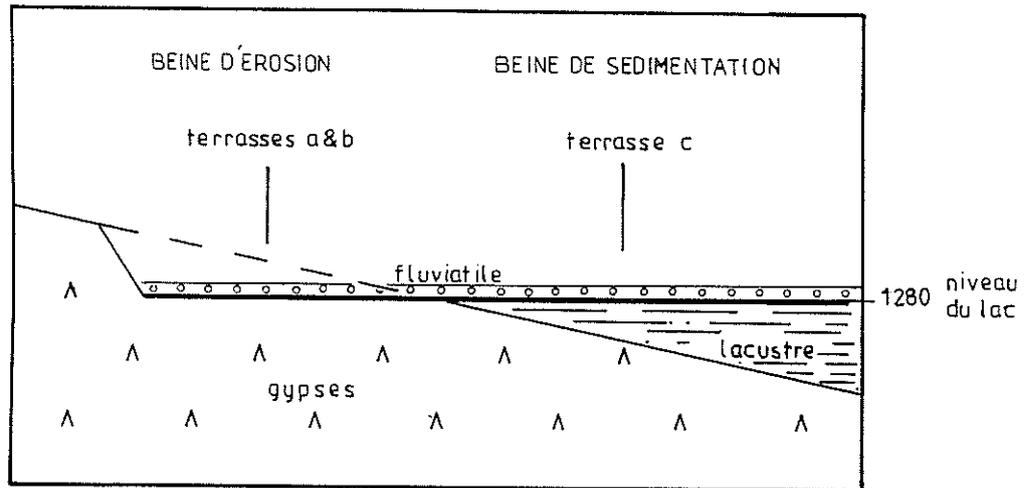
2) *Eboulement dans les Gorges de l'Esseillon*. Cette hypothèse est très probable dans la partie gypseuse des gorges de l'Esseillon où les éboulements sont fréquents. Toutefois, bien que ce barrage ait pu être effacé par l'érosion ultérieure, il n'en subsiste aucune trace sur l'une ou l'autre lèvre des gorges. De même, on n'observe aucune forme, au-dessus de 1280 m, pouvant s'apparenter à une niche d'arrachement.

3) *Embacle torrentielle liée au retrait glaciaire*. Le barrage de la vallée aurait donc eu lieu dans les gorges de l'Esseillon, encore étroites à ce moment du retrait glaciaire. Ce barrage, aujourd'hui effacé, pouvait se situer à l'entrée même des gorges où l'Arc franchit le verrou de Bramans. Aux matériaux boueux torrentiels, durent se mêler des blocs détachés des versants, soumis à cet endroit à de nombreux glissements et écroulements.

La mise en mouvement d'un volume important de matériaux est facilitée par la présence des gypses comme l'ont montré les crues historiques de l'Envers (P. GIRARDIN, 1909 et 1910) ou d'autres cours d'eau (Cf paragraphe 5).

En conclusion, la troisième hypothèse paraît la plus vraisemblable, d'autant plus que l'épisode lacustre se place chronologiquement durant le retrait glaciaire, après que le glacier du Doron eût quitté Sollières.

Deux situations sont alors envisageables : le glacier du Doron se trouvait en amont de la moraine des Fontaignous ou bien il reculait entre Sollières et les Fontaignous. Dans ce dernier cas, le retrait du glacier du Doron aurait provoqué la vidange du lac de Lanslebourg (Cf Chapitre deuxième). La crue torrentielle résultant de la fusion glaciaire aurait pu coïncider avec une débâcle torrentielle issue de l'évacuation des eaux résiduelles de la retenue de Lanslebourg (5 Mm³).



- a : terrasse supérieure de la scierie du Verney (Fig 40)
- b : terrasse supérieure au dessus du Plan de l'Eglise (Fig 52)
- c : terrasse supérieure de Champabert à la butte de Villeneuve (Fig 48)

Fig 50 : COUPE TRANSVERSALE SCHEMATIQUE DU BASSIN
DE L'ARC A LA FIN DE LA SEDIMENTATION LACUSTRE

Les eaux qui s'engouffraient dans les gorges de l'Esseillon auraient atteint un débit tel qu'elles auraient pu les barrer sans problèmes à leur entrée sur 80 à 100 m d'épaisseur, soit jusqu'à la cote 1280-1300 m, au moyen de matériaux divers arrachés au bassin : alluvions torrentielles, blocs morainiques (de la moraine de Sollières), blocs de gypses, le tout consolidé et fortement cimenté par des eaux séléniteuses.

3.3.3. Fin de l'épisode lacustre

De nombreux indices attestent que le lac a été entièrement comblé. En effet, la limite supérieure des séries deltaïques atteint en tous points 1278 m depuis Sollières en amont jusqu'au verrou de Bramans. Le comblement a été total et il n'y a pas eu de vidange.

Cette cote de 1278 m est marquée par des terrasses supérieures correspondant à la beïne d'érosion lacustre, creusée dans les gypses et à la beïne de sédimentation. Sur cette surface, l'Arc dépose quelques graviers (FIG. 50).

Après cet épisode se produit l'enfoncement de l'Arc dans les alluvions lacustres, la reprise du creusement des gorges de l'Esseillon et leur approfondissement. Ainsi se construit un système de terrasses d'érosion sur lesquelles se déposent des alluvions fluviatiles (Cf paragraphe 4) :

- . La terrasse de la carrière du Verney
- . Les terrasses du Haut du Verney et du Plan de l'Eglise.

4. Les alluvions fluviatiles

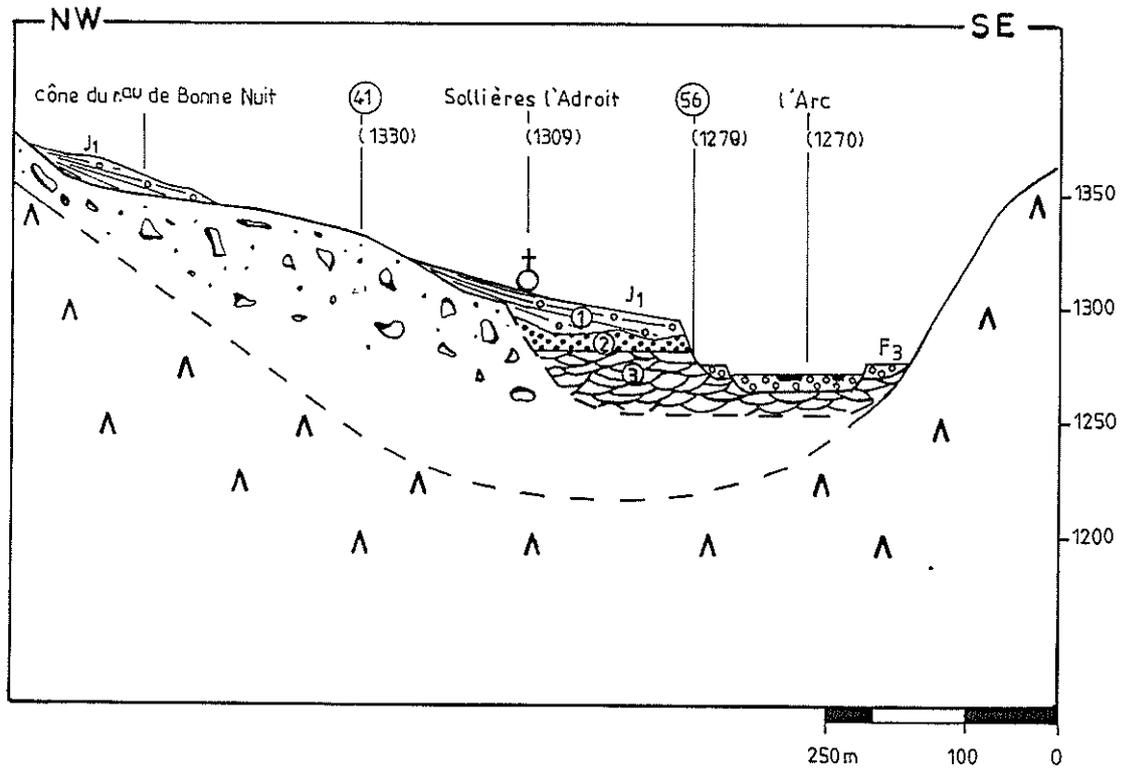
Elles sont de deux types définissant deux phases principales d'alluvionnement de l'Arc :

- les *cailloutis de Sollières* liés à un alluvionnement finilacustre ; cette formation repose directement sur les alluvions lacustres et couronne la série deltaïque

- les *alluvions des terrasses fluviatiles*, liés à une phase d'alluvionnement postlacustre ; elles se présentent sous forme de minces couches d'alluvions fossilisant les terrasses d'érosion.

4.1. Les cailloutis de Sollières

Ils sont visibles dans la partie du bassin comprise entre Termignon et Sollières (FIG. 37, affleurements 57 et 58, FIG. 40). En rive gauche de l'Arc, ils affleurent de



- 1 Cône de déjection du ruisseau de Bonne Nuit
- 2 Cailloutis de Sollières
- 3 Alluvions deltaïques

Fig 51 : COUPE TRANSVERSALE DU BASSIN DE BRAMANS-TERMIGNON A SOLLIÈRES
Cf. Légende générale

façon continue sous le cône situé au Sud-Est de Termignon ; en rive droite, ils apparaissent dans des coupes isolées (affleurement 58) et dans la coupe de Sollières (FIG. 51) où sont établis les rapports stratigraphiques entre alluvions lacustres (3), alluvions fluviatiles de l'Arc (2), alluvions torrentielles des cônes (1).

La coupe de Sollières, située sous l'Adroit, est longue de 500 m et haute de 15 à 20 m.

Au-dessus de la beine de sédimentation lacustre (1278 m) et du mince niveau de graviers fluviolacustres qui la surmonte, on observe des lits horizontaux de sables et de graviers à matrice gypso-sableuse fortement indurée. La pétrographie (FIG. 46, affleurements 57 et 58) est variée et typique de celle de l'Arc mais certains lits ont une pétrographie proche de celle du ruisseau de Bonne Nuit (pas de schistes lustrés). Il y a donc interaction entre les apports locaux et ceux de l'Arc. La série est couronnée par 2 à 3 m d'une formation torrentielle déposée par le ruisseau de Bonne Nuit.

4.2. Les alluvions fluviatiles des terrasses d'érosion (FIG. 37)

Elles se répartissent selon 3 niveaux de terrasses :

- la terrasse de la carrière du Verney (niveau F1) déjà décrite (1250 m). Elle est formée par 5 m de dépôts fluviatiles (affleurement 52) fossilisant une terrasse d'érosion (FIG. 52)

- les terrasses F2 (15-20 m). Elles constituent de petites surfaces planes qui bordent les surfaces largement étalées des cônes de première génération (J1) ; raccordées entre elles, elles forment un plan légèrement incliné de 1 à 2 % parallèlement à l'axe de la vallée ; on peut aussi rapporter les terrasses du Plan de l'Eglise et du Haut du Verney (1240 m) (FIG. 52).

- les terrasses F3 (3-5 m) sont présentes sur toute la longueur du bassin. Elles apparaissent au pied des moraines des Fontaignous (1340 m) et se poursuivent de façon continue jusque dans les gorges de l'Esseillon où elles disparaissent sous les Cetières (FIG. 40). Elles portent les villages de Termignon (1300 m) et du Verney (1222 m, FIG. 52). Les cônes de déjection de deuxième génération (J2) se raccordent à ces terrasses F3.

On retrouve dans les alluvions fluviatiles les principaux caractères sédimentologiques et pétrographiques décrits pour les cailloutis de Sollières : bancs horizontaux de sables et de graviers, proportion pétrographique proche de celle de l'Arc. Ces formations sont cependant moins indurées.

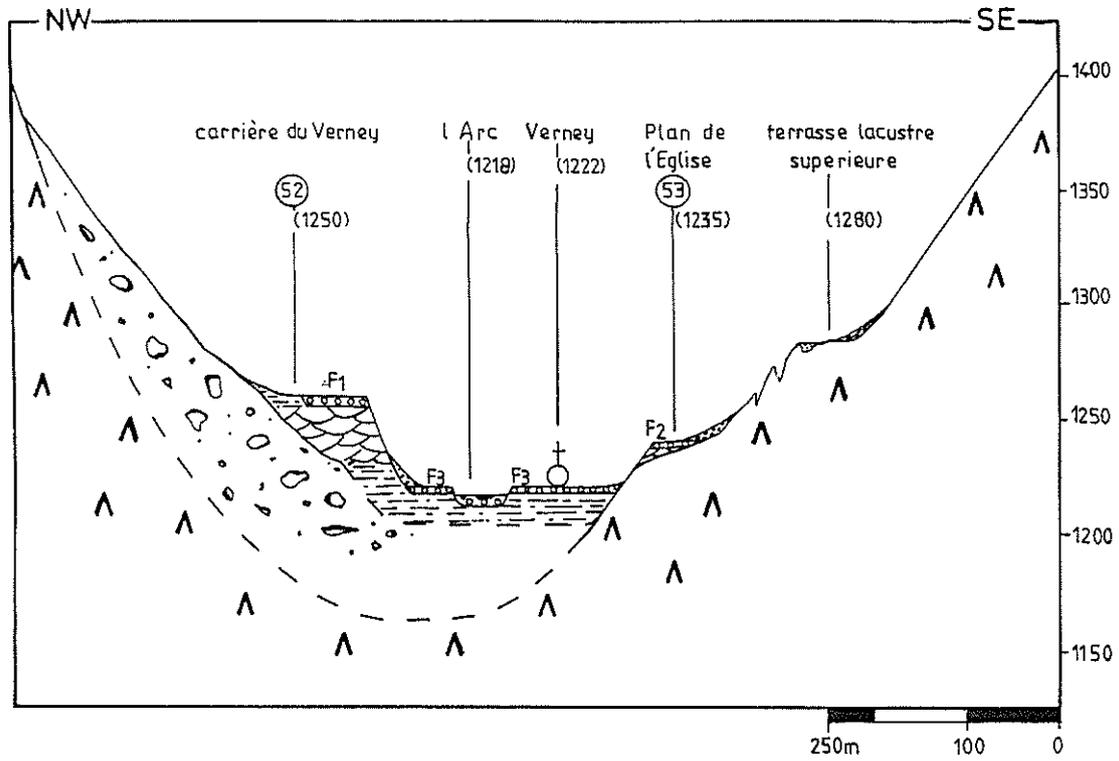


Fig 52 : COUPE TRANSVERSALE DU BASSIN DE BRAMANS-TERMIGNON AU VERNEY
Cf. Légende générale

4.3. Conclusion

Les alluvions fluviatiles résultent de plusieurs phases d'alluvionnement :

- *alluvionnement finilacustre* : l'Arc dépose les cailloutis de Sollières directement sur les alluvions lacustres dans la partie émergée de la vallée

- *alluvionnement postlacustre* : il accompagne l'enfoncement du lit de l'Arc dans les sédiments plus anciens (moraines, dépôts lacustres et cailloutis de Sollières). On distingue trois stades de creusement : le premier (F1), isolé au sommet de la carrière du Verney, marque l'empreinte d'un méandre ancien de l'Arc ; le second stade (F2), plus général, se retrouve dans différents endroits du bassin et se relie aux cônes de déjection J1 ; le troisième stade (F3), visible dans l'ensemble du bassin, représente le stade précédant le stade actuel.

5. Les cônes de déjection

Dans le bassin de Bramans-Termignon, les affluents de l'Arc ont édifié de puissants cônes de déjection. C'est le cas du torrent de Bonne Nuit dont l'influence a déjà été relevée dans les coupes décrites à Sollières (paragraphe 4). Ses alluvions torrentielles ont ennoyé les moraines et recouvrent les cailloutis en amont de Sollières ou les alluvions lacustres en aval.

5.1. Morphologie (FIG. 37)

Les cônes peuvent être coalescents comme ceux d'Ambin et du Saint-Bernard ou juxtaposés, couvrant la base du versant sur plusieurs kilomètres comme en rive droite du Doron ou encore isolés (Bonne Nuit, Envers, Chatel, Villeneuve).

Ils sont le plus souvent emboîtés, désignant ainsi deux phases d'alluvionnement ; c'est le cas des ruisseaux de Bonne Nuit, du Chatel, de Villeneuve ; les surfaces supérieures forment l'essentiel des hautes terrasses de l'Arc de 10-20 m ; les surfaces inférieures sont reliées aux basses terrasses fluviatiles de 3-5 m. On observe une troisième phase pour les cônes d'Ambin-Saint-Bernard et de l'Envers. Le cône de l'Envers a été décrit par les géographes (P. GIRARDIN, 1910, Y. BRAVARD & A. MARNEZY, 1982) et présente :

- un niveau supérieur (J1) long de 500 m qui porte l'aérodrome de Sollières (1290)

- un niveau intermédiaire (J2) sur lequel est bâti le village de l'Envers (1285)

- un niveau inférieur (J3), le cône de déjection actuel occupé par le camping et relié au lit majeur de l'Arc.

5.2. Analyse sédimentaire

Les cônes sont composés par une alternance de niveaux de graviers et de sables interrompus ou surmontés par des coulées boueuses à blocs témoignant des épisodes de crues.

La pétrographie des éléments, blocs et galets, est fonction de la lithologie des bassins versants :

- micaschistes calcaires et dolomies dominant dans les affluents rive droite du Doron

- gypses et cargneules abondent dans les ruisseaux d'Envers et du Chatel

- schistes lustrés pour le ruisseau de Saint-Bernard

- gneiss et gypses dans le torrent d'Ambin.

La matrice est claire, abondante et indurée lorsque les cours d'eau traversent les gypses, sableuse pour les affluents du Doron, sabloargileuse pour le ruisseau de Saint-Bernard.

5.3. Conclusion

Les apports latéraux ont perduré au cours de l'alluvionnement de la vallée par l'Arc. Leur présence est déjà notable dans les cailloutis de Sollières.

A l'arrêt de la sédimentation fluviale, alors que l'Arc creusait les dépôts antérieurs (cailloutis de Sollières et dépôts de delta), les apports latéraux continuaient à parvenir dans le bassin. Les torrents locaux sont alors devenus les principaux agents sédimentaires du bassin, établissant deux niveaux de cônes, signalant deux épisodes sédimentaires repérables dans l'ensemble du bassin :

- la mise en place des cônes de première génération s'est produite alors que l'Arc coulait à 10-15 m au-dessus de son lit actuel. Ce niveau d'érosion correspondant au système des terrasses fluviales F2 auquel on peut raccorder les terrasses du Plan de l'Eglise et du Haut du Verney (+ 15 m). Sa construction est bien sûr postérieure au dépôt des alluvions fluviales supérieures de la carrière du Verney (+ 30 m).

- les cônes de deuxième génération sont reliés au système des terrasses fluviatiles F2, marquant un niveau d'érosion de l'Arc dans les alluvions lacustres et les cailloutis et situé à 3-5 m au-dessus du lit actuel.

- les cônes de troisième génération, plus rares et de dimensions plus modestes (Envers, Ambin) sont encore actifs et se rattachent au cours actuel de l'Arc.

L'activité actuelle des cônes est réduite. Cependant, le faible débit des cours d'eau latéraux est parfois amplifié à la suite de conditions climatiques particulières : pluies abondantes, fonte d'un épais manteau nival ; ce sont alors des crues souvent spectaculaires dont les principales furent répertoriées par P. GIRARDIN (1910) : ainsi le cône du Torrent de l'Envers a pu s'étendre jusqu'à rejoindre celui de Bonne Nuit, barrer la vallée et former un lac de plusieurs hectares dont la brusque vidange créa de véritables catastrophes (destruction d'habitations, de ponts, de routes) ; ces crues ont marqué l'histoire régionale au fil des siècles (1759, 1866, 1908). M. JAIL (1975) décrit la crue la plus récente du ruisseau du Saint-Bernard qui obstrua le lit du ruisseau d'Ambin ; l'eau circulait à travers les gypses et alimentait un lac dans le village du Verney.

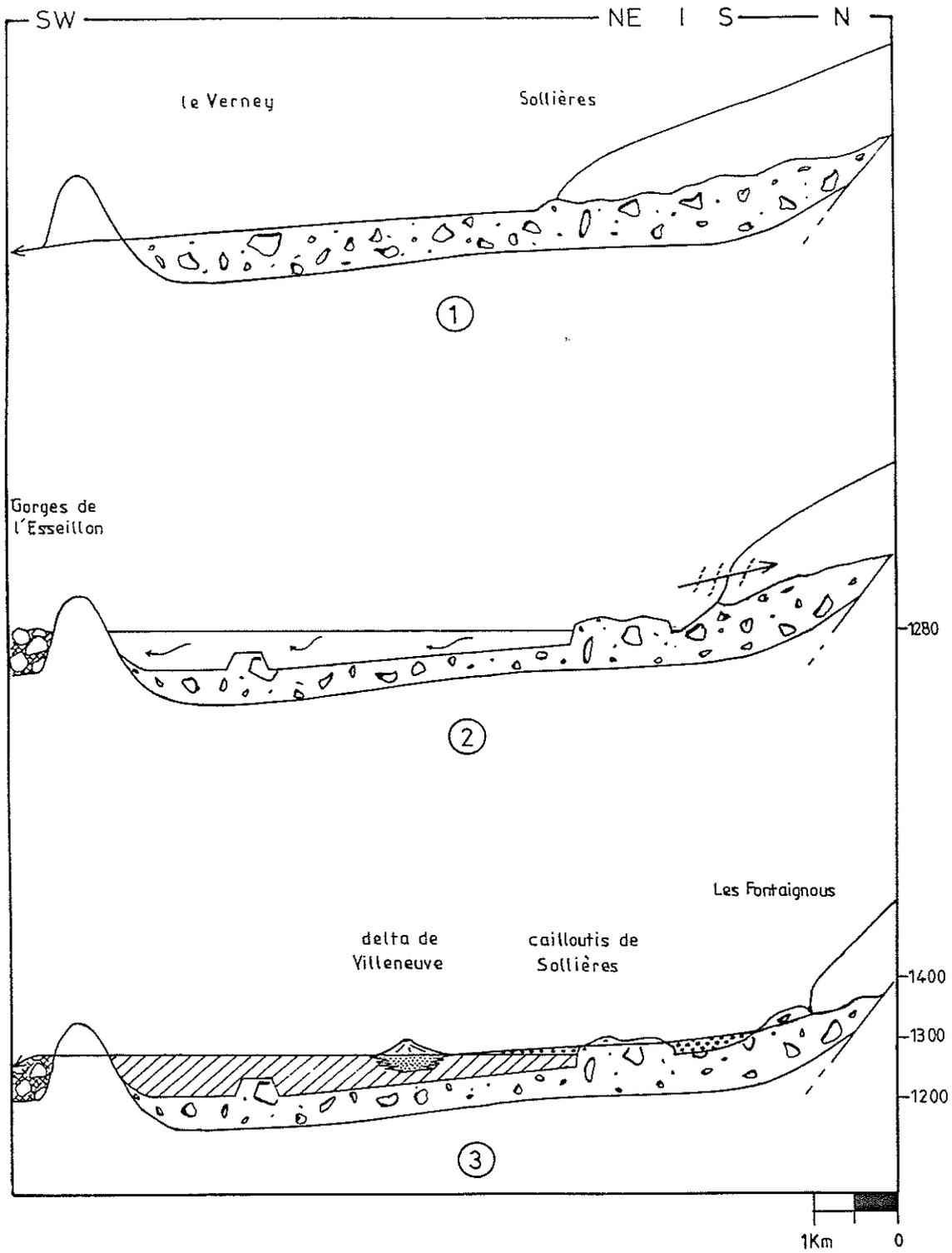
Actuellement, l'effet de ces crues est minimisé par la régulation des débits (prise d'eau, barrage, pompage) et la mise en place d'ouvrages de protection (canaux, évacuateurs, digues). La dernière crue importante est celle du ruisseau du Bandy au printemps 1987 qui engendra une importante coulée de boue arrachant tous les arbres sur son passage avant d'atteindre le lit du Doron 1 km en amont de Termignon.

6. Les formations de pente

Les éboulis sont bien représentés en dehors des versants gypseux : éboulis calcaires au Chatel, micaschisteux dans la vallée du Doron, de gneiss et de schistes lustrés dans le massif d'Ambin.

Les gypses engendrent des *écroulements* et des *glissements* : c'est le cas au débouché de la vallée d'Ambin et autour du verrou de Bramans où des blocs de gypses se détachent régulièrement du versant et traversent la route nationale.

Les avalanches sont moins fréquentes que dans les bassins plus élevés de Lanslebourg et de Bessans. Entre le Chatelard et Sollières, des cônes d'avalanches apparaissent à la base de chaque talweg, avec des blocs de plusieurs mètres cubes, comme ceux qui jonchent les prés rive droite du Doron (cône du Pisset).



- 1 Stationnement de Sollières
- 2 Début de l'épisode lacustre du Verney
- 3 Fin de l'épisode lacustre et Stationnement des Fontaignous

Fig 53 : EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE DU BASSIN DE BRAMANS-TERMIGNON

V - SYNTHESE PALEOGEOGRAPHIQUE DU BASSIN DE BRAMANS-TERMIGNON

On retrouve dans le bassin de Bramans-Termignon des formations analogues à celles rencontrées dans les bassins de Lanslebourg et Bessans : moraines, alluvions lacustres, fluviales et torrentielles, formations de pente. A partir de leur observation, il a été possible de reconstituer plusieurs phases sédimentaires glaciaires, lacustres, fluviales et torrentielles.

Episode glaciaire : au cours de l'occupation glaciaire le bassin de Bramans-Termignon est envoyé par le glacier de l'Arc et les deux glaciers affluents d'Ambin et du Doron. De cette époque, subsistent les moraines latérales (placages morainiques) et diverses formes d'érosion affectant le fond ou les versants de l'auge.

Le retrait glaciaire (FIG. 53, 1 à 3) est marqué par le recul indépendant du glacier de l'Arc et du Doron, l'étude pétrographique des moraines a montré qu'à un moment le glacier du Doron occupait seul la partie du bassin située en amont de Sollières. Le glacier de l'Arc devait alors déjà être retiré dans le bassin de Lanslebourg.

