



HAL
open science

Contribution à l'étude de la morphologie glaciaire de la vallée de l'Arve (Haute savoie, France) - Essai de reconstitution paléogéographique.

Claire Dorthe-Monachon

► To cite this version:

Claire Dorthe-Monachon. Contribution à l'étude de la morphologie glaciaire de la vallée de l'Arve (Haute savoie, France) - Essai de reconstitution paléogéographique.. Géomorphologie. Université de Lausanne, 1986. Français. NNT: . tel-00718054

HAL Id: tel-00718054

<https://theses.hal.science/tel-00718054>

Submitted on 16 Jul 2012

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 LAUSANNE - FACULTE DES LETTRES

CONTRIBUTION A L'ETUDE DE LA MORPHOLOGIE
GLACIAIRE DE LA VALLEE DE L'ARVE
(HAUTE-SAVOIE, FRANCE)
ESSAI DE RECONSTITUTION PALEOGEOGRAPHIQUE

Thèse

présentée à la Faculté des Lettres de
l'Université de Lausanne pour obtenir le grade de
docteur ès lettres

par

Claire Dorthe-Monachon

Lausanne, 1986

UNIVERSITE DE LAUSANNE - FACULTE DES LETTRES

CONTRIBUTION A L'ETUDE DE LA MORPHOLOGIE
GLACIAIRE DE LA VALLEE DE L'ARVE
(HAUTE-SAVOIE, FRANCE)
ESSAI DE RECONSTITUTION PALEOGEOGRAPHIQUE

Thèse

présentée à la Faculté des Lettres de
l'Université de Lausanne pour obtenir le grade de
docteur ès lettres

par

Claire Dorthe-Monachon

Lausanne, 1986



TOB 4265+1

IMPRIMATUR

Le Conseil de la Faculté des Lettres, sur le rapport d'une Commission composée de M. le Professeur M. BURRI (Lausanne), M. le Professeur G. FURRER (Zurich), M. M. JORDA, chargé de recherches (Aix-Marseille), M. le Professeur J. WINISTÖRFER (Lausanne), autorise l'impression de la thèse de Madame Claire DORTHE-MONACHON, intitulée :

"Contribution à l'étude de la morphologie glaciaire de la vallée de l'Arve (Haute-Savoie, France) - Essai de reconstitution paléogéographique",
sans se prononcer sur les opinions de la candidate.

Le Doyen de la Faculté
des lettres

Professeur Daniel PAUNIER

Lausanne, le 21 juillet 1986

A Jean-Pierre et Gabriel
A mes parents



AVANT-PROPOS

Sept ans ont passé depuis que les Professeurs Jörg WINISTÖRFER et Marcel BURRI m'ont proposé ce sujet de thèse. Les premières années, consacrées surtout au travail de terrain, furent riches en joies multiples, offertes tant par la beauté des paysages rencontrés que par la découverte des formes et des dépôts qui enrichissaient peu à peu les brouillons de mes cartes. Il y eut aussi quelques incidents, souvent cocasses, comme la rencontre de quelques Zurichois sur une moraine ancienne du glacier du Tour - il s'agissait probablement de BLESS et de ses amis -, qui semblèrent fort contrariés d'apprendre que quelqu'un d'autre travaillait sur les stades glaciaires des environs du Mont Blanc; ils me le firent bien comprendre! Les deux dernières années, qui virent l'élaboration des cartes et la rédaction, ont été beaucoup plus difficiles, et cette thèse n'aurait peut-être jamais vu le jour sans les multiples encouragements et les marques d'amitié que m'ont prodigués mes collègues, ma famille et mes amis. Que tous, y compris ceux que j'oublie de nommer ici, acceptent l'expression de ma profonde gratitude.

Je dois une mention particulière à Jörg WINISTÖRFER, directeur de la thèse, qui m'a toujours accordé une grande confiance. Il m'a communiqué son intérêt pour la morphologie générale et glaciaire. Je lui sais gré de la patience avec laquelle il a accueilli mes questions, mes hésitations, tout en encourageant mon esprit d'indépendance. L'atmosphère amicale qu'il sait créer et entretenir entre lui et ses assistants est extrêmement enrichissante.

Un grand merci également au Professeur Marcel BURRI, qui a su stimuler au bon moment mon intérêt pour les sciences de la terre. Il est à l'origine de la fondation de l'Association informelle des Amis du Quaternaire lémanique, qui a su, au cours de ses réunions, créer un environnement très encourageant pour de jeunes chercheurs. Je dois beaucoup à ses membres et en particulier à Michel CAMPY, Gérard NICLOUD et Christian SCHLÜCHTER. Hervé RICHARD, de Besançon, qui a participé à une excursion des Amis du Quaternaire lémanique dans la basse vallée de l'Arve, a effectué l'analyse pollinique des sédiments glacio-lacustres de St-Jeoire et m'en a communiqué les résultats. Je l'en remercie infiniment.

J'ai le plaisir de remercier Monsieur G. BACONNAIS, chef du Service Hydraulique du Conseil Général de Haute-Savoie, qui, par l'intermédiaire de Gérard Nicoud, m'a permis de consulter quelques sondages de la région de la Tour - Viuz-en-Sallaz.

L'Institut de Géographie de Lausanne a mis à ma disposition la couverture complète de photographies aériennes, ce dont je lui suis très redevable.

Gaston CLIVAZ, dessinateur-cartographe de l'Institut de Géographie, a toujours accueilli mes demandes avec une grande gentillesse. Il a consacré beaucoup de son temps à me conseiller en matière de dessin, de graphisme et de mise en page. Je lui en suis très reconnaissante.

Avec Fabienne CARRUZZO-MALDINEZ et Philippe HERTIG, mes collègues assistants, j'ai eu au cours des derniers mois de fructueuses discussions qui m'ont beaucoup aidée. Philippe HERTIG a traduit et explicité pour moi certaines pages des thèses zurichoises et a accepté de relire mon texte. J'ai apprécié ses suggestions et ses critiques. Sa disponibilité, sa présence attentive et amicale m'ont été précieuses.

Je voudrais aussi rendre hommage à ma famille, à qui cette thèse doit énormément: Jean-Pierre, mon mari, inlassable compagnon de terrain, a fait preuve d'un dévouement total à la cause de ma thèse; sa confiance absolue et son extraordinaire patience m'ont soutenue dans les nombreux moments difficiles. Grâce à la disponibilité jamais en défaut de mes parents, Paulette et Benjamin MONACHON, et de mes beaux-parents, Nadine et Gaston DORTHE, qui ont tour à tour accueilli Gabriel, j'ai pu travailler sans jamais être en souci pour notre enfant. Je les en remercie de tout coeur.

Enfin, ma gratitude va également à mes amis Elisabeth et Raymond CLAVEL et à leur fille Nathalie, chez qui Gabriel a passé tant de bonnes journées.

"Mais, quoi qu'il adviene, nous sommes assurés de trouver toujours, dans l'observation des grands phénomènes naturels, la plus complète et la plus sûre des récompenses; car la nature réserve à ceux qui l'interrogent des jouissances infinies".

VIOLETT-LE-DUC (1876) : Le massif du Mont Blanc.

"Parmi les joies inoffensives qui s'offrent aux hommes, en ce demi-siècle, l'étude des sables et des galets tient une place de choix".

CAILLEUX, TRICART (1959): Initiation à l'étude des sables et des galets.

TABLE DES MATIERES

AVANT-PROPOS

Table des matières	1
--------------------	---

I INTRODUCTION

1. But et orientation de ce travail.	5
2. Méthodes utilisées	8
2.1. Remarques générales	8
2.2. L'approche géomorphologique	8
2.3. L'examen des affleurements	9
2.3.1. L'analyse granulométrique	9
2.3.2. L'analyse morphométrique	11
2.3.3. L'analyse pétrographique	11

II GENERALITES

1. Situation géographique	13
2. Cadre climatique	19
3. Cadre géologique	22
4. Les glaciers	26
4.1. Les glaciers actuels	26
4.2. Les oscillations glaciaires récentes	28
4.2.1. Les extensions glaciaires de la période 1600 - 1850	28
4.2.2. Les variations des derniers millénaires	29
4.2.3. Les glaciers du Mont Blanc de 1850 à nos jours	31

III TRAVAUX ANTERIEURS : LES ANCIENS ET LES MODERNES

1. Les précurseurs	39
2. De 1900 à 1950 : études localisées, thèses et monographies	40
3. Les travaux récents	43
3.1. Le massif du Mont Blanc et ses environs	43
3.1.1. Les stades tardiglaciaires de la vallée de l'Arve selon CORBEL (1963)	43
3.1.2. Les stades de la vallée de Chamonix selon MAYR (1969)	44
3.1.3. Les stades tardiglaciaires et holocènes de la région d'Argentière et du Tour selon BLESS (1983)	45

3.2. La basse vallée de l'Arve	48
3.2.1. Interprétation de la coupe du Viaison par JAYET (1966)	48
3.2.2. La paléogéographie glaciaire de la basse vallée de l'Arve par ARMAND (1978)	49
3.2.3. La paléogéographie glaciaire de la basse vallée de l'Arve par KARNAY (1980)	50
3.3. Les glaciers de l'Arve selon HANTKE (1980)	52
IV MORPHOLOGIE GLACIAIRE	
A. Commentaire des cartes	
1. Haute et moyenne vallée de l'Arve (cartes 1 et 2)	57
1.1. Formes et dépôts situés à l'aval immédiat des moraines récentes	57
1.1.1. Vallée de Chamonix	57
1.1.1.1. Bassin du Tour	57
1.1.1.2. Bassin d'Argentière	59
1.1.1.3. Bassin de Lognan et de la Pendant	62
1.1.1.4. Bassin de la Mer de Glace	63
1.1.1.5. Bassin des Aiguilles de Chamonix	64
1.1.1.6. Bassin des Bossons et de Taconnaz	64
1.1.1.7. Bassin du Bourgeat et de la Griaz	65
1.1.2. Vallée du Bon Nant	65
1.1.2.1. Bassin de Bionnassay	65
1.1.2.2. Bassin de Miage	67
1.1.2.3. Bassin d'Armancette	67
1.1.2.4. Bassin de Tré-la-Tête	67
1.2. Formes et dépôts glaciaires anciens	67
1.2.1. Vallée de l'Arve du Col de Balme à Servoz	67
1.2.2. Vallée de la Diosaz	69
1.2.3. Du col du Bonhomme au Fayet	69
1.2.4. Vallée de l'Arve de Servoz à Cluses	76
1.3. Autres éléments	83
1.3.1. Les glaciers rocheux	83
1.3.2. L'éboulement du Dérochoir	84
1.3.3. Le cône d'Assy	85
2. Bassin du Giffre (cartes 2 et 4)	87
2.1. Formes et dépôts glaciaires	87
2.1.1. Haute vallée du Giffre, à l'amont de Sixt	87
2.1.1.1. Vallée du Giffre-Haut	87
2.1.1.2. Vallée du Giffre-Bas	90
2.1.2. Vallée du Giffre entre Sixt et Taninges	91
2.1.2.1. La vallée principale	91
2.1.2.2. Les vallons de la rive gauche	93
2.1.2.3. Les vallons de la rive droite	94

2.1.3. Basse vallée du Giffre, de Taninges à Marignier	100
2.1.3.1. La vallée principale et ses abords	100
2.1.3.2. La région de Sommant	110
2.1.3.3. La vallée du Risse	110
2.2. Glaciers rocheux et grèzes litées	112
3. Les vallées du Borne et du Reposoir (carte 3)	117
3.1. Vallée du Borne	117
3.1.1. Eléments glaciaires et paraglaciers	117
3.1.1.1. Des Aravis au Grand-Bornand	117
3.1.1.2. Vallée du Chinailon	119
3.1.1.3. Du Grand-Bornand au débouché dans la vallée de l'Arve	120
3.1.2. Grèzes litées et glaciers rocheux	126
3.2. Vallée du Reposoir	127
3.2.1. Petit Foron du Reposoir, des Aravis à l'ancienne Chartreuse	127
3.2.2. Grand Foron du Reposoir	128
4. Versant nord du Bargy (carte 3)	130
4.1. Formes glaciaires et paraglaciers	130
4.1.1. Vallon du Lac Bénit	130
4.1.2. Vallée du Bronze	131
4.2. Glaciers rocheux	134
5. Basse vallée de l'Arve (cartes 4 et 5)	135
5.1. La plaine de l'Arve et ses abords	135
5.1.1. La vallée de l'Arve de Cluses à Bonneville	135
5.1.2. Du débouché du Borne à la Roche-sur-Foron	137
5.1.3. Entre la Roche-sur-Foron et Reignier, la zone des Rocailles	141
5.1.4. Du front des Rocailles à la confluence Arve-Menoge	146
5.2. La région de la Tour	147
5.3. L'interfluve Arve-Foron de Bogève	149
5.4. Vallée de la Menoge	150
5.4.1. La haute vallée (jusqu'à 600 m d'altitude)	150
5.4.2. la basse vallée et ses abords	151
5.5. Le plateau des Bornes et le pied du Salève	155

B. Présentation des résultats des analyses	159
1. Pétrographie	160
2. Indices d'émoussé	166
3. Granulométrie	183

V PALEOGEOGRAPHIE GLACIAIRE

1. Les étapes de la déglaciation	195
1.1. Vallée de l'Arve	195
1.1.1. Les stades extérieurs à la vallée	195
1.1.2. Les stades de la vallée entre Reignier et le Fayet	196
1.1.3. Les stades de la vallée de Chamonix	197
1.1.4. Les stades de la vallée du Bon Nant	198
1.2. Vallée du Giffre	199
1.2.1. Le stade de la Tour	199
1.2.2. Le stade de Pont du Giffre	199
1.2.3. Le stade de Talinges	200
1.2.4. Les stades du Giffre-Bas	200
1.2.5. Les stades du Giffre-Haut	201
1.2.6. Les stades de Bossetan	201
1.3. Vallées du Borne, du Reposoir et vallons du Bargy	201
1.3.1. Les stades de la vallée du Borne	201
1.3.2. Le stade de Pralong (Reposoir)	202
1.3.3. Les stades du Bargy	202
2. Corrélations entre les vallées (cartes 6 à 8)	203
2.1. Méthodes utilisées	203
2.2. Chronologie proposée	206
3. Les glaciers de l'Arve et les autres glaciers alpins	219

VI CONCLUSIONS

1. Conclusion générale	223
2. Estimation des résultats	224

VII BIBLIOGRAPHIE, DOCUMENTS UTILISES

1. Ouvrages cités ou consultés	227
2. Cartes	243
3. Photos aériennes.	244

LISTE DES FIGURES	247
-------------------	-----

LISTE DES TABLEAUX	249
--------------------	-----

8 CARTES HORS TEXTE.

I INTRODUCTION

En 1978, l'étude de la signification paléogéographique des dépôts glaciaires était le principal thème d'intérêt des paléogéographes suisses. A la suite de BUCHER (1970) et de WANDERLICH (1973), ROBERT (1981) et ARN (1982), nos collègues et amis de l'Institut des Sciences de la Terre voisine avaient entrepris à leur tour une grande synthèse régionale, l'un dans le Haut-Valais, l'autre dans le Moyen-Valais romand. Au même moment, après SCHNEEBELI et ROTHLISSBERGER (1976), les chercheurs de l'école sarchoise se consacraient à une étude systématique et complète des marges récentes des glaciers. Les nombreux restes organiques (bois ou vils fossiles) trouvés dans les moraines récentes et datés de façon absolue permettaient d'espérer de fructueuses découvertes dans les dépôts plus anciens. Par ailleurs, grâce aux travaux de SCHLÜCHTER (1976, 1978), nous découvrons une approche originale de l'étude des sédiments glaciaires. En effet, l'application systématique de méthodes géométriques (ART (1979)) ouvrait des perspectives nouvelles pour la classification génétique des dépôts. Enfin existait depuis quelques années l'association informelle des "Amis du Quaternaire romand", qui organisait de fréquents échanges interdisciplinaires : géologues, archéologues, paléontologues, géomorphologues, tous caractérisaient l'espoir de parvenir à une histoire complète des temps glaciaires, interglaciaires et postglaciaires pour le bassin versant du Léman.

C'est dans ce climat très stimulant que j'ai entrepris l'étude de la morphologie glaciaire de l'ensemble de la vallée de l'Arve, encore proche du domaine lémanique, mais qui paraissait terre vierge, pour tenter de reconstituer les différents stades glaciaires répertoriés aux dépôts situés entre le débouché de la vallée et les glaciers actuels.

Les problèmes que j'avais à résoudre, bien que complémentaires, se situent à différents niveaux. Au premier plan, la connaissance de la morphologie passe par une description complète et approfondie des formes et dépôts glaciaires, lesquels doivent, dans la mesure du possible, faire l'objet d'une cartographie détaillée. L'interprétation des observations recueillies permet de définir les différents stades glaciaires aussi bien dans la vallée principale que dans les vallées affluentes, en de plus une paléogéographie de chacun d'eux. Paléogéographie est un bien grand mot ! Le terme de paléomorphologie, au sens plus restreint, serait peut-être plus approprié. En effet, il s'agit de reconstruire les différents stades en déterminant l'extension des langues glaciaires et des éléments periglaciaires associés (landforms).

1. But et orientation de ce travail.

En 1978, l'étude de la signification paléogéographique des délaissés glaciaires était le principal pôle d'intérêt des quaternaristes lausannois. A la suite de BURRI (1974) et de WINISTÖRFER (1978), AUBERT (1981) et ARN (1984), mes collègues et amis de l'Institut des Sciences de la Terre voisin, avaient entrepris à leur tour une grande synthèse régionale, l'un dans le Haut-Valais, l'autre dans le Moyen-Pays romand. Au même moment, après SCHNEEBELI et RÖTHLISBERGER (1976), les chercheurs de l'école zurichoise se consacraient à une étude systématique et complète des marges récentes des glaciers. Les nombreux restes organiques (bois ou sols fossiles) trouvés dans les moraines récentes et datés de façon absolue permettaient d'espérer de fructueuses découvertes dans les dépôts plus anciens. Par ailleurs, grâce aux travaux de SCHLÜCHTER (1976, 1978), nous découvrons une approche originale de l'étude des sédiments glaciogènes. En effet, l'application systématique des méthodes de CAILLEUX et TRICART (1959) ouvrait des perspectives nouvelles pour la classification génétique des dépôts. Enfin existait depuis quelques années l'association informelle des "Amis du Quaternaire lémanique", qui organisait de fructueux échanges interdisciplinaires : géologues, archéologues, palynologues, géomorphologues, tous caressaient l'espoir de parvenir à une histoire complète des temps glaciaires, interglaciaires et postglaciaires pour le bassin versant du Léman.

C'est dans ce climat très stimulant que j'ai entrepris l'étude de la morphologie glaciaire de l'ensemble de la vallée de l'Arve, encore proche du domaine lémanique, mais qui paraissait terre vierge, pour tenter de reconstituer les différents stades glaciaires repérables aux délaissés situés entre le débouché de la vallée et les glaciers actuels.

Les problèmes que j'avais à résoudre, bien que complémentaires, se situent à différents niveaux. Au premier plan, la connaissance de la morphologie passe par une description complète et approfondie des formes et dépôts glaciaires, lesquels doivent, dans la mesure du possible, faire l'objet d'une cartographie détaillée. L'interprétation des observations récoltées permet de définir les différents stades glaciaires, aussi bien dans la vallée principale que dans les vallées affluentes, et de bâtir une paléogéographie de chacun d'eux. Paléogéographie est un bien grand mot : le terme de paléomorphologie, au sens plus restreint, serait peut-être plus approprié. En effet, il s'agit de reconstruire les différents stades en déterminant l'extension des langues glaciaires et des éléments paraglaciaires associés (sandurs,

formes fluvio-glaciaires et glacio-lacustres, etc.). Seule une portion restreinte du paysage est ainsi recréée. De plus, même si les stades recensés résultent de conditions climatiques particulières, il n'est pas dans mon intention de réaliser une reconstitution paléoclimatique. Il s'agit d'un travail portant sur les effets des variations climatiques, qui ne permet pas de déboucher sur une explication des causes climatiques à l'origine des extensions glaciaires successives. Enfin, la reconstitution des stades nécessite l'établissement d'une chronologie, même relative, des événements.

Au début du siècle déjà, PENCK et BRÜCKNER (1909) ont défini trois stades glaciaires post-würmiens entre le débouché des vallées alpines et les moraines récentes. Ce sont le Bühl, le Gschnitz et le Daun, l'âge attribué à ce dernier étant situé aux environs de 7000 ans avant nos jours. Par la suite, de nombreux chercheurs ont tenté de retrouver ces stades dans l'ensemble des Alpes. Au cours de ces vingt dernières années, le schéma de PENCK et BRÜCKNER a été peu à peu modifié et enrichi. MAYR et HEUBERGER (1968) introduisent deux nouveaux stades, le Steinach (entre Bühl et Gschnitz) et l'Egesen, celui-ci étant considéré comme postglaciaire. Une datation absolue, 10 200 y. BP, apparaît, qui délimite le Tardiglaciaire et le Postglaciaire (Holocène). Avec les travaux de PATZELT (1972, 1973), de KERSCHNER (1978), et de GROSS et al. (1977) naît un nouveau stade, le Kromer, placé à la fin du Tardiglaciaire, après l'Egesen. Tous les stades sont tardiglaciaires. Enfin, MAISCH (1981, 1982) introduit encore deux stades originaux, le Bockten (entre Egesen et Kromer) et le Clavadel (entre Gschnitz et Daun), tous deux tardiglaciaires. Ce dernier modèle est actuellement peu controversé. Aussi la confrontation des stades recensés dans l'Arve avec ceux des Grisons fournit-elle un bon fondement à la chronologie relative.

Encore faut-il préciser que l'ensemble du territoire étudié ne débordant pas le périmètre alpin, tous les formes et dépôts sont récents, c'est-à-dire post-würmiens. Les seuls éléments relatifs au maximum würmien seraient à chercher dans la limite supérieure de l'erratique et du poli glaciaire, qui constituerait à elle seule une étude de longue haleine, non entreprise ici. La chronologie des stades glaciaires de la vallée de l'Arve se situe donc entièrement dans la période tardiglaciaire et holocène.

Au hasard des rencontres et au fil de la découverte d'une bibliographie fort riche, force me fut de constater que mon champ d'étude avait tendance à rétrécir comme une peau de chagrin. Les Zurichois (BLESS et al.) commencèrent à peu près en même temps que moi leurs investigations dans le massif du Mont Blanc. Quand j'abordai la basse vallée de l'Arve, ARMAND (1978) et KARNAY (1980) venaient à peine de la quitter. Auparavant, la vallée de l'Arve a fait l'objet de nombreux travaux géologiques et géographiques traitant, de près ou de loin, du phénomène glaciaire (cf. chapitre III). Les descriptions géologiques en particulier foisonnent. La plus ancienne et la plus circonstanciée est probablement celle de FAVRE (1867). Le domaine arvien a également été étudié par quelques géographes français d'inspiration davisienne (CHOLLEY, 1925, CHARDONNET, 1938, PERRET, 1944), que, pour la plupart, le phénomène glaciaire embarrassait. Dans leur grande majorité, les publications sont consacrées au Mont Blanc et à ses environs immédiats. Le Giffre, le Borne et la moyenne vallée de l'Arve sont souvent négligés. Une synthèse à l'échelle de l'ensemble de la vallée, qui implique le comblement des énormes trous situés entre Chamonix et Annemasse et l'examen des conclusions des études d'envergure locale à la lumière d'une perspective globale, s'impose. Le souci de mener à bien ce travail de synthèse, de proposer un schéma paléomorphologique - même si la chronologie absolue en est absente ou fort hypothétique - a motivé l'achèvement de cette thèse.

2. Méthodes utilisées

2.1. Remarques générales

La démarche qui a servi de fil conducteur à cette étude est désormais classique : le travail de terrain mène à la caractérisation descriptive des formes et des dépôts, suivie de leur interprétation en termes morphogénétiques. L'examen de la morphologie superficielle et l'analyse des coupes verticales se complètent. La définition des faciès des dépôts à l'aide de données structurales, morphométriques et sédimentologiques (au sens large du terme) est de première importance pour la reconstitution paléogéographique.

Les limites de l'espace géographique étudié sont celles du bassin versant de l'Arve actuelle jusqu'au Salève et non celles du domaine de l'englacement arvien, qui engloberaient les diffluences de Mégève et du plateau des Bornes. Dans cet espace même, tout le terrain n'a pas été parcouru. Autant certaines zones ont été privilégiées du fait de leur accessibilité, autant d'autres régions ont été défavorisées. Aucun endroit n'a été totalement négligé, mais dans la plupart des cas, faute de temps, un seul passage a été fait et rares sont les lieux visités à plusieurs reprises. De ce fait, les éventuels nouveaux affleurements n'ont pas été recensés.

2.2. L'approche géomorphologique

C'est l'aspect primordial, fondé sur le travail de terrain et l'étude des photographies aériennes, deux méthodes interdépendantes. Une première cartographie des formes peut être effectuée à grande échelle (carte topographique au 1:25 000) grâce aux photographies aériennes verticales examinées au moyen d'un stéréoscope. L'appareil utilisé est un stéréoscope à miroirs WILD (modèle ST 4), muni de jumelles grossissant 3x, qui permet un levé très détaillé. J'ai disposé d'une couverture complète des photographies aériennes éditées par l'IGN. La cartographie faite sur la base des photographies aériennes est ensuite vérifiée, corrigée et augmentée du levé des dépôts lors du travail sur le terrain. Ce dernier oblige souvent à un retour aux photographies aériennes, qui offrent une vue privilégiée, pour la précision de certains contours notamment.

2.3. L'examen des affleurements

Les coupes verticales, naturelles (versants entaillés par les cours d'eau) ou artificielles (bords de routes, gravières, excavations diverses) sont suffisamment rares pour qu'aucune de celles rencontrées n'ait été négligée. Toutes ont fait l'objet d'une description et la plupart ont été dessinées et photographiées. Dans la mesure où il paraissait nécessaire de préciser les faciès des formations, des prélèvements ont été effectués dans certaines coupes complexes ou difficiles à caractériser sur la base d'une simple description stratigraphique. La monotonie et le faible développement des coupes ont souvent conduit à la prise d'un unique échantillon. Les régions basses, topographiquement peu accidentées, où les formes superficielles sont moins faciles à inventorier, sont aussi celles où les coupes verticales sont les plus nombreuses. L'analyse granulométrique, morphométrique et pétrographique des affleurements a fort heureusement complété, dans ces cas, les données morphologiques de surface.

2.3.1. L'analyse granulométrique

L'interprétation des résultats du tamisage d'échantillons choisis permet de préciser un peu les conditions de dépôts. La série de tamis dont j'ai disposé, inspirée de celle de CAILLEUX et TRICART (1959), est la suivante :

35 - 22 - 10 - 8 - 6,3 - 5 - 4 - 3,15 - 2,5 - 2 - 1,6 - 1,4 - 1 - 0,8 - 0,63 - 0,5 - 0,4 - 0,315 - 0,25 - 0,2 - 0,16 - 0,125 - 0,1 - 0,08 - 0,071 - 0,063 - 0,05 (mm).

Le passage dans les quatre premiers tamis a été effectué sur le terrain, sur 10 kg de matériel. Le poids de 10 kg a été retenu pour des raisons pratiques. A titre indicatif, CAILLEUX et TRICART (1959) conseillent un poids d'échantillons compris entre 7 et 20 kg. Il faut préciser que les blocs (fraction de plus de 200 mm) ont été éliminés des échantillons. En ce qui concerne les petits tamis (6,3 à 0,05 mm), le travail a été effectué en laboratoire, sur 100 g de matériel sec, par voie sèche. Dans les cas où la proportion de fraction fine était forte, les particules ont été séparées à l'eau courante et le refus de chaque tamis séché à l'étuve avant d'être pesé. Comme on peut le constater, la granulométrie effectuée ne va pas au-delà de 0,05 mm. La fraction fine (limons, argiles) n'est donc pas détaillée.

Les résultats ont été exprimés au moyen de courbes cumulatives dessinées sur papier semi-logarithmique (progression logarithmique pour le diamètre des particules et progression arithmétique pour les poids cumulés exprimés en %). Cette méthode est la plus communément employée (CAILLEUX et TRICART, 1959, SCHLÜCHTER, 1976, 1978, CAMPY, 1982).

Les courbes granulométriques ont été interprétées par comparaison avec celles de SCHLÜCHTER (1976) et à l'aide des types fondamentaux de courbes définis par TRICART (1965), types logarithmique, parabolique et sigmoïde. Le Sorting Index de TRASK (BERTHOIS, 1975), qui mesure l'étalement de la courbe, donné par la relation

$$So = \sqrt{Q3/Q1}$$

Q1 = premier quartile (valeur des 75%)
 Q3 = troisième quartile (valeur des 25%)

a été calculé pour chaque courbe. Les limites de référence sont les suivantes :

- So inférieur à 2,5 = sédiment très bien classé
- So compris entre 2,5 et 3,5 = sédiment normalement classé
- So compris entre 3,5 et 4,5 = sédiment assez bien classé
- So supérieur à 4,5 = sédiment mal classé.

Dans un article datant de 1973, BULLER et McMANUS ont mis en relation le diamètre médian des particules avec la déviation des quartiles [(Q3 - Q1)/2]. Ils ont établi un graphique logarithmique (fig. 1) définissant les différents faciès. La différence entre les dépôts d'origine purement glaciaire et les sédiments lacustres, fluviatiles ou éoliens est particulièrement mise en évidence. Le report de mes résultats sur un graphique identique permet de confirmer l'interprétation effectuée à l'aide des autres méthodes.

La nomenclature des classes granulométriques utilisée dans les descriptions correspond à celle de CAILLEUX et TRICART (1959) complétée par celle de KING (1966) :

- > 200 mm = blocs
- 200 - 20 mm = galets ou cailloux
- 20 - 2 mm = graviers
- 2 - 0,6 mm = sables grossiers
- 0,6 - 0,2 mm = sables moyens
- 0,2 - 0,06 mm = sables fins
- 0,06 - 0,02 mm = limons
- < 0,002 mm = argiles.

2.3.2. L'analyse morphométrique

L'usure des galets, qui permet de définir le milieu de sédimentation, a été mesurée au moyen de l'indice d'éroussé de CAILLEUX repris par SCHLÜCHTER (1978) :

$$E_i = \frac{2r}{L} (1000)$$

r = plus petit rayon de courbure
 L = grande longueur

Chaque échantillon étudié contenait 100 galets mesurant entre 2 et 7 cm, comme le préconise SCHLÜCHTER (1978). L'indice d'aplatissement

$$A_i = \frac{l+L}{2E} (100)$$

L = grande longueur
 l = largeur
 E = épaisseur

n'a pas été retenu. Très influencé par la lithologie des galets, cet indice fournit des valeurs très condensées. Il est peu révélateur des processus morphogénétiques. Pour obtenir des résultats intéressants, il faudrait travailler sur une lithologie rigoureusement homogène, ce qui est le plus souvent impossible à réaliser avec les échantillons d'un seul niveau.

Les résultats ont été exprimés au moyen d'histogrammes de fréquence, aisément comparables entre eux par leur forme, la position de leur médiane. Le report sur diagramme triangulaire modifié d'après TRICART (1965) est une tentative de regroupement qui correspond en gros au classement des médianes.

2.3.3. L'analyse pétrographique

Les comptages pétrographiques, destinés à déterminer la provenance des débris rocheux, ont été effectués scrupuleusement sur des lots de 100 galets. Comme on le verra plus loin (chapitre II,2), la lithologie est très semblable d'une vallée à l'autre dès la sortie des massifs cristallins. Il faudrait être versé en pétrographie sédimentaire pour distinguer sans se tromper les différents calcaires et grès. Les classes pétrographiques retenues sont au nombre de cinq - calcaires, grès, brèches, cristallin (comprenant granites, gneiss, schistes, quartzites), roches vertes (serpentinites exclusivement) - et n'ont qu'une valeur indicative. Quelques comptages plus détaillés ont été faits par endroits. Leurs résultats apparaissent dans le texte. Le diagramme triangulaire, qui simplifie encore le classement, fait ressortir, si c'était nécessaire, la monotonie lithologique des formations.

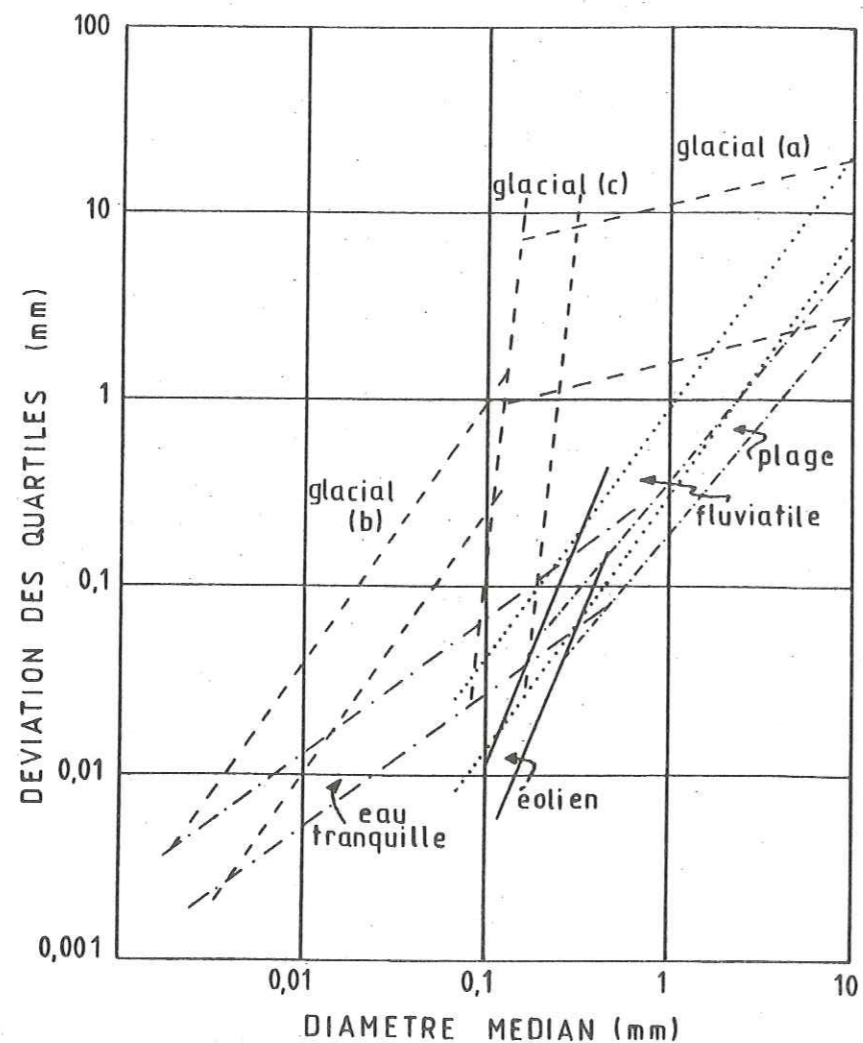


Fig. 1. Graphique montrant les enveloppes composites des relations entre la déviation des quartiles et le diamètre moyen des particules, permettant de comparer les distributions glacigènes avec celles d'autres environnements. Dessin d'après BULLER et McMANUS (1973).

glacial (a): population à dominante grossière de grains composés principalement de fragments rocheux. Caractéristique des moraines de glaciers de vallée et de dépôts proches des sources montagneuses.

glacial (b): sédiments constitués surtout de petits grains monominéraux avec une proportion moindre de particules rocheuses grossières. Caractérise les moraines dérivées d'inlandsis continentaux, situées souvent à quelque distance des sources montagneuses.

glacial (c): sédiments intermédiaires. Fragments rocheux grossiers dominés par des grains monominéraux plus fins. Les échantillons morainiques de cette distribution proviennent en majeure partie d'une zone proche de la chaîne montagneuse.

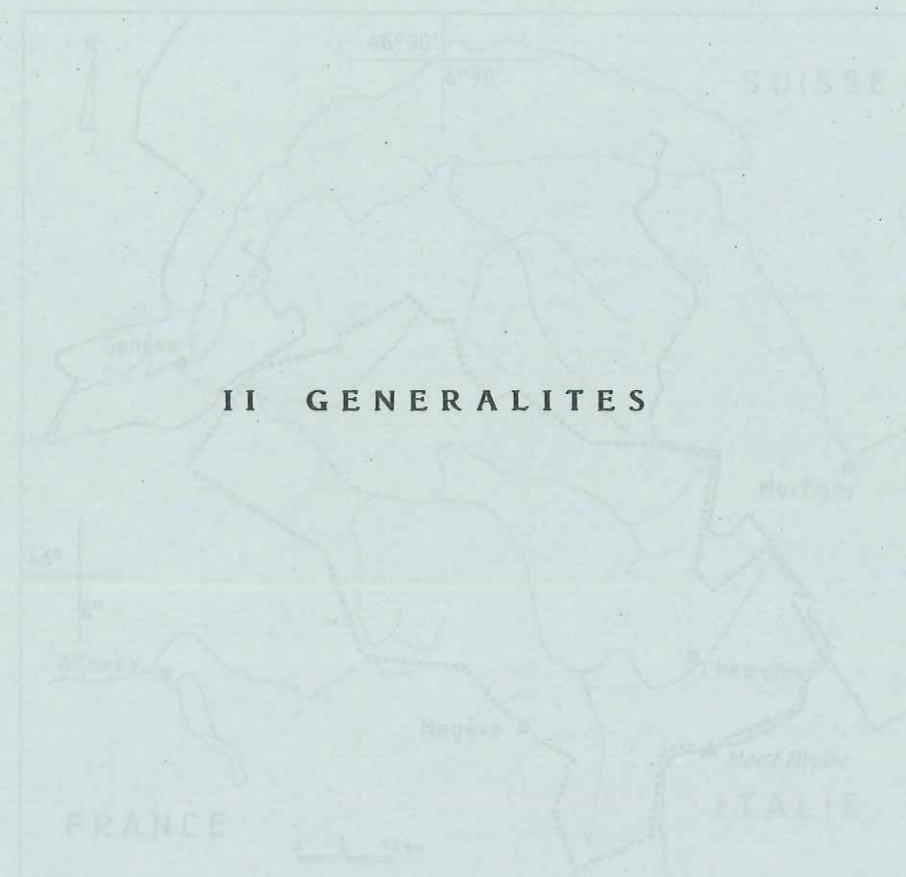


Fig. 2. Limites géographiques de la région étudiée.

D'une superficie totale de 1856 km², le terrain étudié culmine au Mont Blanc (4807 m) et atteint 420 m dans le talweg de l'Arve au pied de l'extrémité nord du Salève. Son altitude moyenne est de 1422 m (BACHMANN). Avec sa source située dans le col de Balme, l'Arve est une rivière d'origine non glaciaire, mais elle reçoit, sur moins de 13 kilomètres de distance, les émissions des glaciers du Tour d'Argentière et de la Mer de Glace, qui la transforment, à la hauteur de Chamoussy, en cours d'eau à régime glaciaire très prononcé (PARDE, 1923; GAULET, 1973). Un

1. Situation géographique (fig. 2)

Remarque préliminaire : la plupart des noms de lieux cités dans ce chapitre sont reportés sur les cinq cartes hors-texte du chapitre IV.

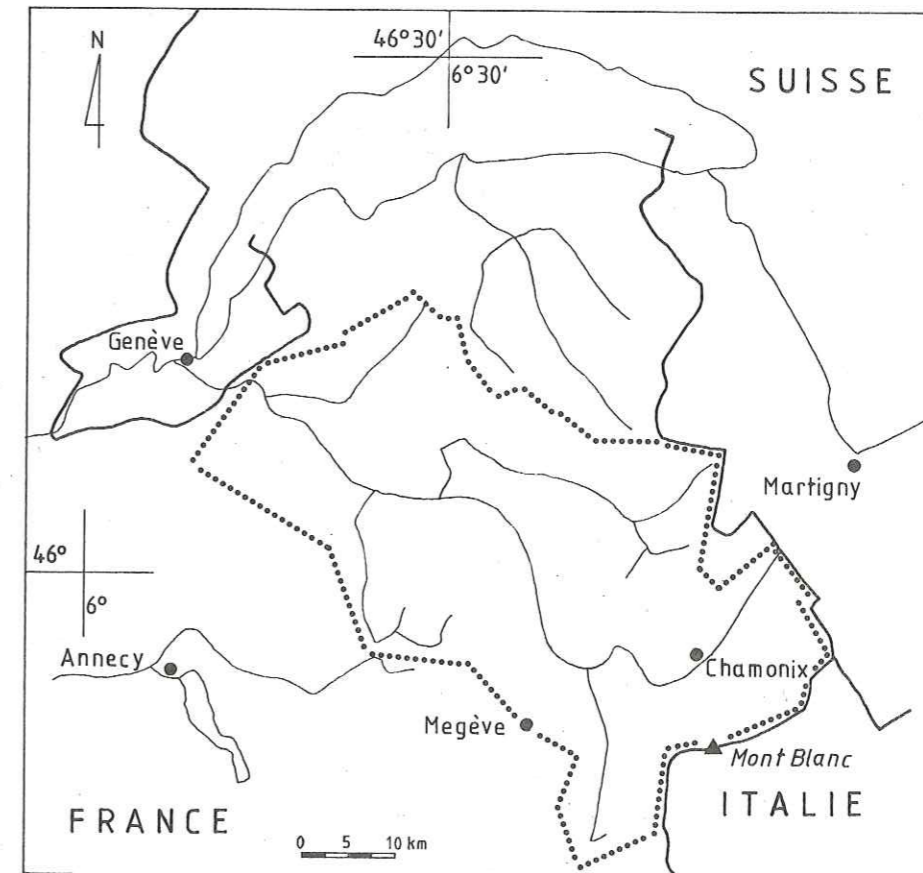


Fig. 2. Limites géographiques de la région étudiée

D'une superficie totale de 1856 km², le terrain étudié culmine au Mont Blanc (4807 m) et atteint 420 m dans le talweg de l'Arve au pied de l'extrémité nord du Salève. Son altitude moyenne est de 1427 m (tableau 1). Avec sa source située sous le col de Balme, l'Arve est une rivière d'origine non glaciaire. Mais elle reçoit, sur moins de 15 kilomètres de distance, les émissaires des glaciers du Tour, d'Argentière et de la Mer de Glace, qui la transforment, à la hauteur de Chamonix, en cours d'eau à régime glaciaire très prononcé (PARDE, 1925, GAUDET, 1975). Un

phénomène identique affecte le Bon Nant, qui draine le versant occidental du massif du Mont Blanc et se jette dans l'Arve au Fayet : parti du col du Bonhomme, dans une zone actuellement non englacée, il se gonfle rapidement des torrents de fonte de Tré-la-Tête, de Miage et de Bionnassay et présente sous St-Gervais les mêmes caractéristiques hydrologiques que l'Arve.

	surface en km ²	alt. moy. en m	coeff. artic.	% surface > 3000 m	% surface > 2000 m	% surface < 600 m
Vallée de l'Arve	1265	1455	30,2	6,6	23,9	15,8
haute vallée	750	1861	38	11,1	39,3	4,6
basse vallée	515	871	31	0	1,4	32,1
Vallée du Giffre	448	1389	47,8	0,1	16,5	3,4
Vallée du Borne	143	1349	49	0	5,2	5,9
Total bassin Arve	1856	1427	29,6	4,5	20,6	12,0

Tableau 1. Quelques données morphométriques.

Le massif du Mont Blanc est incisé et bordé par des vallées profondes. Celles qui l'entaillent sont toutes occupées par de grands appareils glaciaires : Mer de Glace, Argentière, Tré-la-Tête, pour ne nommer que les principaux d'entre eux. Celles qui l'encadrent sont actuellement déglacées. Ce sont les vallées de Chamonix et de St-Gervais. Les pentes des versants sont extrêmement fortes : il y a 3800 m de dénivellation du Mont Blanc aux Houches pour 7,5 kilomètres de distance, la pente moyenne est de 50%; 2950 m et 5,5 kilomètres séparent le sommet de l'Aiguille Verte de l'Arve, la pente moyenne est de 53%. Par contre, le versant Aiguilles Rouges, pourtant très raide dans sa partie basse, a une pente de 28% entre le sommet du Brévent et l'Arve à Chamonix. A l'Ouest du massif, les pentes sont un peu moins fortes : 43% entre l'Aiguille de Bionnassay et le Bon Nant à Tresse. La massivité du Mont Blanc n'est donc qu'apparente, caractéristique bien mise en évidence par le calcul du coefficient d'articulation - rapport de l'altitude moyenne sur l'altitude maximale -, qui permet de définir le degré d'aération du relief (LOUP, 1963). Le coefficient est de 38 pour la haute vallée de l'Arve (bassin versant jusqu'à Cluses, 750 km²). A titre de comparaison, les grandes vallées du Valais Central ont des coefficients beaucoup plus élevés : 58 pour la vallée des

Vièges et 56 pour le Val d'Hérens (WINISTÖRFER, 1978). Par ailleurs, l'altitude moyenne de la haute vallée de l'Arve telle qu'elle a été définie plus haut n'est que de 1861 m (tableau 1), alors que celle de la plupart des vallées valaisannes dépasse 2000 m (Vièges, 2470 m, Hérens, 2400 m, Anniviers, 2365 m). Par contraste avec celui du Mont Blanc, le massif des Aiguilles Rouges apparaît comme une arête presque rectiligne, peu indentée, abritant quelques cirques.

Le profil en travers de la vallée de Chamonix révèle un modèle d'auge glaciaire. Comme le démontre VEYRET (1969), les données structurales sont pour beaucoup dans la morphologie de cette vallée longitudinale. Quant à son profil en long, bien que typiquement d'origine glaciaire, il s'avère très particulier. Les trois paliers successifs ne sont pas limités à l'aval par des verrous rocheux, mais par des accumulations morainiques (cf. chapitre IV.1) : le palier du Tour (1470-1360 m) se termine au Planet, celui d'Argentière (1300-1200 m) au Lavancher et celui de Chamonix (1100-1000 m) disparaît sous les cônes de déjection à la hauteur des Houches. La pente moyenne du talweg est faible (3%) (tableau 2).

En aval des Houches, l'Arve adopte un tracé transversal. Elle reçoit à Servoz les eaux de la Diosaz, qui draine le versant nord des Aiguilles Rouges et qui se raccorde à l'Arve par des gorges étroites et profondes, longues de plusieurs kilomètres. En aval de Servoz se situe le premier verrou de la vallée, profondément entaillé par la rivière, en aval duquel, après une dénivellation de 200 m, s'ouvre la vaste plaine alluviale de Sallanches. Ce verrou détermine une légère augmentation de la pente du talweg (tableau 2). C'est un gradin de confluence de 200 m de hauteur également que franchit le Bon Nant pour rejoindre l'Arve au Fayet.

Le bassin de Sallanches doit son développement au fait qu'il est taillé dans l'extrémité septentrionale de ce que BLANCHARD (1941) a baptisé le Sillon alpin, vaste dépression due à la présence de roches marneuses situées à la périphérie des massifs cristallins, qui atteint sa plus grande extension dans la région de Grenoble. De Sallanches à Cluses, la vallée de l'Arve, dont la pente est très faible (tableau 2), est en cluse. Elle traverse perpendiculairement les unités calcaires. Bordée à l'Ouest par la chaîne des Aravis qui culmine à 2752 m (Pointe Percée), et à l'Est par le massif de Platé (Tête du Colloney, 2692 m), l'Arve se fraye un passage étroit, limité par de puissantes barres de calcaires massifs. Ce tronçon de vallée, long d'une douzaine de kilomètres, où l'Arve méandre au gré des cônes de déjections des torrents latéraux, se termine par une cluse de forme parfaite taillée

dans la terminaison périclinale du gros anticlinal de Chevrans, dont le sommet domine la ville de Cluses de plus de 700 m, et qui a dû constituer un puissant verrou glaciaire.

A Cluses s'ouvre une très vaste dépression de direction E-W, comblée par les alluvions de l'Arve et de ses affluents, dominée par la masse pyramidale du Môle (1863 m). La pente du talweg diminue encore. Entre Cluses et Bonneville, le Giffre a construit le cône de déjection le plus important de la vallée. A Bonneville, l'Arve reçoit les eaux du Borne et sort de la zone préalpine pour entrer dans le Moyen-Pays. La vallée s'évase et les reliefs s'émousent jusqu'à l'extrémité du Salève, limite du bassin genevois, où la Menoge se fond dans l'Arve. La surface de la basse vallée de l'Arve (sans le Giffre et le Borne) est de 515 km². L'altitude moyenne, fortement influencée par la largeur de la plaine alluviale, n'atteint que 871 m. Près du tiers de la surface se situe à une altitude inférieure à 600 m. La dissection est forte (coefficient d'articulation 31).

Le Giffre est le plus gros affluent de l'Arve. Son bassin versant topographique a une surface de 448 km² et une altitude moyenne de 1389 m (tableau 1). La vallée du Giffre, entièrement creusée dans les unités calcaires, regagne en massivité ce qu'elle perd en altitude moyenne par rapport à la haute vallée de l'Arve. Le coefficient d'articulation s'élève à 45.

Deux torrents confluent à Sixt pour former le Giffre : le Giffre Haut, qui draine le cirque des Fonts sous le Buet - lequel est, avec ses 3099 m, le point culminant du bassin versant -, les vallons suspendus d'Anterne, de Sales et de Gers, et le Giffre Bas, qui naît des multiples cours d'eau de fonte des glaciers du Ruan, du Prazon et du Cheval Blanc. Les pentes des versants sont extrêmement fortes (59% entre le Grenier de Commune et le Giffre Bas, 51% entre le Buet et le Giffre Haut). Les épaisses barres calcaires engendrent de spectaculaires cascades. La confluence des deux Giffres a lieu à l'amont d'un gros verrou scié par le cours d'eau, après lequel la vallée s'élargit. Le Giffre y promène son cours tressé entre les cônes de déjection de ses affluents. Ceux de la rive droite sont les plus importants. A Samoens, le Giffre reçoit les eaux du massif élevé des Avoudrues-Dents d'Odda (sommets à 2600 m environ). Le Foron de Taninges draine un gros bassin versant limité par les principaux sommets préalpins, dominés par le Roc d'Enfer (2444 m). A la hauteur de Taninges, les talwegs du Giffre et de l'Arve ne sont séparés que par le col de Châtillon-sur-Cluses (738 m) et distants de moins de 4 kilomètres. Ces deux plaines alluviales diffèrent fortement par leur altitude moyenne. Par

rapport à la plaine de l'Arve située à moins de 500 m, celle du Giffre à Taninges apparaît suspendue à plus de 600 m.

Après Taninges, une série de verrous contraignent le Giffre à un cours tortueux jusqu'à Pont du Giffre, où, enrichi des eaux du Risse, il adopte un tracé longitudinal pour se jeter dans l'Arve en aval de Marignier; le Risse draine une région peu élevée - l'altitude des crêtes varie entre 1500 et 1958 m - limitée à l'amont par deux cols bas qui font communiquer la vallée du Giffre avec celle des Dranses du Chablais. Il s'agit du col des Mouilles (1100 m) et du col de Jambaz (1030 m).

Avec son coefficient d'articulation de 49, la vallée du Borne, deuxième affluent de l'Arve, apparaît comme la région la plus massive du terrain étudié. Nettement plus petite que celle du Giffre avec ses 143 km², elle a une altitude moyenne très proche de cette dernière (1349 m). Le Borne naît au front des Aravis, sous la Pointe Percée (2752 m), dans une zone où la densité du réseau hydrographique superficiel est extrêmement faible. Le flanc ouest de la chaîne des Aravis, longue arête presque rectiligne d'orientation SW-NE, est régulièrement entaillé par de petits cirques prolongés par d'étroits vallons allongés perpendiculairement à la direction de l'arête. Jusqu'à son coude situé près de St-Jean-de-Sixt, le Borne a un tracé longitudinal et coule dans une vallée évasée au profil transversal régulier. Entre St-Jean-de-Sixt et son débouché dans la vallée de l'Arve, le cours du Borne est en cluse. Il traverse perpendiculairement de gros plis concentriques à enveloppe de calcaire massif (Urgonien). La vallée a généralement un profil en V très resserré, les pentes des versants sont très fortes (80 % rive droite en aval d'Entremont, 83% sous la Montagne des Auges) et le Borne se fraye un passage dans d'étroits défilés. C'est le cas au Bois des Etroits, demi-cluse très spectaculaire, entre Entremont et le Petit Bornand ainsi qu'entre Termine et la plaine de l'Arve, ce dernier défilé étant une profonde gorge de raccordement. La pente constante du talweg contraste avec celles du Giffre ou de l'Arve, assez variables (tableau 2).

Vallée de l'Arve		
	Pente du talweg	distance
De la source au Tour	20,0 %	3,8 km
Du Tour aux Houches	3,0 %	15,0 km
Des Houches à Chedde	4,0 %	7,8 km
De Chedde à Cluses	0,4 %	25,0 km
De Cluses au Salève	0,2 %	35,0 km
De la source au Salève	2,0 %	86,6 km
Vallée du Giffre		
	Pente du talweg	distance
Giffre Bas du glacier du Ruan au Fond de la Combe	61,0 %	2,2 km
Du Fond de la Combe à Sixt	3,0 %	9,0 km
De Sixt à Taninges	0,8 %	16,4 km
De Taninges à Vougy (confluence avec l'Arve)	1,0 %	16,0 km
Du glacier du Ruan à Vougy	4,0 %	43,6 km
Vallée du Borne		
	Pente du talweg	distance
De la source au Grand-Bornand	10,0 %	9,4 km
Du Grand-Bornand à Entremont	2,0 %	6,3 km
D'Entremont au Petit-Bornand	2,0 %	5,6 km
Du Petit-Bornand à Bonneville	2,0 %	10,0 km
De la source à Bonneville	4,0 %	31,3 km

Tableau 2. Pentes des principaux talwegs

2. Cadre climatique

Météorologiquement parlant, le bassin versant de l'Arve est soumis à deux influences dominantes : les dépressions cycloniques engendrent des vents à composante sud-ouest chargés de précipitations. Par situation d'anticyclone sévissent des vents secs provenant du NNE. Le climat général est de tendance océanique, car les courants perturbés qui abordent les reliefs à partir du SW rencontrent deux barrières condensatrices successives : la chaîne des Aravis - Haut-Giffre à 2500 m et le massif du Mont Blanc à 4800 m. Les précipitations sont considérables sur tous les reliefs (fig. 3) et bien étalées sur l'ensemble de l'année.

Le tableau 3 donne la quantité annuelle moyenne des précipitations de quelques stations tirées de BENEVENT (1926) (Moyennes des années 1881 à 1910). La station de Thônes est mentionnée à titre indicatif, car elle est la seule proche du bassin du Borne. Il en est de même pour celle du Grand-St-Bernard, tirée de JANIN (1968) (Moyennes des années 1851 à 1966) car elle constitue la seule station d'altitude voisine du massif du Mont Blanc.

Le coefficient nivométrique (% des précipitations neigeuses par rapport aux précipitations totales) est de 20% dans les Préalpes, de 9% à Sallanches, de 24% à Mégève, de 33% à Chamonix et de 44% au Tour (BALSEINTE, 1966). Les quantités de neige qui tombent sur les massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges sont les plus fortes des Alpes françaises. D'après BENEVENT (1926), le versant occidental du massif du Mont Blanc, à 2850 m d'altitude, reçoit 47 m de neige par an.

En ce qui concerne les températures, le climat océanique exerce une influence régulatrice sur les Préalpes. D'après Blanchard (1938, 1943), l'isotherme 0°C moyen se situerait aux alentours de 2700 m dans le Borne et le Giffre, tandis qu'il oscille entre 2800 (VIVIAN, 1975) et 3000 (BALSEINTE, 1966) dans le massif du Mont Blanc. Le fond de la vallée de Chamonix est un cas un peu particulier, soumis à une continentalité locale. L'amplitude moyenne annuelle y est forte. En plus atténuée, sa situation est analogue à celle de la vallée du Rhône valaisan. Les inversions thermiques y sont bien marquées. Les deux massifs élevés qui l'encadrent lui font une protection efficace contre l'afflux des précipitations. C'est ce qui explique la moyenne annuelle des pluies, relativement faible par comparaison avec d'autres endroits situés à même altitude dans la zone préalpine par exemple.