On distingue dans le bassin de Bramans-Termignon deux stationnements du glacier du Doron au cours de son retrait :

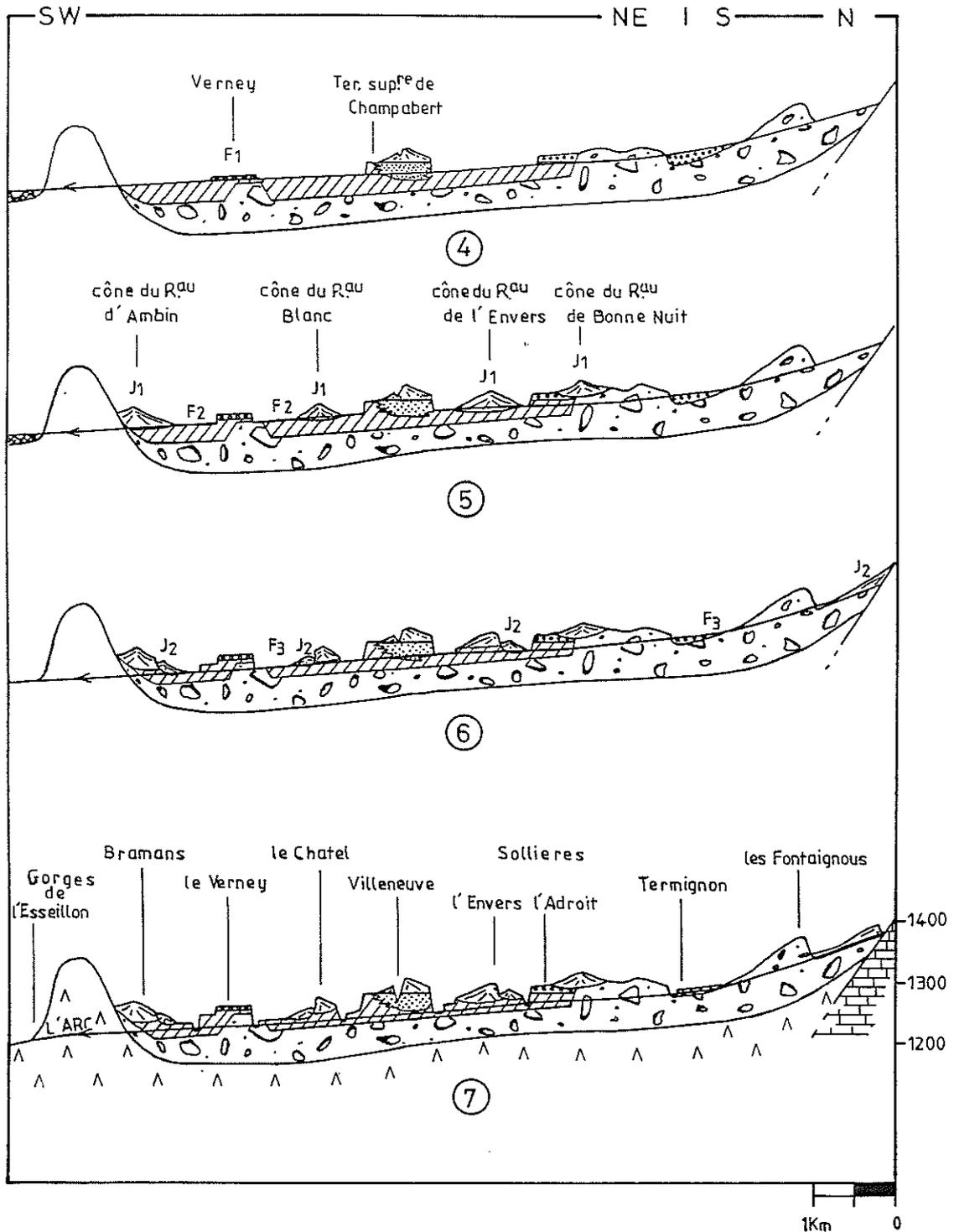
- *le premier à Sollières 1* : le front du glacier se situe aux environs de Sollières, en aval les eaux de fonte évacuent une partie des moraines. Le glacier d'Ambin n'occupait plus la vallée de l'Arc et reculait vers ses sources. Dans cette position, le glacier du Doron barre au niveau du gradin-verrou du Barrioz la vallée de Lanslebourg où se forme le lac de Lanslebourg (Cf Chapitre deuxième).

- *le deuxième aux Fontaignous 3*, dans la limite amont du bassin. Les eaux de l'Arc, alors libérées, et celles du Doron creusent leur lit dans les moraines de Sollières dont il subsiste les vastes plateaux dominant les cours actuels de l'Arc et du Doron.

C'est vraisemblablement pendant le retrait glaciaire que les gorges étroites de l'Esseillon furent obstruées de matériaux divers, blocs de gypses, moraines et alluvions grossières amenées au cours d'une embâcle torrentielle.

Episode lacustre 2 et 3. La retenue est colmatée par le delta de l'Arc qui prograde vers le Sud. Les apports des cours d'eau latéraux se mêlent à ceux de l'Arc et engendrent à Villeneuve la formation d'un delta local.

Le lac est entièrement comblé à la cote 1280. Sur les alluvions lacustres se déposent les cailloutis de Sollières qui correspondent à l'alluvionnement fluviale terminal.



4 5 6 Façonnement des terrasses d'érosion et cônes de déjection

7 Etat actuel

Fig 54 : EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE DU BASSIN DE BRAMANS-TERMIGNON

Cf. Légende générale

Erosion, façonnement des terrasses et cônes de déjection. La période qui succède à l'épisode lacustre est essentiellement une phase d'érosion : érosion linéaire par l'Arc dont l'enfoncement progressif s'accompagne du façonnement de terrasses résiduelles, sculptées dans les alluvions lacustres et fluviatiles. Il a été distingué 3 systèmes principaux de terrasses d'érosion étagées entre le niveau des terrasses supérieures (beines d'érosion ou de sédimentation) et le niveau du lit actuel de l'Arc.

- la terrasse F1 visible dans la carrière du Verney (FIG. 54, 4) montrant que l'Arc, à cet endroit, se situait 30 m au-dessus du lit actuel

- les terrasses F2 5, correspondant à un tracé de l'Arc allant de 10 m (Sollières) à 15 m (Verney) au-dessus du lit actuel. C'est à ce niveau de terrasses que se raccordent les cônes de première génération (J1)

- les terrasses F3 6, situées 3 à 5 m au-dessus du lit actuel auxquelles se raccordent les cônes J2.

Dans la partie septentrionale du bassin (vallée terminale du Doron), le niveau de l'Arc a peu varié ; la sédimentation lacustre et fluviatile est absente dans ce secteur où l'on ne reconnaît que le niveau F3 et un cône J2.

Dans l'état actuel 7, on observe la poursuite de l'érosion linéaire de l'Arc. Les cours d'eau locaux donnent des cônes de troisième génération, Ambin, Envers résultant de crues torrentielles historiques.

Les formations de pente sont abondantes et de natures variées : cônes d'éboulis, d'avalanches, écroulement de gypses.

CHAPITRE IV - ANALYSE SEDIMENTOLOGIQUE

Alluvions deltaïques

* Bassin de Bessans

- 3 delta d'Averole près de l'émissaire
- 4 delta d'Averole (foyer de ski de fond)
- 6 delta d'Averole contre le vallum morainique aval
- 7 delta d'Averole à Bessans
- 8 delta d'Averole en amont de Bessans
- 9 delta d'Averole en aval du vallum morainique aval
- 11a delta du Ribon - base de la coupe sur la fig. 21
- 11b delta du Ribon - milieu de la coupe sur la fig. 21
- 13a delta du Ribon - Plan du Ribon

* Bassin de Lanslebourg

- 21 carrière des Contamines niveau argileux
- 22 carrière des Contamines sables de la terrasse supérieure
- 23 argiles en aval de la carrière des Contamines
- 24a sous le Mélezert (rive gauche de l'Arc) : sables
- 24b sous le Mélezert : silts

* Bassin de Bramans-Termignon

- 52 Carrière du Verney :
- b : base de la coupe 4 sur la fig. 45
- e : argile de fond base de la coupe 6 sur la fig. 45
- f : silts sommitaux coupe 1 sur la fig. 45
- g : sables à la base de la coupe 2 sur la fig. 45

- 54 Haut du Verney
- 56 l'Adroit : base de la coupe sous la chapelle

Alluvions torrentielles

- 13 b coupe du Plan de Ribon, niveau sommital (bassin de Bessans)
- 28 coupe du cône du Platre, niveau sommital (bassin de Lanslebourg)
- 55 coupe de Villeneuve, niveau sommital (bassin de Bramans-Termignon)

Moraines

- 15 formation de base à galets (bassin de Bessans)
- 33 bois de Pramaria (bassin de Lanslebourg)
- 41 Sollières (bassin de Bramans-Termignon)

Alluvions fluviatiles

- 26 base de la coupe du Mollard, cailloutis de Lanslebourg
- 58 milieu de la coupe de Sollières, cailloutis de Sollières

Dépôts gravitaires

- Ecroulement : Gorges de la Madeleine (bassin de Bessans)
- Coulée de boue de l'Arcelle : rive gauche de l'Arc (Bassin de Lanslebourg)

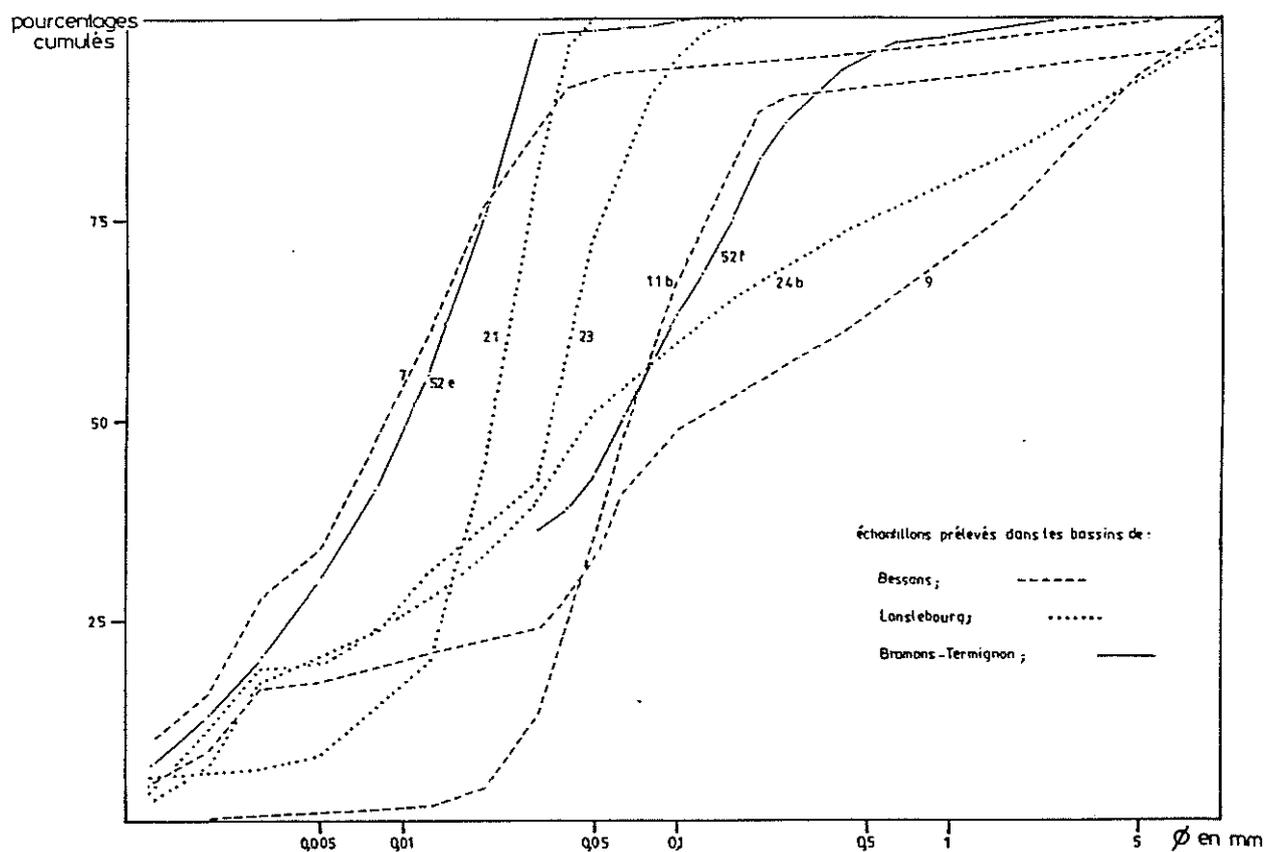


Fig 55 : ANALYSE GRANULOMETRIQUE DES ALLUVIONS DELTAIQUES SABLEUSES

N.B. Ces analyses sont la résultante d'un tamissage pour la partie sableuse et d'une densimétrie pour la partie lutitique d'où la présence possible sur les courbes d'un palier artificiel situé entre 10 et 40 μ m. Pour cette raison, les $Q_{d\phi}$ de ces sédiments ne sont pas représentatifs et n'ont pas été reportés dans le tableau de la figure 57.

Certains éléments de l'analyse sédimentologique ont déjà été utilisés dans les chapitres précédents : comptages pétrographiques, mesures de l'inclinaison des galets et des lits, étude des figures sédimentaires.

Le présent chapitre discute les résultats obtenus en laboratoire. Son but est de compléter l'analyse sédimentaire des formations quaternaires rencontrées dans les bassins de Bessans, Lanslebourg, Bramans-Termignon, en insistant sur leurs différences granulométriques, morphoscopiques ou morphométriques.

I- GRANULOMETRIE (A. RIVIERE, 1977)

1. Méthode

Trois méthodes ont été utilisées en fonction des dimensions des éléments à analyser :

- Pour les sédiments dont la fraction en éléments de diamètre supérieur à 10 μm est importante (> 25 %), a été pratiquée in situ la méthode linéaire. Elle concerne en particulier les dépôts torrentiels, morainiques, gravitaires.

- La fraction comprise entre 10 μm et 40 μm (matrice des conglomérats et alluvions sablo-graveleuses) a été analysée par tamisage avec une série de tamis AFNOR.

- Enfin, la fraction fine (<40 μm) a été analysée par densimétrie. Celle-ci s'applique aux échantillons dont au moins 25 % des éléments se répartissent dans des classes inférieures à 40 μm (moraines, sables fins) et aux limons lacustres (silts, argiles).

Ces trois méthodes sont complémentaires et permettent d'obtenir une granulométrie complète des formations.

2. Représentation des résultats

Les résultats sont présentés sous forme de courbes de pourcentages cumulés (Fig. 55, 56 et 58).

Ces courbes permettent de calculer les principaux fractiles (Q_1 , Q_2 , Q_3) et divers indices : Sorting Index de Trask (S_0), $QD\phi$ de Krumbein, Hétérométrie de Cailleux (H_e), asymétrie de Trask (S). L'ensemble est groupé en deux tableaux (Fig. 57 et 59). Les échantillons sont marqués par les numéros d'affleurements portés sur les figures 3, 18, 20, 22, 25 et 37.

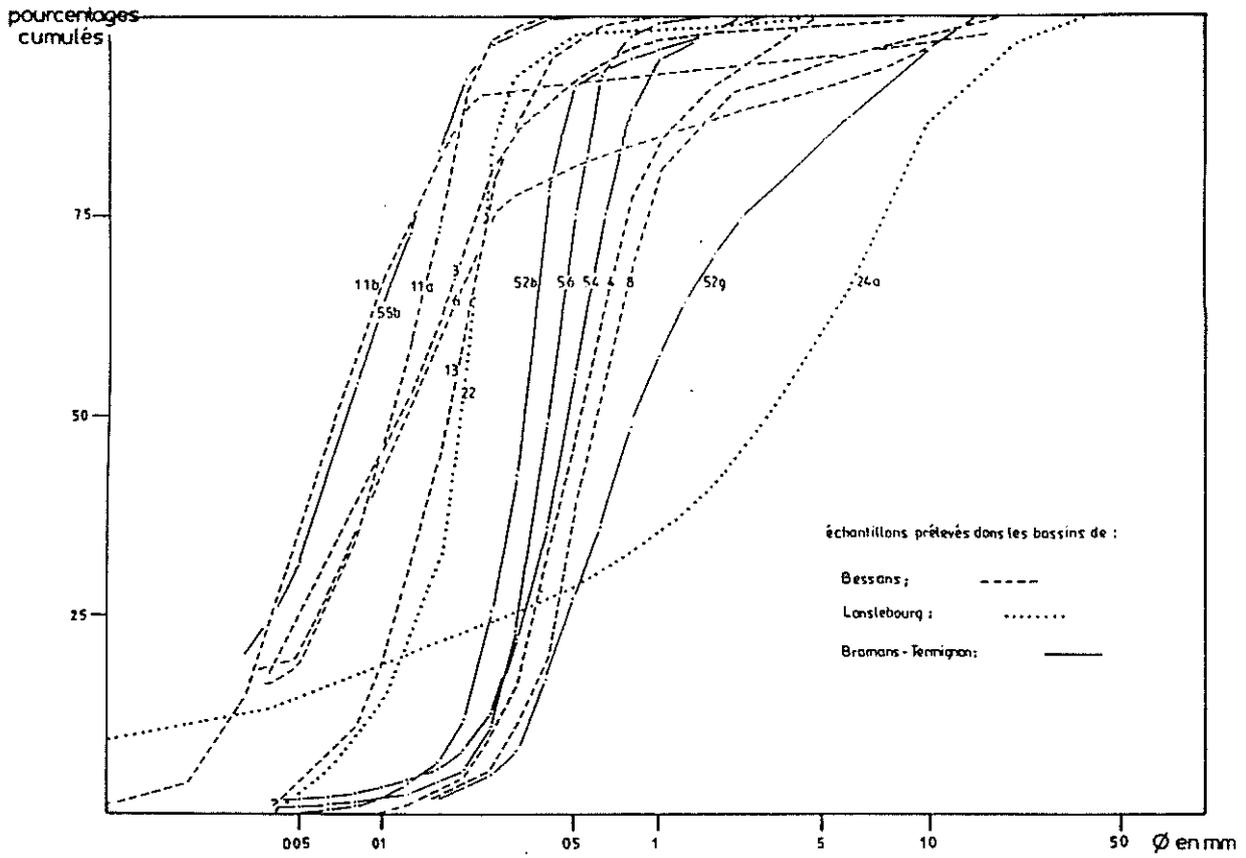


Fig 56 : ANALYSE GRANULOMETRIQUE DES ALLUVIONS DELTAIQUES SABLO-SILTEUSES

3. Interprétation

Les sédiments sont classés en deux groupes de faciès : le faciès des alluvions deltaïques, composées de limons et de sables et le faciès des dépôts torrentiels, morainiques et gravitaires rassemblant graviers, galets et blocs.

3.1. Alluvions deltaïques (FIG. 55 ET 56 ET TABLEAU 57)

Elles sont caractérisées par :

1°) *des courbes redressées* correspondant à de faibles valeurs des indices d'hétérométrie et de "sorting" ($Qd\bar{\phi}$ et $He < 1$, $So < 2,5$) : le sédiment est donc assez bien classé.

Les courbes granulométriques des sédiments deltaïques sablo-silteux (FIG. 56) comportent un palier artificiel non représentatif du mode de dépôt final ; mais de part et d'autre de ce palier, les courbes sont assez bien redressées et correspondent à un assez bon classement.

Cependant, les échantillons 24a et 24b (alluvions lacustres de Lanslebourg, rive gauche) présentent un mauvais classement : ils proviennent d'un affleurement glissé au sein duquel se sont produits des mélanges.

La même aventure est arrivée à l'affleurement 9, disposé contre la surface aval des moraines du Villaron et sapé à la base par le lit actuel de l'Arc.

2°) *L'indice d'asymétrie* (skewness de Trask) : la plupart des échantillons présentent des valeurs de S inférieures à 1 (asymétrie dite négative) : la fraction fine est déficitaire. Ils correspondent à des sédiments déposés par des chasses d'eaux successives puis débarrassés de leurs parties fines par le courant devenu moins turbulent. Ces valeurs "négatives" de l'indice d'asymétrie des alluvions deltaïques sous lacustres, souvent éloignées des zones d'apport, soulignent le régime de crues lié au contexte proglaciaire ou périglaciaire des dépôts.

Quelques échantillons présentent une valeur de S voisine de 1. Ils correspondent à des dépôts de courant tractifs, non remaniés : les sédiments se sont déposés par excès de charge à la suite d'une diminution de la compétence du courant. C'est particulièrement le cas à l'embouchure d'un lac comme le souligne l'échantillon 3 déposé par le torrent d'Averole à l'entrée du lac de Bessans et l'échantillon 56 déposé par l'Arc à l'entrée du lac de Bramans-Termignon (Adroit).

Les échantillons 24b, 9 et 52g présentent une valeur de S supérieure à 1 (asymétrie dite positive). Ils correspondent à des sédiments enrichis en fractions fines après leur dépôt. Les échantillons 9 et 24b

| N° | Q ₁ | Q ₂ | Q ₃ | So | He | Qd ϕ | S |
|-----|----------------|----------------|----------------|------|------|-----------|------|
| 3 | 0.36 | 0.52 | 0.75 | 1.47 | 0.55 | 1.4 | 1.02 |
| 4 | 0.05 | 0.11 | 0.22 | 2.08 | 0.9 | 0.55 | 0.82 |
| 6 | 0.06 | 0.12 | 0.27 | 2.06 | 1.05 | 1.05 | 0.96 |
| 7 | 0.0085 | 0.0085 | 0.02 | 2.82 | 1.23 | 1.45 | 0.74 |
| 8 | 0.425 | 0.59 | 0.90 | 1.45 | 0.48 | 0.55 | 1.09 |
| 9 | 0.034 | 0.11 | 1.55 | 6.75 | 1.72 | | 4.35 |
| 11a | 0.06 | 0.11 | 0.16 | 1.65 | 0.55 | 0.8 | 0.85 |
| 11b | 0.03 | 0.067 | 0.125 | 2.04 | 0.76 | 0.97 | 0.83 |
| 13a | 0.11 | 0.17 | 0.24 | 1.45 | 0.5 | | 0.91 |
| 21 | 0.015 | 0.021 | 0.03 | 1.41 | 0.45 | 0.49 | 0.82 |
| 22 | 0.135 | 0.18 | 0.23 | 1.30 | 0.25 | 0.38 | 0.92 |
| 23 | 0.09 | 0.035 | 0.054 | 2.45 | 0.58 | | 0.4 |
| 24a | 0.26 | 2.49 | 5.73 | 4.64 | 1.2 | 2.2 | 0.24 |
| 24b | 0.0092 | 0.042 | 0.525 | 7.5 | 3.60 | | 2.74 |
| 52b | 0.25 | 0.33 | 0.38 | 1.23 | 0.25 | 0.32 | 0.9 |
| 52e | 0.004 | 0.01 | 0.02 | 2.24 | 0.65 | 1.16 | 0.8 |
| 52f | | 0.062 | 0.16 | | 1.35 | | |
| 52g | 0.48 | 0.83 | 2.02 | 2.06 | 0.85 | 1.04 | 1.39 |
| 54 | 0.33 | 0.47 | 0.62 | 1.37 | 0.45 | 0.5 | 0.93 |
| 55b | 0.04 | 0.073 | 0.13 | 1.8 | 0.85 | 0.85 | 0.3 |
| 56 | 0.32 | 0.41 | 0.5 | 1.25 | 0.3 | 0.32 | 0.97 |

Fig 57 : TABLEAU DES FRACTILES ET DES PRINCIPAUX
INDICES DES ALLUVIONS DELTAIQUES

- Q Diamètre des particules en dessous duquel 25% de l'échantillon est représenté par des éléments plus fins
- Q Médiane
- Q Diamètre des particules en dessous duquel 75% de l'échantillon est représenté par des éléments plus fins
- So Sorting Index de Trask
- He Hétérométrie de cailleux
- Qd ϕ Indice de classement de Krumbein
- S Asymétrie (Skewness) de Trask

ont, nous venons de le voir, subi après leur dépôt un accident responsable de cet enrichissement en parties fines. L'asymétrie positive des sables de l'affleurement 52g jointe à la régularité de la courbe granulométrique et à la géométrie du dépôt (sommet de la carrière du Verney) renforce l'hypothèse d'une différenciation latérale des dépôts lacustres dans le bassin de Bramans-Termignon (Chapitre III)

Ces sables couronnés par des silts 52f se sont donc déposés sur les bords du bassin dans une zone calme éloignée du courant principal plus turbulent comme le montre l'asymétrie négative des autres dépôts lacustres prélevés dans le bassin de Bramans-Termignon.

3.2. Les dépôts torrentiels, morainiques et gravitaires (Fig. 58 et 59)

1) La plupart des courbes sont étalées et correspondent à des sédiments mal classés (So, Qd \ddot{q} et He élevés) à des dépôts peu évolués représentatifs des faciès morainiques (33, 41), torrentiels (55a, 28, 29, 13b et 15) et gravitaires (coulée de l'Arcelle, écroulement).

Les échantillons 58, 26 présentent des courbes et des indices conformes à un meilleur classement, à torrentialité peu marquée ; ils appartiennent aux formations des cailloutis et se distinguent nettement des autres apports torrentiels.

2) L'asymétrie est variable : elle est franchement négative (<1) pour les apports torrentiels et se rapproche de 1 pour les formations des cailloutis de l'Arc. Le fort gradient de turbulence des premiers évoque une mise en place par chasses d'eaux successives (crues), ayant engendré des laves torrentielles ; les seconds ont été déposés par des courants à gradient de turbulence plus faible (nappe alluviale).

Quant aux moraines, leur position influe directement sur l'asymétrie : elle est positive pour les moraines de fond (41 : Sollières) et négative pour les placages morainiques latéraux (33 : Lanslebourg) qui sont exposés aux remaniements de versant (solifluctions, glissements, ruissellements).

Remarques :

- l'échantillon prélevé dans la coulée de boue récente de l'Arcelle Neuve (1983) a conservé sans modification les indices des placages morainiques dans lesquels cette coulée s'est installée (So et He élevés, S très faible).

- l'échantillon 15 a été prélevé dans des niveaux sableux de la moraine dite "formation de base à galets" des gorges de la Madeleine ; son analyse granulométrique le classe nettement parmi les dépôts torrentiels. Cela souligne ainsi l'existence du torrent sous glaciaire du glacier de l'Arc.