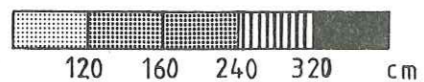
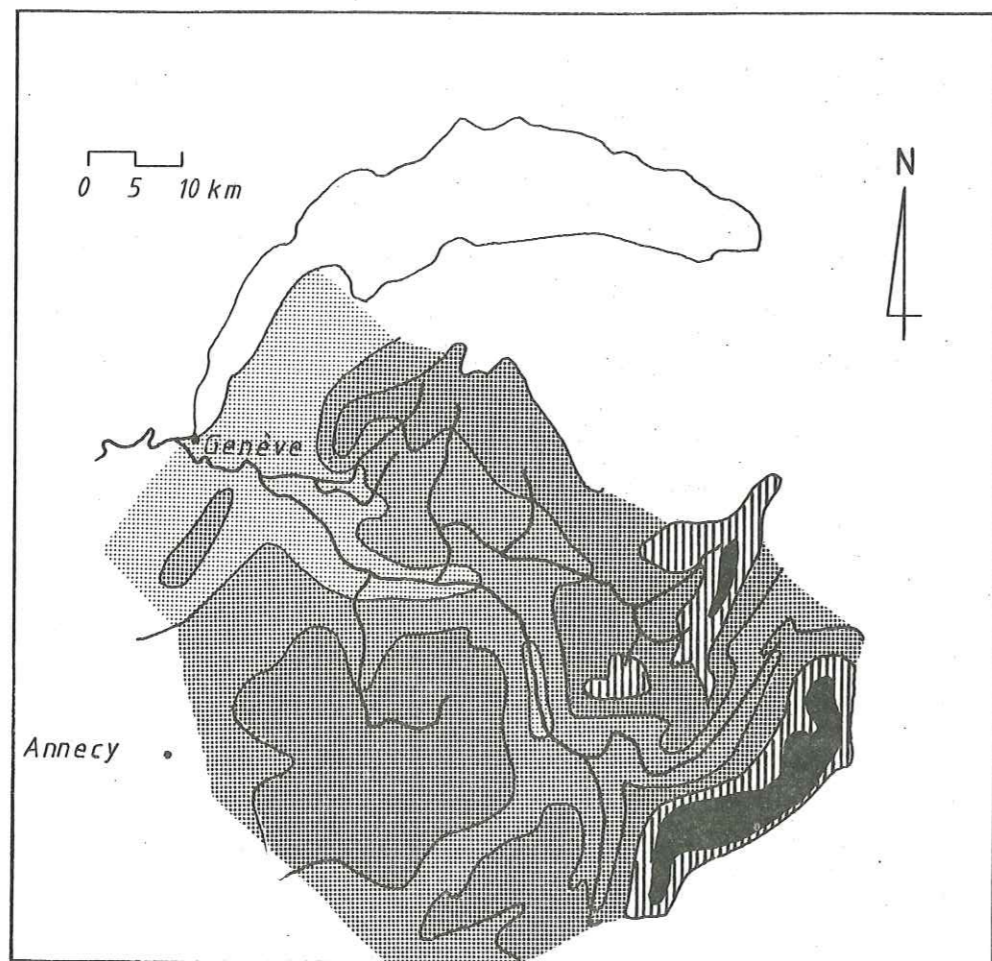


Fig. 3. Hauteurs annuelles de pluie en cm. Moyennes de la période 1901-1940. Modifié d'après l'Atlas de la Suisse, planche 12.

Station	P (mm)	altitude
Annemasse	821	435 m
Bonneville	1003	449 m
Boège	1426	742 m
Col des Gets	1387	1162 m
Sallanches	1075	555 m
Mégève	1324	1113 m
Contamines	1165	1184 m
Chamonix	1120	1044 m
Grand-St-Bernard	1921	2476 m
Taninges	1297	629 m
Samoens	1521	710 m
Thônes	1556	625 m

Sources : BENEVENT (1926), JANIN (1968).

Tableau 3. Précipitations moyennes annuelles.

3. Cadre géologique (fig. 4)

L'Arve, de sa source sous le col de Balme à sa confluence avec le Rhône à Genève, suit un tracé grossièrement perpendiculaire à la direction générale des unités tectoniques, d'orientation SW-NE, traversant ainsi, d'amont en aval, les massifs cristallins du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges, les chaînes subalpines du Haut-Giffre, des Aravis et des Bornes, les Préalpes du Chablais, pour terminer sa course dans le bassin molassique et buter contre le chaînon jurassien du Salève.

A l'Est et au Sud, le bassin versant de l'Arve est bordé par le massif cristallin parautochtone du Mont Blanc, séparé du massif autochtone des Aiguilles Rouges par le synclinal mésozoïque de Chamonix, et relayé au Sud-Ouest par le massif de Belledonne, auquel appartient la fenêtre de Mégève. Micaschistes, gneiss, cornéennes, amphibolites, quartzites, granites - dont la célèbre protogine, granite à biotites chloritisées et à phénocristaux de feldspaths, qui constitue un excellent marqueur des dépôts morainiques - sont les principaux types de roches de ces massifs. Une zone carbonifère, entaillée par l'Arve, comprenant conglomérats et schistes ardoisiers, repose en discordance sur l'extrémité sud-ouest du massif des Aiguilles Rouges.

La vallée de Chamonix occupe une zone synclinale complexe, formée en majeure partie de calcaires et de schistes sombres du Secondaire et du Tertiaire, matériel tendre profondément affouillé par l'érosion glaciaire et torrentielle.

Quittant le domaine cristallin, l'Arve pénètre dans les chaînes subalpines, terme désignant l'ensemble de la couverture sédimentaire (secondaire et tertiaire) des massifs cristallins. La chaîne des Aravis et la région du Haut-Giffre sont le prolongement français de la nappe helvétique de Morcles, qui de vaste pli couché se transforme en plis parallèles plus ou moins déversés vers le NW. Dans la partie externe, les plis se redressent et les chaînons des Bornes ne sont plus que de gros anticlinaux légèrement déjetés. La série sédimentaire, qui s'étend du Trias à l'Oligocène, comprend une variété infinie de calcaires et de marnes, mais aussi des grès, des dolomies, des cargneules, du gypse...



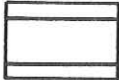
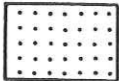
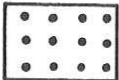



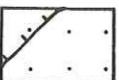

Par les Bornes, le domaine subalpin est en contact direct avec l'avant-pays molassique. Il n'en est pas de même en rive droite de l'Arve où apparaissent les flyschs ultrahelvétiques, qui encadrent et supportent le complexe des Préalpes du Chablais. Les unités préalpines, Préalpes médianes, nappe de la Brèche, nappe supérieure ou de la Simme, se chevauchent partiellement et leurs plis sont déjetés

vers l'extérieur de la chaîne. Elles présentent des séries sédimentaires très variables qui se traduisent par une infinité de faciès : calcaires, grès et brèches, marnes, flyschs. Il serait vain de vouloir les détailler ici. Les Préalpes ne sont pas exactement cantonnées dans le Chablais. Il en subsiste deux lambeaux au Sud de l'Arve, chevauchant les chaînes subalpines : ce sont les klippen des Annes et de Sulens.


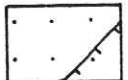




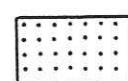
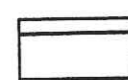
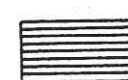
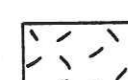
Bien que son pendage soit fort au voisinage des Préalpes ou du Salève, la molasse oligocène, gréseuse et marneuse, affleure peu. Elle est souvent masquée par les alluvions et les dépôts morainiques.

A la limite occidentale du terrain étudié, séparant la vallée de l'Arve du bassin genevois, se trouve le Salève, anticlinal asymétrique faillé. Ses calcaires massifs ou marneux sont analogues à ceux du Jura.

A part quelques exceptions, la variété des roches et la complexité de leur distribution expliquent la grande difficulté que l'on rencontre à vouloir interpréter avec précision la pétrographie des dépôts quaternaires et déterminer l'origine des galets (cf. chapitre IV). Une particularité d'ordre géographique vient s'ajouter à cette difficulté : les principaux affluents de l'Arve, le Borne et le Giffre, traversent les mêmes terrains que la rivière principale, mis à part les massifs cristallins, qui sont l'apanage exclusif de l'Arve, et les Préalpes, domaine du Giffre et de la Menoge. En définitive, seul le matériel cristallin, les Brèches du Chablais, ainsi que, dans une moindre mesure, les calcaires noirs du Malm subalpin et les grès mouchetés de Taveyannaz, aisément reconnaissables, constituent parfois de bons indicateurs de l'origine des galets morainiques.

-  Jura plissé (Salève)
-  Molasse du Plateau / Molasse charriée
-  Nappes ultrahelvétiques et flysch des Voirons
-  Nappe des Préalpes Médiannes
-  Nappe supérieure des Préalpes (Simme s. l.)
-  Nappe de la Brèche
-  Tertiaire autochtone et parautochtone (chaînes subalpines)
-  Secondaire autochtone et parautochtone (chaînes subalpines)
-  Carbonifère
-  Massifs cristallins du Mont Blanc, des Aiguilles Rouges et de Belledonne (fenêtre de Mégève)

Légende de la figure 4.

-  Jura plissé (Salève)
-  Molasse du Plateau / Molasse charriée
-  Nappes ultrahelvétiques et flysch des Voirons
-  Nappe des Préalpes Médiannes
-  Nappe supérieure des Préalpes (Simme s. l.)
-  Nappe de la Brèche
-  Tertiaire autochtone et parautochtone (chaînes subalpines)
-  Secondaire autochtone et parautochtone (chaînes subalpines)
-  Carbonifère
-  Massifs cristallins du Mont Blanc, des Aiguilles Rouges et de Belledonne (fenêtre de Mégève)

Légende de la figure 4.

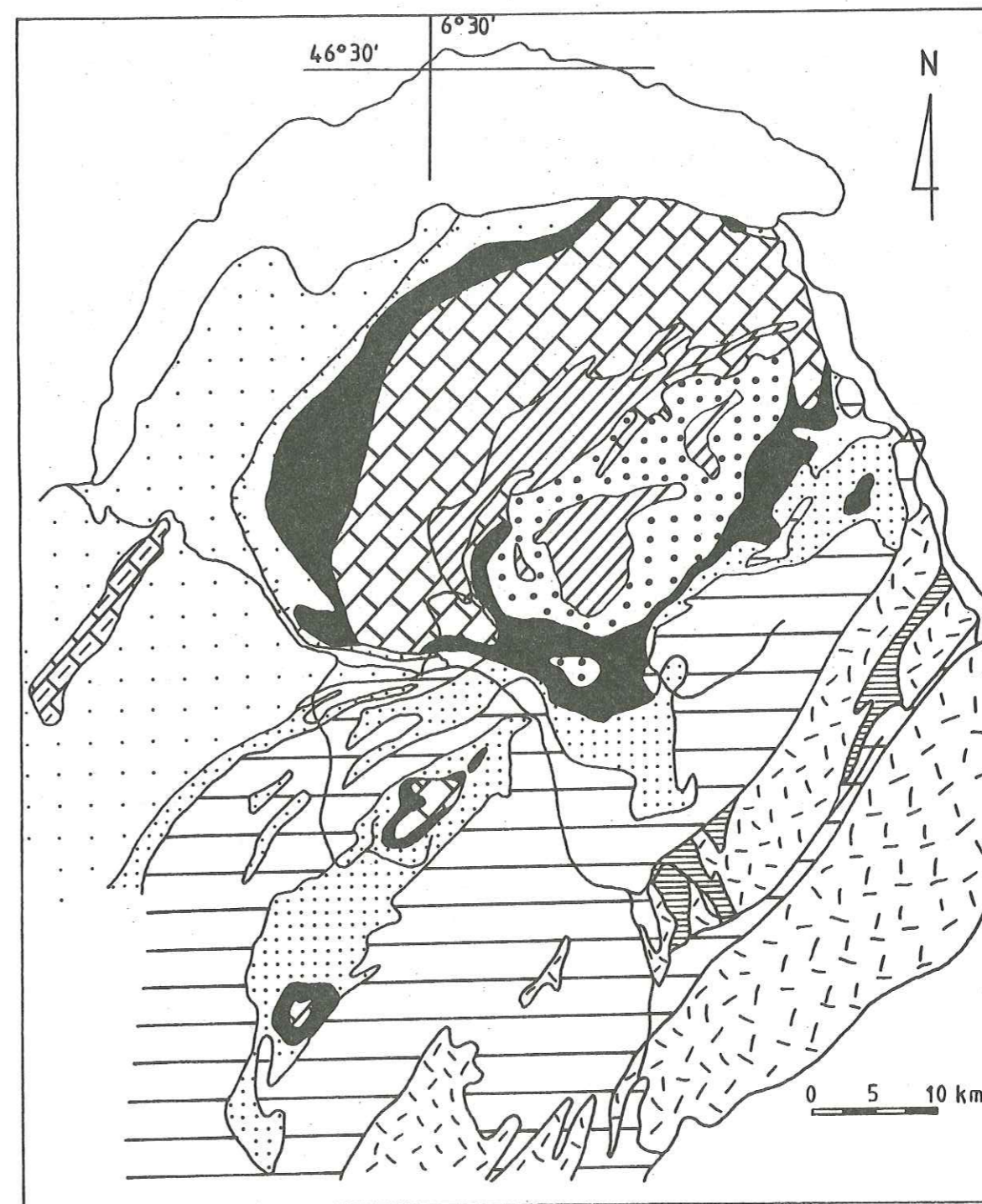


Fig. 4. Carte des unités structurales. D'après la carte tectonique de la Suisse (AS 5, 1980), légèrement simplifié.

4. Les glaciers

4.1. Les glaciers actuels

Les glaciers du massif du Mont Blanc sont parmi les plus célèbres du domaine alpin. Cependant, par rapport à l'ensemble de la vallée, leur extension est faible : le taux d'englacement (% de la surface englacée par rapport à la surface totale) du bassin versant de l'Arve n'est que de 6%. Pour la haute vallée de l'Arve - bassin versant jusqu'à Cluses -, le taux monte à 14,4%. Le bassin du Giffre abrite quelques glaciers résiduels cantonnés au-delà des hautes parois rocheuses du fond de la vallée; son taux d'englacement est de 0,4%. Quant à la vallée du Borne, elle est totalement dépourvue de glaciers.

L'orientation des appareils glaciaires est très uniforme dans l'ensemble du terrain étudié. Ceux du massif du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges ont généralement une exposition NW. La seule exception est le fait de Tré-la-Tête, dont l'essentiel de la surface est orienté vers le SW, ce qui explique peut-être en partie l'altitude élevée de son front. Les plus importants glaciers du Giffre, ceux du Ruan et du Prazon, sont exposés à l'Ouest et les névés résiduels du Foillis - Dents-d'Odda au NW. Dans le tableau 4 sont reportés quelques éléments morphométriques concernant les plus importants des appareils glaciaires.

Principaux glaciers	surface	exposition	alt. front	pente moyenne (1)	particularités
Le Tour	844 ha (2)	NW	2160 m (2)	24 %	80 % de la surface entre 2600 et 3300 m 25 % de la surface entre 2950 et 3200 m
Argentière	1427 ha (2)	NW	1550 m (2)	18 %	
Mer de Glace + Talèfre	3873 ha (3)	NW	1460 m	20 %	
Pélerins	120 ha (2)	NW	2360 m	37 %	
Bossons	990 ha (3)	NW	1210 m	46 %	
Tacconnaz	580 ha (3)	NW	1500 m	53 %	
Bionnassay	450 ha (2)	NW	1750 m	47 %	
Miage	123 ha (2)	NW	2320 m	38 %	
Tré-la-Tête	897 ha (3)	SW	2040 m	23 %	
Ruan et Prazon	150 ha	W	2350 m (2)	37 %	
Foillis	20 ha (2)	NW	2250 m (2)	35 %	

- (1) En gros, entre la rimaye et le front. Exceptions : les Bossons, pente calculée entre le sommet du Mont Blanc et le front; Tacconnaz, pente calculée entre le Dôme du Goûter et le front.
- (2) D'après VIVIAN (1975)
- (3) D'après BAUSSART et al. (1965).

Tableau 4. Principaux glaciers du bassin versant de l'Arve.

4.2. Les oscillations glaciaires récentes

4.2.1. Les extensions glaciaires de la période 1600 - 1850

Dès la fin du 16^e siècle et jusqu'en 1850, tous les glaciers des Alpes ont connu une succession de poussées qui ont laissé des marques très importantes dans le paysage. Ces variations ont pu être analysées avec une très grande précision grâce aux multiples sources iconographiques, aux archives des communes montagnardes, aux premières cartes topographiques à grande échelle, puis, ces dernières années, au moyen des méthodes modernes d'investigation : palynologie, dendrochronologie, datations absolues. Elles ne se sont pas produites exactement au même moment dans l'ensemble de la chaîne alpine. Quelques décalages sont observables entre les Alpes occidentales et les Alpes centrales et orientales. L'extension glaciaire maximale de cette période ne s'est pas produite partout lors de la même fluctuation. Dans le massif du Mont Blanc, le maximum est atteint durant la première phase, amorcée dès 1580 et prenant fin vers 1610. Trois oscillations majeures ont suivi, en 1643-1644, 1818-1820 et 1850-1855 (LE ROY LADURIE, 1967, KINZL, 1932). Elles furent rigoureusement synchrones à l'échelle du massif. Les extensions glaciaires des appareils de la région d'Aletsch sont comparables à celles qu'a connues le massif du Mont Blanc (HOLZHAUSER, 1984) : une première poussée glaciaire, qui se produit entre 1588 et 1600, est suivie d'une autre oscillation positive dont le pic se situe en 1653, au cours de laquelle le glacier d'Aletsch atteint la même extension qu'au début du siècle. Les stades de 1820 et 1850 sont également importants, le dernier voit le glacier redescendre jusqu'aux limites atteintes lors du stade de 1600.

Les moraines externes résultant de cette succession de stades sont souvent imposantes, dessinant de longues échines qui limitent les marges proglaciaires actuelles. Elles sont beaucoup plus spectaculaires sur le versant nord du Mont Blanc qu'à l'Ouest, ce qui est dû au fait que les principaux appareils ont des fronts situés à des altitudes plus basses (tableau 4) et ont envoyé leurs langues jusqu'au talweg principal. Ainsi, en 1610, le front du glacier du Tour s'arrêtait à 1450 m en bordure du village, celui d'Argentière à 1244 m contre le talweg de l'Arve actuelle et dans le village. Au même moment, le glacier des Bois - nom donné à l'extrémité de la Mer de Glace de cette époque - se terminait à 1100 m contre le village des Bois dont il fit fuir les habitants; il avait auparavant détruit deux hameaux situés un peu en amont des Bois. Le glacier des Bossons, effilé en pointe à 1100 m, était bien près de barrer la vallée. Dans cette région, comme en maint autre endroit

(Grindelwald, Val de Bagnes par exemple), les glaciers menaçaient directement les zones habitées, détruisant des maisons, recouvrant des alpages et des terres cultivées. Les archives locales en regorgent de témoignages (LE ROY LADURIE, 1967). Les dépôts résultant de ces multiples poussées ont une morphologie parfois complexe, faite de nombreuses crêtes souvent discontinues, fort bien mises en évidence par BLESS (1982, 1984) aux glaciers d'Argentière et du Tour.

On sait maintenant que ces variations glaciaires sont dues à une fluctuation climatique, à un léger refroidissement de la température moyenne annuelle, inférieur ou égal à 1°C, qui aurait sévi dès le milieu du 16^e siècle. Les études phénologiques de LE ROY LADURIE (1967) ont constitué un des moyens de mettre ce refroidissement en évidence. Cet auteur a entre autres répertorié les dates des vendanges et il a constaté que les avancées des glaciers suivent, avec un recul variable, les périodes de vendanges tardives, et que celles-ci résultent essentiellement de saisons estivales défavorables.

4.2.2. Les variations des derniers millénaires

Les réavancées glaciaires de la période 1600-1850 ont considérablement frappé l'imagination des contemporains. On a pu croire que ce phénomène était unique dans l'histoire des derniers millénaires et constituait une phase majeure d'extension glaciaire. Ce n'est qu'à partir du milieu du 20^e siècle que ces événements furent insérés dans une période multimillénaire de rafraîchissement climatique, vieille de 3500 à 4000 ans, et correspondant au Subatlantique des palynologues. Mathes (1942), cité par LE ROY LADURIE (1967) fut le premier à mettre en évidence cette suite d'oscillations glaciaires positives. Il lui a donné le nom de "Little Ice Age", qui se traduit par "Petit âge glaciaire", nom qui prête actuellement à confusion car il a par la suite été fréquemment appliqué aux seules oscillations de ces derniers siècles. C'est grâce à l'étude détaillée d'une tourbière du Tyrol autrichien que les événements ont pu être clarifiés. La tourbière de Fernau est située immédiatement au front des moraines dues aux poussées de 1600 à 1850 du glacier du même nom. MAYR (1964), longuement commenté par LE ROY LADURIE (1967) a pu, au moyen d'analyses stratigraphique et palynologique, individualiser une succession de cinq épisodes glaciaires, dont le plus ancien remonte à 3500 y. BP environ. Les oscillations glaciaires de ces cinq phases sont comprises dans les marges de l'extension récente ou la dépassent un peu.

Dans la vallée de Chamonix, la moraine latérale droite du glacier d'Argentière, dont le versant éboulé domine celui-ci de 150 m, a livré de nombreux restes qui ont pu être datés de façon absolue (C14)(BLESS, 1982, 1984). Sols fossiles, charbon de bois, débris de bois ont pu être extraits de la moraine à des cotes altimétriques différentes, de 1615 (échantillon le plus ancien, daté de 3600 y. BP) à 1745 m (échantillon de bois daté des stades récents). Ces données mettent en évidence un élément très important pour l'interprétation morphogénétique : la moraine latérale droite d'Argentière, morphologiquement bien individualisée, est née de multiples superpositions, voire d'accrétions latérales. Depuis les travaux de RÖTHLISBERGER (1976), de BOULTON et EYLES (1979), ce phénomène est désormais classique.

En se fondant sur l'interprétation des datations C14, BLESS parvient à une histoire précise du glacier au cours des derniers millénaires, dont voici l'essentiel :

- peu avant 3600 y. BP (y. BP = years Before Present, signifiant "ans avant le présent", présent fixé à 1950), le glacier a une extension comparable à l'actuelle, et un sol peut s'installer sur sa moraine latérale droite, à 1615 m. Aux alentours de 3600 y. BP, le glacier avance car il fossilise le sol et le bois;
- en 3550 y. BP environ, le glacier connaît au moins deux poussées qui amènent le front du glacier jusque dans la vallée principale;
- en 2640 y. BP, le glacier doit être plus petit qu'actuellement, état attesté par la croissance d'un arbre sur le flanc interne de la moraine;
- en 2400 y. BP, le glacier avance à nouveau et atteint le fond de la vallée. Son extension est vraisemblablement analogue à celle de 1600;
- deux avancées importantes, ramenant le glacier presque dans la vallée principale, se produisent encore en 1700 et 1500 y. BP;
- et l'histoire se termine par les stades récents, considérés comme les plus étendus.

Les autres moraines de la vallée de Chamonix ou du versant occidental du Mont Blanc n'ont pas fourni, jusqu'à ce jour, de données permettant de confirmer ou d'infirmer la chronologie établie par BLESS. Par extension, on peut la considérer comme valable pour l'ensemble du massif du Mont Blanc côté français. Elle présente quelques analogies avec celle de MAYR (1964). Comme à Fernau, un stade important est placé aux alentours de 3550 y. BP. La différence réside dans le fait

qu'à Fernau, ce premier stade est également le plus important puisqu'il dépasse les stades récents de 750 m. En revanche, la comparaison avec les oscillations du glacier de Tsidjiore Nouve (Valais) telles que les présente RÖTHLISBERGER (1976) fait apparaître des différences importantes. Dans ce dernier cas, quatre moraines latérales très proches les unes des autres ont été datées de 8000, 2500, 1500 et 900 y. BP. Seuls les deux stades intermédiaires se retrouvent chez BLESS, et encore, la corrélation n'est pas parfaite. Dans la région d'Aletsch, HOLZHAUSER (1984) a pu déterminer que le glacier d'Aletsch a connu plusieurs récurrences au cours de notre ère, en 1700, 1500, 1350, 1100, 900-800 et 600 y. BP. La plupart sont peu importantes en extension, à part la dernière au cours de laquelle le glacier aurait fluctué dans les marges du stade de 1850.

4.2.3. Les glaciers du Mont Blanc de 1850 à nos jours

Dès la fin du maximum de crue des années 1850 à 1860 s'amorce dans toute la chaîne alpine une décrue glaciaire qui devient peu à peu générale et qui n'est interrompue que par quelques petites poussées secondaires. A partir de 1955 et pendant les années 60, le nombre de glaciers en retrait diminue. Beaucoup d'appareils deviennent stationnaires et certains sont en crue (VIVIAN, 1975). Enfin, entre 1975 et 1985 se produit une crue relativement importante. Certains glaciers du massif du Mont Blanc, qui réagissent particulièrement rapidement aux modifications de climat, épaississent et avancent fortement de 1978 à 1982. C'est le cas des glaciers des Bossons et d'Argentière. La zone frontale de ce dernier a tellement épaissi que, dès 1980, il a fallu creuser en permanence une tranchée dans la glace pour le passage de la benne du téléphérique d'EDF. Par la suite, un pylône du même téléphérique, situé au bord du glacier en rive gauche, a dû être déplacé. Quant au glacier des Bossons, les mouvements rapides et spectaculaires de sa zone frontale sont illustrés par les photographies qui suivent (fig. 5, 6, 7, 8, 9, 10), prises en août 1979, 1980, 1981, 1982, 1984 et 1985. Le cliché de l'année 1983 a été supprimé car il offre une image pratiquement identique à celle de l'année qui précède. Tous les clichés ont été pris du même point, situé sur la moraine latérale gauche du stade de 1600.



Fig. 5. Le front des Bossons en août 1979.

L'extrémité du glacier se situe à environ 30 m d'une petite crête morainique frontale (*flèche horizontale*). La langue est étroite. Le torrent proglaciaire coule au pied de la moraine droite (*flèche verticale*).



Fig. 6. Le front des Bossons en août 1980.

Le glacier a avancé de 29 m par rapport à sa position de l'année précédente (VEYRET, 1981). Son extrémité, étroite, touche presque la moraine frontale (*flèche horizontale*). Elle se situe à une vingtaine de mètres du bosquet d'arbustes qui borde le sandur en rive droite. Le torrent se fraye un passage au pied du bosquet.



Fig. 7. Le front des Bossons en août 1981.

La partie droite du glacier a avancé d'une vingtaine de mètres et considérablement épaissi. Le front est très abrupt (*flèche verticale*). Il atteint presque les arbustes et a partiellement détruit le vallum frontal. Les eaux de fonte sortent en plusieurs courants sur toute la largeur du front.