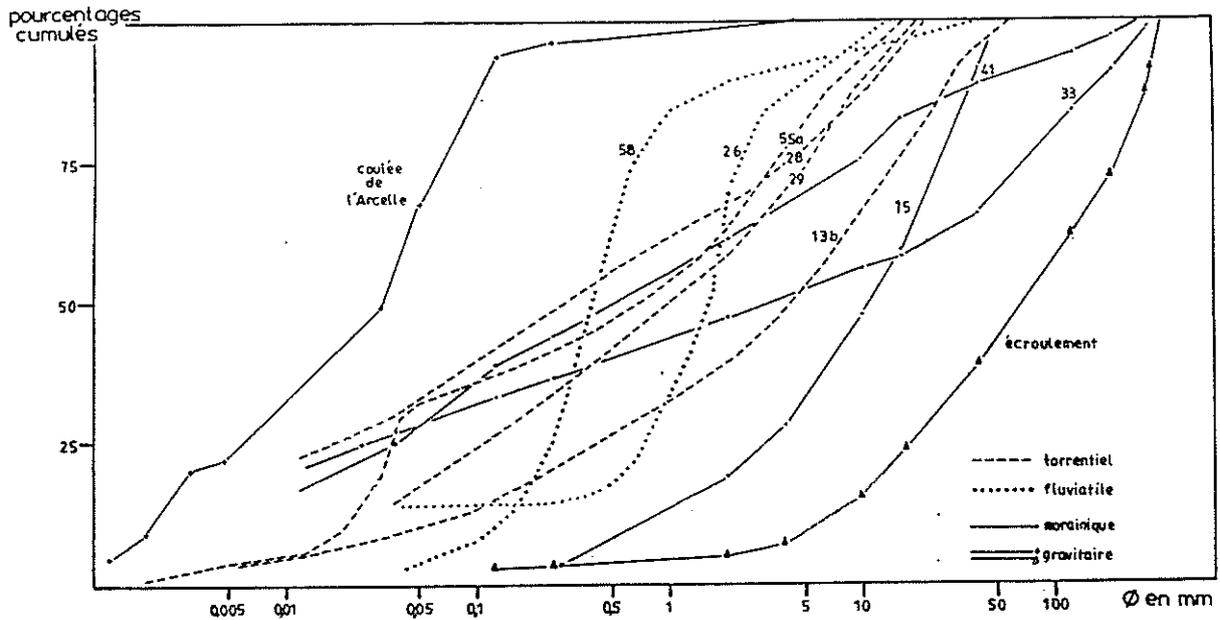


Fig 58 : ANALYSE GRANULOMETRIQUE DE DEPOTS TORRENTIELS, MORAINIQUES ET GRAVITAIRES

| N° | Q ₁ | Q ₂ | Q ₃ | So | He | Qd ϕ | S |
|-----|----------------|----------------|----------------|-------|------|-----------|-------|
| 13b | 4.2 | 4.4 | 15.4 | 6.05 | 1.45 | 2.9 | 0.33 |
| 15 | 3.3 | 10.5 | 25 | 2.75 | 1.25 | 0.33 | 0.74 |
| Ic | 17 | 65 | 215 | 2.55 | 1.8 | 1.35 | 0.86 |
| 26 | 0.71 | 1.57 | 2.14 | 1.73 | 0.5 | 0.8 | 0.62 |
| 28 | 0.019 | 0.3 | 4,2 | 14,87 | 2.3 | 3.89 | 0.89 |
| 29 | 0.105 | 1 | 5.2 | 7,04 | 2 | 2.8 | 0.546 |
| 33 | 0.025 | 3.3 | 91 | 60.33 | 2.25 | 5.7 | 0.21 |
| 41 | 0.005 | 0.0325 | 0.063 | 3.54 | 10 | 1.82 | 0.13 |
| 41 | 0.037 | 0.55 | 9.5 | 16.02 | 3.8 | 4 | 1.16 |
| 55a | 0.035 | 0.725 | 3.5 | 10 | 1.93 | 3.32 | 0.28 |
| 58 | 0.24 | 0.39 | 0.63 | 1.62 | 0.6 | 0.7 | 0.98 |

Q Diamètre des particules au dessous duquel 25% de l'échantillon est représenté par des éléments plus fins

Q Médiane

Q Diamètre des particules au dessous duquel 75% de l'échantillon est représenté par des éléments plus fins

So Sorting Index de Trask

He Hétérométrie de Cailleux

Qd ϕ Indice de classement de Krumbein

S Asymétrie (Skewness) de Trask

Fig 59 : TABLEAU DES FRACTILES ET DES PRINCIPAUX INDICES DES DEPOTS TORRENTIELS, MORAINIQUES ET GRAVITAIRES

4. Conclusion sur la granulométrie

L'analyse granulométrique confirme les interprétations concernant le milieu et l'agent de dépôt final des formations présentées dans les chapitres précédents.

Elle met en évidence la forte intensité des courants sous lacustres liés à un régime de crues.

Elle permet une nette distinction entre les alluvions deltaïques sous lacustres, les cailloutis de l'Arc et les formations torrentielles de ses affluents.

Elle révèle les phénomènes de remaniement dans la moraine et les alluvions qui les surmontent.

II - MORPHOSCOPIE DES SABLES : EXOSCOPIE

1. Méthode

Elle fut pratiquée à l'aide du microscope électronique à balayage de l'Université Claude Bernard de Lyon (Institut des Sciences de la Terre).

La fraction sélectionnée est comprise entre 0,05 et 0,63 mm et est divisée en trois lots : 0,05/0,3 - 0,3/0,5 - 0,5/0,63 mm

Trois échantillons ont été choisis, caractéristiques des trois formations principales rencontrées sur le terrain :

morainiques : affleurement 33
 fluviatiles : affleurement 29
 deltaïques : affleurement 52g

2. Interprétation (d'après L. LE RIBAUT, 1977)

2.1. Moraines

Grains non usés, irréguliers à triangulaires, aux reliefs tourmentés (PLANCHE X, O et P).

Ils sont affectés de cassures conchoïdales très fraîches sans gradient de polissage et de figures de cisaillement en marches d'escalier (PLANCHE X, Q et R).

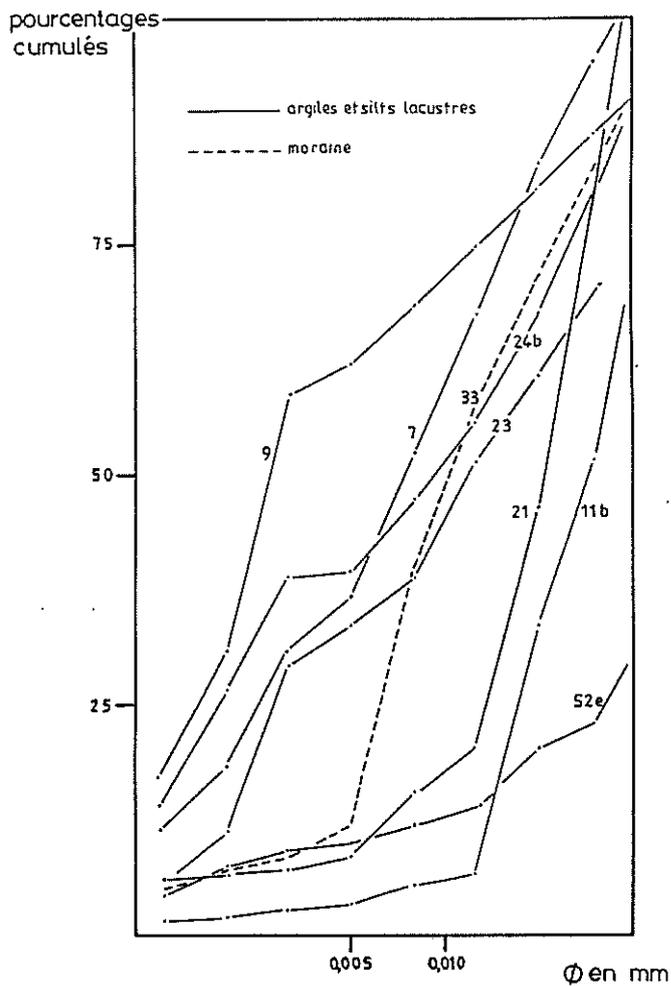


Fig 60 : ANALYSE GRANULOMETRIQUE DE LA PARTIE LUTITIQUE DES SEDIMENTS PAR DENSIMETRIE

| Nature des N° des argiles échantillons | Illite | Chlorite | Paragonite | Talc |
|--|--------|----------|------------|------|
| 11 b | + | + | - | + |
| 13 b | + | + | + | - |
| 23 | ++ | ++ | + | + |
| 28 | ++ | + | + | - |
| 33 | ++ | + | + | - |
| 41 | ++ | ++ | + | - |
| 52 e | + | + | + | + |
| 58 | ++ | + | + | - |

Fig 61 : TABLEAU DES RESULTATS DE L'ANALYSE DES ARGILES PAR DIFFRACTOMETRIE X

2.2. Quartz d'alluvions fluviatiles : "Cailloutis de l'Arc"

Les grains sont non usés triangulaires (PLANCHE XI, S), polyédriques (PLANCHE XI, T), certains à coins arrondis (PLANCHE XI, U).

Ils présentent de nombreuses cupules de chocs avec un léger gradient de polissage (PLANCHE XI, V) et quelques figures de cisaillement (PLANCHE XI, W).

2.3. Quartz d'alluvions deltaïques sous lacustres

Les grains sont non usés (PLANCHE XII, X, Y) montrant de grandes cassures. Cependant, ils présentent un gradient de polissage plus élevé que précédemment (PLANCHE XII, Z).

3. Conclusion

L'exoscopie des grains de quartz permet de séparer nettement les formations. Cependant, les quartz des alluvions deltaïques se distinguent mal de ceux des alluvions fluviatiles car leur héritage fluviatile est peu transformé par le dépôt lacustre.

III - ANALYSE DES ARGILES : DENSIMETRIE ET RAYONS X

Certaines courbes densimétriques des dépôts lacustres (7, 9, 34, 24b) présentent un palier situé entre 3 et 5 μm . Il correspond à la séparation entre deux populations (FIG. 60), l'une argileuse déposée par décantation et l'autre silteuse transportée par saltation.

Les autres courbes caractérisent des sédiments essentiellement silteux et pauvres en argiles.

La minéralogie des argiles a été étudiée par diffractométrie X sur les fractions inférieures à 2 μm (FIG. 61) :

- Les *illites* et *chlorites* constituent les minéraux argileux de base, omniprésents dans tous les bassins. Elles proviennent des schistes lustrés, de gneiss et des micaschistes.

- La *Paragonite*, issue des séries métamorphiques environnantes, est bien représentée.

- Enfin, le *Talc*, lié au lessivage des roches vertes, apparaît en quantités variables.

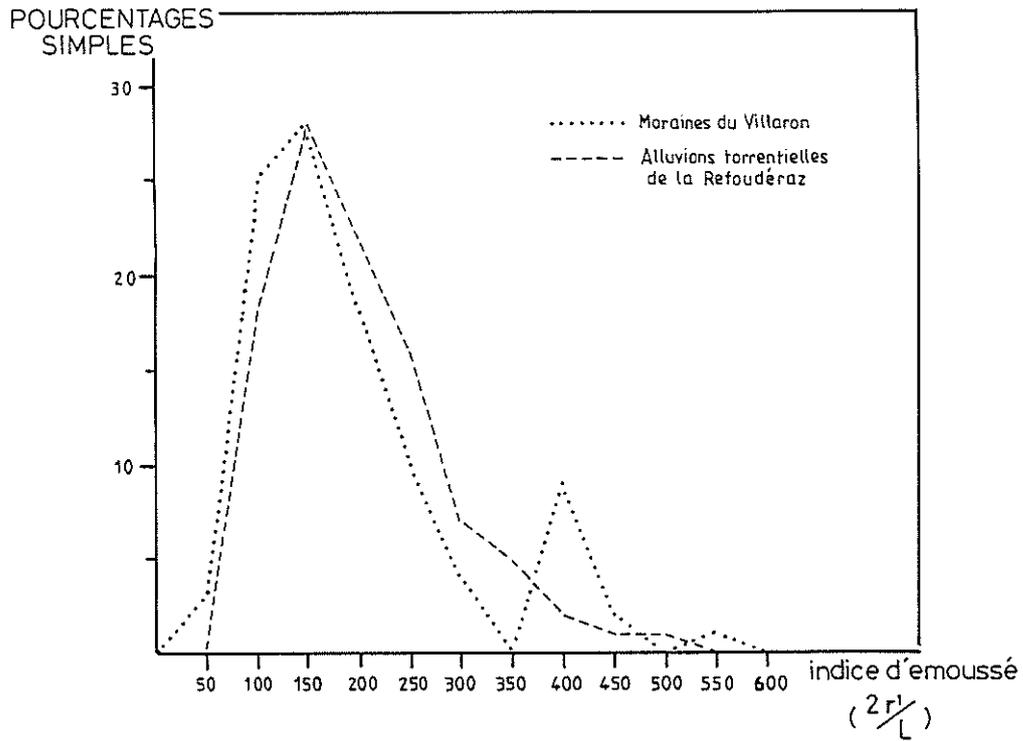


Fig 62 : ANALYSE MORPHOMETRIQUE COMPAREE DES INDICES
D'EMOUSSE DE GALETS PRELEVES DANS UNE MORAINES
ET DANS DES ALLUVIONS TORRENTIELLES

La nature minéralogique des argiles révèle parfaitement la minéralogie des zones d'apports.

IV - MORPHOMETRIE DES GALETS (Indice d'émoissé)

Cette méthode a été utilisée à propos de deux formations caractéristiques (moraine du Villaron, alluvions torrentielles du Ruisseau de la Refouderaz), dont les faciès sont cependant assez similaires : gros blocs disséminés dans une abondante matrice argileuse.

Les résultats rapportés sur un graphique (Fig. 62) comparent l'indice d'émoissé de 100 galets pris dans chacun des dépôts :

- la courbe correspondant aux indices d'émoissés des moraines est bimodale, le mode principal montre un pourcentage important de galets anguleux, le mode secondaire révèle la présence d'un nombre non négligeable de galets arrondis façonnés par les torrents sous glaciaires.

- la courbe des indices d'alluvions torrentielles est unimodale.

Ainsi, bien que les indices d'émoissés soient proches (médianes 140 et 160), l'hétérogénéité du sédiment morainique, soulignée par la forte hétérométrie granulométrique des éléments, se retrouve dans la morphométrie des galets.

CHAPITRE V - SYNTHESE PALEOGEOGRAPHIQUE GENERALE

| | Bassin BRAMANS TERMIGNON | Bassin de LANSLEBOURG | Bassin de BESSANS | | HAUTE VALLE DE L'ARC |
|---------------------------------|--|---|--|--|--|
| Post-glaciaire | Crue du Brandy 1987, de l'Envers 1908, 1866, 1759 | Coulée de l'Arcelle 1933 | Col de la Madeleine | Cuvette de Bessans | Creusement du lit actuel de l'Arc et ⑤ Aménagement de la base des versants |
| | Erosion de basses terrasses et cônes torrentiels de 3ème génération (J3) | Erosion de basses terrasses et cônes torrentiels de rive gauche | Alluvions et éboulis des gorges Alluvions supérieures | Basses terrasses Terrasses Intermédiaires Cônes Averole, Ribor Refouderaz | |
| Tardi-glaciaire | All. des basses terrasses et cônes torrentiels (J2) | All. des basses terrasses et cônes torrentiels (J2) | Eroulement de la Madeleine Cône du Burel | Lac de Bessans | ④ BASSES TERRASSES et CONES DE 2EME GENERATION HAUTES TERRASSES et CONES DE 1ERE GENERATION |
| | All. des hautes terrasses et cônes torrentiels (J1) | All. des hautes terrasses et cônes torrentiels (J1) | Cônes torrentiels ? | | |
| Retrait glaciaire | Stationnement glaciaire des Fontaignous et Cailloutis de Sollières | Cailloutis de Lanslebourg | Stationnement glaciaire du Villaron | | ③ ETAPE DE RETRAIT GLACIAIRE DU VILLARON ET DES FONTAIGNOUS et ALLUVIONNEMENT FLUVIATILE DE L'ARC ② REcul DES FRONTS GLACIAIRES EROSION ET LAC DU VERNEY ① ETAPE DE RETRAIT GLACIAIRE DE LANSLEVILLARD ET DE SOLLIERES |
| | Lac du Verney Erosion mor. de Sollières | Erosion des dépôts lacustres | | | |
| | Stationnement glaciaire de Sollières | Stationnement glaciaire de Lanslevillard et Lac de Lanslebourg | Vallée englacée Formation de base à galets | | |
| OCCUPATION GLACIAIRE..... | | | | | |

En encadré : éléments de corrélation bassin à bassin ; ○ Etape paléogéographique (Fig 64 à 68)

FIG 63 : TABLEAU SYNTHETIQUE DES EPISODES QUATERNAIRES D'EROSION ET DE SEDIMENTATION DES TROIS BASSINS DE LA HAUTE VALLEE DE L'ARC

I - INTRODUCTION

La fig. 63 présente l'ensemble des épisodes d'érosion et de sédimentation survenus dans les trois bassins de la haute vallée de l'Arc.

Ils partent du retrait glaciaire pour aboutir à l'époque actuelle.

Certains événements sont corrélables d'un bassin à l'autre : soit qu'ils présentent des caractères paléogéographiques analogues tels que les stationnements de l'Arc et du Doron ou le dépôt des cônes torrentiels de lère et de 2ème génération ; soit qu'ils sont liés entre eux comme le sont l'écroulement de la Madeleine et le lac de Bessans, le stationnement de Sollières et le lac de Lanslebourg ; soit qu'ils conduisent à des formations identiques dans le cas des cailloutis de Sollières et de Lanslebourg.

Sur le tableau, elles permettent de rapprocher les synthèses paléogéographiques des 3 bassins et de proposer une synthèse paléogéographique générale, étendue à toute la haute vallée de l'Arc.

On distingue donc 5 étapes paléogéographiques qui conduisent de l'occupation glaciaire à l'époque actuelle :

- 1. Stationnement de Lanslevillard-Sollières
- 2. Recul des fronts glaciaires de l'Arc et du Doron dans les bassins de Bessans et de Bramans-Termignon
- 3. Stationnements du Villaron et des Fontaignous
- 4. Les hautes terrasses et les cônes de première génération ; les basses terrasses et les cônes de 2ème génération ; l'épisode lacustre du bassin de Bessans
- le post-glaciaire: Le creusement du lit de l'Arc ; aménagement de la base des versants

II - L'OCCUPATION GLACIAIRE

Au cours des grandes glaciations, les bassins de Bessans, de Lanslebourg et de Bramans-Termignon étaient entièrement occupés par le glacier de l'Arc. Il prenait sa source dans le massif des Levanna à l'Est de Bonneval et était alimenté au long de son parcours par de nombreux glaciers de cirques dont certains subsistent encore.

Dans le bassin de Bessans, ses principaux affluents

étaient les glaciers "d'Avérole et du Ribon" ; dans le bassin de Lanslebourg, le glacier de l'Arc transfluait vers les glaciers italiens par le Col du Mont-Cenis (H. ONDE, 1938) ; dans le bassin de Bramans-Termignon, il franchissait le gradin-verrou du Barrioz pour rejoindre le glacier du Doron puis recevait le glacier d'Ambin.

H. ONDE (1938) fixe l'épaisseur de glace à 600 mètres aux abords de Bonneval (l'Ecot) et à plus de 600 mètres à Lanslebourg ; il s'appuie pour cela sur la morphologie des versants, replats, ruptures de pente, amorce d'auges et compare la vallée, durant les grandes glaciations, à un "lac de glaces" d'où émergent quelques crêtes culminant à 2500 et 3000 m.

Les témoins de l'occupation glaciaire - morphologie d'érosion glaciaire, dépôts morainiques - sont nombreux.

1. L'érosion glaciaire

Dans le bassin de Bessans, l'auge du glacier de l'Arc, taillée dans un substrat homogène, montre un profil régulier ; elle devient dissymétrique dans le bassin de Lanslebourg où la pente de son versant sud s'adoucit du fait de la transfluence du Mont-Cenis ; très étroite en aval de Lanslebourg, la vallée s'élargit dans le bassin de Bramans-Termignon où le glacier de l'Arc circulait principalement dans les gypses.

En fond de vallée, on note la présence de verrous : verrou de serpentine du Rocher du Château, gradin-verrou du Barrioz au contact gypses-schistes lustrés, verrou des écailles calcaires de Sollières et du Chatel, verrou quartzitique de l'Esseillon auquel est associé le verrou gypseux de Bramans.

Sur les versants, on remarque les échancrures des vallées affluentes, Avérole, Ribon, Doron, Ambin.

Dans le bassin de Bramans-Termignon, le glacier de l'Arc a façonné les replats de Sardières et d'Aussois et l'avancée des Balmes qui, avec les verrous, révèlent la grande hétérogénéité du substratum dans ce secteur.

2. Les moraines

Elles se présentent sous forme de simples placages sans crêtes ni vallums qui tapissent la plupart des versants. Elles sont souvent remaniées par glissements, solifluxions et ravinements et sont de peu d'intérêt.

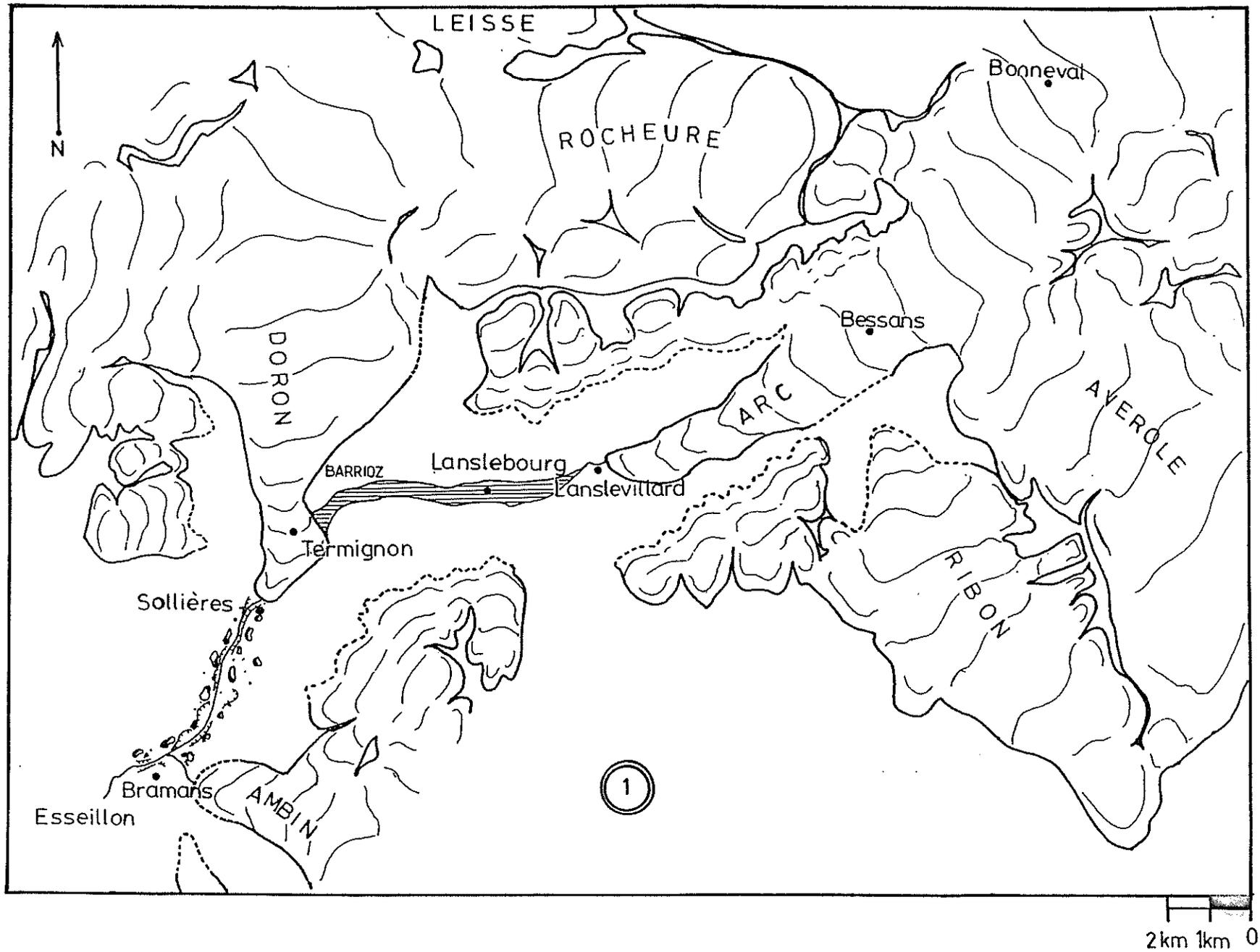


Fig 64 : RETRAIT GLACIAIRE : STATIONNEMENT DE LANSLEVILLARD ET DE SOLLIÈRES, LAC DE LANSLEBOURG

Cf. Légende générale

III - LE RETRAIT GLACIAIRE (FIG. 64 à 66)

Il est caractérisé dans la haute vallée de l'Arc par plusieurs épisodes de retrait et de stationnement des glaciers de l'Arc et du Doron. En comparant les longueurs de ces deux glaciers au cours de chaque stationnement, on remarque que les mécanismes de retrait des glaciers de l'Arc et du Doron peuvent être corrélés : on distingue deux étapes de retrait :

le stationnement de Lanslevillard et de Sollières
le stationnement du Villaron et des Fontaignous.

Ces deux étapes définissent deux repères paléogéographique et chronologique auxquels on relie les épisodes lacustres de Lanslebourg et du Verney.

1. Stationnement de Lanslevillard-Sollières (FIG. 64)

Au cours de cette étape, le front du glacier de l'Arc était situé à Lanslevillard tandis que le glacier du Doron débordait encore de la vallée pour atteindre les abords de Sollières.

Les deux appareils s'écoulaient séparément ; entre eux s'étalait le lac de Lanslebourg qui occupait la partie déglacée du bassin de Lanslebourg depuis Lanslevillard jusqu'à Termignon. L'autre secteur déglacé se trouvait dans le bassin de Bramans-Termignon en aval de Sollières.

1.1. Le stationnement du glacier de l'Arc à Lanslevillard

Il est marqué par le verrou de Lanslevillard qui ferme l'aval de l'ombilic de Bessans. Contrairement aux autres verrous dont l'origine est accordée à l'érosion différentielle sur un substrat hétérogène, le verrou de Lanslevillard dessine les contours arqués¹⁷ du front glaciaire façonné dans un secteur de roches homogènes.

Le glacier de l'Arc dont le front se situait alors à 22 km de ses sources était un appareil puissant submergeant en totalité le bassin de Bessans où il recevait probablement le glacier d'Avérole tandis que celui du Ribon pouvait être retiré derrière son gradin de confluence, à environ 2,5 km de l'embouchure actuelle.

¹⁷ La surface du verrou de Lanslevillard est actuellement intacte en rive gauche où elle est recouverte d'un mince placage morainique ; en rive droite, elle est enfouie sous les cônes de déjection

1.2. Le stationnement du glacier du Doron à Sollières

Entre Sollières et Termignon, le fond de la vallée de l'Arc est recouvert par une épaisse moraine de fond dont la composition pétrographique révèle un dépôt du glacier du Doron. Celui-ci a donc alors occupé seul le bassin de Bramans-Termignon alors que le glacier de l'Arc s'était déjà retiré dans le bassin de Lanslebourg. Cette disposition s'est prolongée durant tout l'épisode du lac de Lanslebourg dû à l'obturation glaciaire de la vallée à Termignon (le long du gradin-verrou du Barrioz).

Depuis ses sources (massif de la Rocheure et de la Leisse) jusqu'à Sollières, le glacier du Doron s'allongeait sur 20 km ; sa dimension était alors analogue à celle du glacier de l'Arc. Il recouvrait donc toute la partie terminale de sa vallée appartenant au bassin de Bramans-Termignon.

1.3. Le lac de Lanslebourg

Il est apparu dès la séparation des deux langues glaciaires de l'Arc et du Doron et occupait la partie déglacée située à l'aval du front du glacier de l'Arc. Barré au niveau du gradin-verrou du Barrioz par le glacier du Doron, ce lac s'étend alors jusqu'au pied du verrou de Lanslevillard. L'Arc y édifie un delta de sables et de graviers progradant d'Est en Ouest jusqu'aux Contamines. En aval, se déposent des argiles et des silts. Cette série deltaïque est couronnée par la nappe alluviale fluviale supralacustre de l'Arc.

On peut affirmer que cette retenue a été entièrement comblée, sauf en aval des Contamines où il n'est pas possible de situer le niveau supérieur du remplissage lacustre. La fin de l'épisode lacustre correspond donc au colmatage total de la retenue. Elle a pu aussi être provoquée par le retrait du glacier du Doron et un petit lac résiduel (5 Mm³) a pu alors subsister en aval des Contamines et s'être vidangé au moment du retrait.

1.4. Le bassin de Bramans-Termignon dans sa section déglacée

De Sollières à Bramans, en aval du front du glacier du Doron, la vallée est déglacée. Mais aucun dépôt ne correspond à cette période. On suppose donc que la rivière du Doron et l'émissaire du lac de Lanslebourg ont, jusqu'à Bramans, creusé les moraines déposées par le glacier de l'Arc y aménageant une large vallée dans laquelle s'installera ensuite le lac du Verney et, en aval de Bramans, taillé les gorges de l'Esseillon.

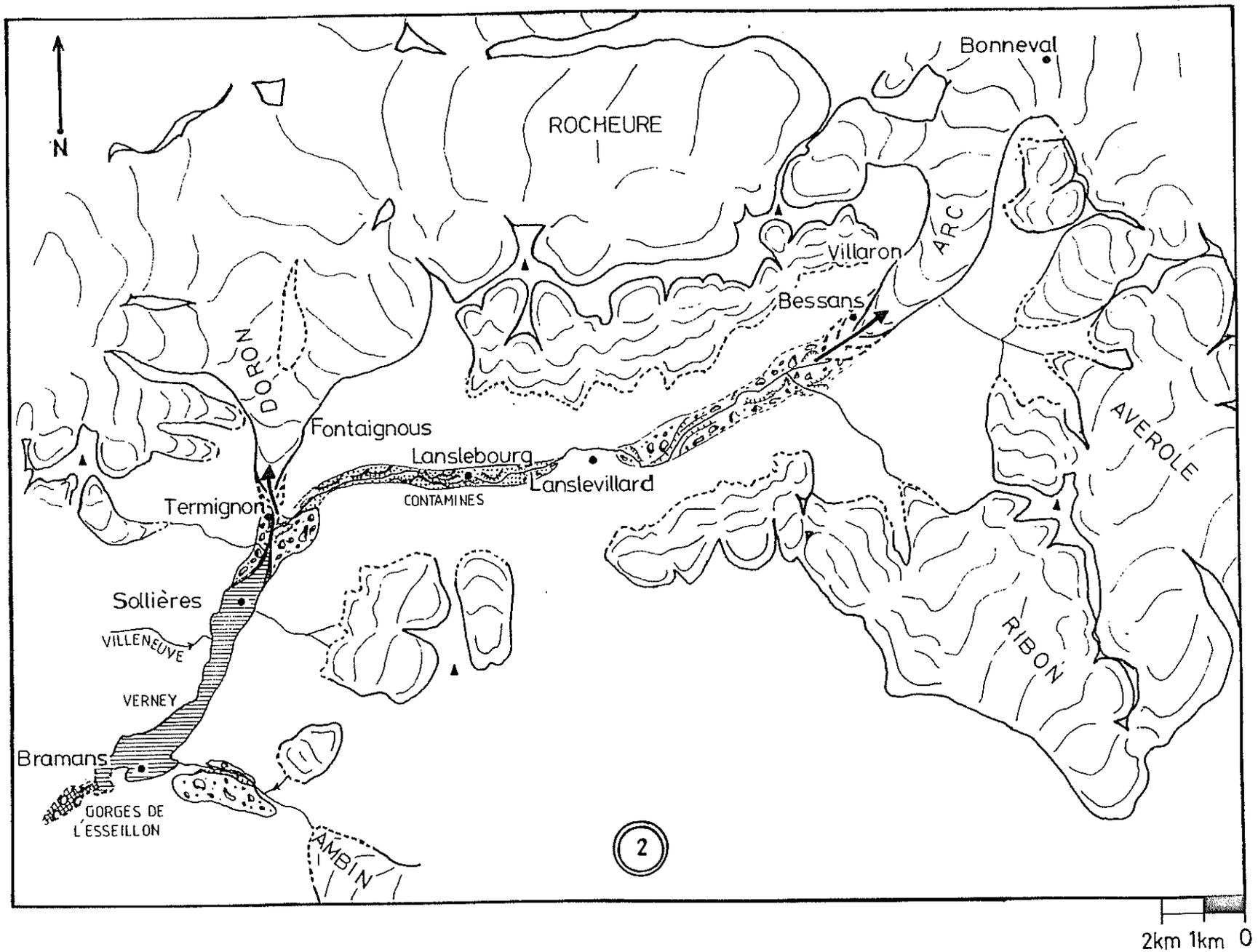


Fig 65 : RETRAIT GLACIAIRE : RECU DE GLACIER DE L'ARC ENTRE LANSLEVILLARD ET LE VILLARON ET
 RECU DU GLACIER DU DORON ENTRE SOLLIÈRES ET LES FONTAIGNOUS ; LAC DU VERNEY

Cf. Légende générale

2. Recul des fronts glaciaires de l'Arc et du Doron dans les bassins de Bessans et de Bramans-Termignon (FIG. 65)

Cet épisode de retrait correspond au recul du front du glacier de l'Arc entre le verrou de Lanslevillard et le Villaron, et au recul du front du glacier du Doron entre Sollières et les Fontaignous.

Ce mouvement s'accompagne d'une phase d'érosion ; probable dans le bassin de Bessans, nettement marquée dans le bassin de Lanslebourg et interrompue par l'épisode lacustre du Verney dans le bassin de Bramans-Termignon, .

2.1. Evolution des dépôts lacustres de Lanslebourg

Dans le bassin de Lanslebourg, la majeure partie des alluvions deltaïques sont déblayées par l'Arc à l'exception de celles situées dans le secteur des Contamines en aval de Lanslebourg.

A cet endroit, sont conservées les traces d'un ancien méandre de l'Arc perché à 50 m au dessus du lit actuel.

Dans cette période, les dépôts lacustres et fluviatiles sont affectés par deux systèmes tectoniques successifs liés à la dissolution des gypses sous-jacents :

- le premier correspond au glissement de la partie méridionale de la carrière des Contamines coupant les dépôts deltaïques qui formèrent alors les deux terrasses : supérieure et inférieure des Contamines.

- le second aboutit au basculement vers l'amont, de la partie orientale de la carrière des Contamines où les alluvions fluviatiles et deltaïques de l'Arc sont affectées par un jeu combiné de failles et de microfractures.

2.2. Le bassin de Bessans en aval du Villaron

Le recul du front du glacier de l'Arc depuis le verrou de Lanslevillard jusqu'aux moraines du Villaron dégage la partie occidentale du bassin de Bessans, depuis le confluent d'Avérole jusqu'à Lanslevillard. Aucune trace d'alluvionnement pouvant être rapporté à cette époque n'a pu être observée. Il est plus vraisemblable que cette époque corresponde comme à Lanslebourg à une phase d'érosion des dépôts antérieurs. Ici, l'Arc a aménagé son cours au sein de moraines de fond délaissées par le glacier de l'Arc, visibles au fond des gorges de la Madeleine (formation de base à galets). Cette formations présente avec l'écroulement qui la surmonte un contact fortement incliné montrant que l'Arc avait creusé les moraines sur au moins 20 m de hauteur.

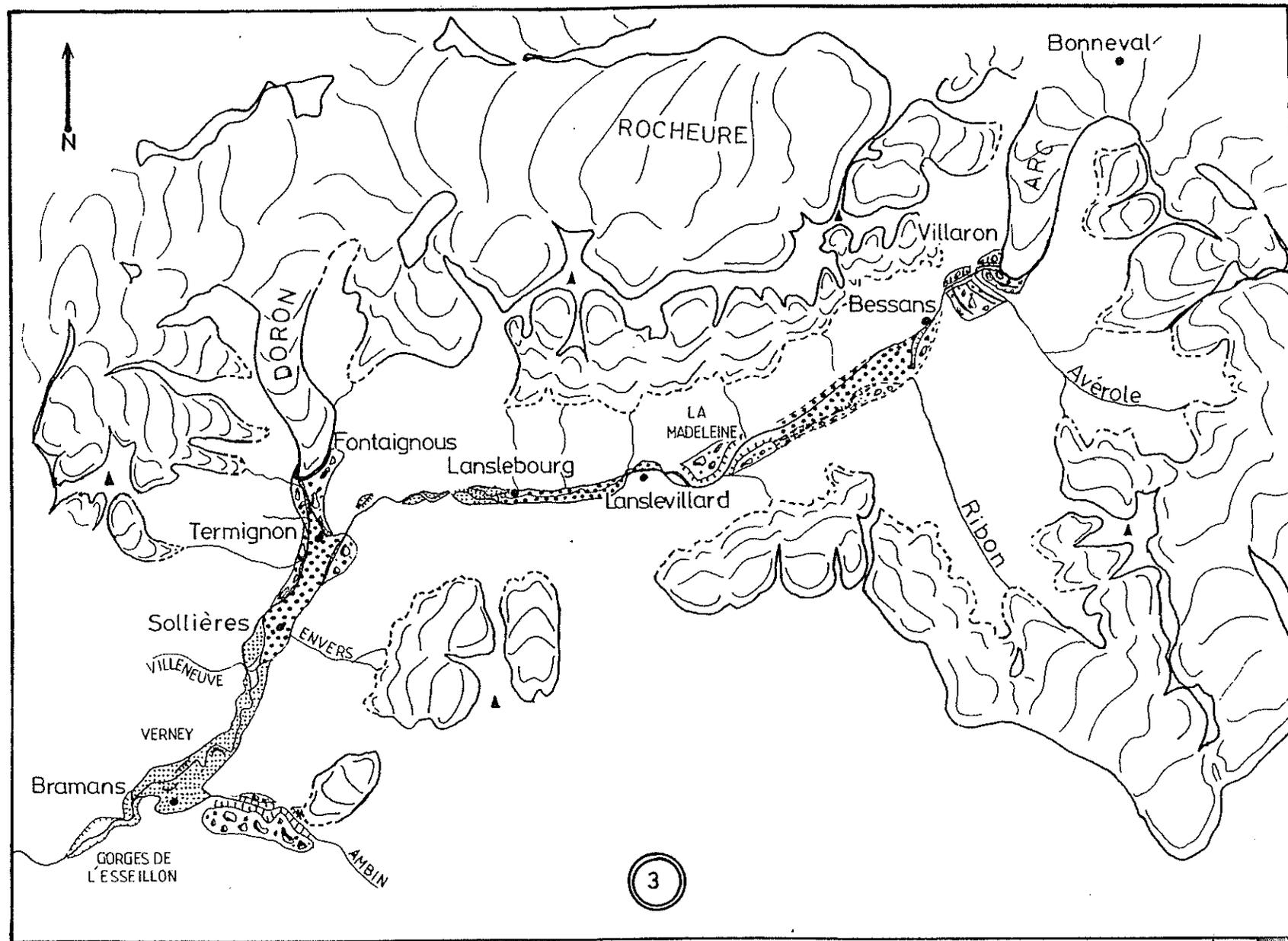


Fig 66 : RETRAIT GLACIAIRE : STATIONNEMENT DU VILLARON ET DE FONTAIGNOUS ;
 DEPOT DES CAILLOUTIS DE LANSLEBOURG ET DE SOLLIÈRES
 Cf Légende générale

2.3. Le lac du Verney

Il résulte de l'obturation des gorges de l'Esseillon consécutive à une embacale torrentielle de l'Arc ; la coupe de Sollières montre les alluvions lacustres installées dans une cuvette creusée dans la moraine de fond du Doron : une phase d'érosion s'est donc intercalée entre le début du recul, depuis Sollières, du glacier du Doron et cet épisode lacustre. L'embacale torrentielle et l'obturation des gorges s'est donc produit au cours du recul du glacier du Doron ; peut-être au moment où celui-ci, libérant le bassin de Lanslebourg, laissait échapper les eaux du petit lac résiduel si l'on retient l'hypothèse émise plus haut.

Le lac du Verney a été entièrement colmaté, depuis Sollières jusqu'au verrou de Bramans, par les alluvions du delta de l'Arc et des ruisseaux latéraux comme celui de Villeneuve qui a édifié un delta local.

L'épisode lacustre du bassin de Bramans-Termignon s'est achevé lors du comblement total de la retenue à la cote 1280 mètres.

3. Stationnements du Villaron et des Fontaignous (Fig. 66)

Lors de cette étape, le glacier de l'Arc stationne au Villaron (au Nord-Est du bassin de Bessans) et le glacier du Doron aux Fontaignous (à la limite septentrionale du bassin de Bramans-Termignon). Une partie du bassin de Bessans est déglacée ainsi que la totalité des bassins de Lanslebourg et de Bramans-Termignon.

Dans ces secteurs déglacés, l'Arc a répandu une nappe de cailloutis étendue à l'ensemble de la vallée qui recouvre directement les alluvions deltaïques du lac de Lanslebourg et du Verney.

3.1. Stationnement du glacier de l'Arc au Villaron

Il est marqué par le double vallum morainique du Villaron situé au débouché du torrent d'Avérole à 14 km des sources de l'Arc. Ces deux vallums sont actuellement ennoyés par les alluvions lacustres et fluviatiles de l'Arc.

3.2. Stationnement du glacier du Doron aux Fontaignous

Il est marqué par le vallum morainique frontal des Fontaignous. Le glacier du Doron mesurait alors 16 km de longueur et était encore bien alimenté par les glaciers affluents de Vanoise .

3.3. Les cailloutis de Lanslebourg et de Sollières

Ce sont des formations fluviatiles de l'Arc décrites dans les bassins de Lanslebourg et de Bramans-Termignon.

A Lanslebourg, cette formation repose par un contact discordant sur les alluvions lacustres ; à Sollières, elle complète la série deltaïque. Aucune formation semblable n'a été observée dans le bassin de Bessans mais peut-être est-elle présente sous les alluvions lacustres.

3.3.1. Dépôt des cailloutis de Lanslebourg

La formation des "cailloutis de Lanslebourg" s'étend depuis Lanslevillard jusqu'aux Contamines, dans une cuvette aménagée dans les dépôts lacustres ; épaisse de plus de 20 mètres à Lanslebourg, elle se compose essentiellement d'alluvions de l'Arc et de quelques niveaux apportés par les ruisseaux locaux. Les cailloutis de Lanslebourg résultent donc d'un vaste épandage de l'Arc qui marque une reprise de l'alluvionnement après la phase d'érosion ayant conduit à l'érosion et à l'évacuation des alluvions lacustres.

3.3.2. Dépôt des cailloutis de Sollières

Ils occupent la partie du bassin de Bramans-Termignon comprise entre Termignon et Sollières. Leur faciès est analogue à celui des cailloutis de Lanslebourg, mêlant sur 4 à 8 m d'épaisseur, des alluvions de l'Arc et du Doron aux apports latéraux. Dans la coupe de Sollières, les cailloutis sont séparés des alluvions lacustres par une formation fluviolacustre qui illustre le passage progressif d'un dépôt sous lacustre à un dépôt fluviatile. Les cailloutis de Sollières sont des dépôts finilacustres dans la partie émergée du lac du Verney.

3.3.3. Conclusion à l'étude des cailloutis de Lanslebourg et de Sollières

La coupe de Sollières permet de faire la liaison entre la phase sédimentaire précédente, c'est-à-dire l'épisode lacustre du Verney lié à la deuxième étape du retrait glaciaire, et le dépôt des cailloutis. Les cailloutis de Sollières et de Lanslebourg sont des dépôts synchrones, de faciès et d'origine identiques ; ils appartiennent à une nappe alluviale de l'Arc recouvrant l'ensemble des deux bassins de Lanslebourg et de Bramans-Termignon et peut-être celui de Bessans. Les ruisseaux latéraux fonctionnaient à cette époque mais d'une façon minime par rapport à l'Arc qui constitue l'agent sédimentaire majeur.

Le dépôt des cailloutis qui marque une reprise de l'alluvionnement de l'Arc après la phase d'érosion décrite plus haut est probablement contemporaine d'une période de

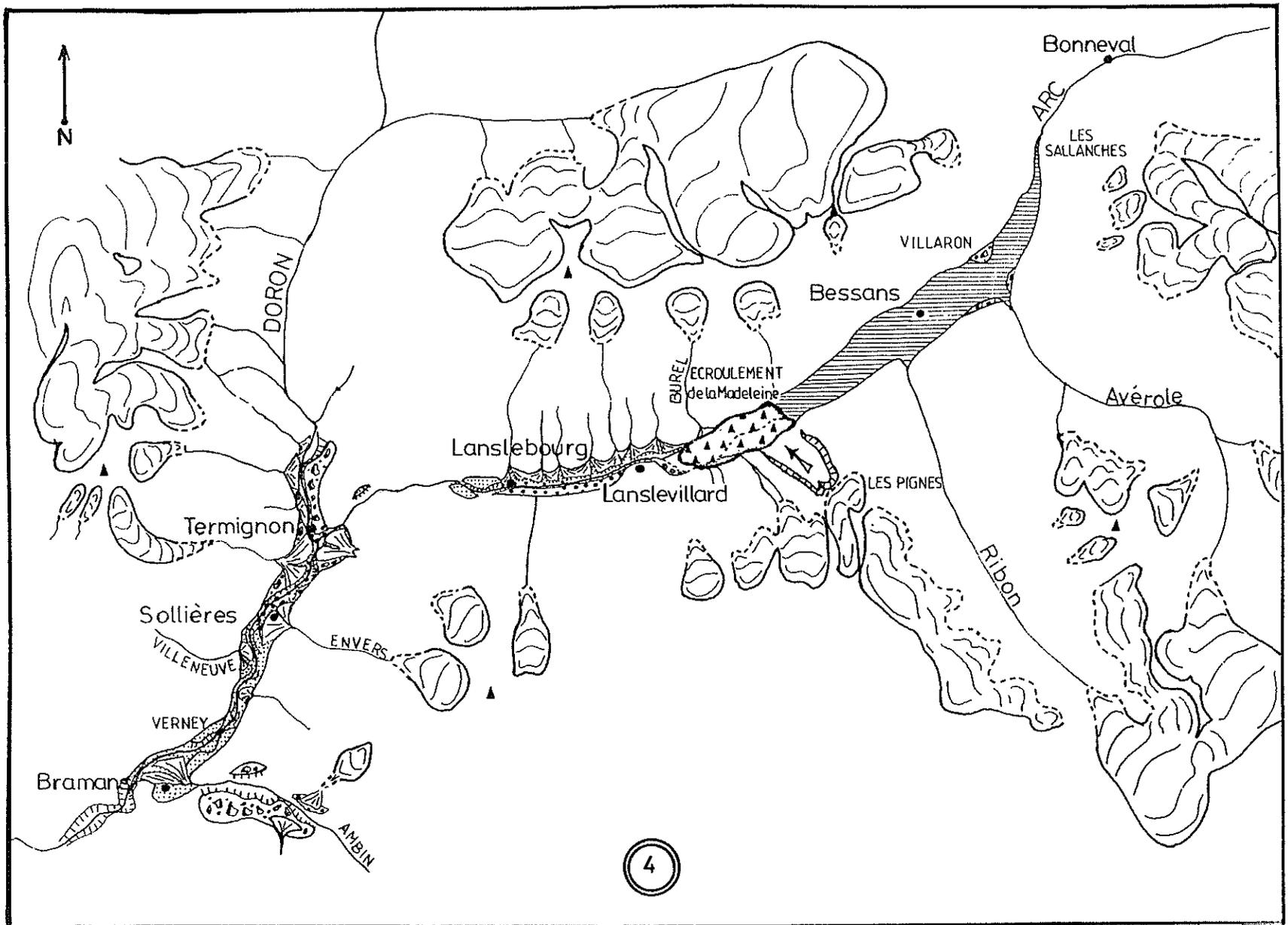


Fig 67 : ALLUVIONNEMENT TORRENTIEL (J1) FACONNEMENT DU SYSTEME DES HAUTES ET BASSES TERRASSES
 ECROULEMENT DE LA MADELEINE ET LAC DE BESSANS
 Cf. Légende générale

refroidissement. Les travaux de J. TRICART (1957-1958), P. MANDIER (1984) et M. LEGER (1984) montrent en effet qu'un environnement climatique froid et sec est plus propice à l'accumulation qu'une période de réchauffement. Ces variations climatiques sont soulignées dans la haute vallée de l'Arc par la succession d'étapes de recul glaciaire (réchauffement) et de stationnement (refroidissement ou stabilisation du climat).

4. Conclusion sur les épisodes de retrait glaciaire

Les stationnements du glacier de l'Arc et du Doron définissent *deux étapes de retrait* dont chacune est soulignée par un événement lacustre. Il ne s'agit pas de stades de réavancées glaciaires car la stratigraphie ne montre aucune trace de formation de caractère interstadiaire. La moraine conserve un rôle de formation de base sur laquelle se déposeront les alluvions lacustres fluviales et torrentielles de la haute vallée de l'Arc.

Les événements décrits plus haut sont donc directement liés au retrait glaciaire au moment où les glaciers de l'Arc et du Doron débordaient encore dans la section basse de la haute vallée de l'Arc.

IV - FAÇONNEMENT DES HAUTES TERRASSES ET DEPOT DES CONES TORRENTIELS DE 1ERE GENERATION (FIG. 67)

Après le dépôt des cailloutis, débute une période où l'Arc ne joue plus qu'un rôle sédimentaire mineur, limité au dépôt sur les formations antérieures d'une mince couche d'alluvions fluviales qui établit le niveau des hautes terrasses des bassins de Lanslebourg et de Bramans-Termignon. Les cours d'eau latéraux bien alimentés édifient les grands cônes qui se raccordent à ces terrasses en bordure des bassins de Lanslebourg et de Bramans-Termignon.

1. Les hautes terrasses

Ce sont donc les surfaces construites par l'Arc et auxquelles sont reliés les cônes de 1ère génération. En rive droite du bassin de Lanslebourg (terrasses hautes) et en amont de Sollières dans le bassin de Bramans-Termignon (terrasses F2), elles constituent de petites surfaces planes qui bordent les cônes de déjection et dominent le lit actuel de l'Arc de 15 à 20 mètres. En rive gauche du bassin de Lanslebourg, elles correspondent au sommet des cailloutis, 20 à 30 mètres au dessus du lit de l'Arc. En aval de Sollières, on relie à ce niveau des hautes terrasses, les terrasses F2 de la butte de Villeneuve, du Haut du Verney et du Plan de l'Eglise, emboîtées

dans les alluvions lacustres et les gypses. La jonction de ces surfaces forme le plancher d'une plaine alluviale vers laquelle convergeaient les cônes de lère génération.

Dans le bassin de Lanslebourg, entre Lanslevillard et Lanslebourg, le cours de l'Arc est alors repoussé vers le Sud au pied du versant sec du Col du Mont-Cenis, puis s'enfile dans les gorges de Termignon à la suite desquelles il est rejoint par le Doron ; dans le bassin de Bramans-Termignon, son cours, sinueux à l'image de son cours actuel, circule entre les grands cônes de Bonne Nuit, de l'Envers, du Chatel et d'Ambin-Saint-Bernard et s'engouffre dans les gorges de l'Esseillon.

Dans le secteur de la carrière du Verney, dépourvu d'affluents latéraux, l'Arc a laissé la trace d'un méandre (F1) perché à 15 mètres au dessus du niveau des hautes terrasses et qui représente une première étape de creusement localisée et insérée entre la fin du colmatage lacustre et le façonnement des hautes terrasses.

2. Les cônes de première génération

Ce sont de grands cônes de déjection, plats et évasés, souvent coalescents qui forment les plateaux, aujourd'hui cultivés, des bassins de Lanslebourg et de Bramans-Termignon. Ils se raccordent au niveau des hautes terrasses de l'Arc et recouvrent les formations antérieures : moraines, alluvions lacustres et cailloutis.

Ils présentent, sur plusieurs mètres d'épaisseur, une succession de niveaux boueux à gros blocs, mis en place par des crues répétées. Comparé à la faible activité des cours d'eau actuels, le volume important de ces dépôts torrentiels donne une idée de la forte intensité des débits à cette époque où les ruisseaux locaux devaient être largement alimentés par les glaciers des cirques, aujourd'hui désertés, des bassins de Lanslebourg et de Bramans-Termignon.

Dans le bassin de Bessans, il n'est toujours pas possible d'observer ces formations anciennes, malgré leur existence probable en profondeur, sous le colmatage lacustre, en particulier aux débouchés des torrents d'Avérole et du Ribon.

3. Conclusion

La sédimentation des hautes terrasses et des cônes torrentiels de lère génération succède *directement* au dépôt des cailloutis de Sollières et de Lanslebourg ; d'une part, elle témoigne d'un *affaiblissement de l'activité de l'Arc*, dû sans doute à la réduction du volume des glaciers principaux : Arc, Doron, Avérole, Ribon. D'autre part, elle souligne la prépondérance relative des apports des ruisseaux latéraux bien alimentés par les glaciers de cirques locaux.

La mise en place des hautes terrasses et des cônes de 1ère génération auraient occupé une période liée à la fin du retrait glaciaire dans les zones de haute montagne alors que les fronts des glaciers principaux gagnaient des positions proches de leurs positions actuelles.

V - LES BASSES TERRASSES, LES CONES DE 2EME GENERATION, L'ECROULEMENT DE LA MADELEINE ET LE LAC DE BESSANS (FIG. 67)

Au moment où, dans les bassins de Lanslebourg et de Bramans-Termignon, l'Arc édifie les basses terrasses et reçoit les ruisseaux locaux qui construisent les cônes de 2ème génération, dans le bassin de Bessans, l'écroulement de la Madeleine barre la vallée et provoque, en amont, la formation d'un lac.

1. Basses terrasses et cônes de 2ème génération des bassins de Lanslebourg et de Bramans-Termignon

Après le dépôt des cônes de 1ère génération et des hautes terrasses, se produit une phase d'érosion où le lit de l'Arc s'enfonce avant de construire une plaine alluviale située entre 10 et 20 mètres en dessous de la précédente.

Ce niveau des basses terrasses domine le cours actuel de l'Arc de 2 à 5 mètres.

Les cours qui s'y raccordent (dits cônes de 2ème génération) sont plus petits que les cônes de 1ère génération dans lesquels ils s'emboîtent.

Le tracé de l'Arc était alors sensiblement identique au tracé actuel. Il s'en écartait cependant dans les secteurs de Lanslebourg et du Chatel où les basses terrasses s'étaient sur 50 à 100 m de largeur.

2. L'épisode lacustre du bassin de Bessans

Le lac de Bessans qui est lié à l'écroulement de la Madeleine est contemporain de l'établissement des basses terrasses et des cônes torrentiels de 2ème génération. En effet, le torrent du Burel qui dévale les pentes de l'écroulement en direction de Lanslevillard a édifié un cône emboîté dans le cône de 1ère génération du Pichet et qui se raccorde aux basses terrasses de l'Arc. Il s'est étalé là, à la suite du détournement à angle droit du cours du Burel par l'écroulement de la Madeleine et s'apparente ainsi aux cônes de 2ème génération.

Univ. J. Fourier - C.N.R.G.
MAISON DES SCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 55

F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tel. 04 76 03 54 27 - Fax 04 76 51 49 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

1 A AOÛT 2003

L'Écroulement de la Madeleine s'est détaché de la pointe des Pignes située en rive gauche de l'Arc et a obstrué la vallée en amont du verrou de Lanslevillard. Le bassin de Bessans est ainsi constitué par deux unités :

- une colline formée par la masse écroulée et limitant à l'aval la cuvette de Bessans

- à la suite de cet écroulement qui forme barrage, une retenue s'allonge depuis l'étroit des Sallanches jusqu'au Collet.