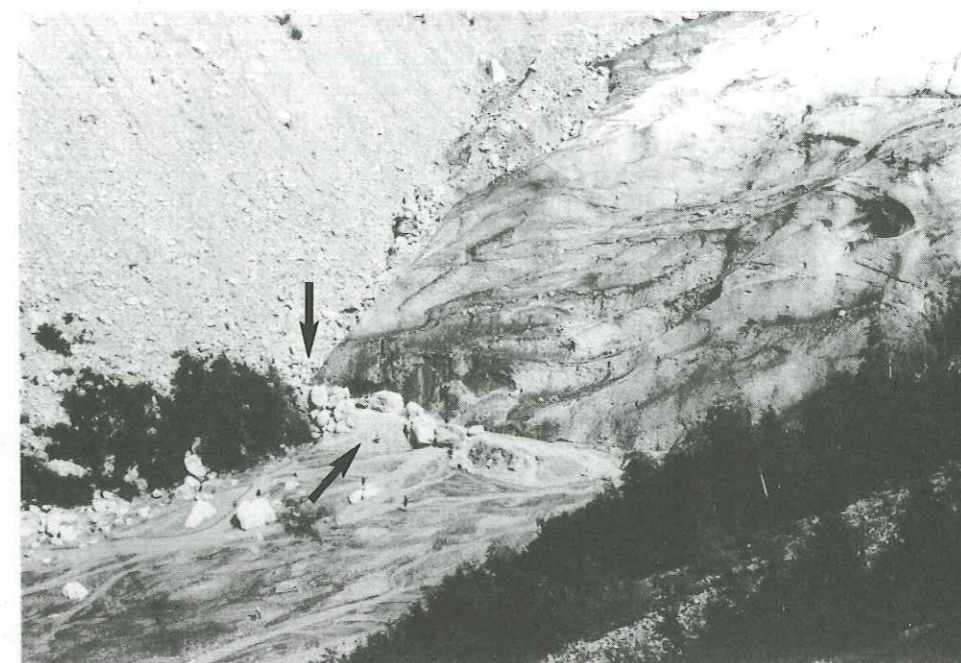


Fig. 8. Le front des Bossons en août 1982.

Le glacier a encore avancé de quelques mètres (quelques arbustes ont été recouverts par la glace) (*flèche verticale*). Il a édifié une nouvelle moraine frontale derrière laquelle il s'est légèrement tassé (*flèche oblique*). La moitié gauche du glacier a rattrapé la partie droite. Le torrent proglaciaire est divisé en deux bras. L'un traverse le vallum tandis que l'autre le contourne par la gauche.



Fig. 9. Le front des Bossons en août 1984.

Le glacier est en retrait par rapport à l'année précédente. Le front est très aplati. Les eaux de fonte ont presque démantelé la moraine frontale (*flèche oblique*).

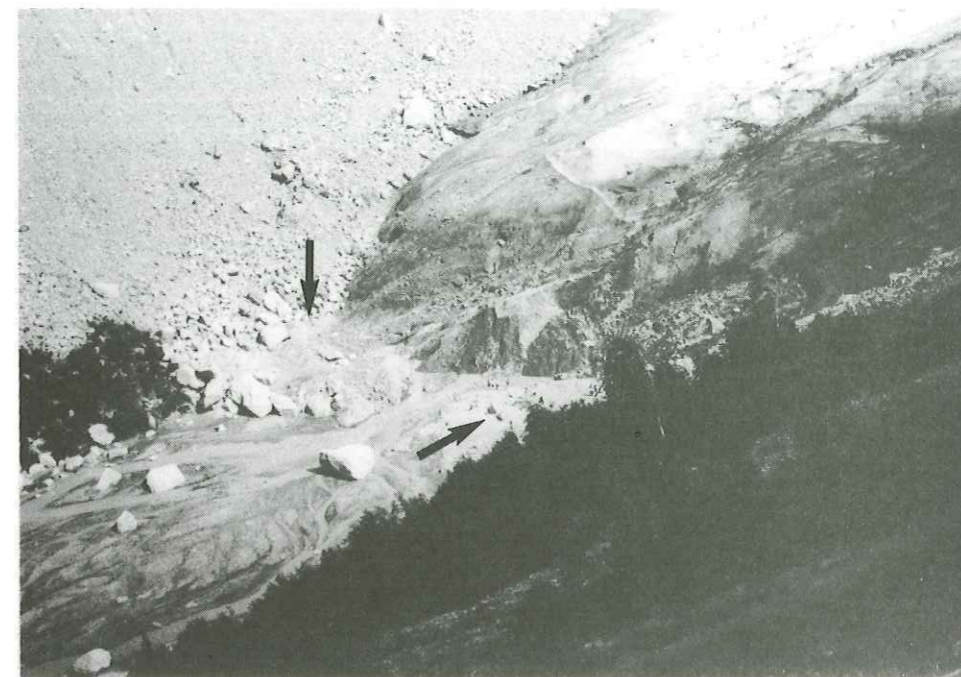


Fig. 10. Le front des Bossons en août 1985.

Le glacier a reculé d'une bonne dizaine de mètres depuis août 1984 et a construit un nouveau vallum derrière les lambeaux du précédent (*flèche verticale*). Par contre, il s'épaissit à nouveau sur les bords et son front est plus bombé. Un gros cône d'éboulis et de déjection s'est constitué sur le sandur, en rive gauche, contre le glacier (*flèche oblique*). Les eaux de fonte coulent entre ce cône et le vallum frontal, au milieu du sandur.

1. Les précurseurs (18e et 19e siècles)

Avant même que le glacier soit universellement reconnu comme agent d'érosion, de transport et de dépôt, de LAC (1849) a décrit quelques accumulations de blocs erratiques, en particulier celles qui contiennent beaucoup de granites du Mont Blanc. Il fut le premier, en 1827, à reconnaître et publier l'origine erratique des blocs calcaires de la zone des Rocailles, qu'il attribua à l'action de "grands courants" fluviaux.

Très peu plus tard, les écrits de FAYBE (1867), descriptions géologiques très complètes, ont une résonance étonnamment moderne. Non seulement il recherche minutieusement la limite supérieure de l'erratique et du polt glaciaire, mais il croit reconnaître un stade glaciaire ancien en aval de Chamonix et même ça et là des éléments de paléogéographie. Sa description de la "plaine des Rocailles" revêt une importance

III TRAVAUX ANTERIEURS : des auteurs plus récents :

LES ANCIENS ET LES MODERNES

"Ces blocs sont d'épaisseur, mais qui est plus importante là où sont les grandes accumulations de débris. On voit bien ici la jonction de la moraine superficielle du glacier formée par ces blocs, avec la moraine profonde composée de glaise. Cette réunion a eu lieu lorsque le glacier en fondant a laissé tomber les blocs de sa surface supérieure sur la couche de boue placée en dessous d'elle. Les blocs sont associés parfois dans les dépressions du sol à des sables fins ou menus stratifiés qui, occupant de petits espaces horizontaux, épars au milieu des blocs, attestent qu'après le dépôt des masses calcaires l'eau (peut-être celle de l'orvet) a circulé plus ou moins à la surface du sol, en nivelant certaines places peu étendues et en recouvrant quelques blocs avec les sables qu'elle charriait".

En 1874, VIOLLET-LE-DUC publie "Le massif du Mont Blanc", dans lequel il décrit les glaciers et leurs moraines, les illustre par des dessins, et où il énonce et commente sa propre théorie glaciaire. Se fondant sur quelques observations, il ébauche une paléogéographie du retrait glaciaire des vallées du Bon Nant et de Chamonix. Il est le premier à reconnaître clairement la position de la Mer de Glace et du glacier d'Argentière au stade de Chamonix, en décrivant avec précision les restes latéraux de ce stade (cône tronqué des Planards, etc.). Ce stade ancien du glacier des Bois a même fait l'objet de deux extraordinaires tableaux peints par VIOLLET-LE-DUC en 1838, l'un montrant l'ancien glacier des Bois, l'autre, du même point, la vallée déglacée.

1. Les précurseurs (18e et 19e siècles)

Avant même que le glacier soit universellement reconnu comme agent d'érosion, de transport et de dépôt, de LUC (1839) a décrit quelques accumulations de blocs erratiques, en particulier celles qui contiennent beaucoup de granites du Mont Blanc. Il fut le premier, en 1837, à reconnaître et publier l'origine erratique des blocs calcaires de la zone des Rocailles, qu'il attribuait à l'action de "grands courants" fluviaux.

Trente ans plus tard, les écrits de FAVRE (1867), descriptions géologiques très complètes, ont une résonance étonnamment moderne. Non seulement il recherche minutieusement la limite supérieure de l'erratique et du poli glaciaire, mais il croit reconnaître un stade glaciaire ancien en aval de Chamonix et donne çà et là des éléments de paléogéographie. Sa description de la "plaine des Rocailles" révèle une compréhension de la morphogenèse qui fait défaut à bien des auteurs plus récents :

"Ces blocs qui reposent sur l'argile glaciaire bleuâtre, à cailloux striés, constituent une sorte de couche ayant ordinairement de deux à cinq mètres d'épaisseur, mais qui est plus puissante là où sont les grandes accumulations de débris. On voit bien ici la jonction de la moraine superficielle du glacier formée par ces blocs, avec la moraine profonde composée de glaise. Cette réunion a eu lieu lorsque la glace en fondant a laissé tomber les blocs de sa surface supérieure sur la couche de boue placée en-dessous d'elle. Les blocs sont associés parfois dans les dépressions du sol à des sables plus ou moins stratifiés qui, occupant de petits espaces horizontaux, épars au milieu des blocs, attestent qu'après le dépôt des masses calcaires l'eau (peut-être celle de l'Arve) a circulé plus ou moins à la surface du sol, en nivelant certaines places peu étendues et en recouvrant quelques blocs avec les sables qu'elles charriaient".

En 1876, VIOLLET-LE-DUC publie "Le massif du Mont Blanc", dans lequel il décrit les glaciers et leurs moraines, les illustre par des dessins, et où il énonce et commente sa propre théorie glaciaire. Se fondant sur quelques observations, il échafaude une paléogéographie du retrait glaciaire des vallées du Bon Nant et de Chamonix. Il est le premier à reconstituer clairement la position de la Mer de Glace et du glacier d'Argentière au stade de Chamonix, en décrivant avec précision les restes latéraux de ce stade (cône tronqué des Planards, etc.). Ce stade ancien du glacier des Bois a même fait l'objet de deux extraordinaires tableaux peints par VIOLLET-LE-DUC en 1884, l'un montrant l'ancien glacier des Bois, l'autre, du même point, la vallée déglacée.

2. De 1900 à 1950 : études localisées, thèses et monographies

En 1902 et 1910, **DOUXAMI** décrit quelques éléments morainiques du Haut-Giffre et de la région de St-Gervais. Puis **GORCEIX** (1918) met en évidence l'écoulement glaciaire du Borne en direction de Thônes, s'attachant ensuite à expliquer les causes de la capture d'une partie du bassin versant du Borne par le Nom. Ce dernier problème a d'ailleurs été repris par **CHOLLEY** (1925) qui l'examine à la lumière de la théorie des cycles et le met en relation avec des niveaux d'érosion, puis par **DELEAU** (1976), qui corrèle les étapes de la capture avec différentes phases würmiennes (gl. 1, gl. 2, gl. 3) sans préciser sur quoi se fonde cette chronologie.

La "plaine des Rocailles" fait l'objet de plusieurs études. **DELEBECQUE** (1909) l'attribue à l'action du glacier du Borne envahissant la vallée de l'Arve alors que le glacier principal s'est retiré, sans avancer de date pour cet événement. **KILIAN** (1916), puis **KILIAN** et **REVIL** (1918), à la suite de Penck et Brückner (1911), attribuent au stade de Bühl les éléments morphologiques de la plaine des Rocailles et à un stade postérieur les crêtes latérales de Vozerier - Amancy. En 1928 **MEJEAN**, dans sa longue monographie consacrée au bassin de Bonneville, émet une hypothèse nouvelle et intéressante sur l'origine de l'Urgonien des Rocailles : il pense que l'éboulement est parti de la Pointe d'Andey directement sur le glacier de l'Arve, recouvrant ainsi une bonne partie de la surface du glacier. Par ailleurs, il corrige le schéma de **KILIAN** à propos des deux stades latéraux de la rive gauche de l'Arve (St-Laurent - La Roche et Amancy - Vozerier), convaincu que le second ne correspond qu'à un simple tassement du glacier et n'est pas dû à une récurrence. Récemment **DELEAU** (1973) a repris le problème des Rocailles pour exposer des interprétations fort peu convaincantes, qui semblent méconnaître à la fois les données de terrain et les résultats des travaux antérieurs. Il est acquis à l'idée d'un glacier du Borne charriant les Rocailles, mais coincé en rive gauche du glacier principal, ce qui est incompatible avec l'extension latérale du phénomène. A son avis, le replat de St-Laurent - St-Sixt n'appartient pas au même stade que les Rocailles, hypothèse totalement infirmée par les observations de terrain.

Avec la thèse de **CHOLLEY** (1925), qui se contente de reprendre le schéma des stades glaciaires de **KILIAN** fondé sur celui de Penck et Brückner, commence une longue dispute à propos du tracé des talwegs de l'Arve et du Giffre. D'après **CHOLLEY**, les talwegs actuels sont le résultat d'une série de captures extrêmement complexe et ne doivent que fort peu à l'action glaciaire - modèle

repris par **PERRET** (1931) et mis en pièces de façon définitive par **BLANCHARD** (1941). Il est convaincu de l'origine fluviale de la vallée de l'Arve entre Cluses et Bonneville et affirme par conséquent que la capture du Giffre est antéquatenaire (Pliocène). Peu après, **NORDON** (1927) conteste l'âge ancien de la capture du Giffre. Selon lui, cette rivière a connu trois talwegs successifs pour aboutir au tracé postglaciaire actuel : le premier passait par Mieussy-Messy-Ley-Onnion, le second par Mieussy-Anthon-Ley-Onnion et le troisième par Mieussy-Pont du Giffre-La Tour. Cette magnifique démonstration, fondée sur l'observation des vallées sèches et des cluses mortes, n'a qu'un défaut - malheureusement de taille -, elle ignore le phénomène glaciaire, sauf pour attribuer à un bras diffluent du glacier de l'Arve la récurrence dite fini-würmienne de la Tour. Mais le débat est loin d'être clos. **PERRET** (1931) critique l'article de **NORDON**, en se fondant sur des observations fort pertinentes. Il est le premier à mettre en évidence l'origine paraglaciale des terrasses du Giffre entre Mieussy et St-Jeoire; il fait du lac d'Anthon un lac de barrage glaciaire qu'il compare au Märjelensee d'Aletsch. Aussi est-ce d'autant plus regrettable que, paralysé par son modèle des cycles d'érosion, il tienne à affirmer que la capture du Giffre est pré-mindélienne, même s'il suggère prudemment qu'à la faveur de l'englacement, le tracé ancien a pu être temporairement reconstitué. Il est également partisan de la diffluence du glacier de l'Arve par Pont du Giffre, mais est en revanche convaincu qu'à Châtillon-sur-Cluses, c'est le glacier du Giffre qui a difflué dans la vallée de l'Arve. La paléogéographie se complique. Il faut préciser au passage que ces "datations" qui se veulent absolues ne sont obtenues que par un agencement relatif des événements, calé ensuite dans la chronologie classique (Günz-Mindel-Riss-Würm). **BLACHE** (1933), tout en relevant les qualités du livre de **PERRET**, replace l'église au milieu du village. Il abandonne les cycles d'érosion pour mettre au premier plan l'influence des glaciers sur la morphologie. D'après lui, les vallées sèches du Bas-Giffre, celle d'Anthon-Ley en particulier, sont d'anciens chenaux pro- ou paraglaciales. Enfin, **BLANCHARD** (1938), qui partage l'idée de **PERRET** et de **NORDON** concernant la diffluence du glacier arvien par Pont du Giffre et la Tour, est convaincu que la capture du Giffre est davantage l'effet d'une "imposition glaciaire" que d'une capture fluviale.

En 1929 et 1931, **CORBIN** et **OULIANOFF**, auteurs d'une carte géologique du massif du Mont Blanc au 1:20 000, font paraître deux articles consacrés aux captures glaciaires de la vallée de Chamonix. L'examen de dépôts morainiques situés à l'amont de la vallée de Chamonix et dans le vallon de Vallorcine les a

conduits à l'hypothèse d'une diffluence glaciaire de tout ou partie du glacier du Tour par les Posettes et le col des Montets et de celui d'Argentière, dont l'axe d'écoulement se prolonge par le col des Montets. La lithologie, aisément affouillable, serait une des causes de ce phénomène. Ces deux appareils alimentaient donc le glacier du Rhône à partir du moment où leur surface atteignait environ 1600 m d'altitude sur les flancs de la vallée principale. De MARTONNE (1931) reprend derechef cette idée en ajoutant à la diffluence vers le Rhône l'immense bassin de la Mer de Glace, ceci sans beaucoup d'arguments, séduit peut-être par la direction du cours inférieur de ce glacier, parallèle à celle du glacier d'Argentière et de la dépression du col des Montets. Pour expliquer cette situation, il invoque un tracé préglaciaire des torrents de la vallée, emprunté par les glaciers. La même année, CONARD (1931), auteur d'une bonne description de certains dépôts glaciaires de la vallée, adopte le schéma de De MARTONNE (à moins que ce ne soit De MARTONNE qui ait adopté le sien), recourant à des captures successives pour expliquer la topographie actuelle. Et c'est évidemment BLANCHARD (1943) qui conteste le tracé préglaciaire de ces torrents, démontrant que les gradins successifs de la vallée de Chamonix sont dus non à des captures mais à la dynamique glaciaire, à la lithologie et à la structure et sont donc des gradins de confluence. Il se livre également à une féroce critique des conclusions de CHARDONNET (1938) qui, empêtré dans ses cycles d'érosion, est conduit à des interprétations totalement erronées de la morphologie et de la paléogéographie glaciaire de la vallée du Bon Nant.

En 1936 paraît une étude très complète des formations récentes de la vallée du Giffre-Bas. Terrasses alluviales, dépôts morainiques, éboulis et éboulements sont répertoriés, cartographiés et commentés par le géologue LOMBARD, qui propose une reconstitution de l'histoire postglaciaire de la région, sans dater les événements. Un élément particulièrement intéressant réside dans la découverte de dépôts morainiques entre Plan du Lac et le Fond de la Combe, où, malgré des recherches approfondies, je n'ai vu que des cônes de déjection et des voiles d'éboulis.

3. Les travaux récents

A partir de 1938, il s'écoule 25 ans avant que le bassin versant de l'Arve soit l'objet d'une nouvelle étude morphologique. Dès 1963, date à laquelle paraît le gros article de CORBEL sur les glaciers du massif du Mont Blanc, les travaux, peu nombreux, sont généralement plus fouillés car les méthodes changent. Les analyses des paysages, très approfondies, font de plus en plus appel aux données chiffrées qui permettent des comptages, des calculs d'indices, voire l'application de modèles quantitatifs. Le Mont Blanc et la basse vallée de l'Arve sont les seules régions concernées par les études récentes.

3.1. Le massif du Mont Blanc et ses environs

3.1.1. Les stades tardiglaciaires de la vallée de l'Arve selon CORBEL (1963)

Le but de cette étude est la reconstitution des crues et décrues des glaciers. Pour ce faire, CORBEL décrit les principaux glaciers, fixe (sans dire sur quoi il se fonde) la ligne d'équilibre à 2800 m, et ceci pour l'ensemble du massif, examine les principales données climatiques actuelles (précipitations, températures, variations de l'enneigement), puis décrit les crues récentes (1600 à 1960). Il tente ensuite de préciser les événements qui se sont déroulés entre le Moyen Age et le Würm. En utilisant les analyses polliniques de DUBOIS (1940), qui permettent de se faire une bonne idée de l'évolution de la végétation dans la vallée à partir de 10 000 BP, CORBEL reconstitue l'histoire de la déglaciation, ce qui l'amène à placer un stade aux Chavants aux environs de 10 000 BP. Entre cet épisode et le Moyen Age sont apparus des "barrages" et des "lacs", éléments de paléogéographie extrêmement vagues, alors qu'il affirme être parvenu à "un tableau assez précis des dernières extensions glaciaires de - 8000 à + 1000" ! Pour ce qui est de la période allant de 10 000 BP au maximum würmien, CORBEL se réfère au stade des Rocailles, assimilé à celui de Bühl par les "géologues", pour le réfuter et proposer un glacier de 14 000 BP encore "appuyé largement sur les montagnes voisines, celles du Salève et des Voirons", le front étant situé à la "cluse du Salève". Il imagine ensuite un arrêt du glacier sur le verrou de Cluses, qu'il estime "raisonnable" de dater de 12 000 BP.

Le principal défaut de cet échafaudage qui se veut très solide et se révèle très fragile est dû au fait que CORBEL n'a des dépôts et des formes glaciaires de la vallée qu'une idée apparemment très imprécise. En effet, si d'abondants placages

morainiques sont visibles dans la région des Chavants (située en aval des Houches), ils alternent avec des roches moutonnées et forment rarement des reliefs. De l'aveu même de CORBEL, la moraine est constante entre 1100 et 1300 m, ce qui ne l'empêche pas de fixer le front du glacier à 1100 m, alors que la limite supérieure de la moraine, délimitée par un cordon, ne peut correspondre qu'à un appareil franchissant allégrement le verrou des Gures. En conséquence, l'analyse pollinique des tourbières, qui sont situées dans des dépressions des roches moutonnées peut-être colmatées par de la moraine, ne peut en aucun cas servir à dater un stade morainique. Tout au plus, et c'est déjà beaucoup, permet-elle de dire qu'au Dryas III, la région des Chavants était déglacée. L'altitude même du stade défini par CORBEL (1100 m) est infondée, les tourbières qui ont fait l'objet de sondages étant localisées aux alentours de 1000 m et de 1200 m (DUBOIS, 1940). Que penser par ailleurs du stade repéré "sur le verrou de Cluses assez empâté de moraines", sinon qu'il est parfaitement fantaisiste car là aussi, la moraine n'apparaît qu'en couverture. De plus, le verrou domine de près de 700 m le talweg actuel. Au moment où le glacier était capable de le franchir, son épaisseur devait être considérable, et il est impossible d'imaginer un front à cet endroit. Au moment de la fonte, le verrou a pu être déglacé avant même que n'ait fondu à l'aval la grosse masse de glace qui occupait l'ombilic de Cluses à Bonneville. En conclusion, si la démarche de CORBEL est intéressante et même révolutionnaire pour l'époque, elle est entravée par des observations insuffisantes qui sont à l'origine d'erreurs importantes.

3.1.2. Les stades de la vallée de Chamonix selon MAYR (1969)

Cet auteur retrouve au Mont Blanc un stade défini au Tyrol par HEUBERGER (1954) et actuellement éliminé de la chronologie postglaciaire, le Larstig, daté de 6400 BP environ (datations de sols fossiles). Quelques observations effectuées dans le Val Veni et le Val Ferret italien, ainsi que dans la vallée de Chamonix, l'ont conduit à redécouvrir le Larstig dans les Alpes occidentales et à lui attribuer des dépôts fort fragmentaires, essentiellement constitués de placages morainiques, et localisés, en ce qui concerne la vallée de l'Arve, en retrait des moraines du Lavancher et du Planet. Le sol fossile du Tour qui a servi à établir l'existence du Larstig a été apparemment découvert dans une coupe du cône de déjection entaillé par le torrent, et non dans de la moraine. S'il est possible que certains éléments morainiques caractérisent une extension différente de celle du stade de Chamonix à son maximum, la datation en question ne peut en aucun cas être mise en parallèle avec cette dernière.

3.1.3. Les stades tardiglaciaires et holocènes de la région d'Argentière et du Tour selon BLESS (1982)

L'école zurichoise à laquelle appartient BLESS est spécialisée depuis quelques années dans la paléogéographie et la chronologie absolue des oscillations tardiglaciaires et holocènes des glaciers alpins. A la suite des Autrichiens, qui ont peu à peu, dès 1970, inauguré et appliqué aux appareils glaciaires de leurs Alpes de nouvelles méthodes de recherche, les chercheurs de l'Institut de géographie de l'université de Zurich, placés sous la direction du professeur G. FURRER, effectuent des analyses très complètes qui intègrent observations de terrain, données glaciologiques, climatiques, datations absolues et interprétations d'études palynologiques. La méthode de l'AAR (rapport 2/1 de la zone d'accumulation sur la zone d'ablation), exploitée de façon systématique pour le calcul des fronts glaciaires et combinée avec les datations absolues et les chronozones polliniques, a eu pour effet d'affiner et de complexifier considérablement l'image classique de la déglaciation. L'effort porte surtout sur la mise en place d'une chronologie valable pour l'ensemble des Alpes occidentales, de façon à permettre ou simplifier les corrélations entre les différentes régions. En effet, la littérature existante - en particulier pour la période holocène - est encombrée de stades et de phases froides multiples, particularités qui rendent parfois les comparaisons impossibles.

Actuellement, le tableau de synthèse de MAISCH (1982) (fig. 11) constitue la référence de base. Il souligne le fait que les réavancées dues aux différentes phases froides postglaciaires n'ont excédé que de peu l'extension des stades de 1600 et 1850, ce qui a pour conséquence un vieillissement considérable des extensions qui se situent au-delà des vallums récents et qui ne peuvent être qu'antérieures, soit tardiglaciaires. Ce schéma met également en évidence qu'aucun des stades tardiglaciaires n'est simple, mais qu'il s'agit pour chacun d'eux de deux ou plusieurs fluctuations se traduisant dans le paysage par une série de cordons morainiques rapprochés. Les stades de Kromer et de Bockten correspondent à des oscillations au cours de la même période que l'Egesen, qui constitue le pic de cette série de fluctuations. De plus, un stade tardiglaciaire supplémentaire apparaît, défini par un nom local. C'est le *stade de Clavadel*, situé entre le *Gschnitz* et le *Daun*. Ce dernier stade se distingue des stades suivants par l'aspect soliflué de ses moraines. Celles de l'Egesen, au contraire, sont des formes très fraîches. Le *stade d'Egesen* est corrélé avec le Dryas III ou Dryas récent, celui de *Daun* se situant certainement avant l'interstade d'Alleröd, soit au plus tôt au Dryas ancien supérieur (Dryas II). Toutefois, cette dernière phase étant très peu ou pas du tout apparente

dans les diagrammes polliniques, il n'est pas impossible que le Daun soit encore plus ancien, antérieur même au Bölling. En l'absence de nouvelles datations absolues, la question reste ouverte.

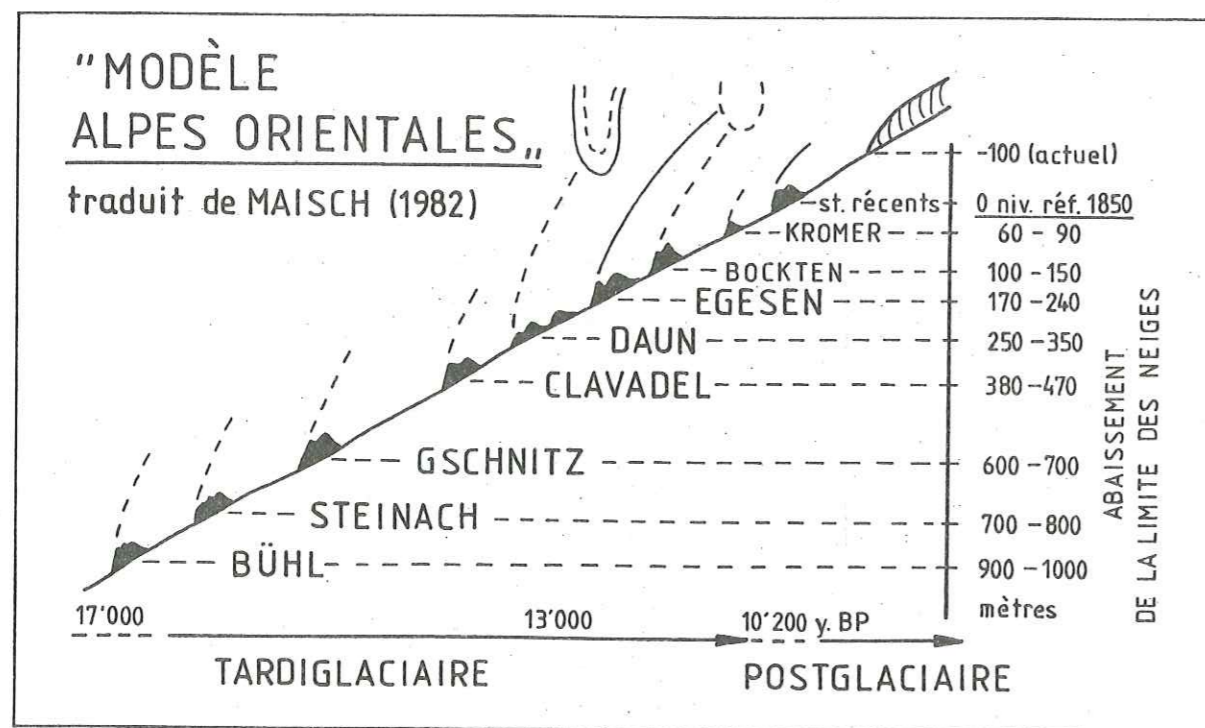


Fig. 11. Les stades glaciaires des Alpes grisonnes selon MAISCH (1982).

L'essentiel de la thèse de BLESS est consacré à la paléogéographie du Val d'Arpette, où de nombreuses crêtes morainiques ont permis à l'auteur d'élaborer un modèle bien calé chronologiquement grâce aux résultats palynologiques du marais de Champex, dont la gyttja a été datée de façon absolue. Partant de ce modèle (fig. 12), comparable en tout point à celui de MAISCH, il tente de reconstituer les oscillations des glaciers voisins, actuels ou sub-récents, occupant les versants NW et NE du massif du Mont Blanc. Pour la vallée de Chamonix, les appareils considérés sont ceux du Tour, de Lognan, d'Argentière et de la Pendant. Ses conclusions sont les suivantes :

- les stades du Planet et du Lavancher sont doubles. Au Daun est attribuable l'extension maximale, qui voyait tous les glaciers confondus, alors que les moraines situées légèrement en retrait, construites par les glaciers d'Argentière

et du Tour séparés, datent de l'Egesen;

- au Daun, le cirque de Charamillon est englacé; il en est de même pour les Montagnes de Lognan et de la Pendant recouvertes par leurs glaciers respectifs;
- du Gschnitz date l'englacement du petit cirque du Bec de Lachat. Le glacier du Tour ne dépasse pas 1800 m d'altitude sur les versants. La diffifluence par le col des Posettes n'est plus active.

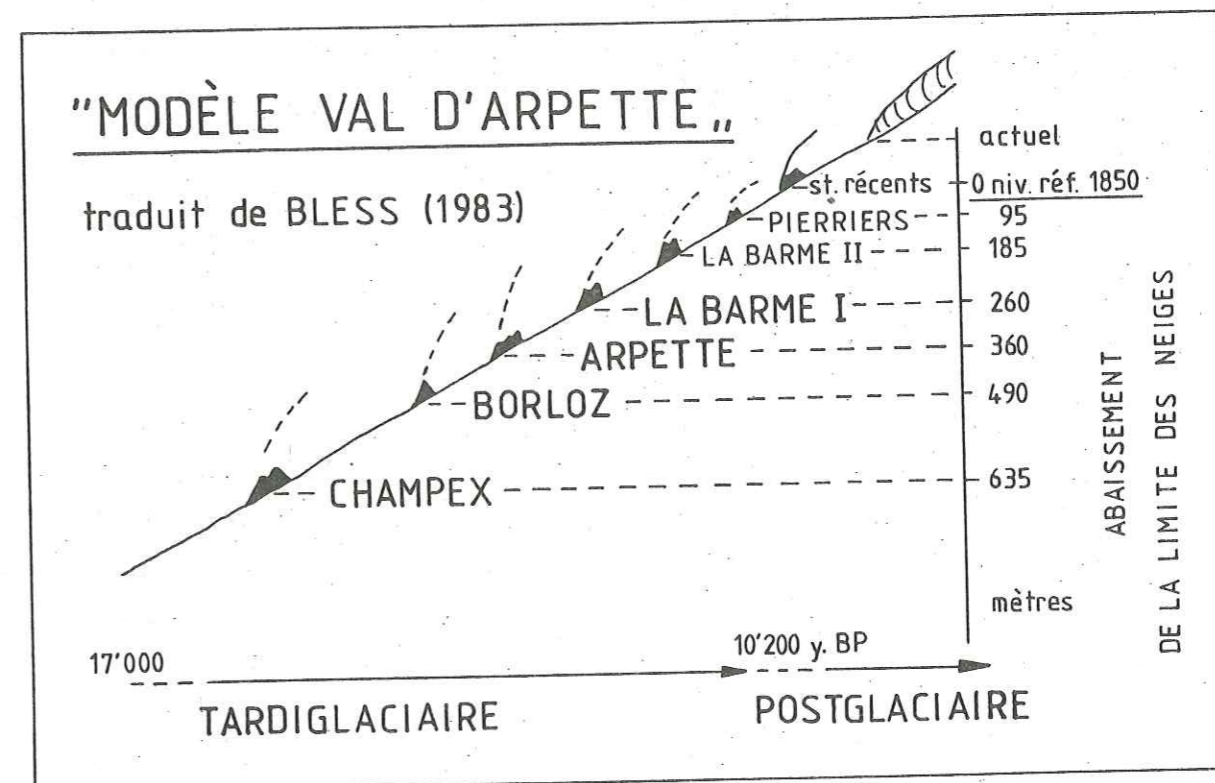


Fig. 12. Les stades glaciaires du Val d'Arpette selon BLESS (1983).

BLESS ne décrit ni ne localise précisément les éléments morainiques sur lesquels il se fonde pour reconstruire ses stades. Par ailleurs, son modèle du Val d'Arpette montre pour chaque stade des valeurs de l'abaissement de la limite des neiges - "Schneegrenzdepression" - si proches de celles de MAISCH qu'il semble n'y avoir que des différences mineures entre les glaciers des Alpes occidentales et ceux des Alpes grisonnes, ce qui tendrait à mettre en évidence une certaine similitude de comportement des glaciers à l'échelle de la chaîne alpine. Enfin, alors que les autres stades sont apparemment bien définis par des moraines frontales, le stade le plus bas, dit de Champex, sur lequel est fondée la chronologie du modèle, est

délimité par une moraine latérale (petit lobe de diffluence responsable du barrage ayant donné naissance au marais de Champex), comme si la position du front était peu sûre. Si tel est le cas, la moraine de Champex a pu être édifiée par un glacier dont le front descendait plus bas dans la vallée. Envisager cette solution conduit à formuler deux hypothèses :

- le rapport accumulation-ablation (AAR) peut se modifier dans les stades anciens;
- le rapport 2/1 se maintient et c'est la valeur de l'abaissement de la limite des neiges qui augmente.

Dans les deux cas, le modèle peut être remis en question, mais mon propos n'est pas de tester ces hypothèses.

3.2. La basse vallée de l'Arve

3.2.1. Description de la coupe du Viaison (Salève) par JAYET (1966)

L'intérêt principal de cette publication, qui propose une chronologie absolue fondée sur des critères stratigraphiques, réside dans la description de la coupe du Viaison, haute de 50 m environ, aujourd'hui totalement masquée par les éboulis de pente. Le vallon épigénétique du Viaison, qui longe le pied du Salève, entaille un remplissage morainique très important par sa puissance et sa signification, puisqu'il montre entre autres, sur plus de 10 m d'épaisseur, des dépôts glaciaires et paraglaciers anciens attribués par JAYET au Riss et à l'interglaciaire Riss-Würm. De bas en haut, la superposition est la suivante :

- moraines caillouteuses (Riss)
- sables et limons stratifiés à lignite et mollusques de l'Eemien
- moraines caillouteuses profondes (Würm)
- moraines argileuses à blocs et galets striés (Würm également).

En ce qui concerne le bassin genevois, ce schéma classique a été modifié par la suite, à l'aide de datations absolues. Des dépôts fluvio-glaciaires, lacustres ou palustres assimilés à l'"alluvion ancienne" et attribués traditionnellement à l'Eemien sont maintenant datés d'interstades würmiens (REYNAUD, 1981).

3.2.2. La paléogéographie glaciaire de la basse vallée de l'Arve par ARMAND(1978)

Cette thèse, consacrée aux formations quaternaires et à l'hydrogéologie de la basse vallée de l'Arve, est une étude très détaillée de la plaine de l'Arve en aval d'une ligne passant par la Roche-sur-Foron et Pont-de-Fillings. De nombreuses méthodes ont été utilisées pour résoudre les problèmes posés par les dépôts quaternaires :

- une prospection géophysique a permis de préciser la forme du substrat molassique, d'évaluer l'épaisseur des formations quaternaires, d'en qualifier parfois les faciès;
- certaines formes superficielles ont été reportées sur la carte topographique au 1:25 000 et scrupuleusement décrites;
- bon nombre d'affleurements ont été analysés en détail (pétrographie, morphoscopie, granulométrie et calcimétrie des dépôts).

Ces diverses analyses débouchent sur une reconstitution détaillée des événements glaciaires, organisés selon une chronologie relative calée de façon absolue par corrélation avec la région de Thonon. Au maximum würmien, toute la région est couverte de glace, y compris le Salève sur toute sa hauteur. ARMAND reprend ici l'idée développée par ACHARD et JAYET (1967). Entre le moment du maximum et 11 000 BP, le retrait glaciaire s'effectue par paliers successifs qu'ARMAND illustre au moyen de six schémas paléogéographiques. Les quatre premiers expliquent l'édification successive de nombreuses terrasses para- ou proglaciaires, attribuées sous toutes réserves au Würm 2; les deux derniers montrent la formation des Rocailles, attribuée à une récurrence glaciaire et datée du Würm 3 par corrélation, stade qu'ARMAND met en parallèle avec la fin du Tardiglaciaire (11 000 BP). Il y a là une confusion. Si on se réfère à la chronologie établie dans la Synthèse géologique du Sud-Est de la France (BRGM, 1984), il ne peut s'agir respectivement que du Würm 3 (maximum würmien) et du Würm 4 (Tardiglaciaire).

Le principal défaut de cette paléogéographie réside dans la multiplicité des stades, liée apparemment à quelques erreurs dans l'interprétation de la morphologie. Il serait trop long de discuter les conclusions d'ARMAND dans le détail. Un exemple suffit à démontrer le genre d'erreur commise : l'édification de la terrasse d'Arthaz-le-Pont (cf. cartes 4 et 5), définie comme glacio-lacustre, ce qui est en grande partie correct, est attribuée à un glacier de l'Arve au front indéterminé, situé grosso modo en arrière de la zone des Rocailles. Si c'était le cas, le glacier récurrent responsable des Rocailles aurait dû engendrer un sandur recouvrant, au

moins en partie, la terrasse d'Arthaz. Or, selon ARMAND, le stade des Rocailles n'est relié à aucune marge proglaciaire active, malgré un front étendu sur plusieurs kilomètres.

Un élément intéressant est à relever : l'attribution des dépôts morainiques de Cranves-Sales et Corly à une apophyse du glacier du Rhône dans la plaine de l'Arve, rendue possible par un tassement de ce dernier glacier. La position des moraines autorise parfaitement une telle hypothèse. Pour justifier celle-ci, ARMAND s'appuie sur des comptages pétrographiques extrêmement nombreux et détaillés. Il est seulement regrettable qu'il considère les brèches du Chablais comme caractéristiques du domaine rhodanien. Comme on a pu le voir au chapitre précédent, il s'avère très difficile de distinguer les apports du Rhône de ceux de l'Arve, car les seuls marqueurs infaillibles sont constitués par les roches penniques, qui apparaissent en très petite quantité et sont souvent remaniées. Il est certain que la vallée de l'Arve a été le théâtre d'une rencontre Arve-Rhône, mais dans le cas des moraines précitées, seule la morphologie parle en faveur de l'un ou de l'autre appareil. Cette erreur commise par ARMAND est révélatrice d'une méconnaissance de l'amont de son territoire. En effet, le glacier du Giffre n'est mentionné nulle part en tant que tel, comme si la vallée du Giffre n'existait pas. ARMAND parle du glacier de la Menoge et du Foron de Fillinges, "issu d'une transfluence venant de St-Jeoire en Faucigny", chose topographiquement difficile à concevoir. De plus, s'il avait jeté un coup d'oeil à l'amont, ARMAND aurait été encore plus prudent dans la chronologie de ses stades, car comment concilier une réavancée dans la basse Arve à la fin du Tardiglaciaire avec, à la même époque, l'apparition des premiers pollens d'arbres dans la tourbière des Chavants, en aval de Chamonix (DUBOIS, 1940)? Il y a une forte disproportion entre la surface étudiée et la durée présumée des événements : ARMAND fait entrer tout le Tardiglaciaire dans un espace très réduit.

3.2.3. La paléogéographie glaciaire de la basse vallée de l'Arve par KARNAY (1980)

Le terrain étudié par KARNAY englobe celui de la thèse d'ARMAND dans sa totalité puisqu'il comprend la basse vallée de l'Arve à partir de Bonneville, la région de la Tour, les vallées du Foron de Bogève et de la Menoge. Après un premier volet consacré à l'examen des formations tertiaires, les dépôts quaternaires et la morphologie qui les caractérise sont bien décrits et illustrés par de nombreux dessins. Les cartes du complexe terminal de la Tour et de la basse

vallée de l'Arve sont particulièrement intéressantes. KARNAY est très discret sur les méthodes qu'il a employées. Il semble avoir eu connaissance de quelques sondages, mais l'essentiel de son travail paraît fondé sur le levé de terrain. L'analyse des coupes n'a pas été poussée au-delà d'une simple description stratigraphique, d'ailleurs fort précise. Ses observations conduisent à une paléogéographie cohérente beaucoup plus simple que celle proposée par ARMAND. Plus prudent, KARNAY se garde de caler avec trop de précision son histoire dans la chronologie absolue.

Contrairement à son prédécesseur, il est d'avis qu'au maximum würmien, le Salève émergeait largement des glaces et que les blocs erratiques du versant est ont été déposés lors du maximum rissien, qui seul a vu le Salève totalement englacé. Lors du maximum würmien, le glacier de l'Arve ne dépassait pas 700 m d'altitude contre le flanc du Salève puisque la langue de Monnetier-Mornex esquissée par KARNAY ne transflue pas sur le versant genevois. Les sommets des Voirons, de Vouan et des Brasses émergeaient - quel contraste avec la paléogéographie de CORBEL (1963) pour qui ce stade se situe au milieu du Tardiglaciaire ! Il faut donc imaginer le glacier de l'Arve incapable de passer le seuil des Bornes pour s'écouler en direction d'Annecy, situation qui aurait dû laisser des traces (dépôts de barrage, accumulations latérales). Or rien de tel n'est décelable à altitude comparable sur le plateau des Bornes. L'altitude du delta de la Marmotte, dépôt paraglaciaire situé près de la Chapelle-Rambaud à 900 m, s'avère incompatible avec le stade de la cluse de Monnetier. De plus, il serait intéressant de savoir comment KARNAY peut concilier ce maximum würmien de l'Arve avec le complexe des moraines internes du glacier rhodanien à Lyon. Un premier stade de retrait voit le glacier de l'Arve se cantonner dans l'axe de la vallée, débordant à peine l'extrémité du Salève, alors que le glacier du Giffre, joint à celui du Foron de Bogève et à une partie de celui de la Menoge - curieusement, la Menoge est déglacée en aval du seuil de Boège -, stationne en amont de Pont-de-Fillinges. Entre les deux appareils se forment les dépôts de Fillinges - Loex. Côté Arve, les bords de la terrasse sont malencontreusement qualifiés du terme étrange de "drumlins d'accumulation". Au même moment, le glacier du Rhône butte contre les collines de Cranves-Sales et de Vétraz-Monthoux, débordant à peine dans la vallée de l'Arve. Le second et dernier stade est celui de la formation des Rocailles et de la sédimentation de la terrasse d'Arthaz, le glacier des Préalpes étant arrêté à la Tour contre son lac proglaciaire. Apparemment, KARNAY est très influencé par les écrits de JAYET, dans la mesure où il n'envisage qu'un seul stade rissien et un seul stade würmien.

Cette conception de la chronologie est actuellement abandonnée (ARN, 1984, REYNAUD, 1981).

A lire ARMAND et KARNAY, à comparer leurs observations et leurs résultats, à relever les différences importantes entre ceux-ci, force est de constater les difficultés que rencontrent ceux qui tentent d'expliquer la morphogenèse de cette région complexe qu'est la basse vallée de l'Arve.

3.3. Les glaciers de l'Arve selon HANTKE (1980)

En quelques pages d'une extrême densité, HANTKE fait une synthèse de la bibliographie existante et tente de combler quelques lacunes. La plupart des cordons morainiques principaux sont signalés. Résumer la paléogéographie qu'il propose est une gageure : cela prendrait plus de place que le texte intégral. Notons seulement au passage que le stade de Monnetier-Mornex défini par JAYET (1966) est considéré comme un stade de retrait würmien, contrairement à ce qu'en pense KARNAY (1980). HANTKE est convaincu, comme CORBEL (1966), que le glacier de l'Arve s'est arrêté à Servoz. A la suite de MAYR (1969), il parallélise le stade de Chamonix avec l'Egesen et reprend le Larstig.

Quelques fronts glaciaires ont été placés en des endroits où affleure la roche en place et où la moraine est inexistante, sinon en placages insignifiants. C'est le cas du stade tardiwürmien défini aux Chalets de Sales (Haut Giffre) à 1800 m, et de celui de Porte d'Age (Reposoir) à 900 m.

Le tableau 5 permet de situer géographiquement les principales observations des auteurs cités dans ce chapitre dans l'ensemble du bassin versant de l'Arve. Il révèle la faveur dont jouissent certaines régions, comme la basse vallée de l'Arve ou la région de Chamonix, et, par contraste, le peu d'intérêt suscité par les vallées du Giffre, du Borne, du Bronze et du Reposoir.

Auteur	Vallée de l'Arve		Vallée du Giffre		Vallées du Borne et du Bronze
	aval	amont	aval	amont	
DE LUC (1839)	Rocailles (erratique)				
FAVRE (1867)	Stade des Rocailles	Stade de Chamonix			
VIOLLET-LE-DUC (1876)		Stade de Chamonix			
DOUXAMI (1902)				moraine de Flaine	
GORCEIX (1918)					Difffluence du Borne sur le Fier
DELEBECQUE (1909)	Stade des Rocailles				
KILIAN+REVIL (1918)	Rocailles = Bühl modèle de Penck et Brückner				
MEJEAN (1928)	Rocailles + Amancy-Vozerier schéma de Kilian et Revil modifié				
CHOLLEY (1925)	Stade des Rocailles		Giffre, tracé antéquatenaire		
NORDON (1927)			Stade de la Tour		
PERRET (1931)			Stades de la Tour, de Dessy		
BLANCHARD (1938)			Stade de la Tour		
CORBIN + OULIANOFF (1931)		difffluence par col des Montets et col des Posettes			
CONARD (1931)		stade de Chamonix			
DE MARTONNE (1931)		difffluence sur le bassin du Rhône			
CHARDONNET (1938)		moraines du Bon Nant			
LOMBARD (1936)				Stade de l'Echarny et de Plan du Lac	
CORBEL (1963)	Gl. Arve joint à celui du Rhône 14 000 BP	stade de Cluses 12 000 BP	stade des Chavants 10 000 BP		
MAYR (1969)		stade de Chamonix = Egesen 6400 BP ; Larstig au Tour			
BLESS (1983)		stade de Chamonix : Daun + Egesen Gschnitz: gl. à 1800 m dans la vallée princip.			
JAYET (1966)		Viaison : Riss-Eem-Würm st. de Monnetier = retrait würmien			
ARMAND (1978)		Moraines Pers-Jussy - Esery + terrasses Fillinges - Esserts-Salève: 14 000 BP Rocailles : 11 000 BP			
KARNAY (1980)		max. würmien: Arve joint au Rhône, mais cantonné dans sa vallée, stade de Monnetier - Mornex. Stade 1.: Arve déborde encore le Salève. Terrasse Fillinges - Loex. Stade 2. Stade des Rocailles, de la Tour, terrasse d'Arthaz.			
HANTKE (1980)	St. des Rocailles, de Marignier, du Fayet (= stade de Martigny). St. de Chamonix = Egesen Larstig au Tour		St. la Tour	St. du Fardelet (Tardi-Würm moyen) St. Chalets de Sales (Tardi-Würm récent)	Gl. du Borne joint à celui de l'Arve au st. des Rocailles St. Petit-Bornand. St. Entremont. Aravis englacés jusqu'à 1200-1450 m (Tardi-Würm récent). St. du Lac Bénit

Tableau 5. Récapitulation des événements glaciaires du bassin versant de l'Arve selon les différents auteurs.

Quatre cartes hors-texte, dont l'assemblage recouvre l'ensemble du terrain étudié, illustrent la morphologie de la vallée de l'Arve. Morphologie très particulière, puisque seule ont été pris en compte les éléments glaciaires et néo-glaciaires, ainsi que quelques particularités (formes périglaciaires de grande taille, éboulements et écouls, glissements de terrain, érosion torrentielle), qui permettent d'expliquer l'absence ou la disparition d'éventuels dépôts ou formes glaciaires. De plus, l'échelle des cartes, dont les originaux ont été réalisés au 1:50 000, mais contraintes à un choix très sévère des observations, ainsi que des indications topographiques. Le lecteur désireux de trouver des compléments d'information est prié de se référer à la carte topographique de la France au 1:50 000 et au 1:25 000 (à la complète des cartes citées en bibliographie). Pour de simples raisons de lisibilité, les éléments morainiques qui occupent des surfaces pouvant être réduites, ont été légèrement agrandis. De plus le choix des lignes, qui devraient supporter un fort taux de réduction, la taille des formes cartographiées est systématiquement exagérée. En

IV MORPHOLOGIE GLACIAIRE

résumé, ont été, seul en cas de grande extension, assimilés à la roche en place. Il en est de même pour les placages morainiques particulièrement peu épais. Mes propres observations, complétées au moyen des cartes géologiques françaises au 1:50 000 (Aignes, Vallorcine-Mont Blanc), au 1:50 000 (Gervais-Les-Bains, Mont Blanc), de l'Atlas géologique de la Suisse au 1:25 000 (feuille Gervais), m'ont permis de définir la limite entre la couverture morainique et la roche en place.

L'obligation de recourir à la carte topographique officielle pour suivre les descriptions dans le détail constitue certainement un désagrément. Celui-ci est malheureusement inévitable, car l'élaboration d'un fond topographique comportant tous les noms cités dans le texte aurait nécessité une cartographie au 1:25 000 et un faible taux de réduction, exagération choisies à la fois pour des raisons pratiques - taille des calques originaux en particulier - et pour éliminer le risque d'aboutir à de vastes surfaces vierges de toute observation. Il suffit en effet de jeter un coup d'œil à chacun des extraits pour constater à quel point, dans certaines régions, les formes sont ternes ou discontinues. L'autre solution envisageable, qui consiste à localiser les observations au moyen exclusif des noms portés sur la carte, ne s'applique qu'à plusieurs kilomètres des éléments décrits, peut être source de confusion et à coup sûr d'imprécisions importantes. C'est un des buts de ces descriptions - est que chacun puisse retrouver aisément sur les cartes ou sur le terrain les formes et dépôts réservés. Pour faciliter la lecture, un certain

Quatre cartes hors-texte, dont l'assemblage recouvre l'ensemble du terrain étudié, illustrent la morphologie de la vallée de l'Arve. Morphologie très partielle, puisque seuls ont été pris en compte les éléments glaciaires et paraglaciaires, ainsi que quelques particularités (formes périglaciaires de grande taille, éboulements et éboulis, glissements de terrain, érosion torrentielle), qui permettent d'expliquer l'absence ou la disparition d'éventuels dépôts ou formes glaciaires. De plus, l'échelle des cartes, dont les originaux ont été réalisés au 1:50 000, m'a contrainte à un choix très sévère des observations, ainsi que des indications topographiques. Le lecteur désireux de trouver des compléments d'information est prié de se référer à la carte topographique de la France au 1:50 000 et au 1:25 000 (liste complète des cartes citée en bibliographie). Pour de simples raisons de lisibilité, les éléments morainiques, qui occupent des surfaces souvent fort réduites, ont été légèrement agrandis. De par le choix des figurés, qui devaient supporter un fort taux de réduction, la taille des formes cartographiées est systématiquement exagérée. En revanche, les voiles et cônes d'éboulis, formes très répandues, ont été, sauf en cas de grande extension, assimilés à la roche en place. Il en est de même pour les placages morainiques particulièrement peu épais. Mes propres observations, complétées au moyen des cartes géologiques françaises au 1:80 000 (Annecy, Vallorcine-Mont Blanc), au 1:50 000 (St-Gervais-Les-Bains, Mont Blanc), de l'atlas géologique de la Suisse au 1:25 000 (feuille Genève), m'ont permis de définir la limite entre la couverture morainique et la roche en place.

L'obligation de recourir à la carte topographique officielle pour suivre les descriptions dans le détail constitue certainement un désagrément. Celui-ci est malheureusement inévitable, car l'élaboration d'un fond topographique comportant tous les noms cités dans le texte aurait nécessité une cartographie au 1:25 000 et un faible taux de réduction, éventualités rejetées à la fois pour des raisons pratiques - taille des calques originaux en particulier - et pour éliminer le risque d'aboutir à de vastes étendues vierges de toute observation. Il suffit en effet de jeter un coup d'oeil à chacune des cartes pour constater à quel point, dans certaines régions, les formes sont rares ou discontinues. L'autre solution envisageable, qui consiste à localiser les observations au moyen exclusif des noms portés sur la carte, lieux situés parfois à plusieurs kilomètres des éléments décrits, peut être source de confusions et à coup sûr d'imprécisions importantes. Or un des buts de ces descriptions est que chacun puisse retrouver aisément sur les cartes ou sur le terrain les formes et dépôts recensés. Pour faciliter la lecture, un certain

nombre de régions-clés ont été mises sous la loupe et cartographiées en détail, au 1:25 000.

Evacuer les stades dits historiques de mes préoccupations principales, les ravalier au rang des généralités pour les raisons énumérées plus haut, ne me dispensait pas de les cartographier. Je ne reviendrai pas sur leur description.

L'absence de repères absolus dans le temps, la difficulté que présente l'attribution des délaissés morainiques accrochés aux versants à l'un ou l'autre stade frontal font que je me refuse à organiser mes observations selon un ordre impliquant une chronologie quelconque qu'il serait nécessaire d'explicitier et qui m'obligerait de ce fait à proposer un modèle corrélatif avant toute description.

Finalement, l'ordre adopté pour la présentation des observations dans la première partie (A) est le suivant :

- les formes et dépôts situés immédiatement en aval des moraines récentes, en général bien définis dans le paysage et relativement proches des glaciers actuels;
- d'amont en aval, vallée après vallée, les autres délaissés. (Le nom des affleurements analysés figure en gras dans le texte).

Les résultats des analyses (comptages pétrographiques, indices d'éroulé, granulométrie) ont été groupés dans un deuxième volet (B) pour permettre des comparaisons. Chaque fois que la description d'une coupe ayant fait l'objet d'analyses détaillées apparaît dans le texte, figurent également les numéros de pages renvoyant aux résultats.

A. COMMENTAIRE DES CARTES

I. Haute et moyenne vallée de l'Arve (cartes 1 et 2)

I.1. Formes et dépôts situés immédiatement à l'aval des moraines récentes.

I.1.1. Vallée de Chamonix














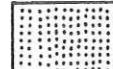

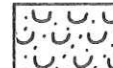
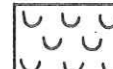



I.1.1.1. Bassin du Tour (fig. 14)

A environ deux kilomètres en contrebas du village du Tour, aux Frasserands, un spectaculaire complexe morainique s'offre aux regards de celui qui franchit le col des Montets pour descendre dans la vallée de Chamonix. Entre 1450 et 1470 m d'altitude, de part et d'autre du hameau de Tré-le-Champ-le-Haut, deux courts cordons morainiques dessinent un petit lobe latéral du glacier du Tour. Rive droite de l'Arve, une longue crête arquée prend naissance à 1500 m environ et se termine dans le talweg aux alentours de 1320 m. Asymétrique, haute de plus de 50 m dans sa partie interne, elle porte le hameau de Tré-le-Champ-le-Bas. L'examen de son versant extérieur révèle la présence d'une crête secondaire peu marquée et plus courte. L'ensemble atteint une longueur de 800 m environ. D'un point de vue esthétique, il s'agit certainement de la plus belle moraine latéro-frontale de la vallée de Chamonix, pour ne pas dire du terrain tout entier (fig. 13). Le matériel qui la compose, visible dans de petites éraillures dues au ruisseau qui descend du col, est cristallin, hétérogène, hétérométrique, avec une matrice sableuse grossière. Il contient une forte proportion (près de 40%) de granite à phénocristaux d'orthose, protogine typique; ces caractéristiques pétrographiques sont communes aux glaciers du Tour, d'Argentière, de la Mer de Glace, du Plan des Aiguilles, et de la rive droite du glacier des Bossons.