En fond de lac, l'Arc dépose des silts et des argiles bientôt recouverts par les sables et les graviers du delta, dit de l'Arc, qui prograde de l'E-N-E vers l'W-S-W et qu'on peut diviser en trois parties en fonction des trois principales zones d'apports : Arc, Avérole, Ribon. L'émissaire du lac situé à l'aplomb des gorges actuelles de la Madeleine s'est peu à peu enfoncé dans la masse écroulée, faisant ainsi baisser le niveau de la retenue ; la limite supérieure du remplissage lacustre décroît alors, provoquant l'amincissement du delta de l'Arc au fur et à mesure de sa progradation.

La vidange continue du lac aboutit ainsi à l'assèchement complet de la cuvette de Bessans : les alluvions deltaïques avaient alors rempli les 2/3 amont de sa longueur tandis que le tiers aval était comblé par les silts et les argiles qui atteignent jusqu'à 80 mètres d'épaisseur. L'importance du volume du remplissage lacustre, en plus de sa fraîcheur relative, explique aisément l'absence de possibilité d'observation des formations plus anciennes (moraines de fond, cailloutis, cônes de lère génération).

Les surfaces lacustres peu à peu exondées sont alors recouvertes par les alluvions torrentielles des cônes de déjection d'Avérole, du Ribon et de la Refouderaz qui constitueront les principaux éléments de la première plaine alluviale post lacustre (hautes terrasses du bassin de Bessans).

C'est à cette époque que le cours de l'Arc est d'abord repoussé contre le flanc nord de la vallée par les cônes d'Avérole et du Ribon puis rejeté vers le Sud par le cône de la Refouderaz ; puis il franchit l'écroulement par un itinéraire situé à l'aplomb des gorges actuelles et dépose sur son rebord aval (Sarrazins) les alluvions supérieures : ils fossilisent un cours temporaire situé à la surface de l'écroulement et disposé à une cote telle qu'il peut être considéré comme contemporain du début de la période post lacustre.

3. Conclusion

L'épisode lacustre de Bessans est donc plus récent que les épisodes lacustres de Lanslebourg et du Verney : au moment où survient cet épisode, les sédiments lacustres des

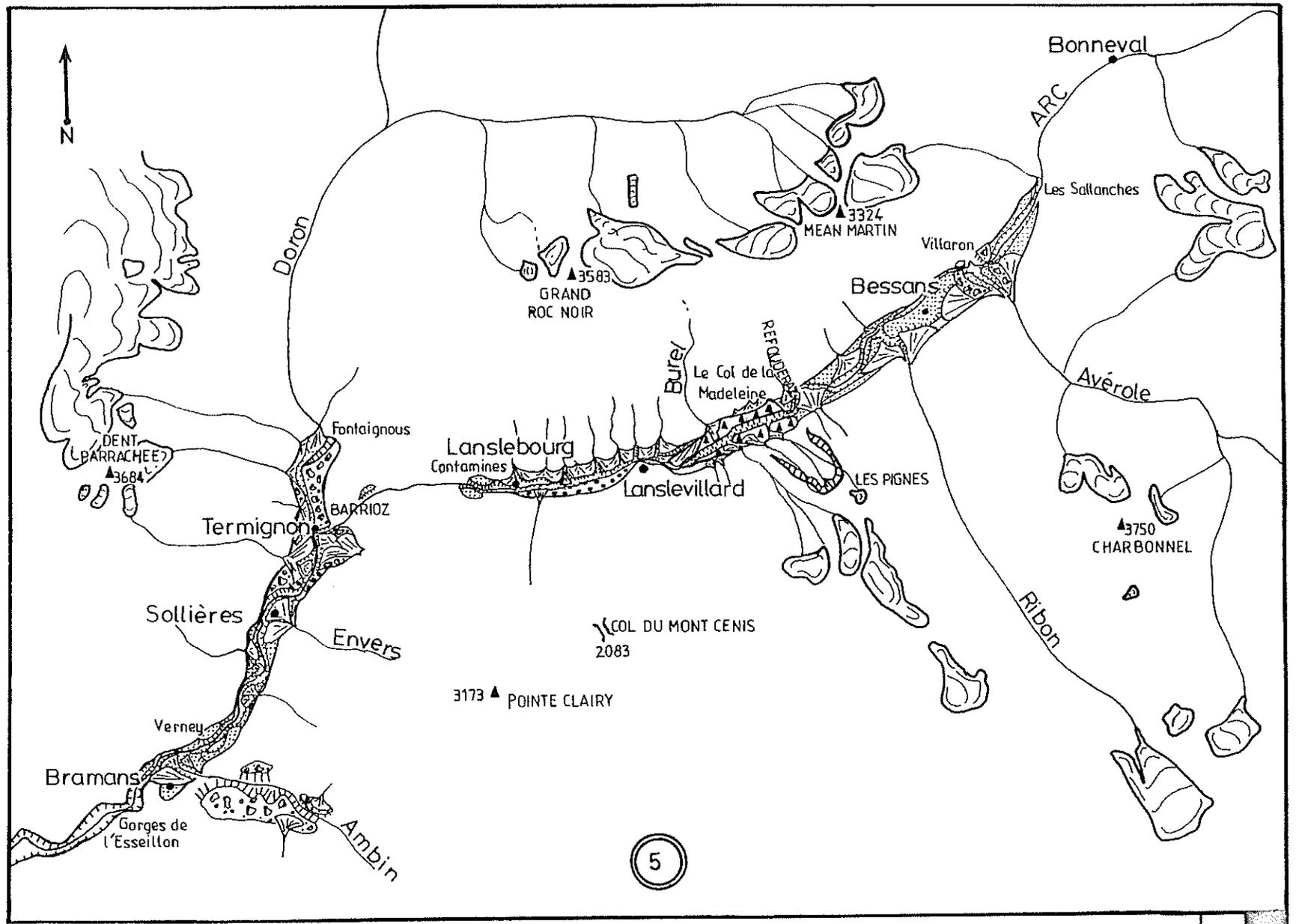


Fig 68 : EVOLUTION FINALE ET SITUATION ACTUELLE
 Cf. Légende générale

bassins de Lanslebourg et Bramans-Termignon sont déjà recouverts par des alluvions fluviales et torrentielles découpées en deux niveaux de terrasses. Le lac de Bessans n'en est pas moins un événement ancien : les datations pratiquées par J. LETOURNEUR (1983) sur les limons lacustres de Bessans, donnent un âge tardi glaciaire.

VI - LE POST GLACIAIRE (FIG. 68)

Cette période comporte des phases d'érosion et de sédimentation qui conduisent à la morphologie actuelle des bassins de Bessans, de Lanslebourg et de Bramans-Termignon.

Elle concerne la fin du remplissage lacustre de Bessans, le creusement des gorges de la Madeleine, la dissection des basses terrasses des bassins de Lanslebourg et de Bramans-Termignon, l'accumulation des dépôts gravitaires.

Ces événements aboutissent à la morphologie du lit actuel de l'Arc et à l'aménagement de la base des versants.

1. Le creusement du lit de l'Arc

Le tracé du lit actuel de l'Arc peut être divisé en trois secteurs :

- la "Cuvette de Bessans" où il divague sur les dépôts lacustres ;
- l'"Eroulement de la Madeleine" où il emprunte des gorges étroites et profondes
- les bassins de Lanslebourg et de Bramans-Termignon où son cours, tantôt rectiligne, tantôt sinueux, est situé à 3 m en dessous du niveau des basses terrasses.

1.1. Evolution des dépôts lacustres de Bessans

L'encaissement de l'Arc et de ses deux affluents principaux, les torrents d'Avérole et du Ribon, dans les alluvions lacustres de Bessans, conduit à l'élaboration de terrasses d'érosion. Leur nombre croît de l'amont vers l'aval du bassin, passant de 2 au débouché d'Avérole à 6 au débouché du Ribon ; elles sont appelées "terrasses intermédiaires" et s'étagent entre le niveau des terrasses supérieures, vestige de la plaine alluviale post lacustre et le cours actuel de l'Arc. Le dernier niveau, dit des basses terrasses, se poursuit sur toute la longueur du bassin et domine l'Arc de 2 à 4 mètres. Actuellement, ce dernier s'écoule à 3 m au dessous du niveau supérieur du comblement à l'entrée du bassin de Bessans et à 20 m à son entrée dans les gorges de la Madeleine.

1.2. Le creusement des gorges de la Madeleine

Ces gorges résultent d'un enfoncement de l'Arc dans la masse de l'éroulement atteignant plus de 100 mètres par approfondissement du talweg creusé par l'émissaire du lac de Bessans, plus profond à l'amont qu'à l'aval du col de la Madeleine :

- à l'amont, cette profondeur était d'au moins 45 mètres, entre 1745 m, niveau maximal de la retenue, et 1700 m, limite supérieure du remplissage au droit de l'éroulement

- à l'aval, nous savons que, lors du dépôt post lacustre des alluvions supérieures, l'Arc circulait à la surface de l'éroulement.

Le creusement des gorges de la Madeleine est jalonné par les dépôts dits "alluvions des gorges". Il a été commencé par l'émissaire du lac de Bessans, puis poursuivi par l'Arc jusqu'à nos jours. Il est encore actif puisque dans le bassin de Bessans, l'Arc est encore loin d'avoir atteint son profil d'équilibre : dans la cuvette de Bessans, l'Arc emprunte un tracé sinueux, dont le dénivelé est inférieur à 100 m sur plus de 9 km.

Dans les gorges, il franchit 190 mètres de dénivelé sur 4 km de distance pour atteindre le niveau du bassin de Lanslevillard.

1.3. Le creusement des basses terrasses des bassins de Lanslebourg et de Bramans-Termignon

Dans ces deux bassins, le lit actuel de l'Arc est emboîté dans les basses terrasses à une profondeur de 3 m. Son tracé est pratiquement rectiligne dans le bassin de Lanslebourg où il est bordé en rive gauche par de petits cônes torrentiels récents. Dans le bassin de Bramans-Termignon, l'Arc contourne les grands cônes de déjection qui comportent parfois un cône de 3ème génération (Ambin, Envers).

2. Aménagement de la base des versants

Il résulte de l'accumulation des dépôts gravitaires anciens ou subactuels

2.1. Eboulis des gorges

Ils affectent les parois de l'Éroulement de la Madeleine dans les parties où les gorges sont les plus profondes. L'étalement de ces grands cônes d'éboulis a accompagné le creusement des gorges. Leur faciès périglaciaire

et leur surface colonisée par la végétation leur confèrent une origine ancienne. Ils sont actuellement remaniés par des glissements dus au sapement de leur base par le cours de l'Arc.

2.2. Les éboulis secs

Ils s'étalent à la base des falaises et amènent dans la vallée des blocs parfois énormes. Leur origine est imputée à l'alternance gel-dégel caractéristique du climat de haute montagne de la haute vallée de l'Arc, particulièrement dans le bassin de Bessans où les éboulis sont le plus largement représentés.

2.3. Cônes avalancheux et boueux

Ils se situent au débouché des talwegs. Les matériaux souvent grossiers sont transportés par la neige et les laves torrentielles empruntant le lit des ruisseaux latéraux.

Ils recouvrent les anciens cônes de déjection. Dans le secteur du col de la Madeleine, les cônes d'avalanches et le produit des crues torrentielles ont peu à peu régularisé la surface chaotique de l'écroulement, façonnant de petites surfaces planes.

Les phénomènes sédimentaires les plus récents sont liés aux épisodes de crues des ruisseaux latéraux comme ceux de l'Envers en 1759, 1866 et 1908 ou, plus récemment encore, celles des ruisseaux de l'Arcelle Neuve en 1983 et du Bandy en 1987.

| | CHRONOLOGIE (B. P.) | Valais Suisse | M. du Mt Blanc | M. des Ecrins | VALLEE DE L'ARC | | | | | |
|-----------------|-------------------------------|--|---|--|---|--|------------------|--|---|--|
| | | M. BURRI 1974 J. WINISTORFER 1978 C MONACHON 1979 | F. MAYR 1969 G. MONJUVENT 1981 J. WINISTORFER 1980 | J. LEDOUARD 1978 H. COUTEAUX 1982 | P. GIRARDIN 1908 | W. KILIAN & J. REVIL 1917 | H. ONDE 1938 | J. LETOURNEUR et al 1983 | F. HUGONIN 1988 | |
| POST GLACIAIRE | HOLOGENE | STADES DES MORAINES HISTORIQUES (Fernau) | | | | | | | | |
| | | | Simming (2000 B.P.) Larstig (6400 B.P.) | déglacement de l'Alpe de Venosc (8000 B.P.) | Stade de Balme Noire et de l'Ecot | Cônes de déjection Ecrolement de la Madeleine | | érosion des dépôts lacustres de Bessans | encaissement du lit de l'Arc ; éboulis, 5 avalanches, coulées boueuses cônes J 3. | |
| TARDI GLACIAIRE | 10 200 DRYAS RECENT | Horaines intermédiaires | Stade de Lavancher | Recurrence du glacier de la Muzelle | Stade du Villaron Stade de la Madeleine (DAUH) | | | Ecrolement et Lac de Bessans | Ecrolement et Lac de Bessans | Cônes J2, basses terrasses, écou- lement et lac de Bessans 4 cônes J1 et hautes terrasses |
| | 10 800 ALLEROD | | | Déglacement général du Massif des Ecrins | Stade du Barrioz Stade de l'Esseillon | Alluvions de Lanslebourg (GSHNITZ) | Lac de Braans | | | |
| | 11 800 DRYAS HOYEN | Horaines basses à l'intérieur des vallées | | (Moraines laté- rales et arcs frontaux | | | | Dégla- cement du site de la Muzelle (2100 m) | Stade de Chamousset (BUHL) | Stade du Villaron |
| | 12 300 BOLLING | | | | | | | | | |
| | 13 300 DRYAS ANCIEN | Horaines basses à l'extérieur des vallées | | | | | | | | |
| | 15 500 16 000 GLACIAIRE | | | | | OCCUPATION GLACIAIRE (placages morainiques) | | | | |

Fig 69 : TABLEAU COMPARATIF DES CHRONOLOGIES DU QUATERNAIRE DANS DIFFERENTES

VII - ESSAI DE CHRONOLOGIE DU QUATERNAIRE DE LA HAUTE VALLEE DE L'ARC

La FIG. 69 présente les différentes hypothèses concernant la chronologie du Quaternaire de la haute vallée de l'Arc et de quelques vallées voisines.

La plus ancienne concernant la haute vallée de l'Arc fut établie par P. GIRARDIN (1908) : elle met en évidence deux épisodes lacustres, à Bessans où l'Écroulement de la Madeleine barre la vallée et à Bramans et plusieurs stades de retrait glaciaire ; chacun de ces stades est marqué par un verrou : stade de l'Esseillon, du Barrioz, de Balme Noire (verrou du Château) ; le stade du Villaron est un stade de réavancée glaciaire post lacustre attesté par deux vallums recouvrant les alluvions deltaïques. Cette hypothèse fut abandonnée car la plupart de ces verrous résulte de phénomènes d'érosion différentielle et n'indique pas systématiquement un stationnement glaciaire : verrou de l'Esseillon, du Barrioz, du Rocher du Château. Seul le verrou de Lanslevillard (non cité par P. GIRARDIN) atteste un stationnement glaciaire.

W. KILIAN & J. REVIL (1917) reprennent certains éléments de cette théorie et les intègrent dans la chronologie de A. PENCK & E. BRUCKNER (1909) : deux stades sont situés en aval de la haute vallée de l'Arc, celui de Chignin au Néowürm et celui de Chamousset rapporté au Bühl. Dans la haute vallée de l'Arc, le Gschnitz comprend deux stades glaciaires, celui de l'Esseillon et celui de Termignon attesté par les moraines de Sollières ; entre les deux, l'Arc dépose les alluvions torrentielles inter-stadières à litages entrecroisés de Lanslebourg (carrière des Contamines).

Le Daun est marqué par deux autres stades, celui de la Madeleine attesté par un verrou qui apparaîtrait sous l'écroulement, celui du Villaron correspondant au vallum déjà décrit par P. GIRARDIN. Au cours de ce stade, le glacier chevauche les terrasses de Bessans sur lesquelles il dépose des formations morainiques. L'Écroulement de la Madeleine est holocène, postérieur au lac de Bessans qui est un lac glaciaire comblé par les deltas latéraux.

Cette chronologie ne peut être retenue car les moraines qui, d'après W. KILIAN, reposent sur les dépôts interstadières, sont en fait des formations torrentielles qui recouvrent ou ravinent des sédiments lacustres (Contamines, Bessans) et fluviales (cailloutis de Lanslebourg et de Sollières).

H. ONDE (1938) étudie les traces des "oscillations post glaciaires" et dénombre trois épisodes lacustres : le plus ancien, celui de Bramans, est provoqué par le barrage des gorges de l'Esseillon ; il précède la récurrence glaciaire du Doron qui retient par obturation le lac de Lanslebourg. Puis vient une période de retrait pendant laquelle l'écroulement de

la Madeleine barre le bassin de Bessans. Les alluvions lacustres qui s'y déposent sont recouvertes par les vallums morainiques du Villaron qui caractérisent une seconde poussée glaciaire de l'Arc ou du glacier d'Avérole.

De cette chronologie proposée par H. ONDE, nous retenons les mécanismes qui expliquent les épisodes lacustres survenus dans la haute vallée de l'Arc ; cependant, la stratigraphie locale montre que le lac de Lanslebourg est antérieur à celui de Bramans (lac du Verney). En effet, dans la coupe de Sollières, les alluvions du lac de Bramans recouvrent les moraines du glacier du Doron, contemporaines du lac de Lanslebourg.

Dans leur étude du bassin de Bessans, J. LETOURNEUR et al. (1983) relèvent les traces de deux stades glaciaires : les stades de la Madeleine et du Villaron, attribués respectivement au Dryas inférieur et au Dryas I final ou Dryas II, par analogie avec les travaux de J. WINISTORFER (1978) et G. MONJUVENT & J. WINISTORFER (1980). L'écroulement de la Madeleine et l'épisode lacustre qui lui est lié sont tardiglaciaires comme le prouvent les analyses polliniques pratiquées dans les limons de fond de retenue.

J. LETOURNEUR et al. remarquent que les moraines du Villaron, marquant le stade ultime du retrait glaciaire dans le bassin de Bessans, sont enfouies sous les alluvions lacustres ; par conséquent, les dépôts de Bessans ne sont pas interglaciaires contrairement à l'hypothèse admise jusqu'alors : les stades de la Madeleine et du Villaron sont antérieurs à l'écroulement et à l'épisode lacustre.

La chronologie proposée par J. LETOURNEUR et al. s'appuie en partie sur l'existence d'une formation locale située sous l'écroulement et modelée par le glacier de l'Arc au cours d'une récurrence. Or, nous avons vu que cette formation n'affleure nulle part et n'apparaît pas non plus dans les forages et sondages effectués depuis. Au contraire, l'écroulement repose directement sur le substrat rocheux ou sur des moraines de fond. Le stade de la Madeleine n'est donc pas un stade de réavancée glaciaire. ; cependant, le glacier de l'Arc a bien stationné dans ce secteur ; il rejoignait alors Lanslevillard où le substratum dessine l'empreinte d'un front glaciaire.

Interprétation proposée (F. HUGONIN)

Le bassin de Bessans contient bien les marques de deux stationnements du glacier de l'Arc en amont de Lanslevillard et au Villaron auxquels correspondent deux stationnements du glacier du Doron qui sont :

-le stationnement de Sollières, évoqué par l'obturation glaciaire du bassin de Lanslebourg (H. ONDE) et attesté par l'étude pétrographique des moraines de Sollières ;

- le stationnement des Fontaignous, marqué par l'empreinte d'un front glaciaire dans les moraines de la basse vallée du Doron.

Ces stationnements encadrent une période au cours de laquelle l'englacement de la vallée aurait été près de 4 fois supérieur à l'englacement actuel. La conservation d'un tel volume glaciaire implique donc un contexte climatique relativement froid, antérieur à l'holocène où les climats diffèrent peu du climat actuel (J.L. BEAULIEU, 1977) ; durant cette époque, l'amplitude des oscillations glaciaires a été comparable à celle du stade des moraines historiques (H. ZOLLER, 1977 ; R. VIVIAN, 1976).

Les stationnements glaciaires de la haute vallée de l'Arc sont antérieurs au Dryas récent ; cette dernière période de péjoration climatique du tardiglaciaire est nettement individualisée dans les analyses polliniques pratiquées dans des régions voisines (M. GIRARD et al., 1981 ; M. COUTEAUX, 1982 et 1987). Les fronts glaciaires se situaient entre 3 et 6 km des fronts actuels : cette période correspondrait dans le Valais suisse au dépôt des moraines intermédiaires (M. BURRI, 1974 ; J. WINISTORFER, 1978 ; C. MONACHON, 1982), dans le massif du Mont-Blanc (F. MAYR, 1969 ; G. MONJUVENT & J. WINISTORFER, 1980) au stade du Lavancher et dans le massif des Ecrins à la dernière réavancée du glacier de la Muzelle (J.L. EDOUARD, 1978 ; M. COUTEAUX, 1982). A cette époque, dans la haute vallée de l'Arc, les fronts glaciaires étaient situés en amont des bassins étudiés ; J. LETOURNEUR (communication orale) signale au Nord du hameau de la Dhuis les traces d'une crête morainique qui pourrait marquer la position du glacier de l'Arc au Dryas récent, à 10 km en amont du bassin de Bessans.

Les stationnements glaciaires de la haute vallée de l'Arc correspondraient donc à des étapes du retrait glaciaire post würmien dont le début, dans les Alpes internes, est daté de 15000 à 16000 B.P. (H. ZOLLER, M. GIRARD et al.). D'autre part, les analyses polliniques et paléobotaniques pratiquées dans des régions voisines et similaires à la nôtre (H. ZOLLER, R. VIVIAN, J.L. EDOUARD) montrent qu'au début de l'Alleröd (12000 B.P.) les glaciers avaient évacué les vallées au dessus de 1800 m.

Le stationnement de Lanslevillard et de Sollières et celui du Villaron et des Fontaignous se sont donc installés au cours des deux à trois mille ans qui séparent le début du Dryas ancien de l'Alleröd. C'est aussi durant cet intervalle de temps que ce sont déroulés trois épisodes sédimentaires majeurs : l'épisode lacustre de Lanslebourg, celui de Bramans et le dépôt des cailloutis de Lanslebourg et de Sollières.

L'étude des vitesses d'érosion et de sédimentation au Tardiglaciaire (P. MANDIER, 1984) et Quaternaire récent (C. HANNSS, 1984) montre que cette durée de deux à trois mille ans fut suffisante pour permettre le déroulement de ces trois épisodes.

Aussi, à ce stade de la discussion et en l'absence de datation absolue ou d'analyse pollinique fine, il ne nous semble pas possible de préciser davantage la chronologie quaternaire de la haute vallée de l'Arc. Nous proposons la chronologie suivante :

- stationnement du glacier de l'Arc à Lanslevillard et du glacier du Doron à Sollières durant le Dryas ancien.

- recul du glacier de l'Arc jusqu'au Villaron et du glacier du Doron jusqu'aux Fontaignous. Ce recul s'accompagne de l'érosion des moraines de Sollières et des alluvions lacustres de Lanslebourg et du comblement deltaïque du lac du Verney

- les cailloutis, qui couronnent les séries lacustres de Sollières, marquent à Lanslebourg la reprise de la sédimentation de l'Arc. Celle-ci serait contemporaine de la dernière période froide du retrait glaciaire au cours de laquelle les glaciers de l'Arc et du Doron stationnent au Villaron et aux Fontaignous. Cette dernière "étape de retrait" avant la disparition totale des glaciers dans la vallée peut être rapportée au Dryas ancien ou au Dryas II.

- la période suivante est dominée par les apports latéraux (cônes J1 et J2) et l'encaissement du lit de l'Arc dans les dépôts antérieurs. Le lac de Bessans, barré par l'écroulement de la Madeleine, est contemporain de la mise en place des cônes de deuxième génération et des basses terrasses ; il représente le dernier événement tardiglaciaire dans la haute vallée de l'Arc (analyse pollinique de J. LETOURNEUR, 1983).

- l'Holocène correspond à une période d'érosion entrecoupée de brefs épisodes de crues de l'Arc et de ses affluents. Les formations qui s'y rapportent sont situées à la base des versants (éboulis) et au débouché des talwegs latéraux (coulées de boue, avalanches, cônes J3).

LISTE DES DOCUMENTS CONSULTES

I. REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES (Ouvrages cités)

II. BIBLIOGRAPHIE (Ouvrages complémentaires)

III. DOCUMENTS ET CARTES CONSULTES

I - REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES (Ouvrages cités)

- ARN R. & AUBERT D. (1984). - Les formations quaternaires de l'Orbe et du Noron, au pied du Jura. - *Bull. Soc. Vaudoise. Sci. Nat.*, Lausanne, 77, pp. 17-42.
- AUBERT D. (1981). - Géomorphologie du Gros de Vaud. - *Mém. Soc. Vaudoise. Sci. Nat.*, Lausanne, 17, 2, pp. 57-116.
- BEAULIEU J.L. (1977). - Contribution pollenanalytique à l'histoire tardiglaciaire et holocène de la végétation des Alpes méridionales françaises. - Thèse doc. ès Sciences, Aix-Marseille III, 358 p.
- BLACHE J. (1933). - Etudes morphologiques en Savoie. - *Rev. Géogr. Alpine*, Grenoble, XXI, 3, pp. 543-568.
- BLANCHARD R. (1918). - Comparaison des profils en long des vallées de Tarentaise et de Maurienne. - *Rev. Géogr. Alpine*, Grenoble, VI, pp. 261-331.
- BLANCHARD R. (1923). - Sur les terrasses d'obturation glaciaire. - *Rev. Géogr. Alpine*, Grenoble, XI, 1, pp. 285-287.
- BLANCHARD R. (1943). - Les Alpes occidentales. Les grandes Alpes du Nord. - Arthaud, Grenoble, III, 628 p.
- BLANCHARD R. (1956). - Les Alpes occidentales. Essai d'une synthèse. - Arthaud, Grenoble, VII, 605 p.
- BRAVARD Y. & MARNEZY A. (1982). - La Vanoise en marchant. - *Trésors de Savoie*, Montmélian, 312 p.
- BURRI M. (1974). - Histoire et préhistoire glaciaire des vallées des Drances (Valais). - *Eclogue Géol. Helv.*, Basel, 67, 1, pp. 135-154.
- CAMPY M. (1982). - Le quaternaire franc-comtois. Essai chronologique et paléoclimatique. - Thèse doct. ès sciences, Besançon, 575 p.
- CLAGUE J.J. (1985). - Deglaciation of the Prince Rupert, Kitimat areas (British Columbia). - *Canad. Journ. Earth Sci.*, Ottawa, 22, 2, pp. 256-265.
- COUTEAUX M. (1982). - La tourbière et le glacier de la Muzelle (Parc National des Ecrins). - *Trav. Sci. Parc Nat. Ecrins*, Gap, France, 2, pp. 7-30.
- COUTEAUX M. & EDOUARD J.L. (1987). - La déglaciation du site du lac des Bèches (Massif des Ecrins). Etude pollenanalytique et glacio-morphologique. - *Rev. Géogr. Alpine*, LXXV, 1, pp. 63-77.