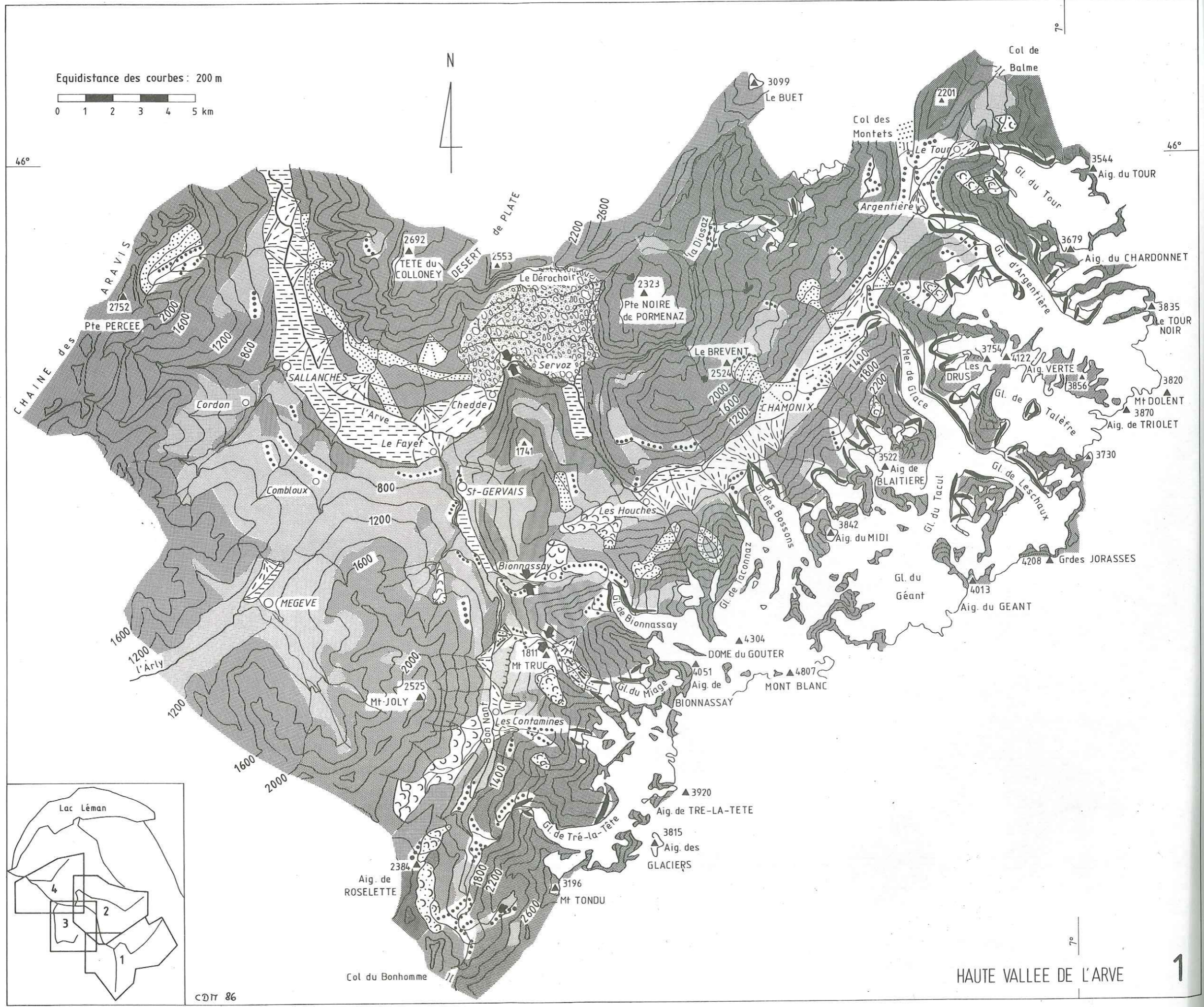
A 150 m en amont, l'extrémité sud du village des Frasserands est construite sur un petit cordon haut de quelques mètres, parallèle à la grande crête. Entre les Frasserands et Montroc, un plan légèrement incliné est interrompu, à la hauteur du pont sur l'Arve, par une vague crête à sommet plat. La rivière entaille un matériel morainique apparemment hétérogène, mais la coupe est mauvaise.

En face, rive gauche, aux alentours de 1400 m, le versant, jonché de blocs erratiques, présente une légère contrepente qui descend régulièrement vers l'aval.

La moraine de Tré-le-Champ-le-Haut a son pendant en rive gauche : une échine

-  moraines récentes
-  moraines anciennes
-  bord de terrasse taillée dans des dépôts meubles
-  niche d'arrachement importante
-  verrou
-  talweg fossile
-  cône proglaciaire
-  cône de déjection torrentiel
-  cône d'éboulis ancien ou actuel, cône d'avalanches
-  ancien delta
-  ancien lac
-  alluvions récentes
-  épandage fluvio-glaciaire
-  voile d'éboulis
-  éboulement du Dérochoir
-  éboulis en glissement ou glacier rocheux
-  glissement de terrain
-  couverture morainique importante
-  roches sédimentaires (y. c. roches sous faible couverture morainique)
-  roches ignées et métamorphiques (y. c. roches sous faible couvert. morainique)

Légende des cartes 1 à 4.






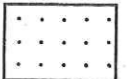
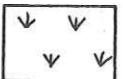
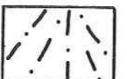
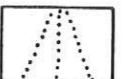
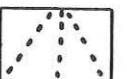
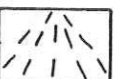

allongée, bifide dès la moitié de sa longueur, part du point coté 1471 m et atteint le coude du chemin au Planet, à 1383 m. Entre le sommet de la crête et le talweg, la pente forte, entièrement enforestée, montre localement une topographie irrégulière, avec quelques minuscules marches d'escalier que j'ai interprétées comme des lambeaux de crêtes morainiques analogues, bien que moins spectaculaires, à ceux de la rive droite.



Fig. 13. La moraine de Tré-le-Champ vue de l'aval.

1.1.1.2. Bassin d'Argentière (fig. 14)

La double moraine latérale gauche rencontre au Planet une grosse masse morainique transversale. L'hôtel du Planet est construit au sommet de cette crête peu marquée, mais sur l'origine de laquelle l'abondance du matériel erratique ne laisse planer aucun doute. Le versant interne, raide, domine le petit bassin triangulaire d'Argentière d'une centaine de mètres environ. Mais la roche en place, schistes noirâtres du synclinal de Chamonix, apparaît jusqu'à 1360 m, soit sur les deux tiers de la hauteur. A cette altitude se situe un petit cordon morainique. Dans l'angle formé par ces crêtes morainiques se déversaient les torrents et les avalanches du versant de Péclerey. Ce remplissage progressif a créé le replat du

-  crête morainique récente
-  crête morainique ancienne
-  bord de cône tronqué
-  couverture morainique abondante
-  zone marécageuse
-  épandage proglaciaire
-  cône ou voile d'éboulis
-  cône d'avalanche important
-  cône de déjection
-  roche en place

Légende de la figure 14.

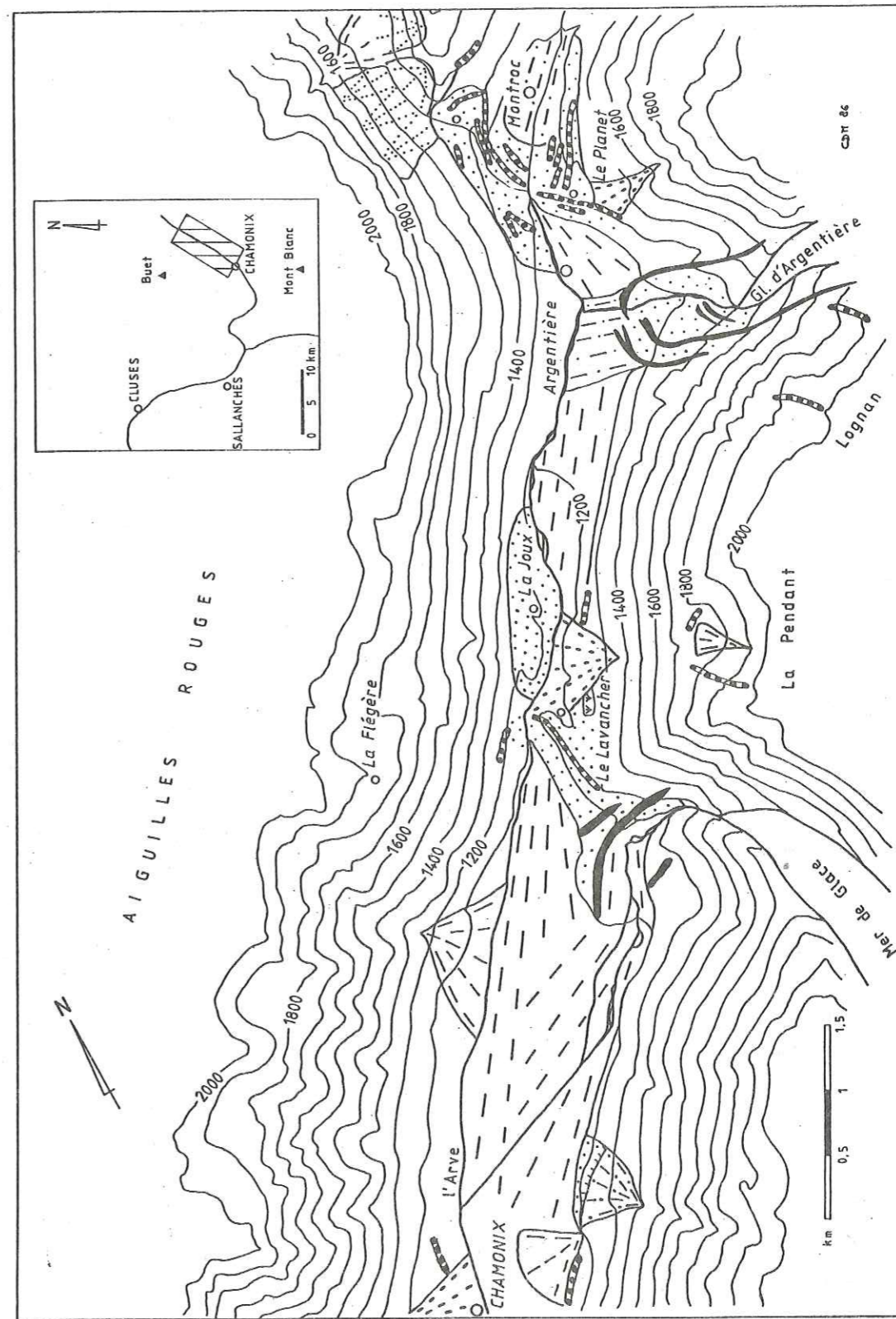


Fig. 14. Esquisse morphologique de la haute vallée de l'Arve.

Planet. Un petit lac a pu occuper temporairement cette dépression. Actuellement, le torrent et les avalanches qui balaient le couloir du Grand Chantet édifient un cône à pente forte qui tend à recouvrir peu à peu le replat et à ensevelir les crêtes morainiques.

En face, deux lambeaux de crêtes sont plaqués contre le versant Aiguilles Rouges, à 1400 m et à 1360 m, ce dernier étant coupé par un lacet de la route. Leur aspect morphologique ne permet pas de les attribuer à l'un ou à l'autre des appareils glaciaires.

Au stade latéral du Planet correspond un front glaciaire bien délimité par un vaste complexe latéro-frontal qui se ferme à l'aplomb du village du Lavancher. Entre 1250 et 1300 m et le fond du talweg, le versant La Joux-La Chauffria, en rive droite, est entièrement morainique. La topographie est assez tourmentée, jeu de crêtes et de replats d'orientation indistincte. La limite supérieure est cependant très nette et se suit aisément, soulignée à l'amont par une paroi rocheuse haute de quelques mètres. Le matériel, essentiellement cristallin, est un mélange de moraine superficielle sableuse à gros blocs et de moraine de fond argileuse à galets en fer à repasser, cette dernière étant probablement responsable de la présence du petit marais de la Joux. Cette topographie, qui évoque, toutes proportions gardées, les paysages proglaciaires islandais, pourrait être imputable à une fonte sur place du glacier. En rive gauche, seul subsiste un lambeau de crête dont l'extrémité sud est ensevelie sous l'énorme cône d'avalanche alimenté par la Montagne de la Pendant et duquel le Lavancher tire son nom.

1.1.1.3. Bassin de Lognan et de la Pendant

En aval des glaciers secondaires de la Pendant et de Lognan se dégagent de la couverture morainique parfois épaisse quelques crêtes morphologiquement bien définies.

Le matériel n'est visible qu'en quelques rares éraillures. Il se distingue de celui des appareils principaux par son origine locale bien marquée : les granites sont rares ou absents, les gneiss et les schistes cristallins dominant. Dans certains cas, il n'est pas exclu que la crête soit constituée de roche en place enrobée de moraine. La Montagne de la Pendant, qui montre une très belle morphologie de cirque, est bordée au Sud par une crête de près d'un kilomètre de longueur, arquée dans sa partie basse, et qui se suit de 2150 à 1730 m d'altitude, dessinant ainsi un vaste glacier dont le front, peut-être suspendu, s'arrêtait vers 1700 m. La rive droite est

mal définie. Il est probable que les glaciers de ce versant étaient jointifs. Leur moraines médianes sont mal conservées. A Lognan, trois crêtes atteignent respectivement 1900, 1850 et 1950 m. Celle qui supporte l'ancienne hôtellerie de Lognan, proche de la rive gauche d'Argentière, témoigne peut-être d'une extension latérale de ce glacier. C'est d'ailleurs la seule qui contienne une proportion importante de granites.

1.1.1.4. Bassin de la Mer de Glace (fig. 14)

Le village du Lavancher est construit dans un site analogue à celui du Planet, en plus étendu. Dans ce dernier cas, le glacier est le seul agent de l'édification de la crête courbe qui domine de 150 m le bassin de Chamonix, et à travers laquelle l'Arve se fraye un passage étroit au lieu-dit la Poya, nom patois pour la pente, magnifiquement évoqué par le tracé sinueux de la route. Au Lavancher subsistent les traces d'un ancien lac de barrage. Un essai de présondage a été inutilement tenté dans cette étendue encore vaguement marécageuse. Malheureusement, le terrain se révèle extrêmement caillouteux, ce qui s'explique par la proximité immédiate du cône d'avalanche. Les dépôts lacustres sont probablement interstratifiés avec d'importantes crachées de matériel grossier.

Le glacier responsable de l'obstruction de la vallée de l'Arve au Lavancher s'appuyait contre le versant Aiguilles Rouges entre 1150 et 1200 m au-dessus des Praz de Chamonix, où subsistent quelques traces de couverture morainique contenant des granites du Mont Blanc en abondance; son front atteignait la partie sud de la ville actuelle de Chamonix, près de la gare de départ du téléphérique de l'Aiguille du Midi. Les témoins de ce stade de Chamonix, de même que ceux du Lavancher et du Planet, sont connus de longue date et ont déjà été partiellement suggérés ou décrits à plusieurs reprises (VIOUET-LE-DUC, 1876, CONARD, 1931). Toutefois, les auteurs anciens placent le front du glacier aux Bossons, pour des raisons de pente de l'appareil. La chose est impossible à cause de l'extension du glacier des Bossons au même moment.

Dans le quartier du Liret, en rive gauche de l'Arve, un tronçon de route entaille le bas du cône du torrent de Blaitière. En été 1979, une coupe toute fraîche, de 1 à 2 m de hauteur, révélait, à la place des dépôts d'origine torrentielle que je m'attendais à y trouver, un matériel typiquement morainique, hétérogène, non stratifié, à gros blocs où la protogine dominait, enrobé dans une matrice grossièrement sableuse. Quelques lentilles apparaissaient ici ou là, gravelo-sableuses

à limoneuses. Les blocs et galets étaient peu roulés, mais bien émoussés. Selon toute probabilité, il s'agissait, émergeant à peine de la plaine alluviale, d'un reste de vallum frontal en partie remanié par les eaux de fonte.

A 1060 m, en amont du cône de Blaitière, juste derrière le cimetière, une crête de 6 à 8 m de hauteur, jonchée de blocs erratiques dans lesquels dominent les granites du Mont Blanc peut être suivie sur 400 m. Elle est interrompue par le torrent du Grépon; au-delà, la moraine réapparaît dans tout le versant sous la voie de chemin de fer qui borde le cône des Planards. Ce cône paraît fossile, car sa base présente un net rebord d'érosion. Il est probable qu'il s'est déposé contre la Mer de Glace lors du stade de Chamonix. C'est exactement cet état que VIOLLET-LE-DUC a imaginé dans son tableau du Glacier des Bois, peint en août 1884.

Rive droite, à 1070 m, le long de la route des Plans à la gare de téléphérique du Brévent, apparaît une accumulation de gros blocs de protogine. Aux Plans, la courbe de niveau 1050 m dessine une vague crête, morainique si j'en crois le matériel visible en bordure des chemins. D'après CONARD (1931), cette crête était encore bien définie morphologiquement au siècle dernier. Elle constitue la seule trace d'une éventuelle extension entre le stade de Chamonix et la moraine récente du glacier des Bois.

1.1.1.5. Bassin des Aiguilles de Chamonix

Sous les glaciers des Nantillons, de Blaitière et des Pèlerins, la couverture morainique, localement abondante, alterne avec de vastes affleurements de roches métamorphiques bien moutonnées, jusqu'à une altitude moyenne de 1900 m, correspondant grosso modo à la limite supérieure de la forêt. Dans cette morphologie de crêtes d'érosion façonnées par les torrents, un seul cordon morainique se dégage, en aval du glacier de Blaitière, de 1900 à 2200 m. Là encore, rien ne me garantit qu'il ne s'agisse pas simplement d'une couverture morainique moulant une crête rocheuse.

1.1.1.6. Bassin des Bossons et de Tacconnaz

Il n'existe aucune trace d'une extension latérale du glacier des Bossons dans le versant. L'énorme vallum historique a probablement tout recouvert. Par bonheur, le glacier de Tacconnaz, son voisin immédiat, moins puissant, a laissé des dépôts plus révélateurs. A l'aval de celui-ci, rive droite, de 1350 à 1100 m, subsiste une crête longue de 700 m, interrompue brusquement au contact avec le cône de déjection.

Entre celle-ci et le vallum des Bossons, entre 1100 et 1200 m, le village du Mont est bâti sur un vague replat qui montre une topographie de glissement et qui pourrait être en partie d'origine morainique. Sur le village de Tacconnaz, la vague contrepente des chalets de Planet à celui de Mormont, où la couverture morainique est abondante, marque peut-être une ancienne rive gauche du glacier.

La rive droite de l'Arve, des Bossons aux Houches, est abrupte, rocheuse ou ébouleuse, sapée par la rivière, elle-même repoussée contre ce versant par les énormes cônes de déjection des Bossons, de Tacconnaz, du Bourgeat et de la Griaz. Ces cônes, construits probablement par les eaux de fonte lors des stades récents, ont une pente moyenne forte (10°) et constituent l'élément dominant de la morphologie de ce tronçon de vallée. Au village de Tacconnaz, de gros blocs erratiques (plus de 10 m³) sont en partie noyés dans le cône. Sont-ils les résidus d'un vallum que le cône a recouvert ?

En face de la station SNCF des Houches, à 1010 m d'altitude, le petit replat déboisé de Pré Voisin montre une couverture à blocs de toutes tailles, où les granites du Mont Blanc dominant, à matrice sableuse en très faible proportion. Cet important placage réapparaît de l'autre côté de la voie de chemin de fer, à la station des Houches, ainsi qu'au Nid Clot, un kilomètre en amont, le long de la route du Coupeau, entre 1090 et 1110 m. Il pourrait s'agir là d'un lambeau de vallum latéro-frontal.

1.1.1.7. Bassin du Bourgeat et de la Griaz

Les glaciers du Bourgeat et de la Griaz, accrochés à des parois rocheuses très abruptes, n'ont abandonné aucun dépôt construit.

1.1.2. Vallée du Bon Nant

1.1.2.1. Bassin de Bionnassay (fig. 15)

Le village de Bionnassay est construit entre deux vallums frontaux : à l'Ouest, sur 20 m de dénivellation (1290 à 1310 m) et 200 m de longueur, un fragment de crête pointe droit vers le talweg; à l'Est, à partir de 1370 m, apparaît un vallum latéro-frontal complexe, dont les crêtes multiples s'échelonnent jusqu'à une très courte distance des moraines récentes. Aucune coupe n'est visible. Le matériel erratique est abondant dans les zones enforestées, rare dans les pâturages, mais,

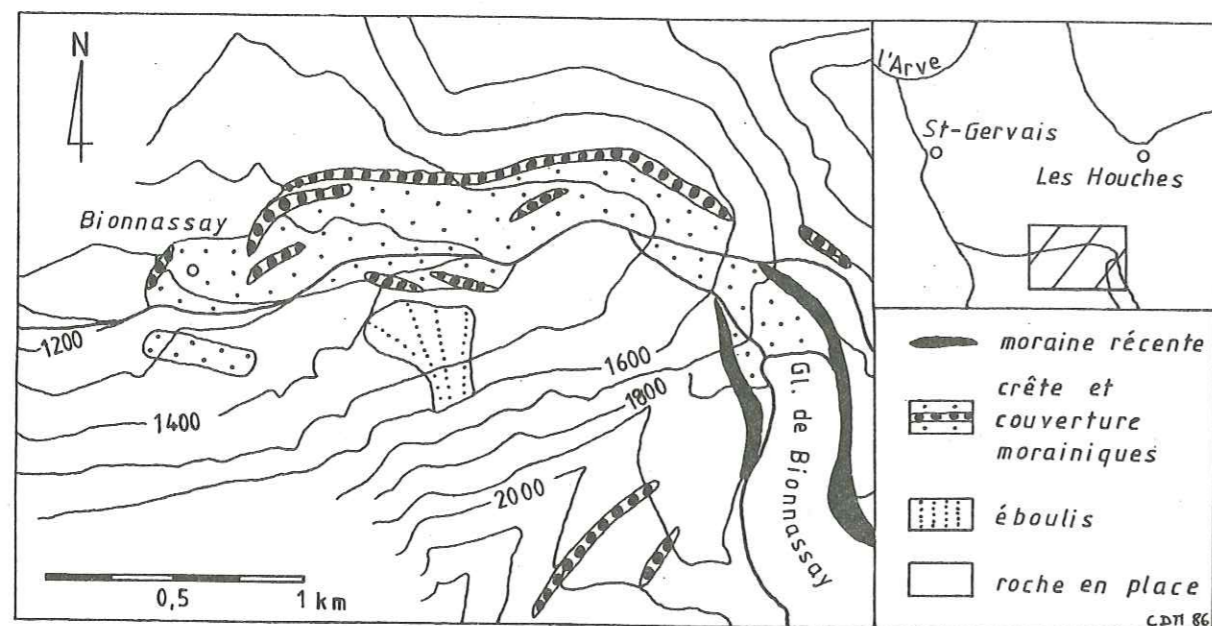


Fig. 15. Morphologie glaciaire des environs de Bionnassay

fort heureusement, la morphologie est très caractéristique. Le hameau du Crozat est bâti à 1400 m le long d'un premier cordon qui se recourbe fortement à l'aval du village, puis diminue d'épaisseur pour s'effacer totalement à 1370 m. A 10 m au-dessus du hameau apparaît une seconde crête parfaitement continue sur plus de trois kilomètres de longueur, de 1410 m à 1580 m. Son flanc extérieur domine le versant de 1 à 3 m, rarement davantage. Son côté interne, enforesté sur les 2/3 de sa longueur, a une pente beaucoup plus forte. Il se double à l'intérieur d'un cordon court, légèrement arqué, situé à une centaine de mètres du talweg actuel et à 1 km en retrait du vallum du Crozat, au lieu-dit les Maures.

A près de 1800 m, le minuscule replat du chalet de l'Arve constitue l'extrémité amont de la grande crête. Il est juste séparé des moraines récentes par une légère dépression de 250 m de largeur, dépression empruntée par la coulée de boue qui détruisit, à la fin du siècle dernier, les Bains de St-Gervais.

La rive gauche est dominée par les Abrupts de Vorassay, taillés dans les calcaires et schistes sombres du Lias moyen, parcourus par une infinité de torrents dont les déjections sont probablement responsables de la rareté des dépôts morainiques. Entre 1350 et 1450 m, les replats montrent de la moraine en couverture et

peut-être l'esquisse de deux crêtes à la Pierre et au Chalère. Le matériel visible est essentiellement cristallin.

1.1.2.2. Bassin de Miage

En aval du glacier de Miage, à 1560 m, une petite accumulation de moraine située sous le Mont Truc, juste à l'Ouest des chalets de Miage, en rive gauche du torrent, est la seule trace d'un ancien stade dans ce vaste ombilic. Rive droite, un cône torrentiel important a tout recouvert. Plus haut, un grand cône proglaciaire fossile, parcouru par de nombreux torrents, occupe tout le fond de la dépression.

1.1.2.3. Bassin d'Armancette

La Combe d'Armancette est bordée en aval par deux hautes crêtes qui dessinent un glacier se terminant en pointe à 1450 m. Celle de la rive droite est double.

1.1.2.4. Bassin de Tré-la-Tête

Entre 1600 et 2060 m d'altitude, la crête arquée qui borde le torrent de Tré-la-Tête en rive droite, longue de deux kilomètres et parfois haute de plus de 150 m, n'est que partiellement morainique. Sa courbure notamment est commandée par la roche en place. Mais l'erratique est visible sur toute sa longueur et c'est le seul dépôt proche de ce grand glacier.

1.2. Formes et dépôts glaciaires anciens

1.2.1. Vallée de l'Arve du col de Balme à Servoz

A 1600 m d'altitude, au Chaleyre sur Montroc, rive droite de l'Arve, un fragment de cordon morainique latéral long de 250 m constitue la seule trace d'une grande extension du glacier du Tour. La position de ce cordon, qui domine de 150 m environ les moraines de Tré-le-Champ, permet d'imaginer un englacement complet de la haute vallée de l'Arve, ainsi qu'une diffluence partielle du glacier par le col des Montets (1461 m), distant de 500 m environ. Dans la région du col ne subsiste aucun dépôt morainique caractéristique : les cônes de déjection et d'avalanches et les vastes voiles d'éboulis occupent tout l'espace. La diffluence ne fait toutefois aucun doute, attestée par les nombreux blocs erratiques de granites du Mont Blanc visibles dans la vallée de Vallorcine (CORBIN, OULIANOFF, 1929). Un levé morphologique de la vallée de Vallorcine permettrait peut-être de découvrir la position du front de cette langue diffluente.

Exception faite de cette petite crête, les deux versants de la vallée sont totalement dépourvus de délaissés morainiques jusque dans la région des Houches. Seuls les petits cirques des Aiguilles Rouges sont bordés çà et là par quelques vallums d'origine locale. La pente des versants, les nombreux torrents et couloirs d'avalanches sont de toute évidence responsables du démantèlement des éventuels dépôts.

A Merlet, rive droite de l'Arve, entre 1450 et 1562 m d'altitude, quelques coupes le long de la route révèlent un matériel morainique complexe, déposé sur ce vaste replat structural. La petite colline sommitale, haute de 30 à 40 m, est peut-être entièrement d'origine morainique. Le matériel visible dans une grande coupe est une accumulation de très gros blocs tous cristallins (pas de granites du Mont Blanc) à matrice sableuse. A l'Est, quelque 30 m plus bas, apparaît un saisissant contact entre la roche en place et une moraine de fond très compactée, à matrice très fine et galets émoussés à arrondis. A l'Ouest, à 1450 m, la couverture morainique est mince, à matrice sableuse et blocs émoussés; elle alterne le long du chemin avec un magnifique poli glaciaire.

A 500 m du replat de Merlet, entre 1520 et 1530 m, une crête morainique étroite, haute de 2 à 3 m, est continue sur près d'un kilomètre de longueur. Son extrémité occidentale barre un minuscule étang, le Lac Noir. Plus loin, de Plan de la Cry (1430 m) à la Flatière (1400 m), une crête émoussée se détache de la vaste étendue rocheuse polie qui l'entourne. Assez curieusement, les stries ont à cet endroit une direction dominante SE-NW, parallèle à la pente du versant. A la Flatière, un petit marais s'est développé derrière la crête (coord. 110,8/945,1). WETTER (en préparation) a eu l'amabilité de me donner quelques informations à ce sujet. La profondeur du sondage atteint 3,80 m au contact avec la moraine. Sur celle-ci, à la base, 5 cm d'argiles, puis, sur 40 cm d'épaisseur, une gyttja avec macrorestes. La partie supérieure de ce niveau est datée au C14 de 10260 ± 115 y.BP (datation Laboratoire C14, Institut de Géographie, Université de Zürich-Irchel). Le profil se poursuit par 3,35 m de tourbe.

Sur Montvauthier, petit hameau dominant le coude de l'Arve à Servoz, entre 1090 et 1110 m, apparaît dans le chemin une accumulation de blocs erratiques cristallins avec protogine, atteignant un diamètre de trois mètres environ. Crête ou couverture morainique ? La topographie ne renseigne en rien. Il s'agit d'un vague replat, peut-être d'origine structurale.

Près du col de Voza, sur les Houches, entre 1500 et 1800 m, une grande épaisseur de dépôts meubles est profondément entaillée par un bassin versant torrentiel. Cet affleurement naturel de plus de 40 m de hauteur par endroits livre un matériel à 90% cristallin (gneiss gris ou verdâtres, schistes, pas de granites), les 10% restants étant constitués essentiellement de calcaires noirs. La matrice est sableuse, grossière à fine. Une vague stratification inclinée vers la vallée est décelable. Le granoclassement est nul. Le volume du dépôt, son uniformité, ainsi que l'absence totale de granites du Mont Blanc sont surprenants. Son origine est peut-être très locale, moraine latérale remaniée lors d'un barrage par le glacier de l'Arve. La situation de ce dépôt, à l'abri derrière un éperon rocheux, peut expliquer son ampleur.

Sur les Chavants, entre 1250 et 1300 m, apparaissent un ou deux lambeaux de crêtes morainiques à gros blocs (diamètre atteignant 10 m^3) où les granites dominent (40%). La couverture morainique, parsemée de blocs, est continue jusqu'à 1150 m.

1.2.2. Vallée de la Diosaz

La vallée de la Diosaz est extraordinairement pauvre en formes et dépôts glaciaires construits. Au débouché de la Combe de la Balme, un seul élément complexe, formé de crêtes latéro-frontales et d'un glacier rocheux, occupe le fond de la vallée, jusqu'à 1700 m.

1.2.3. Du col du Bonhomme au Fayet

Les lacs Jovet sont bordés au Sud par une longue crête morainique dont l'extrémité aval se perd dans un versant éboulé et glissé. Aux chalets de Jovet (2020 m), deux petites crêtes dessinent un vallum entaillé par les torrents. La morphologie est difficile à interpréter, cônes et talwegs torrentiels ayant passablement modifié la topographie des dépôts.

Le chalet de la Balme est construit sur la rive droite d'un complexe morainique formé de deux crêtes latérales subparallèles sur une distance de près d'un kilomètre, qui se ferment en vallum entaillé par un torrent à 1630 m (fig. 16). Hautes de 20 à 30 m au minimum, les crêtes latérales dessinent un glacier étroit (250 m de largeur environ) dont la morphologie est magnifiquement conservée. La surface entre les moraines est tourmentée, en moyenne plus élevée que le pied des versants encaissants, comme si le glacier avait fondu sur place, peu à peu enterré

sous sa moraine superficielle. La pétrographie est mixte, calcaire et cristalline (fig. 17 et 18).

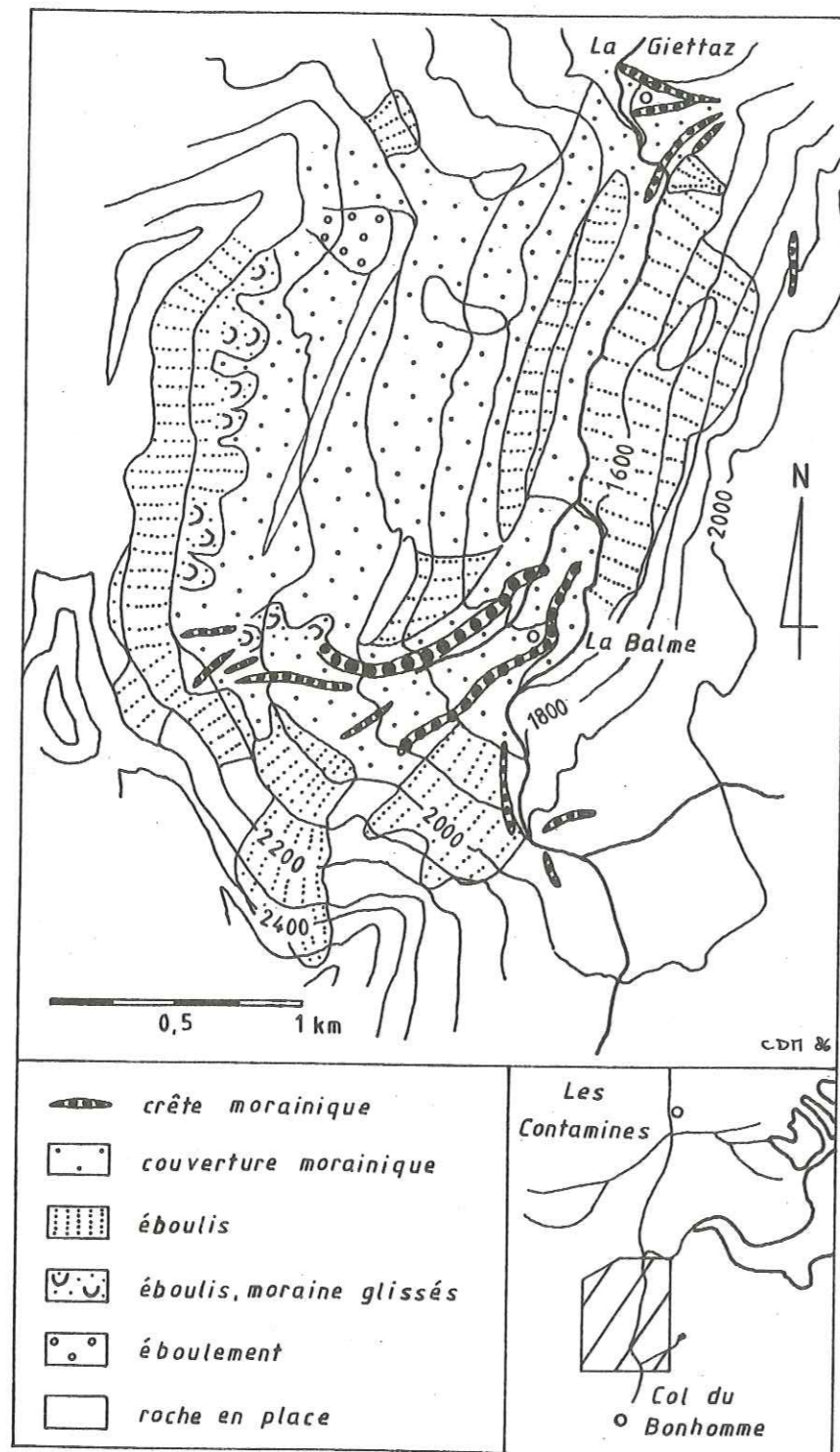


Fig. 16. Morphologie de la haute vallée du Bon Nant.



Fig. 17. Crêtes de la Balme vues de l'aval.



Fig. 18. Les crêtes de la Balme vues de l'amont. Au fond, les moraines de la Giettaz (flèche).

A la Giettaz, à environ deux kilomètres en aval de la Balme, trois grandes crêtes en éventail barrent la vallée du Bon Nant (fig. 16 et 18). Constituées de roches essentiellement cristallines, elles traduisent trois positions latérales successives du glacier de Tré-la-Tête à son débouché dans le talweg principal. Elles sont relayées à l'aval et en face par une faible crête posée sur un replat structural moutonné, à 1410 m. Enfin, en rive gauche, sur Notre-Dame-de-la-Gorge, terminus de la route, les Granges d'En-Haut et d'En-Bas, entre 1340 et 1250 m, sont situées sur un cordon morainique qui se poursuit jusqu'à la plaine alluviale à 1200 m.

Au Sud des Contamines, rive droite, à 1520 m d'altitude, un lambeau de crête morainique haut de 1 à 2 m est surmonté d'un énorme bloc erratique (plus de 10 m³). Plus bas, une nouvelle route forestière parcourt le pied du versant de la Gorge aux Contamines, à 1200 m environ. Elle entaille deux types de dépôts qui alternent régulièrement sur toute sa longueur. Le premier est une moraine très hétérogène et hétérométrique à blocs ne dépassant pas 1 m de diamètre, peu émoussés, à matrice peu importante. Le second est constitué de gros blocs anguleux probablement éboulés pris dans une matrice terreuse. Le seul critère qui permet de le distinguer de la moraine est son homogénéité. Il contient en effet 90% de schistes cristallins. Le départ de la route à l'aval recoupe une petite crête morainique latéro-frontale qui se ferme dans le talweg.

Entre le cône du Cugnon et celui des Contamines, jusqu'à 1530 m d'altitude environ, le versant est recouvert de placages morainiques importants : de la base à 1180 m, la moraine de fond, visible dans les talwegs, suivie plus haut de débris superficiels à gros blocs erratiques et matrice sableuse.

La morphologie parfaite du vaste cône des Contamines est trompeuse. Actuellement sec, ce cône est suspendu de 50 m au-dessus du Bon Nant. Les éraillures repérables dans le talus d'érosion montrent des dépôts complexes, constitués de petits blocs et galets parfois striés, anguleux à émoussés, pris dans une matrice plutôt sableuse et présentant par endroits une très vague stratification vers l'aval. Ailleurs, cette stratification est inexistante. On dirait un mélange de moraine et d'éboulis. Il s'agit peut-être d'une grosse couverture remaniée par glissement et érosion torrentielle. Seule cette dernière peut expliquer la forme du cône, mais son influence est très peu évidente dans les coupes.

Le village de la Gruvaz (1100 m), rive droite du torrent de Miage, est situé sur l'extrémité aval d'une crête morainique longue de 300 m qui borde la gorge. Le

matériel visible présente un émoussé variable, les roches métamorphiques schisteuses dominant. En face, rive gauche du torrent, le Plan et le Chosal sont construits sur deux crêtes parallèles, celle du Chosal se prolongeant jusqu'à la Pierre au Fou, à plus de 1300 m. A l'aval, elle coiffe la paroi rocheuse qui domine la gorge. Entre la Gruvaz et les Contamines, le versant est morainique jusqu'à 1550 m, altitude à laquelle apparaît une accumulation de gros blocs erratiques, constitués en majorité de gneiss à pâte claire. Ce lambeau de crête appartient assurément au glacier principal du Bon Nant, tandis que les crêtes de la Gruvaz sont celles du glacier de Miage.

A quelques dizaines de mètres sous la fermeture des crêtes de la Gruvaz, un cône fossile est profondément entaillé, tant par le Bon Nant que par le torrent de Miage. Une grande coupe domine la route à l'endroit où celle-ci longe le torrent, à 1000 m d'altitude, sous le village de Tresse. Le cône est ici incisé dans l'axe principal du dépôt, direction E-W (fig. 19).

La pétrographie est très hétérogène (cristallins divers, calcaires, schistes), l'usure variée : quelques galets sont roulés (diamètre 10 cm), les gros blocs (jusqu'à 1 m de diamètre) sont émoussés ou parfois anguleux. La fraction graviers est très anguleuse, ce qui est probablement lié à l'abondance des schistes. La stratification est grossière, le pendage d'environ 10° vers l'Ouest (aval).

L'origine de ce cône est à mettre en relation avec celle des moraines de la Gruvaz qui le dominant directement. Le glacier de Miage débouchant de sa vallée était partiellement suspendu au-dessus de la vallée principale du Bon Nant et les eaux de fonte, du fait de la pente, exerçaient un remaniement brutal des dépôts superficiels (fig. 20).

Le débouché du vallon suivant, celui de Bionnassay, est bordé en rive gauche, entre 1000 et 1280 m, par une grande crête morainique arquée longue de plus de 1,5 km, étroite et peu épaisse. Elle est appuyée sur la roche en place, toujours visible de part et d'autre.

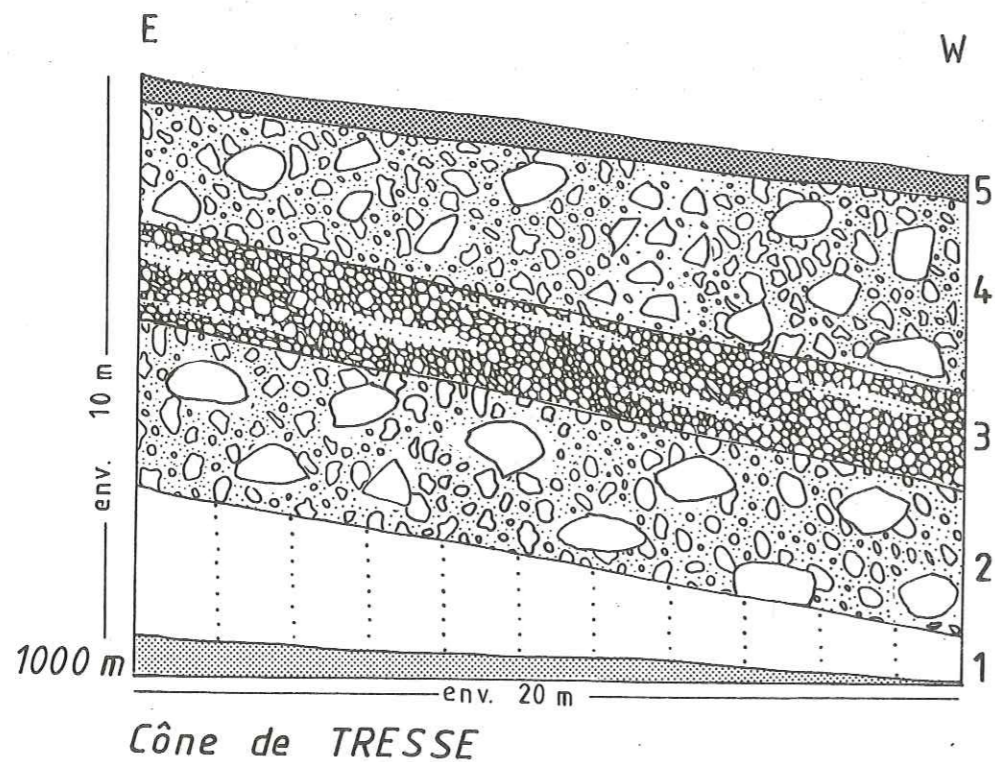


Fig. 19. Vue d'une partie de la coupe axiale du cône de Tresse.

Coord. 2103,8/941,1

Description stratigraphique

1. Eboulis.
2. Gros blocs et cailloutis, matrice graveleuse.
3. Cailloutis et lits gravelo-sableux.
4. Accumulation de gros blocs. Matrice graveleuse.
5. Sol et broussailles

En aval de Bionnay, une petite crête haute de quelques mètres borde le talweg du Bon Nant. L'erratique est abondant, très hétérogène. C'est peut-être un lambeau de vallum latéro-frontal. Sa présence permet de supposer que le front du glacier de Bionnassay s'arrêtait sous Bionnay; elle permet aussi d'expliquer la genèse du plan des Praz, étroit et allongé, légèrement incliné vers l'aval et actuellement suspendu

au-dessus du talweg principal. Seule l'absence d'une bonne coupe empêche d'affirmer qu'il s'agit bien là d'un ancien sandur.

La rive gauche du Bon Nant est pauvre en dépôts glaciaires. Quelques fragments de dépôts morainiques subsistent pourtant ici ou là.



Fig. 20. Le cône de Tresse vu d'en face.

L'incision du cône par le torrent est bien visible. La flèche supérieure indique la position de la moraine suspendue, celle d'en bas l'endroit où se situe la coupe de la fig. 19.

Sur St-Nicolas-de-Véroce, village installé sur un replat structural en rive gauche du Bon Nant, le Plan de la Croix, entre 1430 et 1450 m, est une vaste banquette structurale à pendage subhorizontal surmontée par ce qui semble être une crête morainique démantelée ou glissée. Si la morphologie n'est pas évidente, la présence d'erratique ne fait aucun doute et, fait intéressant, les blocs sont soigneusement alignés dans l'axe de la vallée.

Plus bas, à la Combe (1080 m), une petite crête borde deux grosses dolines creusées dans les dolomies du Trias. Le matériel visible est hétérogène et hétérométrique, quelques blocs cristallins bien émoussés (aucun granite) voisinent avec beaucoup de calcaires noirâtres anguleux pris dans une matrice graveleuse à

terreuse. Certains galets sont striés et en fers à repasser. Ce n'est peut-être qu'un placage morainique transformé en crête par l'évolution des dolines.

A partir de St-Gervais, le Bon Nant coule dans une profonde gorge de raccordement longue d'environ deux kilomètres. Dans la station même ainsi qu'au Nérey sur le versant opposé se trouvent vraisemblablement deux lambeaux de crêtes. Ils sont parsemés d'erratique, la matrice est sableuse le long des routes, mais les conditions d'affleurement sont déplorables car la zone est entièrement construite.

Le versant qui domine St-Gervais est empâté d'une couverture morainique épaisse. Entre 1250 et 1300 m, un petit bassin torrentiel livre une coupe ébouleuse au sommet de laquelle s'accumulent, sur quelques mètres, des blocs cristallins plutôt anguleux (y compris des granites, eux très émoussés), des calcaires et des schistes de toutes tailles, à matrice sableuse à graveleuse sans aucune stratification visible. Ce faciès est caractéristique d'une moraine superficielle.

1.2.4. Vallée de l'Arve de Servoz à Cluses

Dès Servoz, en rive droite, l'Arve quitte le domaine cristallin, et le paysage change. La vallée est taillée dans les épaisses séries calcaires des chaînes subalpines, dont elle tient ses pentes fortes, aux multiples ressauts rocheux séparés par des talus d'éboulis, peu propices à la déposition glaciaire et moins encore à la conservation de tels dépôts. Les traces d'un glacier arvien sont inexistantes. Seules quelques crêtes morainiques d'origine locale occupent le fond de certains cirques latéraux. La plus spectaculaire est celle qui se dégage des surfaces lapiasées du versant nord des Grandes Platières, sur Flaine.

Par bonheur la rive gauche se révèle moins avare. La couverture morainique y est abondante et parfois continue sur de grandes surfaces (environs du seuil de Mégève).

Entre Servoz et Chedde, le talweg de l'Arve, sur un tronçon de deux kilomètres, passe de 800 à 640 m d'altitude. Le cours actuel de la rivière longe par une gorge étroite et profonde le verrou longitudinal des Gures, échine boisée longue de plus d'un kilomètre et culminant à 940 m. Rive gauche, entre les Gures et le versant nord de Tête Noire, un ancien cours de l'Arve, situé en moyenne à une trentaine de mètres au-dessus du talweg actuel, a façonné quelques belles marmites de plusieurs mètres de diamètre, visibles aux deux extrémités du tunnel du Châtelard. Les

travaux de l'"autoroute blanche" en ont définitivement détruit une partie. C'est à ces deux cours presque parallèles que cet énorme verrou, qui sépare la haute vallée de l'Arve proprement dite du vaste bassin de Sallanches, doit sa morphologie particulière. L'un d'eux est actuellement fossile mais il est probable que tous deux ont fonctionné comme torrents sous-glaciaires; les marmites du Châtelard en témoignent. Ce n'est toutefois qu'à la suite de l'éboulement du Dérochoir (cf.1.3.2) que l'Arve a adopté son cours actuel.

Au Nord de St-Gervais, entre 950 (altitude à laquelle affleurent les cargneules triasiques) et 1350 m, les Nants Gibloux et Ferney entaillent parallèlement une masse morainique complexe atteignant par endroits 60 à 100 m d'épaisseur, dans laquelle sont taillées les Pyramides de St-Gervais. La plus haute de ces cheminées des fées est coiffée d'un bloc de granite macrogrenu gigantesque, à côté duquel ceux d'Euseigne ne sont que des miniatures. Comme les pyramides d'Euseigne, celles de St-Gervais sont nées dans des dépôts morainiques, mais là s'arrête leur ressemblance. Deux glaciers confluaient dans la région d'Euseigne, engendrant des dépôts contenant une importante fraction fine (WINISTÖRFER, 1978). Ici, les éléments sont très hétérométriques, à matrice graveleuse à sableuse. Leur pétrographie est hétérogène, mais la protogine en constitue les 70% au moins. L'émoussé est très variable d'un endroit à l'autre. Localement, à la faveur des plus grosses coupes, notamment en rive droite du Nant Ferney, où l'une d'entre elles, verticale, atteint bien 50 m de hauteur, un grossier empilement plus ou moins horizontal apparaît (fig. 21). Plusieurs niveaux ayant chacun 10 à 20 m d'épaisseur sont décelables.

Cette masse morainique latérale n'a son pendant nulle part dans la vallée. Des conditions topographiques particulières sont peut-être à son origine : le versant ouest de Tête Noire a une forme concave et le glacier, dilaté à l'aval du verrou des Gures, n'y adhérait peut-être plus. La confluence toute proche du glacier du Bon Nant et du glacier principal pouvait favoriser cette situation d'angle mort, piège à sédiments sur lesquels un torrent dévalant la pente exerçait un vague remaniement. Une diffluence du glacier de l'Arve par le col de la Forclaz a pu également jouer un rôle.

A 1160 m, entre les deux Nants, le long de la route, dans une coupe haute de 3 m, apparaît un matériel totalement différent : quelques blocs plutôt anguleux, striés, constitués essentiellement de gneiss verdâtres (pas de granites) sont noyés dans une masse sableuse à limoneuse. Cette moraine de fond semble être d'origine très

locale.

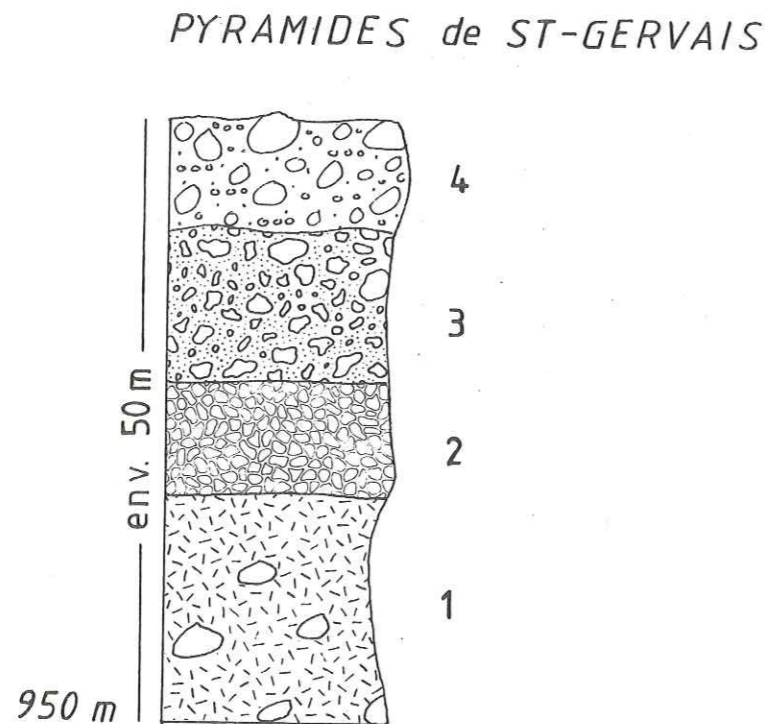


Fig. 21. Profil stratigraphique d'une coupe naturelle dans les pyramides de St-Gervais.

Coord. 109,8/940,2









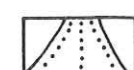



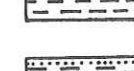





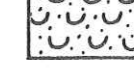

1. Gros blocs recouverts en partie de matériel éboulé
2. Galets et graviers anguleux à arrondis, matrice grossière rare
3. Gros blocs de granites émoussés pris dans une matrice sableuse
4. Cailloutis et des blocs de toutes tailles bien émoussés, matrice grossière.

Entre Chedde et Sallanches, la plaine alluviale a au moins deux kilomètres de largeur (fig. 22). Le remplissage fluvial de ce vaste ombilic est de 110 à 150 m, profondeur à laquelle apparaissent des argiles. Les sondages n'ont pas traversé de moraines ni atteint le bedrock (BACONNAIS, DOUDOUX, NICLOUD, 1981).

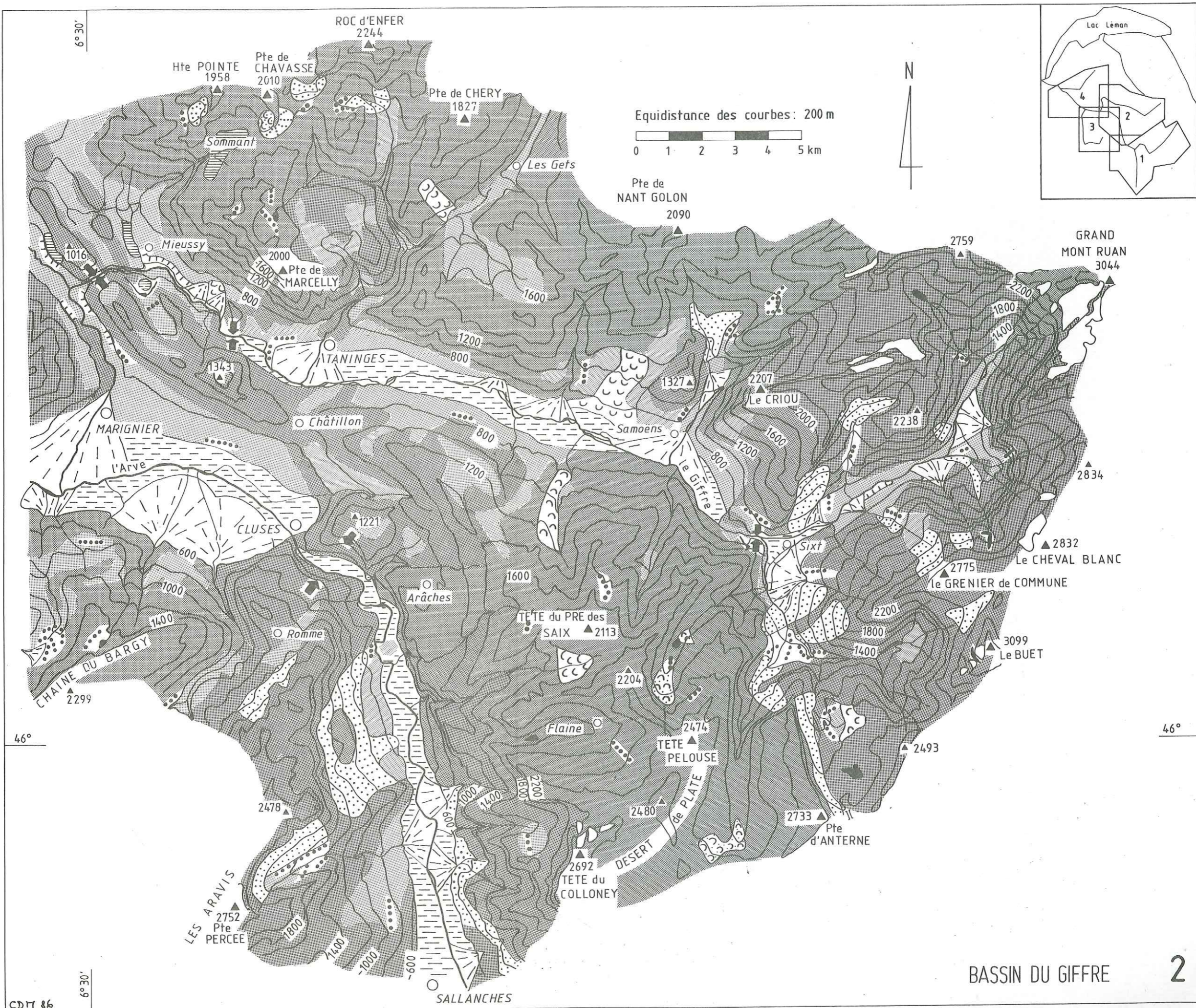


Fig. 22. La plaine de l'Arve entre Chedde et Sallanches. Vue prise de Combloux sous Mégève. Au fond, les sommets de la chaîne du Mont Blanc.