- DEBELMAS J. (1979b). - Alpes. Savoie et Dauphiné. - *Guides Géol. Régionaux*, Masson, Paris, 2è éd., 213 p.
- DEBELMAS J., GIRAUD P., SACCHI R. (1980). - Géologie structurale des Alpes franco-italiennes. - *Géol. Alpine*, Grenoble, 56, pp. 21-58.
- DEBELMAS J. (1982). - Alpes de Savoie. - *Guides Géol. Régionaux*, Masson, Paris, 182 p.
- EDOUARD J.L. (1978). - La glaciation du bassin de la Romanche. Contribution à l'étude des fluctuations glaciaires postwürmiennes. - Thèse 3è cycle géogr., Grenoble, 329 p.
- ELLENBERGER F. (1958). - Etude géologique du Pays de la Vanoise. - *Mem. Serv. Carte Géol. France*, Paris, 50, 561 p.
- EMBLETON C. & KING A.M. (1975). - Periglacial geomorphology. - *E. Arnold Ed.*, London, 203 p.
- EYLES N. CLARK B.M. & CLAGUE J.J. (1987). - Coarse-grained sediment gravity flowfaciès in a large supraglacial lake. - *Sedimentology*, London, 34, pp. 193-216.
- FAZIOU A., NICOUUD G., RAMPNOUX J.P. (1984). - Les ressources en eau potable de la plaine alluviale de Bessans. - *Rapport DDA*, Chambéry, 17 p.
- GIGNOUX M. (1923). - Révision de la feuille Saint-Jean-de-Maurienne au 80 000 (Massif de la Vanoise). - *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, Paris, XXVIII.
- GIGNOUX M. & MORET L. (1931a). - Un itinéraire géologique à travers les Alpes Françaises de Voreppe à Grenoble et en Maurienne. - *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, XV, 3, 128 p.
- GIGNOUX M. (1931b). - Nature explicative de la feuille Saint-Jean-de-Maurienne au 1/8000. - *Impr. Nation.*, Paris, (2), 6 p.
- GIGNOUX M. & MORET L. (1934). - Les grandes subdivisions géologiques des Alpes Françaises. - *Ann. Géogr.*, XLIII, 244, pp. 337-363.
- GIGNOUX M. & MORET L. (1952). - Géologie dauphinoise. - Masson, Paris, (2), 391 p.
- GIRARD M., BINTZ P. & BOCQUET A. (1981). - La végétation et les climats au Tardiglaciaire et à l'Holocène en Savoie d'après l'étude pollinique des grottes de Saint-Thibaud-de-Couz. - *Bull. Ass. Fr. Et. Quaternaire*, Paris, 2, pp. 89-106.

- GIRARDIN P. (1905). - Les phénomènes actuels et les modifications du modelé dans la Haute Maurienne. - *La Géogr., Bull. Soc. Géogr., Paris*, XII, pp. 1-20.
- GIRARDIN P. (1908a). - La glaciation quaternaire. - *Rev. Géogr. Annuelle, Paris*, II, pp. 691-730.
- GIRARDIN P. (1908b). - La glaciation quaternaire et actuelle en fonction du socle dans la Savoie massive. - *Bull. Soc. Neuchâteloise Géogr., Neuchâtel*, XIX, pp. 96-119.
- GIRARDIN P. (1909). - Quelques particularités du torrent de l'Envers à Sollières en Maurienne. - *Eclogae géol. Helv. Basel*, 10, 6, pp. 756-758.
- GIRARDIN P. (1910). - Etude de cônes de déjection. Le torrent de l'Envers de Sollières en Maurienne. - *Ann. Géogr., Paris*, XIX, pp. 193-208.
- GOGUEL J. (1980). - Les risques de grands éboulements. - *La Recherche*, 111, pp. 620-628.
- HAMELIN L.E. & COOK F.A. (1967). - Le périglaciaire par l'image. - *Presses Univ. Laval, Québec*, 237 p.
- HANSS C. (1984). - Constitution des plaines alluviales et leurs rebords dans la vallée de l'Isère entre l'embouchure de l'Arc et le bassin de Moirans ainsi que de la plaine alluviale de la Leysse dans le Val du Bourget. - *Rev. Géogr. Alpine, Grenoble*, LXXII, 2, 3 et 4, pp. 439-456.
- JAIL M. (1975a). - Note sur l'hiver remarquable 1969-1970 dans les Alpes Françaises. - *Rev. Géogr. Alpine, Grenoble*, LXIII, 3, pp. 505-515.
- JAIL M. (1975b). - Trois crues torrentielles en Haute Maurienne. - *Interpraevent, Innsbrück*, I, pp. 187-190.
- ARN R. (1981). - Les formations quaternaires de la Côte entre Bougy et Begnins. - *Bull. Soc. Vaudoise. Sci. Nat., Lausanne*, 75, 2, pp. 85-110.
- KILIAN W. & REVIL J. (1917a). - Les formations pléistocènes et la morphologie de la vallée de l'Arc (Savoie). - *C.R. Acad. Sci., Paris*, 164, pp. 30-32.
- KILIAN W. & REVIL J. (1917b). - Sur l'histoire de la vallée de l'Arc (Maurienne) à l'époque pléistocène. - *C.R. Acad. Sci., Paris*, 164, pp. 138-141.

- LE RIBAUT L. (1977). - L'exoscopie des quartz. - Masson, Paris, 160 p.
- LETOURNEUR J., MONJUVENT G. & GIRAUD A. (1983). - Ecoulement de la Madeleine et Lac de Bessans. Contribution à l'histoire quaternaire récente de la Haute Maurienne (Savoie). - *Trav. Sci. Parc nation. Vanoise*, XIII, pp. 31-54.
- LLIBOUTRY L. (1965). - Traité de glaciologie. Glaciers, variations du climat, sols gelés. - Masson, Paris, II, 642 p.
- MAC DONALD B.C. & SHILTS W.W. (1975). - Interpretation of faults in Glaciofluvial Sediments. In : JOPLING A.V. & MAC DONALD B.C. Eds, Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation. - *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Sp. Public.*, Tulsa, Oklahoma, 23, pp. 123-131.
- MANDIER P. (1984a). - Signification dynamique et climatique des formations et terrasses fluviatiles quaternaires dans les Alpes et leur périphérie. - *Bull. Ass. Fr. Quat.*, Paris, 1, 2 et 3, pp. 113-118.
- MANDIER P. (1984b). - Signification dynamique et climatique du système des basses et moyennes terrasses du couloir rhodanien. - *Bull. Ass. Fr. Et. Quat.*, Paris, 1, 2 et 3, pp. 123-128.
- MARNEZY A. (1977a). - Glaciers rocheux et phénomènes périglaciaires dans le vallon de la Rocheure (Massif de la Vanoise). - *Rev. Géogr. Alpine*, Grenoble, LXV, 2, pp. 147-167.
- MARNEZY A. (1977b). - Aspects du modelé périglaciaire dans le vallon de la Rocheure (Massif de la Vanoise). - *Rev. Géogr. Alpine*, Grenoble, LXV, 4, pp. 367-384.
- MARTONNE E. de (1911a). - Principes de l'analyse morphologique des niveaux d'érosion appliquées aux vallées alpines. - *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 153, pp. 309-312.
- MARTONNE E. de (1911b). - Résultats de l'analyse morphologique des niveaux d'érosion des vallées de l'Arc et de l'Isère. - *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 153, pp. 404-407.
- MAYR F. (1969). - Die Post glazialen Gletschersschwänfen des Mont-Blanc-Gebietes. - *Zur geomorphologie*, Montréal, sup. bd 8.
- MICHEL R. (1953). - Les schistes cristallins des Massifs du Grand Paradis et de Sezia Lanzo (Alpes Franco-italiennes). - Thèse Sci. Clermont-Ferrand, *Ann. Ecole Nation. Sup. Géol. Appliquée Prospection Minière Nancy, Sciences de la terre*, I, 3-4, 287 p.

- MONACHON C. (1979). - Essai de reconstitution de la paléogéographie des stades glaciaires dans la vallée des Fares Iserables. - *Bull. Murithienne*, Lausanne, 95, pp. 35-43.
- MONJUVENT G. & WINISTORFER J. (1980a). - Glaciations quaternaires dans les Alpes franco-suissees et leur piémont. - *Géol. Alpine*, Grenoble, 56, pp. 252-282.
- MORET L. (1945). - Les éboulements de terrain en montagne et spécialement dans la région alpine. - *Rev. Les Alpes*, Grenoble, 49 p.
- NICOUD G. (1983). - Inventaire des ressources en eau gravitaire en zone de montagne. Rive gauche de l'Arc entre Lanslebourg et Termignon (Savoie). Massif du Mont Cenis. - *Trav. Lab. Sci. de la Terre Univ. Savoie*, Chambéry, 23 p.
- ONDE H. (1938). - La Maurienne et la Tarentaise. Etude de Géographie physique. - Thèses lettres, Grenoble, 623 p.
- PARRIAUX A. (1978). - Quelques aspects de l'érosion et des dépôts quaternaires du bassin de la Broye. - *Eclogae Geol. Helv.*, Basel, 71, 1, pp. 207-217.
- PARRIAUX A. (1979). - Penecontemporaneous deformation structures in a Pleistocene periglacial delta of Western Swiss Plateau. - In : SCHLUCHTER C. Ed, Moraines and Varves. - A.A. Balkema, Rotherdam, pp. 421-423.
- PENCK A. & BRUCKNER E. (1901-1909). - Die Alpen im Eiszeitalter. In : SCHAUDEL R. Trad., Les Alpes Françaises à l'époque glaciaire. - *Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble*, VIII, 1907, pp. 111-267.
- RAGUIN E. (1925). - Nouvelles observations sur la région des Alpes Françaises comprise entre Modane et Tignes. Bord de la Vanoise et schistes lustrés. - *Bull. Soc. Géol. France*, Paris, (4), XXV, pp. 703-727.
- RAGUIN E. (1926). - Au sujet des grandes masses de gypses situées au Nord-Ouest du massif de la Vanoise (Savoie). - *Bull. Soc. Géol. France*, Paris, (4), XXVI, pp. 279-286.
- RAGUIN E. (1930). - Notice explicative de la feuille de Tignes au 1/50000è. - Imp. Nation., Paris, 48 p.
- RAGUIN E. (1931). - Notice explicative de la feuille de Lanslebourg au 1/50000è. - Imp. Nation., Paris, 47 p.
- RIVIERE A. (1977). - Méthodes granulométriques. Technique et Interprétation. - Masson, Paris, 170 p.

- SHAW J. (1972). - Sedimentation in the ice contact environment, with examples from Shorpsshire (England). - *Sedimentology*, Amsterdam, 18, pp. 23-62.
- SHAW J. (1975). - Sedimentary Successions in Pleistocene Ice-Marginal lakes In : JOPLING A.V. & MAC DONALD B.C. Eds, Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation. - *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Sp. Publ.*, Tulsa, Oklaoma, 23, pp. 281-303.
- SWEETING M.M. (1972). - Karst landforms. - Mac Millian Press, London, 362 p.
- TRICART J. (1957). - Observations sur la genèse des nappes de cailloutis fluviatiles. - *Bull. Soc. Géol. France*, Paris, (6), VII, pp. 1189-1203.
- TRICART J. (1958). - Donnée pour l'utilisation paléogéographique des cailloutis. - *Eclogae Géol. Helv.*, Basel, 51, 2, pp. 784-795.
- TRICART J. & CAILLEUX A. (1962-1967). - *Traité de Géomorphologie : Introduction à la géomorphologie climatique, le modelé des régions périglaciaires, le modelé glaciaire et nival.* - S.E.D.E.S., Masson, Paris, I-III, 306, 512, 508 p.
- VIVIAN R. (1976). - Glaciers alpins et chronologie holocène. - *Bull. Ass. Géogr. Fr.*, Paris, 433, pp. 105-118.
- VIVIAN R. (1986). - Paléo-environnement holocène des Alpes Françaises du Nord et leur piémont. - *Rapport C.N.R.S.*, Grenoble, 433 p.
- WEGMÜLLER S. (1977). - Pollenanalytische Untersuchungen zur spät-und post glazialen Vegetations geschichte der Französischen Alpen (Dauphiné). - *Verlag Paul Haupt*, Bern, 185 p.
- WINISTORFER J. (1978). - Paléogéographie des stades glaciaires de la rive gauche du Rhône entre Vièges et Aproz. - *Bull. Murithienne*, Sion, 94, pp. 3-65.
- ZOLLER H. (1977). - Les oscillations du climat et des glaciers pendant le Tardi et le Post Glaciaire dans les Alpes de la Suisse. - *Suppl. Bull. Ass. Fr. Et. Quaternaire*, Paris, 47, pp. 297-301.

II - BIBLIOGRAPHIE (Ouvrages complémentaires)

- ARN R. (1981). - Les formations quaternaires de la Côte entre Bougy et Begnins. - *Bull. Soc. Vaudoise. Sci. Nat.*, Lausanne, 75, 2, pp. 85-110.
- ARN R. (1982). - Les formations quaternaires de la Veveyse de Fégire. - *Bull. Soc. Vaudoise. Sci. Nat.*, Lausanne, 76, pp. 133-149.
- ASHLEY G.M. (1975). - Rythmic Sedimentation in Glacial Lake Hitchcock, Massachusetts - Connecticut. In : JOPLING A.V. & MAC DONALD B.C. Eds, *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation*. - *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Sp. Publ.*, Tulsa, Oklahoma, 83, pp. 304-320.
- AUBERT D. (1982). - La récurrence des glaciers jurassiens entre la Venoge et l'Aubonne. - *Bull. Soc. Vaudoise. Sci. Nat.*, Lausanne, 78, 1, pp. 21-46.
- BACHMANN R.C. (1979). - *Glaciers des Alpes*. - Bibliothèque des Arts, Paris, 320 p.
- BACONNAIS G., DOUDOUX G. & NICOU D. (1981). - Les dépôts quaternaires des principales vallées alpines et de l'avant-pays molassique de Haute-Savoie, France. Conséquences hydrogéologiques. - *C.R. Acad. Sci.*, Paris, II, 292, pp. 1313-1318.
- BANERJEE I. & MAC DONALD B.C. (1975). - Nature of Esker Sedimentation. - In : JOPLING A.V. & MAC DONALD B.C. Eds, *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation*. - *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Sp. Publ.*, Tulsa, Oklahoma, 23, pp. 132-154.
- BLACHE J. (1914). - Le bord d'auge glaciaire du Grésivaudan. - *Rev. Géogr. Alpine*, Grenoble, II, pp. 353-407.
- BLACHE J. (1952). - La sculpture glaciaire. - *Rev. Géogr. Alpine*, Grenoble, XL, 1, pp. 31-124.
- BONTE A., CHAMLEY H., MASCLE G. & DELEAU P.C. (1970). - Glissements de terrain. - *Ann. Soc. Géol. du Nord*, France, XC, 4, pp. 395-420.
- BOURDIER F. (1942a). - Essai de chronologie du Quaternaire ancien. - *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 215, pp. 422-424.
- BOURDIER F. (1942b). - Essai de chronologie du Quaternaire moyen et supérieur. - *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 215, pp. 472-475.
- BOURDIER F. (1943). - Les glaciations et la chronologie préhistorique. - *Bull. Soc. Préhist. Franç.*, Paris, XL, pp. 259-276.

- BOURDIER F. (1961). - Le bassin du Rhône au Quaternaire. Géologie et Préhistoire. - C.N.R.S., Paris, I et II, 364 et 295 p.
- BOURDIER F. (1984). - La nomenclature glaciaire de PENCK, son contexte historique et sa validité. In : Problèmes de stratigraphie quaternaire en France et dans les pays limitrophes. - *Suppl. Bull. Ass. Fr. Et. Quaternaire*, C.R.D.P., Dijon, 1, pp. 19-21.
- BRAVARD Y. (1969). - Géomorphologie et Quaternaire en Tarentaise. Etat actuel des connaissances. *Rev. Géogr. Alpine*, Grenoble, LVII, 3, pp. 571-591.
- BRAVARD Y. (1983). - Catastrophes naturelles en Savoie. - *Trésors de Savoie*, Montmélian.
- CAILLEUX A. (1947a). - L'indice d'émoussé : définition et première application. - *C.R. Somm. Soc. Géol. Franç.*, pp. 251-252.
- CAILLEUX A (1947b). - Granulométrie des formations à galets. - *Soc. Belge Géol.*, C.R. sess. ext., p. 91-114.
- CAILLEUX A. & TRICART J. (1959). - Initiation à l'étude des sables et des galets. - C.D.U., Paris, 3 vol., 772 p.
- CHARDON M. (1980). - Formes glaciaires et périglaciaires dans la région de Grenoble. - *Rev. Géogr. Alpine*, LXVIII, 1, pp. 21-38.
- CHURCH M. & GILBERT R. (1975). - Proglacial fluvial and lacustrine environments. In : JOPLING A.V. & MAC DONALD B.C. Eds, *Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation*. - *Soc. Econ. Paléontol. Mineral. Sp. Publ.*, Tulsa, Oklahoma, 23, pp. 22-100.
- CLAGUE J.J. (1986). - The Quaternary stratigraphic record of British Columbia, evidence for episodic sedimentation and erosion controlled by glaciation. - *Canad. Journ. Earth Sci.*, Ottawa, 23, 6, pp. 885-894.
- COUDE A. (1984). - Types de terrasses fini-glaciaires dans le Nord-Mayo et l'Ouest-Sligo (Irlande Occidentale). - *Bull. Ass. Fr. Et. Quat.*, Paris, 1, 2 et 3, pp. 105-112.
- COUTEAUX M. (1983). - Géomorphologie et évolution phytogéographique tardiglaciaires et holocènes aux Deux-Alpes (Isère-France) : contribution pollenanalytique. - *Rev. Géogr. Alpine*, LXXI, 2, pp. 143-163.
- DEBELMAS J. (1979a). - Notice explicative de la feuille Annecy au 1/250000. - *Imp. nation.*, Paris, 56 p.

- DUBAR M. (1987). - Age et signification des hautes terrasses des grandes vallées alpines : le cas de la Durance. - *Géol. Alpine, Mem h.s.*, Grenoble, 13, pp. 451-456.
- EDOUARD J.L. (1983). - Influence des aménagements hydroélectriques sur les écoulements en Maurienne. - Ministère de l'Agriculture, C.E.M.A.G.R.E.F.; Saint-Martin d'Hères, 162 p.
- GIGNOUX M. (1929). - Les problèmes géologiques de la région Vanoise-Mont-Pourri (Savoie). - *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, XV, pp. 67-111.
- GIGNOUX M. (1950). - Sur une conception de la géographie : à propos des Alpes Occidentales de R. BLANCHARD. - *Rev. Géogr. Alpine*, XLVIII, pp. 433-441.
- GIRARDIN P. (1906). - La débâcle du Charmaix aux Fourneaux (23 juillet 1906). - *La Géogr., Bull. Soc. Géogr.*, Paris, XIV, pp. 143-152.
- GOGUEL J. & PACHOUD A. (1972). - Géologie et dynamique de l'écroulement du Mont Granier dans le Massif de Chartreuse en Novembre 1248. - *Bull. B.R.E.M. Section III, Hydrogéol.*, Paris, 1, pp. 29-38.
- GUSTAVSON T.C., ASHLEY G.M. & BOOTHROYD J.C. (1975). - Depositional sequences in glaciolacustrine deltas. In : JOPLING A.V. & MAC DONALD B.C. Eds., *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation*. - *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Sp. publ.*, Tulsa, Oklahoma, 23, pp. 264-280.
- HANNSS C. (1973). - Conséquences morphologiques de nouvelles datations au C¹⁴ dans le sillon alpin près de Grenoble. - *Rev. Géogr. Alpine, Grenoble*, LXI, 2, pp. 179-201.
- HANTKE R. (1970). - Les stades tardiwürmiens sur le versant nord des Alpes Suisses. - *Rev. Géogr. Alpine, Grenoble*, LVIII, 3, pp. 429-434.
- HANTKE R. (1979). - Sinoptic history of the Quaternary of Switzerland. In : SCHLUCHTER C. Ed., *Moraines and Varves*. - A.A. Balkema, Rotherdam.
- HUGONIN F. (1982). - Le Quaternaire dans les hautes vallées alpines de Savoie et du Valais. Recherche bibliographique. - *Mem. D.E.A. Géol. Appl. Univ. Grenoble*, 30 p.
- HUMBERT M. (1972). - Les mouvements de terrain. Principes de réalisation d'une carte prévisionnelle dans les Alpes. - *Bull. B.R.G.M. Section III, Hydrogéol.*, Paris, 1, pp. 13-28.

- JAIL M. (1966). - Une anomalie climatique : l'hiver 1965-66 en Haute Maurienne. - *Rev. Géogr. Alpine*, Grenoble, LIV, 4, pp. 645-648.
- JAIL M. & MARNEZY A. (1980). - Phénomènes naturels récents et problème de circulation en Maurienne (Savoie). - *Congrès Interpraevent*, Bad Isch 1, III, pp. 249-258.
- JAYET A. (1947). - Une nouvelle conception des glaciations quaternaires, ses rapports avec la paléontologie et la préhistoire. - *Eclogae Géol. Helv.*, Basel, 40, 8, pp. 316-320.
- JAYET A. (1953). - La notion de glaciaire. - *Conf. Soc. Hist. Nat. Genève*, Genève, 15 p.
- JAYET A. (1956). - Remarques sur la composition, la structure, les déformations mécaniques des moraines glaciaires pléistocènes et actuelles. - *Eclogae Géol. Helv.*, Basel, 51, 2, pp. 341-354.
- JAYET A. (1966). - Résumé de Géologie glaciaire régionale. - *Chapuis G.*, Genève, 53 p.
- KILIAN W. (1906). - L'érosion glaciaire et la formation des terrasses. - *La Géogr., Bull. Soc. Géogr.*, Paris, XIV, pp. 261-274.
- KILIAN W. (1911a). - Note sur la succession des récurrences glaciaires dans les Alpes Françaises. - *C.R. Somm. Soc. Géol. France*, Paris, (4), 11, pp. 12-13.
- KILIAN W. & TERMIER P. (1911b). - Sur les seuils de débordement glaciaires et sur une phase importante dans la succession des oscillations glaciaires dans les Alpes Françaises. - *Bull. Soc. Géol. France*, Paris, (4), IX, pp. 33-38.
- KILIAN W. (1922). - Les stades de recul des glaciers alpins et l'origine du lac de Lauvitel (Oisans). - *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 175, pp. 660-665.
- LEGER M. (1984). - Signification dynamique et climatique des formations et terrasses fluviatiles, du Riss à l'Actuel, le long de la vallée du Danube et de ses affluents de Sigmaringen au Lech. - *Bull. Asso. Fr. Et. Quat.*, Paris, 1, 2 et 3, pp. 119-122.
- LEMOINE M. & TRICART P. (1986). - Les schistes lustrés piémontais des Alpes Occidentales. Approche stratigraphique, structurale et sédimentologique. - *Eclogae Géol. Helv.*, Basel, 79, 2, pp. 271-294.
- MAC CABE A.M., DARDIS G.F. & HANVEY P.A. (1987). - Sedimentation at the margins of a late Pleistocene ice lobe terminating in shallow marine environments, Dundal K.

- Bay eastern Ireland. - *Sedimentology*, London, 34, pp. 473-493.
- MARIEZ G., DEVILLE F. & NICOUD G. (1986). - Hydrogéologie et structures géologiques en Vanoise : exemple du Doron de Termignon (Savoie). - *Trav. Sci. Parc nation. Vanoise*, Chambéry, XV, pp. 31-46.
- MARNEZY A. (1981). - Vidange brutale d'un lac proglaciaire en Vanoise. - *Rev. Géogr. Alpine*, Grenoble, LXIX, 3, pp. 489-494.
- MARTONNE E. de (1901). - Sur la formation de cirques. - *Ann. Géogr.*, Paris, X, pp. 10-11.
- MARTONNE E. de (1910-1911). - L'érosion glaciaire et la formation des vallées alpines. - *Ann. Géogr.*, Paris, XIX, pp. 289-317, XX, pp. 1-29.
- MARTONNE E. de (1926). - Les Alpes. Géographie générale. - Armand Colin, Paris, 217 p.
- MARTONNE E. de (1939). - Relief et structure des hautes Alpes en Maurienne et en Tarentaise. - *Ann. Géogr.*, Paris, L, pp. 241-254.
- MONJUVENT G. (1965) - Le Quaternaire des Alpes Françaises. Analyse bibliographique. - Lyon, 255 p. dactylo.
- MONJUVENT G. (1978). - Le Drac. Morphologie, stratigraphie et chronologie quaternaires d'un bassin alpin. - C.N.R.S., Grenoble, 434 p.
- MONJUVENT G. (1980b). - Alpes du Nord. In : Problèmes de stratigraphie quaternaire en France et dans les pays limitrophes. - *Suppl. Bull. Ass. Fr. Et. Quaternaire*, C.R.D.P., Dijon, 1, pp. 19-21.
- MORET L. (1967). - Précis de géologie. - Masson, Paris, (5), 682 p.
- MOUGIN P. (1933). - Etudes glaciologiques. 1920-1930. - Ministère de l'Agriculture, Direction des Eaux et Forêts, Impr. nation., Paris, pp. 49-62.
- NEUBURGER M.C. (1982). - Recueil et traitement d'une documentation scientifique sur le pays de Vanoise en tant que cellule représentative du système alpin. - *Trav. Sci. Parc nation. Vanoise*, Chambéry, XII, pp. 5-146.
- NICOUD G., MONJUVENT G. & MAILLET-GUY G. (1987). - Contrôle du comblement quaternaire des vallées alpines du Nord par la dynamique lacustre. - *Géol. Alpine Mem. h.s.*, Grenoble, 13, pp. 457-468.

- ONDE H. (1932). - La route de Maurienne et du Cenis de la fin du XVIII^e au milieu du XIX^e siècle. - *Rev. Géogr. Alpine*, Grenoble, XX, pp. 701-705.
- POSTMA G., ROEP T.B. & RVEEG G.H.J. (1983). - Sandy-Gravelly mass-flow deposits in an ice-marginal lake (Sadlian, leuve numsche Beef Valley, Veluwe, The Netherlands), with emphasis on plug-flow deposits. - *Sedimentary Geol.*, Amsterdam, 34, pp. 59-82.
- RIVIERE A. (1952). - Expression analytique générale de la granulométrie des sédiments meubles. - *Bull. Soc. Géol. France*, Paris, (6), II, p. 155-167.
- RUST B.R. & ROMANELLI R. (1975). - Late Quaternary Subaqueous Outwash Deposits near Ottoma, Canada. In : JOPLING A.V. & MAC DONALD B.C. Eds, Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation. - *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Sp. publ.*, Tulsa, Oklahoma, 23, pp. 177-192.
- SCHINDLER C., ROTH LISBERGER H. & GYGER M. (1978). - Glaziale Stauchungen in den Niederterrassen Schottern des Aadorfer Feldes und ihre Deutung. - *Eclogae Géol. Helv.*, Basel, 71, 1, pp. 159-174.
- SIKIRDJI L. (1982). - Etude sédimentologique et géotechnique des alluvions déposées dans la retenue du Chambon (Vallée de la Romanche, Isère), après 45 ans d'exploitation. - Thèse 3^e cycle, Grenoble, 195 p.
- STURM M. & MATTER A. (1978). - Turbidites and Varves in lake Brienz (Switzerland). Deposition of clastic detritus by density currents. In : MATTER A. & TUCKER M.A. Eds, Modern and Ancient lake sediments. - *Internat. Ass. Sedimental.*, Sp. Publ., Oxford, 2, pp. 145-168.
- TRICART J. (1970). - Geomorphology of cold environments. WATSON Ed trad. - Mac Millian St Martin's Press, New-York, 320 p.
- VATAN A. (1967). - Manuel de sédimentologie. - Technip, Paris, 397 p.
- VEYRET P. (1959). - L'eau, la neige, la glace, le gel et la structure dans l'évolution morphologique de la région de Chamonix (massif du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges). - *Rev. Géogr. Alpine*, Grenoble, XLVII, 1, pp. 5-36.
- VEYRET P. (1968). - L'épaulement de la vallée glaciaire. A partir de la vallée de Chamonix, une nouvelle conception du problème. - *Rev. Géogr. Alpine*, Grenoble, LVII, 3, pp. 559-570.

- VIVIAN H. (1964). - Données nouvelles sur l'hydrologie de l'Isère et de l'Arc supérieur. - *Rev. Géogr. Alpine*, Grenoble, LIX, 1, pp. 265-303.
- VIVIAN R. (1960). - Le recul récent des glaciers du Haut Arc et de la Haute Isère. - *Rev. Géogr. Alpine*, Grenoble, XLVIII, 2, pp. 313-331.
- VIVIAN R. (1968a). - Le glacier des sources de l'Arc. - *Rev. Géogr. Alpine*, Grenoble, LVI, 1, pp. 205-208.
- VIVIAN R. (1968b). - Le glacier des Evettes. - *Rev. Géogr. Alpine*, Grenoble, LVI, 3-4, pp. 651-654.
- VIVIAN R. (1968c). - Le glacier d'Arnes. - *Rev. Géogr. Alpine*, Grenoble, LVI, 3-4, pp. 655-660.
- VIVIAN R. (1969). - Le glacier du Mulinet. - *Rev. Géogr. Alpine*, Grenoble, LVII, 2, pp. 425-428.
- VIVIAN R. (1970). - Les glaciers de Chasseforêt. - *Rev. Géogr. Alpine*, Grenoble, LVIII, 1, pp. 237-240.
- VIVIAN R. (1975). - Les glaciers des Alpes occidentales. Etude géographique. - Allier, Grenoble, 513 p.
- ZOLLER H., SCHINDLER C. & ROTH LISBERGER H. (1966). - Postglazialen Gletscherstande und Klimaschwankungen in Gothardmassiv und Warderrheingebiet. - *Sonde au Verh. Naturf. Ges. Basel*, 77, 2, pp. 97-164.

III - DOCUMENTS ET CARTES CONSULTES

Cartes topographiques (I.G.N.)

1/50000 MODANE XXXV-34, LANSLEBOURG XXXVI-34, TIGNES XXXVI-33
 1/25000 MODANE XXXV-34, coupures 3-4 et 7-8
 LANSLEBOURG XXXVI-34, coupures 1-2, 3-4 et 5-6
 TIGNES XXXVI-33, coupures 7-8.

Cartes géologiques (Service de la carte géologique, B.R.G.M.)

1/250000 feuille Annecy par J. DEBELMAS (1979)
 1/80000 : feuille Saint-Jean-de-Maurienne 2è édition par
 M. GIGNOUX (1931)
 1/50000 : feuille Tignes par E. RAGUIN & F. HERMANN (1930)
 feuille Lanslebourg par E. RAGUIN & F. HERMANN (1931)

Photographies aériennes I.G.N.

Mission TIGNES. (1956). 3633
 Mission MODANE-LANSLEBOURG. (1962). 3534-3634
 Mission ST-JEAN-DE-MAURIENNE.LANSLEBOURG. (1970). 3434-3634
 Mission panchromatique MODANE, vallée. (1972). 3534

Sondages et résultats de laboratoires

DDA (1982). - Rapport de fin de travaux.
 Lanslevillard (Savoie), HYDROFORAGE. Chambéry.

DDA (1982). - Commune de Lanslevillard. Recherche d'eau potable
 aux lieux-dits "les barrières" et "aux Sarrazins". CFEG.
 Chambéry.

DDA (1984). - Commune de Lanslevillard. Essai de débit dans
 Forage F.4. CFEG. Chambéry.

DDA (1984). - Commune de Lanslevillard. Sondages
 complémentaires dans la zone de Villard Dessus et au
 Mollard du Mas. CFEG. Chambéry.

DDA (1984). - Commune de Bessans. Reconnaissance géoélectriques
 des terrasses alluviales de l'Arc. Zone de la Chalpe-
 Regirard d'en Bas, La Chalpe d'Amont. CFEG. Chambéry.

DDA (1984). - Commune de Bessans. Rapport d'intervention,
 Forages de reconnaissance. HYDROFORAGE. Chambéry.

DDA (1985). - Commune de Bessans. Rapport d'intervention,
 Forages de reconnaissance. HYDROFORAGE. Chambéry.

EDF (1960). - Vallée d'Ambin. Etudes géophysiques, CPGF.
 - Chute du Mont Cenis, REAL, Chambéry.

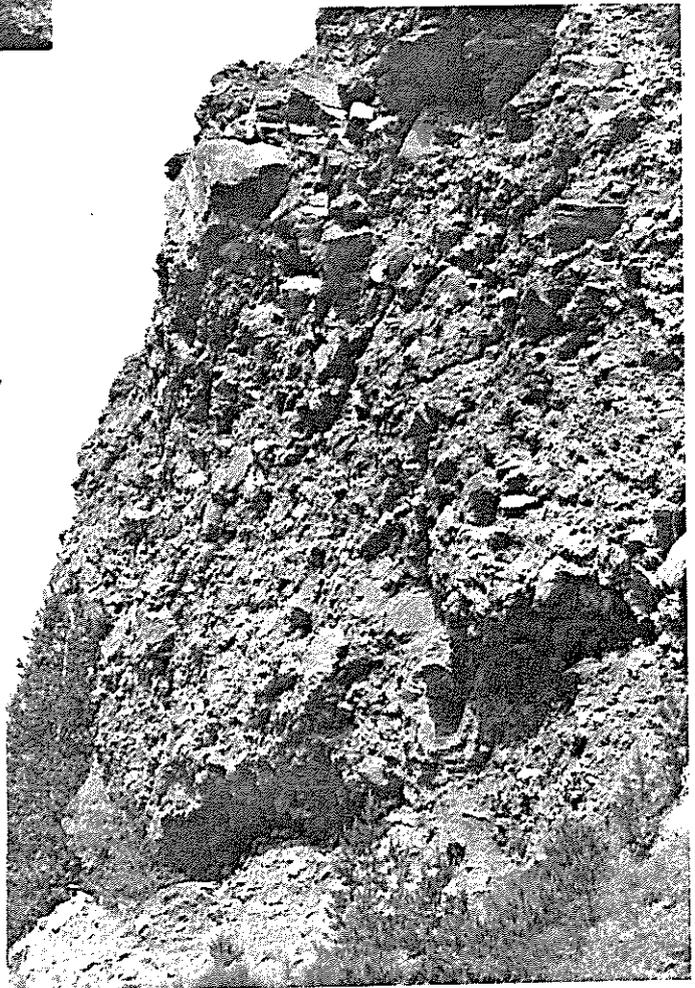
- EDF (1961). - Traversée de la vallée du Ribon. Compte-rendu des sondages de reconnaissance, SIF.
- Chute du Mont Cenis, Chambéry, REAL, Chambéry.
- EDF (1961). - Compte-rendu des essais sur un coulis argile-ciment. Constituant de base "Argile de Bessans". - Barrage du Mont Cenis, REAL, Chambéry.

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES



Photo A : Affleurement 15 :
Écroulement (en foncé)
et formation de base à galets (en clair)

Photo 8 : Contact entre la formation de
base à galets et l'écroulement



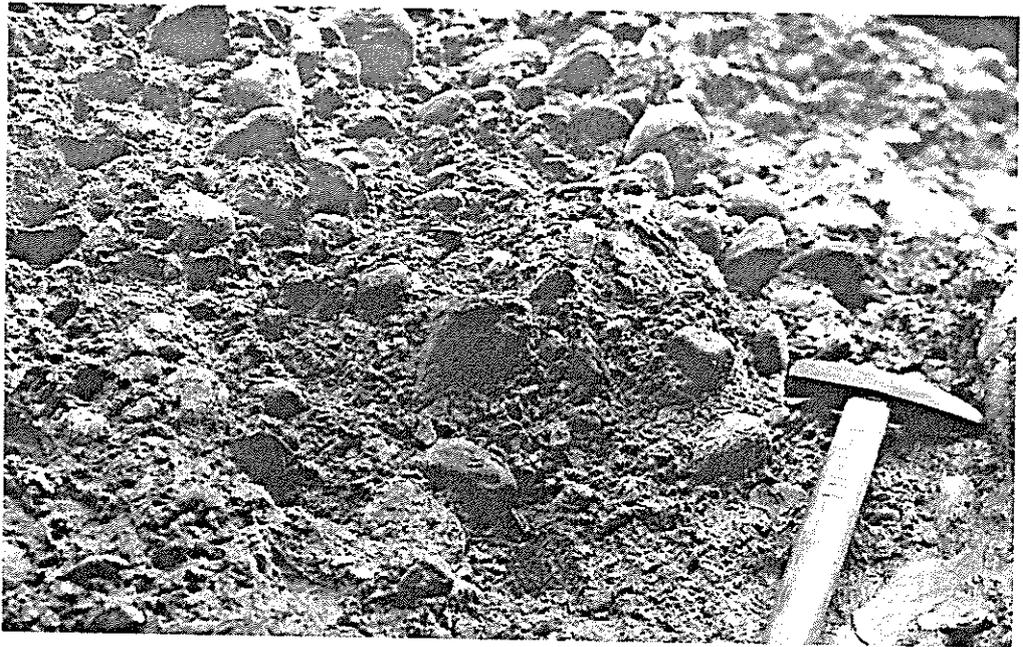


Photo C : Niveau à galets arrondis

Photo D : Niveaux sableux



Planche II : FORMATION DE BASE A GALETS



Photo E : Galets de l'Arc (roches vertes)
dans les éboulis des gorges



Photo. F : Sous Chantelouve d'en Haut
Les éboulis des gorges recouvrent l'écroulement en pied de falaise
où des surplombs donnent l'apparence d'un contact inverse.

Planche III : VERSANT RIVE GAUCHE DES GORGES DE LA MADELEINE
SOUS LA CHANTELOUVE D'EN HAUT



Photo G : Excavation dans le cône du Burel en rive droite de l'Arc
le personnage est appuyé contre l'éroulement enseveli
par les alluvions torrentielles du Burel (sur la gauche
de la photo)

Planche IV : LE CONE DU BUREL

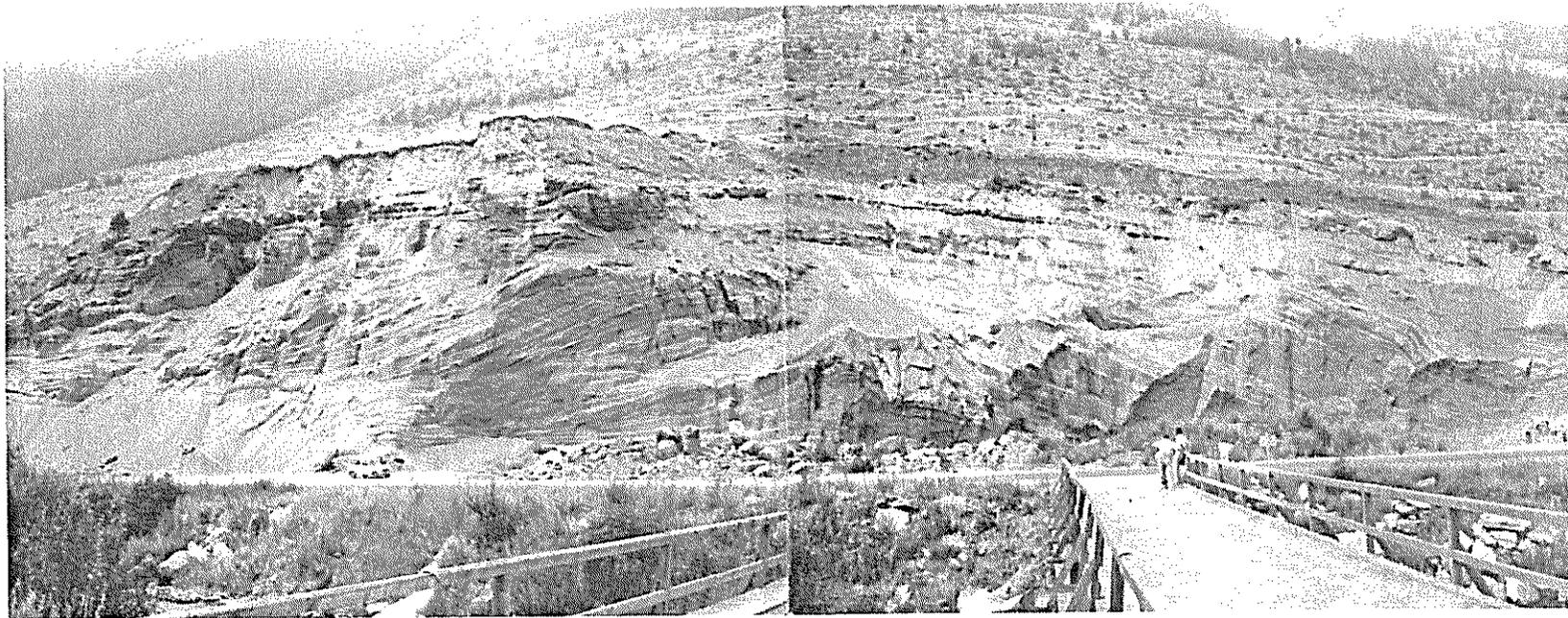


Photo H : Vue d'ensemble ; voir interprétation en Fig 28

Planche V : LA CARRIERE DES CONTAMINES



Photo I : Sous les prés du Mollard (Affleurement 28), on aperçoit des niveaux à cailloutis (litage horizontal) recouverts par les formations torrentielles de la ravine (sommet de la coupe)

Planche VI : CAILLOUTIS DE LANSLEBOURG



Photo J : Vue générale



Photo K : Déformations plastiques dans les lits de silts, de sables



Photo L : Ondulations des lits de galets : déformations périglaciaires ou différence de densité entre lits fins et grossiers



Photo M : Fentes en coins périglaciaires ou figures d'effondrement engrabens

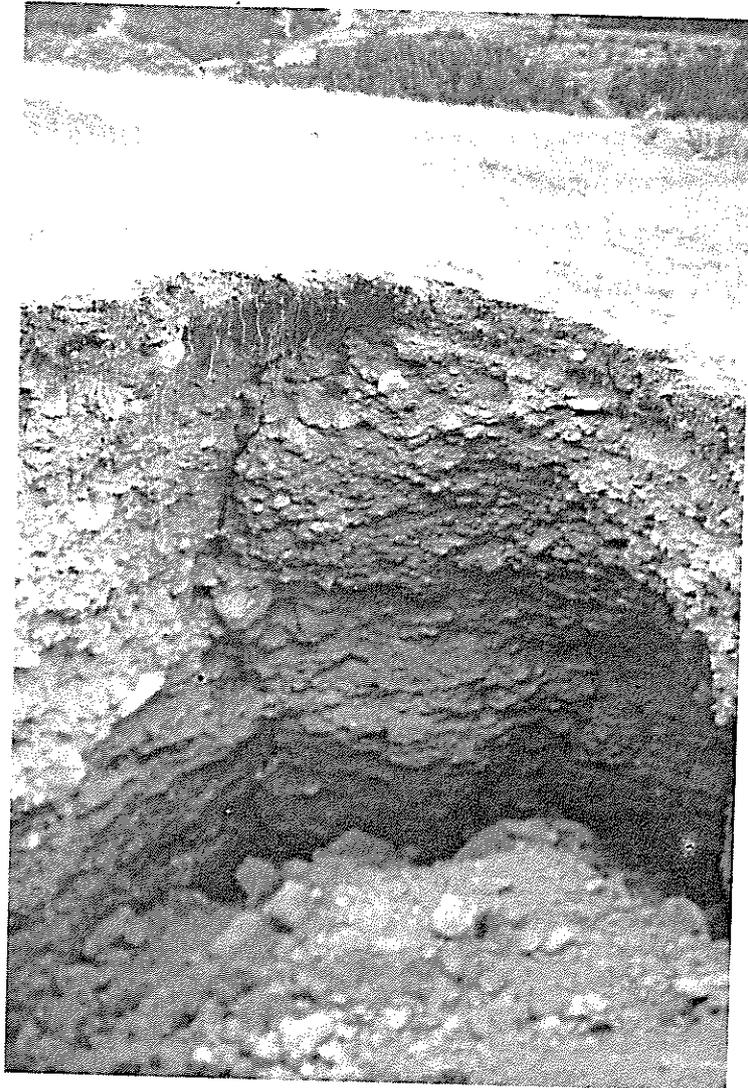


Photo N : Entonnoir de dissolution dans
la surface de la carrière du
Verney

Planche IX : CARRIERE DU VERNEY

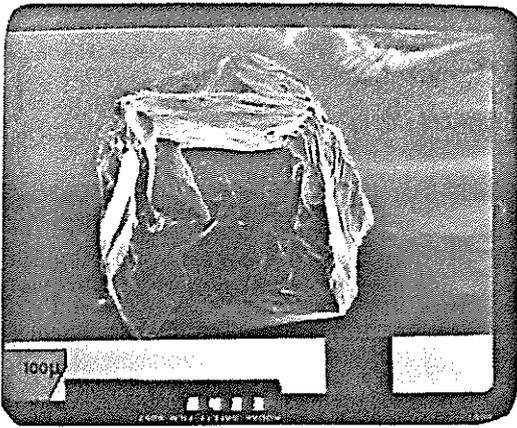


Photo O : Vue générale

Photo P : Vue générale

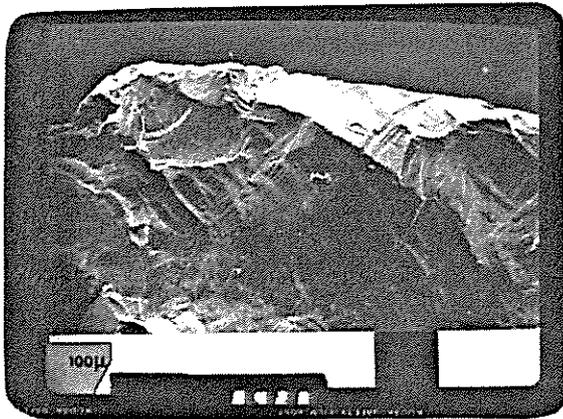
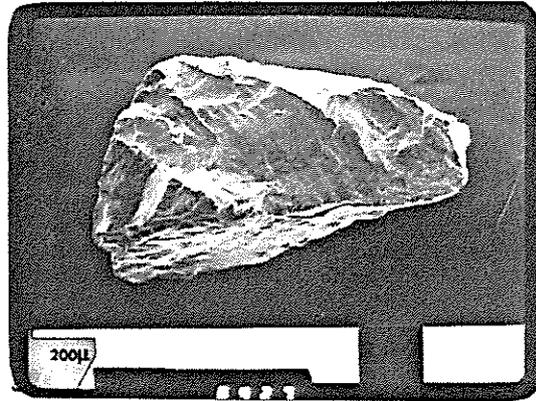


Photo Q : Cassures conchoïdales

Photo R : Figures de cisaillement

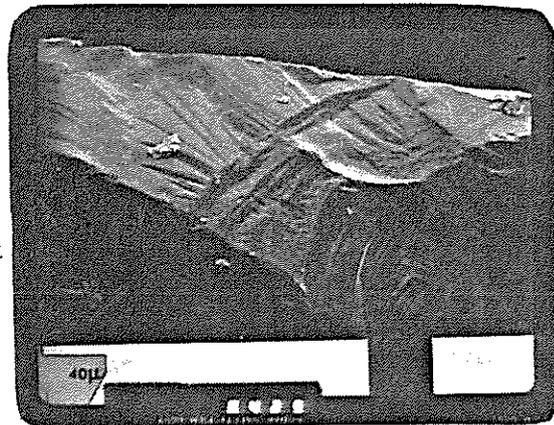


Planche X : EXOSCOPIE DE GRAINS DE QUARTZ EXTRAITS D'UNE MORAINÉ ;
LANSLEBOURG, AFFLEUREMENT 33

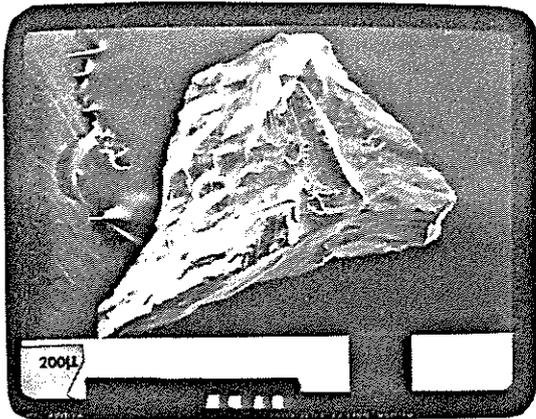


Photo S : Vue générale

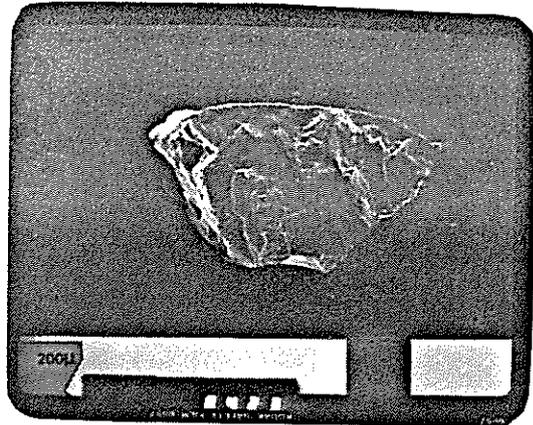


Photo T : Vue générale

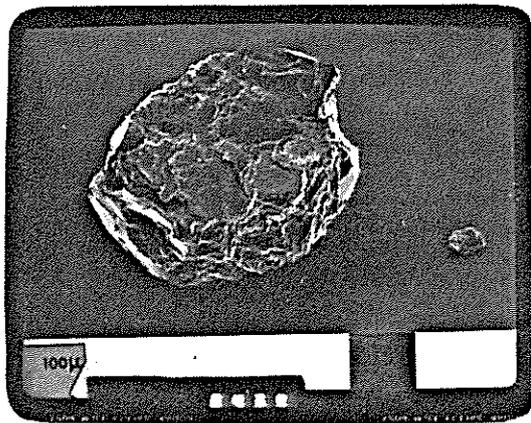


Photo U : Vue générale

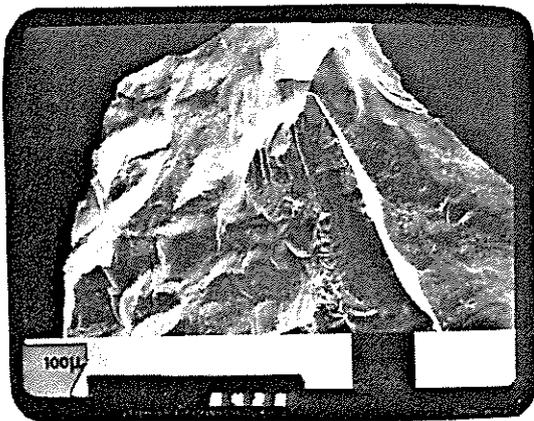


Photo V : Cupules de chocs

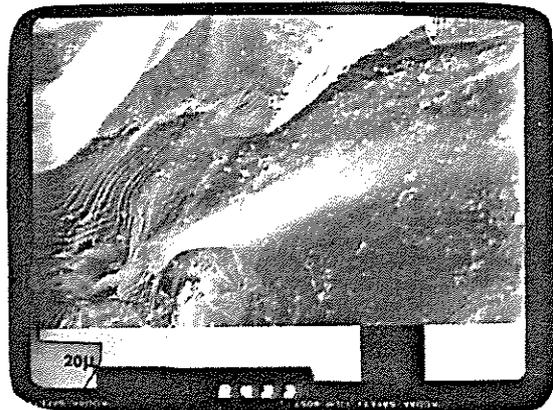


Photo W : Figures de cisaillement

Planche XI : EXOSCOPIE DE GRAINS DE QUARTZ EXTRAITS D'ALLUVIONS FLUVIATILES :
CAILLOUTIS DE LANSLEBOURG, AFFLEUREMENT 29

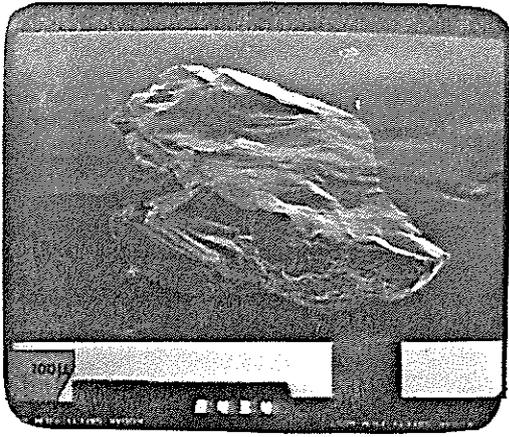


Photo X : Vue générale

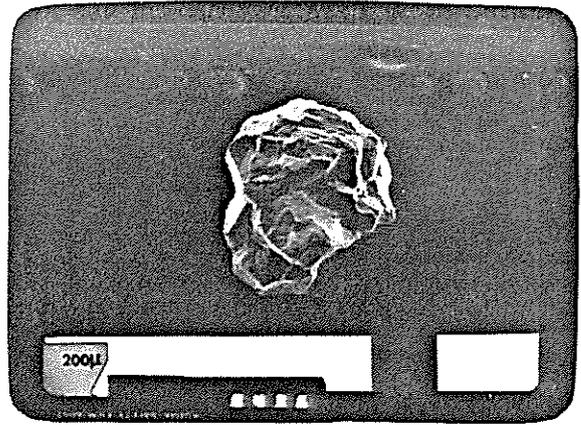


Photo Y : Vue générale

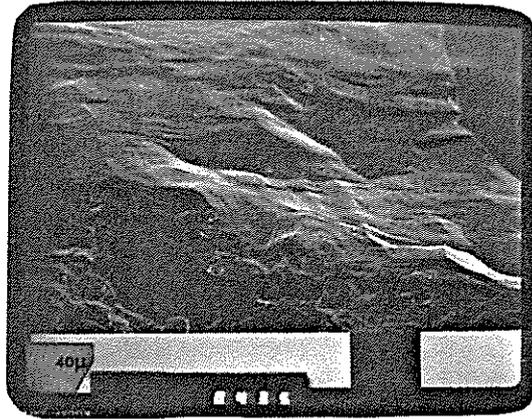


Photo Z : Cassures polies et figures de cisaillement

Planche XII : EXOSCOPIE DE GRAINS DE QUARTZ EXTRAITS D'ALLUVIONS DELTAIQUES
SOUS LACUSTRES : CARRIERE DU VERNEY : AFFLEUREMENT 52

TABLE
DES
MATIERES
ET DES
ILLUSTRATIONS

AVANT PROPOS - ABSTRACT

INTRODUCTION

| | |
|---|---|
| I - <u>ORIENTATION ET ORGANISATION DU PRESENT TRAVAIL</u> | 1 |
| II - <u>CONTEXTE NATUREL DE LA HAUTE VALLEE DE L'ARC</u> | 1 |
| 1. <u>Cadre géographique</u> | 1 |
| 1.1. <u>Topographie</u> | 1 |
| 1.2. <u>Hydrographie</u> | 3 |
| 2. <u>Cadre géologique</u> | 5 |

CHAPITRE PREMIER - LE BASSIN DE BESSANS

| | |
|--|----|
| A - <u>PRESENTATION GENERALE</u> | 9 |
| I - <u>MORPHOLOGIE GENERALE</u> | 9 |
| II - <u>ESQUISSE STRATIGRAPHIQUE</u> | 11 |
| B - <u>LE COL DE LA MADELEINE</u> | 13 |
| I - <u>LOCALISATION</u> | 13 |
| II - <u>MORPHOLOGIE</u> | 13 |
| III - <u>STRATIGRAPHIE</u> | 13 |
| 1. <u>Les affleurements</u> | 15 |
| 1.1. <u>Formation de base à galets</u> | 15 |
| 1.2. <u>L'écroulement s. str.</u> | 17 |
| 1.3. <u>Les alluvions supérieures</u> | 17 |
| 1.4. <u>Alluvions des gorges</u> | 17 |
| 1.5. <u>Alluvions torrentielles locales</u> | 19 |
| 1.6. <u>Eboulis des gorges</u> | 21 |
| 1.7. <u>Conclusion à l'étude des affleurements</u> | 21 |
| 2. <u>Sondages et forages à l'aval du Col de la Madeleine</u> | 21 |
| 2.1. <u>Description</u> | 21 |
| 2.2. <u>Interprétation</u> | 23 |

| | |
|--|----|
| IV - <u>INTERPRETATION</u> | 25 |
| 1. <u>Hypothèses antérieures</u> | 25 |
| 2. <u>Nouvelle interprétation</u> | 25 |
| 2.1. <i>Morphologie de la vallée avant l'écroulement</i> | 27 |
| 2.2. <i>Ecroulement et phase lacustre</i> | 27 |
| 2.3. <i>Evolution de l'écroulement après l'épisode lacustre</i> | 27 |
| 2.3.1. <i>Dépôt des alluvions supérieures</i> | 27 |
| 2.3.2. <i>Dépôt des alluvions des gorges</i> | 29 |
| 2.3.3. <i>Morphologie de la surface de l'écroulement</i> | 29 |
| 2.3.4. <i>Alluvionnement torrentiel local</i> | 31 |
| 2.4. <i>Origine et mise en place des "éboulis des gorges"</i> .. | 33 |
| 2.5. <i>Limite, volume et mise en place de l'écroulement</i> ... | 35 |
| C - <u>LA CUVETTE DE BESSANS</u> | 39 |
| I - <u>PRESENTATION GENERALE</u> | 39 |
| II - <u>MORPHOLOGIE</u> | 39 |
| III - <u>STRATIGRAPHIE</u> | 39 |
| 1. <u>La Moraine</u> | 41 |
| 1.1. <i>Pétrographie des affleurements</i> | 41 |
| 1.2. <i>Interprétation</i> | 41 |
| 2. <u>Les alluvions lacustres</u> | 43 |
| 2.1. <i>Les dépôts fins lacustres</i> | 43 |
| 2.1.1. <i>Localisation</i> | 43 |
| 2.1.2. <i>Description</i> | 47 |
| 2.1.3. <i>Interprétation</i> | 47 |
| 2.2. <i>Les alluvions deltaïques</i> | 47 |
| 2.2.1. <i>Le delta de l'Arc</i> | 51 |
| 2.2.1.1. <i>Morphologie</i> | 51 |
| 2.2.1.2. <i>Analyse pétrographique des galets des</i> <i>alluvions actuelles de l'Arc</i> | 51 |
| 2.2.1.3. <i>Conclusion</i> | 51 |

| | |
|---|----|
| 2.2.2. Le delta du torrent d'Avérole..... | 51 |
| 2.2.2.1. Morphologie | 51 |
| 2.2.2.2. Analyse pétrographique et sédimento- logique | 53 |
| 2.2.3. Le delta du Ribon..... | 59 |
| 2.2.3.1. Morphologie | 59 |
| 2.2.3.2. Analyse pétrographique et sédimento- logique | 59 |
| 2.3. Conclusion sur le remplissage lacustre..... | 63 |
| 2.3.1. Cote de la retenue..... | 63 |
| 2.3.2. Répartition des apports | 65 |
| 3. <u>Les alluvions torrentielles et fluviatiles</u> | 65 |
| 3.1. Description | 65 |
| 3.2. Conclusion..... | 69 |
| IV - <u>INTERPRETATION</u> | 69 |
| 1. <u>Hypothèses antérieures</u> | 69 |
| 2. <u>Nouvelle interprétation</u> | 71 |
| 2.1. La période anté-lacustre..... | 71 |
| 2.2. L'épisode lacustre..... | 71 |
| 2.2.1. Le comblement..... | 71 |
| 2.2.2. Le problème de l'émissaire et le processus de vidange lacustre..... | 71 |
| 2.3. Plaine alluviale post-lacustre..... | 73 |
| 2.4. Evolution ultérieure..... | 73 |
| D- <u>SYNTHESE PALEOGEOGRAPHIQUE DE L'ENSEMBLE DU BASSIN DE BESSANS</u> ... | 77 |

| |
|--|
| CHAPITRE DEUX - LE BASSIN DE LANSLEBOURG |
|--|

| | | |
|-------|--|-----|
| I - | <u>PRESENTATION GENERALE</u> | 83 |
| II - | <u>MORPHOLOGIE</u> | 83 |
| | 1. <u>Evolution du profil transversal de la vallée</u> | 83 |
| | 2. <u>Profil longitudinal</u> | 83 |
| | 2.1. <i>Le gradin-verrou du Barrioz</i> | 85 |
| | 2.2. <i>Le verrou de Lanslevillard</i> | 85 |
| | 2.3. <i>Terrasses alluviales</i> | 85 |
| III - | <u>STRATIGRAPHIE</u> | 87 |
| | 1. <u>Formations morainiques</u> | 87 |
| | 2. <u>Les dépôts lacustres</u> | 89 |
| | 2.1. <i>La Carrière des Contamines</i> | 89 |
| | 2.1.1. <i>Description des séries deltaïques</i> | 89 |
| | 2.1.2. <i>Analyse structurale</i> | 91 |
| | 2.1.2.1. <i>Description</i> | 91 |
| | 2.1.2.2. <i>Interprétation</i> | 91 |
| | 2.2. <i>Autres affleurements lacustres</i> | 95 |
| | 2.2.1. <i>Affleurement 22</i> | 95 |
| | 2.2.2. <i>Affleurement 23</i> | 97 |
| | 2.2.3. <i>Affleurement 24</i> | 97 |
| | 2.2.4. <i>Affleurement 25</i> | 97 |
| | 2.3. <i>Conclusion sur le remplissage lacustre</i> | 97 |
| | 2.3.1. <i>Cote et origine de la retenue</i> | 97 |
| | 2.3.2. <i>Répartition des apports</i> | 99 |
| | 3. <u>Les cailloutis de Lanslebourg</u> | 101 |
| | 3.1. <i>Description des affleurements</i> | 101 |
| | 3.2. <i>Géométrie de la formation des cailloutis</i> | 103 |
| | 3.3. <i>Morphologie</i> | 103 |

| | |
|---|-----|
| 3.4. Pétrographie | 103 |
| 3.5. Interprétation..... | 105 |
| 4. <u>Les cônes de déjection</u> | 105 |
| 4.1. Morphologie..... | 105 |
| 4.2. Analyse sédimentaire..... | 107 |
| 4.3. Interprétation..... | 107 |
| 5. <u>Les formations de pente</u> | 109 |
| IV - <u>SYNTHESE PALEOGEOGRAPHIQUE DU BASSIN DE LANSLEBOURG</u> | 111 |

| |
|---|
| CHAPITRE TROIS - LE BASSIN DE BRAMANS-TERMIGNON |
|---|

| | |
|---|-----|
| I - <u>PRESENTATION GENERALE</u> | 117 |
| II - <u>MORPHOLOGIE</u> | 117 |
| 1. <u>Le modelé d'érosion de la vallée</u> | 117 |
| 1.1. <i>Irrégularités des versants</i> | 119 |
| 1.1.1. Le replat de Sardières..... | 119 |
| 1.1.2. L'avancée rocheuse des Balmes..... | 119 |
| 1.1.3. Les rochers du Chatel et de Sollières..... | 121 |
| 1.2. <i>Verrous et gradins</i> | 121 |
| 1.2.1. Gradin-verrou du Barrioz | 121 |
| 1.2.2. Le gradin d'Ambin..... | 123 |
| 1.2.3. Verrou de Bramans..... | 123 |
| 1.3. <i>Conclusion</i> | 123 |
| 2. <u>Le modelé d'accumulation de la vallée</u> | 125 |
| III <u>STRATIGRAPHIE</u> | 125 |
| IV - <u>DESCRIPTION DES DIFFERENTES FORMATIONS</u> | 127 |
| 1. <u>Introduction : méthode d'interprétation des comptages pétrographiques</u> | 127 |
| 1.1. <i>Tableaux pétrographiques</i> | 127 |
| 1.2. <i>Interprétation des comptages pétrographiques</i> | 129 |

| | |
|--|-----|
| 2. <u>Les formations morainiques</u> | 129 |
| 2.1. <i>Les moraines latérales</i> | 129 |
| 2.2. <i>La moraine de fond</i> | 131 |
| 2.3. <i>Analyse pétrographique des formations morainiques</i> .. | 131 |
| 2.3.1. <i>Tableau récapitulatif de l'analyse pétrographique des galets</i> | 133 |
| 2.3.2. <i>Mécanismes du retrait glaciaire dans le bassin de Bramans-Termignon</i> | 133 |
| 3. <u>Les sédiments lacustres</u> | 135 |
| 3.1. <i>La carrière du Verney</i> | 135 |
| 3.1.1. <i>Description pétrographique et granulométrique</i> . | 135 |
| 3.1.2. <i>Analyse structurale</i> | 137 |
| 3.2. <i>Autres affleurements lacustres</i> | 141 |
| 3.2.1. <i>Gîtes de galets à la surface du verrou de Bramans</i> | 141 |
| 3.2.2. <i>Affleurement 51 - Bramans</i> | 143 |
| 3.2.3. <i>Affleurement 53</i> | 143 |
| 3.2.4. <i>Affleurement 54,</i> | 143 |
| 3.2.5. <i>Affleurement 55, Butte de Villeneuve</i> | 143 |
| 3.2.6. <i>Affleurement 56</i> | 145 |
| 3.3. <i>Paléogéographie du Bassin de Bramans-Termignon durant l'épisode lacustre</i> | 147 |
| 3.3.1. <i>Cote et dimensions de la retenue</i> | 147 |
| 3.3.2. <i>Age et origine de la retenue</i> | 147 |
| 3.3.3. <i>Fin de l'épisode lacustre</i> | 151 |
| 4. <u>Les alluvions fluviatiles</u> | 151 |
| 4.1. <i>Les cailloutis de Sollières</i> | 151 |
| 4.2. <i>Les alluvions fluviatiles des terrasses d'érosion</i> . | 153 |
| 4.3. <i>Conclusion</i> | 155 |

| | |
|--|-----|
| 5. <u>Les cônes de déjection</u> | 155 |
| 5.1. <u>Morphologie</u> | 155 |
| 5.2. <u>Analyse sédimentaire</u> | 157 |
| 5.3. <u>Conclusion</u> | 157 |
| 6. <u>Les formations de pente</u> | 159 |
| V - <u>SYNTHESE PALEOGEOGRAPHIQUE DU BASSIN DE BRAMANS-TERMIGNON</u> | 161 |

| |
|--|
| CHAPITRE IV - ANALYSE SEDIMENTOLOGIQUE |
|--|

| | |
|--|-----|
| I- <u>GRANULOMETRIE</u> | 169 |
| 1. <u>Méthode</u> | 169 |
| 2. <u>Représentation des résultats</u> | 169 |
| 3. <u>Interprétation</u> | 171 |
| 3.1. <u>Alluvions deltaïques</u> | 171 |
| 3.2. <u>Les dépôts torrentiels, morainiques et gravitaires</u> | 173 |
| 4. <u>Conclusion sur la granulométrie</u> | 175 |
| II - <u>MORPHOSCOPIE DES SABLES : EXOSCOPIE</u> | 175 |
| 1. <u>Méthode</u> | 175 |
| 2. <u>Interprétation</u> | 175 |
| 2.1. <u>Moraines</u> | 175 |
| 2.2. <u>Quartz d'alluvions fluviatiles : "Cailloutis de l'Arc"</u> | 177 |
| 2.3. <u>Quartz d'alluvions deltaïques sous lacustres</u> | 177 |
| 3. <u>Conclusion</u> | 177 |
| III - <u>ANALYSE DES ARGILES : DENSIMETRIE ET RAYONS X</u> | 177 |
| IV - <u>MORPHOMETRIE DES GALETS (Indice d'émoussé)</u> | 179 |

| |
|--|
| CHAPITRE V - SYNTHESE PALEOGEOGRAPHIQUE GENERALE |
|--|

| | |
|--|-----|
| I - <u>INTRODUCTION</u> | 183 |
| II - <u>L'OCCUPATION GLACIAIRE</u> | 183 |
| 1. <u>L'érosion glaciaire</u> | 185 |
| 2. <u>Les moraines</u> | 185 |
| III - <u>LE RETRAIT GLACIAIRE</u> | 187 |
| 1. <u>Stationnement de Lanslevillard-Sollières</u> | 187 |
| 1.1. <i>Le stationnement du glacier de l'Arc à Lanslevillard</i> | 187 |
| 1.2. <i>Le stationnement du glacier du Doron à Sollières</i> ... | 189 |
| 1.3. <i>Le lac de Lanslebourg</i> | 189 |
| 1.4. <i>Le bassin de Bramans-Termignon dans sa section déglacée</i> | 189 |
| 2. <u>Recul des fronts glaciaires de l'Arc et du Doron dans les bassins de Bessans et de Bramans-Termignon</u> | 191 |
| 2.1. <i>Evolution des dépôts lacustres de Lanslebourg</i> | 191 |
| 2.2. <i>Le bassin de Bessans en aval du Villaron</i> | 191 |
| 2.3. <i>Le lac du Verney</i> | 193 |
| 3. <u>Stationnements du Villaron et des Fontaignous</u> | 193 |
| 3.1. <i>Stationnement du glacier de l'Arc au Villaron</i> | 193 |
| 3.2. <i>Stationnement du glacier du Doron aux Fontaignous</i> .. | 193 |
| 3.3. <i>Les cailloutis de Lanslebourg et de Sollières</i> | 195 |
| 3.3.1. <i>Dépôt des cailloutis de Lanslebourg</i> | 195 |
| 3.3.2. <i>Dépôt des cailloutis de Sollières</i> | 195 |
| 3.3.3. <i>Conclusion à l'étude des cailloutis de Lanslebourg et de Sollières</i> | 195 |
| 4. <u>Conclusion sur les épisodes de retrait glaciaire</u> | 197 |
| IV - <u>FAÇONNEMENT DES HAUTES TERRASSES ET DEPOT DES CONES TORRENTIELS DE 1ERE GENERATION</u> | 197 |
| 1. <u>Les hautes terrasses</u> | 197 |
| 2. <u>Les cônes de première génération</u> | 199 |

| | |
|---|-----|
| 3. <u>Conclusion</u> | 199 |
| V - <u>LES BASSES TERRASSES, LES CONES DE 2EME GENERATION, L'ECROULEMENT DE LA MADELEINE ET LE LAC DE BESSANS</u> | 201 |
| 1. <u>Basses terrasses et cônes de 2ème génération des bassins de Lanslebourg et de Bramans-Termignon</u> | 201 |
| 2. <u>L'épisode lacustre du bassin de Bessans</u> | 201 |
| 3. <u>Conclusion</u> | 203 |
| VI - <u>LE POST GLACIAIRE</u> | 205 |
| 1. <u>Le creusement du lit de l'Arc</u> | 205 |
| 1.1. <i>Evolution des dépôts lacustres de Bessans</i> | 205 |
| 1.2. <i>le creusement des gorges de la Madeleine</i> | 207 |
| 1.3. <i>Le creusement des basses terrasses des bassins de Lanslebourg et de Bramans-Termignon</i> | 207 |
| 2. <u>Aménagement de la base des versants</u> | 207 |
| 2.1. <i>Eboulis des gorges</i> | 207 |
| 2.2. <i>Les éboulis secs</i> | 209 |
| 2.3. <i>Cônes avalancheux et boueux</i> | 209 |
| VII - <u>ESSAI DE CHRONOLOGIE DU QUATERNAIRE DE LA HAUTE VALLEE DE L'ARC</u> | 211 |

| |
|-------------------------------|
| LISTE DES DOCUMENTS CONSULTES |
|-------------------------------|

| | |
|--|-----|
| I - <u>REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES</u> (Ouvrages cités)..... | 221 |
| II - <u>BIBLIOGRAPHIE</u> (Ouvrages complémentaires)..... | 229 |
| III - <u>DOCUMENTS ET CARTES CONSULTES</u> | 237 |

| |
|--------------------------|
| PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES |
|--------------------------|

| |
|--------------------|
| TABLE DES MATIERES |
|--------------------|

TABLE DES ILLUSTRATIONS

LISTE DES FIGURES

- 1 : Situation géographique
- 2 : Morphologie générale du bassin de Bessans
- 3 : Coupe schématique longitudinale de l'écroulement de la madeleine
- 4 : Morphologie de l'écroulement de la Madeleine et de ses environs
- 5 : Coupe transversale de l'écroulement de la Madeleine
- 6 : Tableau pétrographique de galets prélevés dans la région du col de la Madeleine
- 7 : Coupe transversale de l'écroulement de la Madeleine
- 8 : Coupe transversale de l'écroulement de la Madeleine
- 9 : Forage N°11
- 10 : Forage N°12
- 11 : Forage N°13
- 12 : Coupe longitudinale de la cuvette de Bessans
- 13 : Forage N°21
- 14 : Forage N°22
- 15 : Forage N°31
- 16 : Forage N°32
- 17 : Forage N°33
- 18 : Carte morphologique du delta de l'Arc et d'Avérole
- 19 : Tableau pétrographique des galets de l'Arc actuel et des galets prélevés dans le delta d'Avérole
- 20 : Carte morphologique du delta du Ribon
- 21 : Tableau pétrographique de galets prélevés dans le delta du Ribon
- 22 : Coupe du delta du Ribon à Traribon
- 23 : Coupe longitudinale de la cuvette de Bessans
- 24 : Evolution paléogéographique du bassin de Bessans
- 25 : Morphologie générale du bassin de Lanslebourg
- 26 : Profils transversaux de l'auge du glacier de l'Arc dans le bassin de Lanslebourg
- 27 : Coupe longitudinale du bassin de Lanslebourg
- 28 : Schéma de la carrière des Contamines
- 29 : Tableau pétrographique de galets prélevés dans le bassin de Lanslebourg
- 30 : Illustration de la déformation dans la carrière des Contamines
- 31 : Coupe transversale du bassin de Lanslebourg au niveau de la carrière des Contamines
- 32 : Coupe transversale du bassin de Lanslebourg au niveau de la carrière des Contamines
- 33 : Coupe transversale du bassin de Lanslebourg au niveau de la zone industrielle de Lanslebourg
- 34 : Le retrait glaciaire et l'épisode lacustre
- 35 : L'érosion et la déformation des dépôts lacustres
- 36 : Evolution paléogéographique du bassin de Lanslebourg

- 37 : Morphologie générale du bassin de Bramans-Termignon
- 38 : Géologie et morphologie glaciaire du bassin de Bramans-Termignon
- 39 : Coupe des vallées de l'Arc et du Doron aux environs du gradin verrou du Barrioz
- 40 : Coupe longitudinale du bassin de Bramans-Termignon
- 41 : Analyse pétrographique des alluvions de l'Arc et de ses affluents
- 42 : Représentation graphique des comptages pétrographiques des alluvions de l'Arc et de ses principaux affluents
- 43 : Tableau pétrographique de galets prélevés dans les moraines du bassin de Bramans-Termignon
- 44 : Croquis de la carrière du Verney
- 45 : Coupe dans la carrière du Verney
- 46 : Analyse pétrographique des alluvions
- 47 : Croquis de l'affleurement 51 sous le réservoir de Bramans
- 48 : Croquis en plan de la butte de Villeneuve
- 49 : Croquis de la coupe de Sollières l'Adroit
- 50 : Coupe transversale schématique du bassin de l'Arc à la fin de la sédimentation lacustre
- 51 : Coupe transversale du bassin de Bramans-Termignon à Sollières
- 52 : Coupe transversale du bassin de Bramans-Termignon au Verney
- 53 : Evolution paléogéographique du bassin de Bramans-Termignon
- 54 : Evolution paléogéographique du bassin de Bramans-Termignon
- 55 : Analyse granulométrique des alluvions deltaïques sableuses
- 56 : Analyse granulométrique des alluvions deltaïques sableuses
- 57 : Tableau des fractiles et des principaux indices d'alluvions
- 58 : Analyse granulométrique de dépôts torrentiels, morainiques et gravitaires
- 59 : Tableau des fractiles et des principaux indices des dépôts torrentiels, morainiques et gravitaires
- 60 : Analyse granulométrique de la partie lutitique des sédiments par densimétrie
- 61 : Tableau des résultats de l'analyse des argiles par diffractométrie X
- 62 : Analyse morphométrique comparée des indices d'émoussé de galets prélevés dans une moraine et dans des alluvions torrentielles
- 63 : Tableau synthétique des épisodes quaternaires d'érosion et de sédimentation des trois bassins de la haute vallée de l'Arc
- 64 : Retrait glaciaire : stationnement de Lanslevillard et de Sollières, lac de Lanslebourg

- 65 : Retrait glaciaire : recul de glacier de l'Arc entre Lanslevillard et le Villaron et recul du glacier du Doron entre Sollières et les Fontaignous ; lac du Verney
- 66 : Retrait glaciaire : stationnement du Villaron et de Fontaignous ; dépôt des cailloutis de Lanslebourg et de Sollières
- 67 : Alluvionnement torrentiel
- 68 : Evolution finale et situation actuelle
- 69 : Tableau comparatif des chronologies du quaternaire dans différentes hautes vallées alpines

LISTE DES PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

- I : Eroulement de la Madeleine
 - . Photo A : Affleurement 15
 - . Photo B : Contact entre la formation de base à galets et éroulement
- II : Formation de base à galets
 - . Photo C : Niveaux à galets arrondis
 - . Photo D : Niveaux sableux
- III : Versant rive gauche des gorges de la Madeleine sous la Chantelouve d'en Haut
 - . Photo E : Galets de l'Arc
 - . Photo F : Sous Chantelouve d'en Haut
- IV : Le cone du Burel
 - . Photo G : Ecavation dans le cône du Burel en rive droite de l'Arc
- V : La carrière des Contamines
 - . Photo H : Vue d'ensemble
- VI : Cailloutis de Lanslebourg
 - . Photo I : Sous les prés du Mollard
- VII : La carrière du Verney
 - . Photo J : Vue générale
 - . Photo K : Déformations plastiques dans les lits de silts, de sables
- VIII : Carrière du Verney
 - . Photo L : Ondulations des lits de galets
 - . Photo M : Fentes en coins périglaciaires ou figures d'effondrement engrabens

- IX : Carrière du Verney
 . Photo N : Entonnoir de dissolution dans la surface de la
 carrière du Verney
- X : Exoscopie de grains de quartz extraits d'une moraine
 . Photo O : Vue générale
 . Photo P : Vue générale
 . Photo Q : Cassures conchoïdales
 . Photo R : Figures de cisaillement
- XI : Exoscopie de grains de quartz extraits d'alluvions
 fluviatiles
 . Photo S : Vue générale
 . Photo T : Vue générale
 . Photo U : Vue générale
 . Photo V : Cupules de chocs
 . Photo W : Figures de cisaillement
- XII : Exoscopie de grains de quartz extraits d'alluvions
 deltaïques
 . Photo X : Vue générale
 . Photo Y : Vue générale
 . Photo Z : Cassures polies et figures de cisaillement

THESE DE L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER DE GRENOBLE I

François HUGONIN

RESUME

Le but de ce travail est de reconstituer l'histoire du Quaternaire récent de la Haute Vallée de l'Arc.

Deux unités morphologiques et stratigraphiques sont distinguées dans le bassin de Bessans : l'"Ecoulement de la Madeleine" composé de formations diverses ; la "Cuvette de Bessans" presque entièrement remplie de sédiments lacustres découpées en terrasses de niveaux multiples. Au Nord du bassin les moraines du Villaron marque un stationnement du glacier de l'Arc.

Dans le bassin de Lanslebourg le verrou de Lanslevillard indique un autre stationnement glaciaire. La stratigraphie du bassin de Lanslebourg montre quelques sédiments lacustres qui disparaissent vers l'amont sous une formation fluviatile épaisse (cailloutis de Lanslebourg) surmontée de dépôts torrentiels.

Dans le bassin de Bramans-Termignon sont conservées les traces de deux stationnements du glacier du Doron (Sollières et Fontaignous). Sur les moraines, reposent des alluvions deltaïques couronnées par les cailloutis de Sollières et les alluvions torrentielles.

La description des formes d'érosion et d'accumulation au cours du Quaternaire récent permet d'établir la chronologie suivante :

1. Stationnement glaciaire de Lanslevillard (Arc) et des Fontaignous (Doron), et lac de Lanslebourg.
2. Episode lacustre du Verney pendant le recul des fronts glaciaires entre deux stationnements.
3. Stationnement glaciaire du Villaron et des Fontaignous accompagné du dépôt des cailloutis.
4. Alluvionnement torrentiel, façonnement des hautes et basses terrasses, écoulement de la Madeleine et épisode lacustre de Bessans.
5. Evolution finale : creusement du lit actuel de l'Arc et dépôt des formations de versants.

Seule la dernière étape paléogéographique serait holocène, les 4 autres se situeraient à la fin du retrait wurmien et durant le Tardiglaciaire.

MOTS CLES

Savoie/ moraines/ alluvions lacustres/ fluviatiles/ torrentielles/ paléogéographie/ retrait wurmien/ Holocène/.