Entre 700 et 650 m, au Fayet-du-Milieu, hameau bâti au débouché du Bon Nant rive gauche, une longue et haute crête, légèrement arquée vers l'aval et parsemée de blocs de granites du Mont Blanc, domine de quelques dizaines de mètres la plaine alluviale. Elle dessine un glacier de l'Arve disjoint de celui du Bon Nant et qui devait barrer l'émissaire de ce dernier. Preuve en est l'affleurement qui surmonte la rive gauche du Bon Nant derrière l'usine électrique du Fayet, entre 670 et 700 m d'altitude, formation deltaïque à fort pendage (30° environ) composée de niveaux de galets et de blocs peu roulés, vaguement chenalisés, alternant avec quelques lentilles de matériel fin. A l'amont de la coupe, les blocs sont très anguleux. Ce dépôt étant inaccessible, compacté, en paroi dominant la rivière de 50 à 80 m, il n'a pas été examiné de près mais observé au moyen des jumelles. On peut toutefois imaginer la genèse suivante : dans un lac barré par le glacier de l'Arve venait se jeter le torrent proglaciaire du Bon Nant; le mauvais triage et la grossière stratification sont peut-être dus à la proximité immédiate du glacier, à des éboulements de la moraine superficielle dans l'eau. L'actuel cours du Bon Nant est donc épigénétique et le creusement de la gorge relativement récent. Sous la

- | | | | |
|---|---|---|--|
|  | moraines récentes | | |
|  | moraines anciennes | | |
|  | bord de terrasse taillée dans des dépôts meubles | | |
|  | niche d'arrachement importante | | |
|  | verrou | | |
|  | talweg fossile | | |
|  | cône proglaciaire | | |
|  | cône de déjection torrentiel | | |
|  | cône d'éboulis ancien ou actuel,
cône d'avalanches | | |
|  | ancien delta | | |
|  | ancien lac | | |
|  | alluvions récentes | | |
|  | épannage fluvio-glaciaire | | |
|  | voile d'éboulis |  | couverture morainique importante |
|  | éboulement du Dérochoir |  | roches sédimentaires
(y. c. roches sous faible couverture morainique) |
|  | éboulis en glissement ou glacier rocheux | | |
|  | glissement de terrain |  | roches ignées et métamorphiques (y. c. roches sous faible couvert. morainique) |

Légende des cartes 1 à 4.



crête du Fayet se profile un paquet morainique de forme ovoïde qui émerge d'une vingtaine de mètres de la plaine alluviale. Il est difficile de déterminer s'il s'agit d'une moraine construite ou d'un lambeau de couverture dégagé par érosion.

Le glacier de l'Arve a difflué par le seuil de Mégève, situé à 1100 m. Ce fait est connu de longue date (BLANCHARD, 1941, PERRET, 1944). L'épaisse couverture morainique à erratique Mont Blanc est là pour le certifier. Aucune forme construite n'est cependant repérable. Ce n'est qu'à partir de Combloux, en rive gauche de l'Arve, qu'apparaissent d'importantes accumulations morainiques, traces d'un glacier ne passant indiscutablement plus par Mégève.

Entre Combloux et Sallanches, dans ce versant à la topographie très molle, la moraine est magnifiquement conservée (fig. 23). Entre 920 et 900 m, du Perret à Médon, sur 2,5 km environ, un entassement de blocs granitiques parfois de belle taille détermine tantôt une crête tantôt un replat bien marqué. Le long de la route de Combloux à Cordon, entre 1080 et 1120 m, la petite butte du Bois du Thural est encombrée d'énormes blocs de granites qui font croire à sa constitution morainique. Il en est de même aux Viberts, à 750 m, colline formée d'un tas de blocs cristallins.

A la Plagne, en aval de Sallanches rive gauche, entre 870 et 810 m d'altitude, une crête enforestée haute d'une dizaine de mètres est constituée à 90% de granites du Mont Blanc en gros blocs pris dans une matrice sableuse.

Tout près de Magland, dans la plaine alluviale, le hameau de la Tour Noire est construit sur un léger renflement de la surface topographique, inférieur à 10 m de hauteur. Cet accident, unique en son genre dans cette plaine alluviale, pourrait bien avoir une origine morainique. Aucune coupe n'y est visible évidemment. En revanche, en rive gauche, à 300 m du village de Chamonix et à 500 m d'altitude, une route entaille le pied du versant, révélant un matériel très hétérogène (cristallins de tous genres - protogine environ 20% du volume -, calcaires et grès), hétérométrique, la taille des blocs atteignant 2 à 3 m de diamètre. La matrice, en faible proportion, est fine, terreuse, localement graveleuse. Le matériel cristallin est bien émoussé, ainsi que les blocs calcaires. Aucune strie n'est visible. Cette moraine superficielle, peut-être mêlée à de l'éboulis de pente, pourrait appartenir à un vallum latéro-frontal. Dans ce cas, la vague colline de la Tour Noire serait bel et bien la trace d'un vallum en partie détruit par la rivière et ennoyé peu à peu dans les alluvions. CHARDONNET (1938) avait déjà défini cet élément comme des

buttes morainiques barrant la cluse. Pour BLANCHARD (1941) en revanche, qui le compare aux Abîmes de Myans, c'est un éboulement.

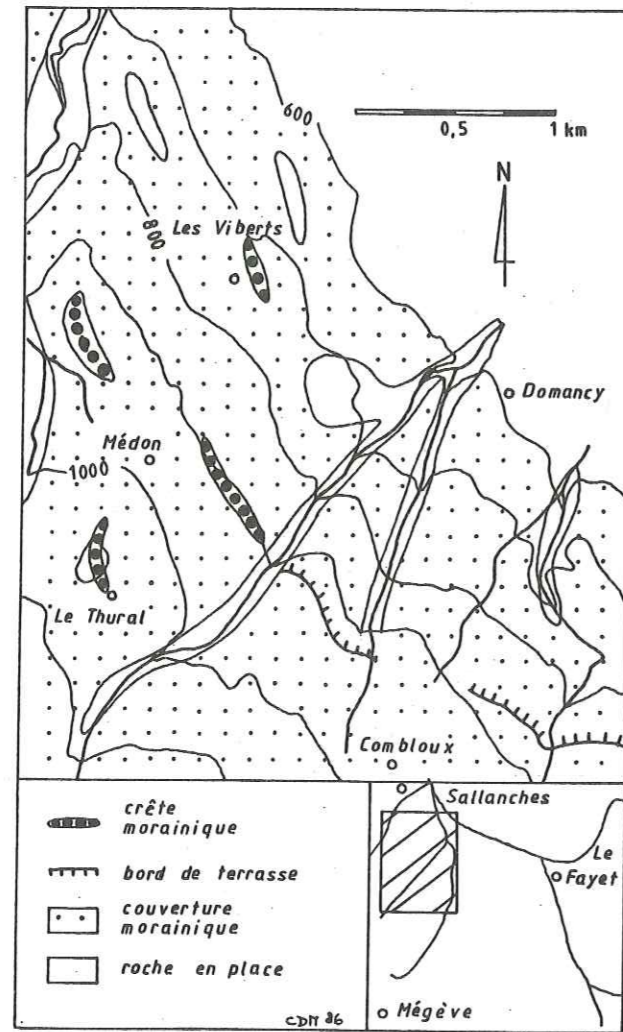


Fig. 23. Formes glaciaires de la région de Combloux.

De manière générale, le versant oriental de la chaîne des Aravis, très accidenté, est peu propice au développement de glaciers locaux bien caractérisés. Un cas pourtant se révèle magnifique. C'est celui de Doran, dont le bassin versant, noblesse oblige, culmine à la Pointe Percée (2752 m), sommet des Aravis. Une

petite vallée suspendue abrite un vaste complexe morainique qui dessine un petit glacier long de quelque trois kilomètres, dont le front était suspendu au-dessus de la vallée principale. La moraine latérale gauche est haute de plus de 50 m et sa contrepente est encore fortement marquée, en dépit des grands voiles d'éboulis qui la bordent. En rive droite, trois cordons successifs sont décelables, le dernier situé nettement en retrait des deux autres, à un kilomètre environ (sur la carte, les deux premiers, très proches, sont confondus). Le matériel constituant ces crêtes est à 100% calcaire.

1.3. Autres éléments

1.3.1. Les glaciers rocheux

Les versants NW et W du massif du Mont Blanc présentent une petite dizaine de glaciers rocheux - à Charamillon, Péclerey, la Pendant, sous les Frêtes des Charmoz, au col du Mt Lachat, au Mont Truc et sous l'Aiguille de Roselette - qui ont en commun un certain nombre de caractéristiques :

- ils ont généralement une pente forte et sont tous compris entre 1600 et 2400 d'altitude;
- exceptés ceux du Truc et de Roselette, ils sont de petite taille;
- tous occupent des cirques déglacés; celui de Roselette est même bordé par une moraine latérale sur la moitié de sa longueur;
- leur orientation est NW ou NE;
- ils prennent naissance dans les gneiss et les schistes cristallins;
- ils sont recouverts de mousse et d'herbe, parfois d'arbustes, et semblent inactifs.

Le plus complexe est sans conteste celui du Truc, dans la vallée du Bon Nant. Sa longueur atteint 1250 m. Il est compris entre 2000 et 1750 m d'altitude. L'examen de sa morphologie révèle trois niveaux superposés :

- une extension maximale montrant une succession d'arcs très bas, colonisés;
- entre 1870 et 1920 m, une petite langue aux bourrelets bien marqués, bordée par une espèce de moraine latéro-frontale;
- enfin, sous la paroi rocheuse, une série de bourrelets arqués dont sourdent quelques petits ruisseaux.

Ce glacier rocheux, peut-être encore actif dans sa partie supérieure, présente donc trois stades d'évolution successifs.

La présence de ces glaciers rocheux inactifs n'est pas sans importance pour la compréhension des paysages glaciaires du pourtour du massif du Mont Blanc. En effet, le fait que tous, sans exception, soient situés dans des cirques déglacés, prouve qu'il s'est produit, entre la disparition des glaciers et la fin de l'activité de ces formes périglaciaires, une ou plusieurs phases froides suffisamment longues pour favoriser le développement des glaciers rocheux.

1.3.2. L'éboulement du Dérochoir

Au Sud de la Pointe de Platé et des Rochers des Fis, tout le versant dominant Servoz est occupé par d'énormes masses éboulées. Les coupes visibles dans le lit des torrents et le long des routes montrent un matériel hétérométrique très anguleux, à matrice graveleuse à caillouteuse. La pétrographie est extrêmement uniforme, constituée de calcaires gris à noirâtres plus ou moins marneux.

Ce phénomène, actuellement très actif, est né durant les temps historiques et défraye la chronique depuis des centaines d'années. Une analyse géologique très détaillée en a été faite par GOGUEL et PACHOUD (1978).

Le premier et gigantesque éboulement se serait produit durant le premier millénaire, barrant la vallée de l'Arve et donnant ainsi naissance à un lac entre le verrou des Gures et les Montées Pélissier. D'après les chroniques, cette retenue cède au 13^e siècle. En 1471 se produit un nouvel éboulement et un nouveau barrage, dont subsiste dans la toponymie le nom du village du Lac. Le Lac Vert, situé à mi-hauteur du versant, se forme. En 1751, un éboulement moins étendu affecte la zone du Dérochoir proprement dite, qui en tire son nom. Des écroulements de moindre importance et des coulées boueuses, comme celle qui détruisit une partie du sanatorium de Praz-Coutant en 1970, ont lieu de temps à autre. Par ailleurs, le versant Servoz - Le Mont - La Côte est affecté par un glissement actif. Tout ce matériel est évacué par l'Arve, qui n'est en rien responsable de l'instabilité des pentes (GOGUEL, PACHOUD, 1978).

Ainsi, aucun dépôt morainique n'est décelable entre Servoz et Chedde. Et même si par hasard un élément d'origine glaciaire subsistait, sa position serait sujette à caution. Il n'y a donc pas de stade du glacier de l'Arve à Servoz, contrairement à

ce qu'on peut lire chez COUVERT DU CREST (1971), qui cite VEYRET (1966).

1.3.3. Le cône d'Assy

A l'Ouest du Dérochoir, le village d'Assy est bâti sur un vaste cône à pente forte et de forme remarquablement classique, tronqué à l'aval, ne présentant aucune trace de talweg. Sa limite inférieure, située à 1000 mètres d'altitude, est très abrupte, comme suspendue, marquée par un talus raide de 100 m de hauteur. Ce cône, fossile, pourrait-il s'être déposé contre le glacier de l'Arve ? Aucune trace de moraine n'est repérable. Pour GOGUEL et PACHOUD (1978), ce cône non daté est constitué de coulées boueuses.

2. Bassin du Giffre (cartes 2 et 4)

2.1. Formes et dépôts glaciaires

2.1.1. Haute vallée du Giffre, à l'amont de Sixt

A l'entrée du verrou de Sixt confluent le Giffre-Haut, issu du massif du Buet et enrichi des torrents d'Anterne et de Sales, et le Giffre-Bas, qui draine la grande reculée du Fond de la Combe sous le Mont Ruan et le Fer à Cheval. Ces torrents, exurgences, résurgences karstiques ou cours d'eau proglaciaires, montrent un tracé initial en cascades, sur quelques centaines de mètres de dénivellation parfois. Les versants sont raides, formés de hautes parois rocheuses, murailles grandioses qui font la célébrité du Fer à Cheval. Un fond alluvial souvent évasé (Fond de la Combe, Plan de Sales) contribue à donner à ces vallées un aspect d'auges glaciaires. Il s'agit en fait de gigantesques reculées (MAIRE, 1976) retouchées par l'érosion glaciaire. Les traces de cette dernière sont rares et discontinues, même dans le fond des vallées qu'obstruent d'énormes cônes d'éboulis ou de déjection. Mises à part quelques petites moraines de névé, il n'y a aucun dépôt glaciaire entre le front des glaciers du Mont Ruan (2400 m), du Buet (2900 m) et le fond des reculées, situé à une distance de 1 à 2 kilomètres seulement, mais 1200 à 1700 m plus bas.

2.1.1.1. Vallée du Giffre-Haut

Les chalets d'Anterne (1807 m), en ruine à l'exception d'un chalet-refuge reconstruit de fraîche date, étaient bâtis en bordure d'une vaste dépression circulaire à fond plat, bordée à l'aval par deux lambeaux de cordons morainiques ou du moins supposés tels au vu des quelques blocs hétérogènes visibles à leur surface.

Entre 1800 et 2480 m, altitude moyenne de la ligne de crête qui domine Anterne, aucun dépôt morainique n'est repérable. La morphologie est structurale (éboulis ou glissements superficiels, selon la nature des calcaires) et karstique (bassin fermé du lac d'Anterne, perte et résurgence). L'effet du gel n'est probablement pas négligeable, tant dans la formation des grands voiles d'éboulis que dans l'évolution des versants en glissement.

Entre 1900 et 2400 m, l'immense étendue lapiasée du Désert de Platé, règne de la dissolution et de la gélifraction, est totalement dépourvue de délaissés morainiques, même si, par endroits, un bloc erratique subsiste, posé sur une dalle calcaire

comme une table glaciaire sur la Mer de Glace (MAIRE, 1984).

Et que dire du Cirque des Fonts, source du Giffre-Haut, sinon que les traces glaciaires s'y bornent à un placage morainique aux chalets des Fonts (1340 m) ainsi que le long du vague replat emprunté par le chemin aux Frassettes, rive droite.

Ce n'est que beaucoup plus bas, entre 950 et 1200 m, près de la confluence du Giffre-Haut et du torrent de Sales, qu'apparaît un complexe de petits cordons morainiques, longs de 150 à 300 m, hauts de quelques mètres, qui dessinent deux langues glaciaires presque confluentes, l'une issue du Cirque des Fonts, l'autre de la Combe de Sales. Comme l'illustre la figure 24, la rive gauche du torrent de Sales, très abrupte, ne montre qu'un cordon, entre 1180 et 1220 m, qui se termine à 20 m au-dessus du talweg. Sur l'autre rive, les chalets du Lignon sont bâtis sur une crête étroite et sinueuse, qui borde le torrent de 1170 à 1070 m. Sa forme et la proximité du torrent m'ont fait douter un moment qu'il s'agisse bien d'une crête latérale, mais l'abondance des blocs erratiques, la matrice gravelo-sableuse visible par endroits ne laisse planer aucun doute à ce sujet. Cette crête est double. Elle est bordée à l'extérieur, entre 950 et 1130 m, par une crête arquée, au matériel hétérogène et hétérométrique, à matrice grossière, apparaissant dans une éraillure de la route. Le Giffre-Haut présente un peu le même schéma en plus petit. Sa rive gauche est bordée par une crête arquée posée sur un replat d'origine probablement structurale. En rive droite, deux lambeaux de crêtes parallèles déterminent une petite rupture de pente au pied d'un versant extrêmement raide. Le tout est situé entre 1000 et 1080 m. Un replat allongé, large d'une centaine de mètres en moyenne, jouxte la crête gauche du Giffre-Haut. Un petit marais, drainé actuellement par un petit ruisseau et peu à peu enseveli sous la base d'un gros cône d'éboulis, l'occupe partiellement.

Aux environs de Sixt, les vallées confluentes du Giffre-Haut et du Giffre-Bas s'élargissent en un vaste ombilic remblayé, limité à l'aval par un verrou-barre, où les deux torrents se fondent en un seul Giffre. A l'amont du verrou, une surface presque plane, qui dessine un triangle de près d'un kilomètre de côté, marque la plaine alluviale récente, à 750 m en moyenne. Les deux Giffres la bordent sur deux côtés. Le troisième est limité par un talus raide, haut d'une vingtaine de mètres par endroits. C'est la base fortement érodée d'un énorme cône torrentiel fossile qui a repoussé le Giffre-Haut contre la paroi du versant opposé. Ce cône, entièrement colonisé, portant le village de Salvagny et le hameau de Maison Neuve, a une pente

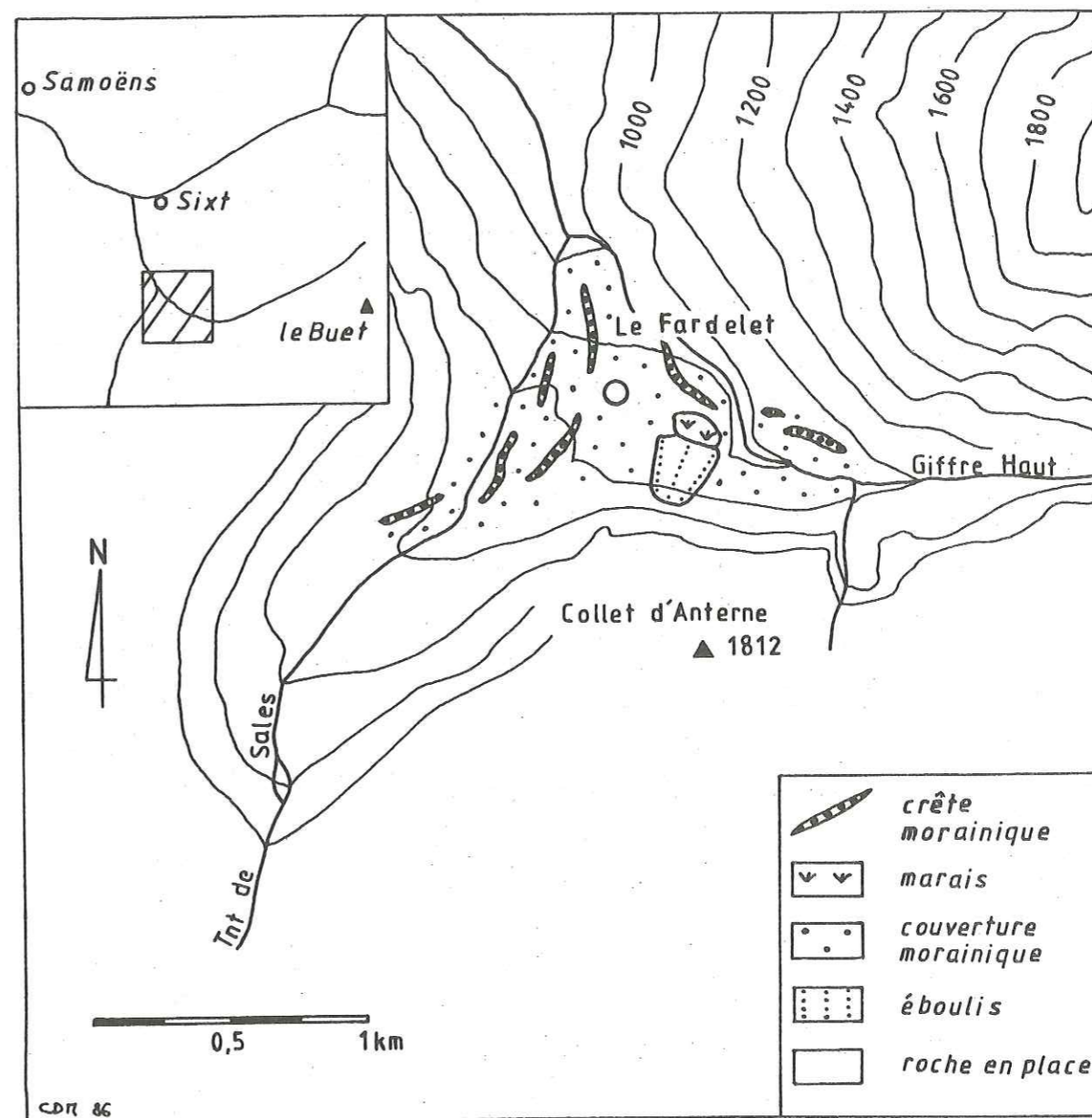


Fig. 24. Les dépôts glaciaires du Fardolet, dans le Giffre-Haut.

de 9° en moyenne. Sa surface est marquée de vastes ondulations qui font songer à un glissement lent généralisé. D'anciens cours du torrent sont localement visibles, fortement imprimés dans la topographie. Le lit actuel du torrent, dont le nom, le Nant Sec, indique bien le caractère temporaire, est endigué et barré. Son bassin de réception, spectaculaire dipslope entièrement rocheux, est très réduit, atteignant à peine le tiers de la surface du cône, et le chenal d'écoulement très long (un kilomètre environ), ce qui atteste le caractère particulier de ce phénomène. La

rive droite du torrent, le long du chenal d'écoulement, est en glissement. Elle est bordée, entre 1150 et 1300 m, par une crête recouverte de matériel meuble, mais sans gros blocs. Il est possible que cette dernière soit en partie morainique. Dans ce cas, l'origine du cône de Salvagny serait à chercher dans les eaux de fonte d'un petit glacier du versant Nord-Ouest des Frêtes du Grenier, ce qui expliquerait son aspect fossile et la grande terrasse d'abrasion à l'aval.

En face du cône de Salvagny, rive gauche du Giffre-Haut, une courbe de la rivière entaille sur 20 à 30 m de hauteur une moraine hétérogène et hétérométrique, au matériel bien émoussé, à matrice sableuse grossière. Le tout est très uniforme et en grande partie éboulé.

2.1.1.2. Vallée du Giffre-Bas

Entre Plan du Lac, terminus de la route du Fer à Cheval (950 m d'altitude) et le Fond de la Combe (1050 m), le cours tressé du Giffre serpente entre des cônes torrentiels et d'éboulis atteignant parfois, comme celui reporté sur la carte, d'énormes dimensions. Ce dernier, qui est parcouru par une dizaine de torrents permanents ou temporaires au tracé en éventail, est constitué en fait de plusieurs cônes étroitement imbriqués les uns dans les autres. Aucun dépôt morainique n'est repérable au pied des versants ou dans le fond du vallon, dont la plaine alluviale, qui atteint 150 m de largeur au maximum, est probablement d'origine fluvio-glaciaire.

La seule exception, d'ailleurs douteuse, est située entre le parc à voitures de Plan du Lac et les chalets de Frenalay : sur 30 m de dénivellation et 300 m de longueur, au débouché du cirque du Fer à Cheval, apparaît une crête prononcée qui semble se détacher du cône dont elle marque la bordure méridionale. Malheureusement, le matériel visible en surface, hétérométrique et composé de différents calcaires, est fort semblable à celui du cône.

En rive droite du Giffre, juste en face de cette crête, l'ancien alpage de Giffrenant (966 m) est situé sur une petite terrasse prometteuse. Mais si la rivière entaille un matériel meuble, celui-ci se révèle plutôt monogénique, anguleux, à matrice caillouteuse. Il ne s'agit là probablement que d'un cône d'éboulis.

Dans le cirque du Fer à Cheval, un seul élément à noter : une petite crête borde le vallon de Tenneverge entre deux parois rocheuses, aux alentours de 1800 m.

Rive droite du Giffre naissant, les chalets du Boret (1387 m), par lesquels passe le sentier qui monte à la Vogealette et permet, par un vaste détour, d'atteindre aisément le Grand Mont Ruan, sont construits sur une double crête arquée longue de 300 m environ. Aucune coupe n'est visible, mais son origine morainique est évidente, grâce à sa morphologie unique dans ce versant et à la présence d'erratique en gros blocs. Cette crête témoigne d'un stade du glacier local de la Vogealette.

Entre Plan du Lac et Sixt, le Giffre coule dans une plaine alluviale complexe, montrant localement, quand elle n'est pas encombrée de cônes de déjection, jusqu'à trois terrasses emboîtées.

A moins d'un kilomètre de Sixt, entre 750 et 850 m d'altitude, une masse morainique, portant le village de l'Echarny, barre la vallée et oblige le Giffre à la contourner. Sa morphologie mal définie - on dirait un cône irrégulier - est peut-être liée à l'action d'un petit torrent. Les prés sont parsemés de blocs parfois de grosse taille, mais presque tous de calcaires gréseux noirs. A la faveur d'une excavation, j'ai pu observer, à 800 m d'altitude, une moraine banale, hétérogène et hétérométrique, à matrice grossière. L'origine morainique de l'ensemble est certaine, et la morphologie superficielle a pu être modifiée par des éboulements.

Toujours en rive droite, en peu en amont, une courte crête borde le débouché du vallon suspendu de Salvador, entre 1400 et 1450 m.

En rive gauche, sous le Grenier de Commune, la Montagne de Commune (1600 - 1950 m) montre une morphologie complexe d'éboulements, de cônes d'éboulis, de crêtes rocheuses moutonnées et lapiasées, mais point de moraines, si ce n'est en minces placages. Ce n'est que beaucoup plus bas, entre 1100 et 1200 m, qu'apparaît une crête effilée et arquée de 300 m de longueur. Elle est enforestée et ne présente aucune coupe.

2.1.2. Vallée du Giffre entre Sixt et Taninges

2.1.2.1. La vallée principale

Le verrou qui barre la vallée du Giffre en aval de Sixt est entaillé en rive gauche par une gorge fossile à pente forte. Alors que son extrémité aval atteint presque la plaine alluviale, cette profonde incision se perd à l'amont dans les parois rocheuses du verrou à 850 m d'altitude environ après un tracé presque rectiligne de 150 m de

longueur. Elle est donc suspendue 100 m au-dessus de l'ombilic remployé de Sixt. Il s'agit selon toute vraisemblance d'un cours sous-glaciaire du glacier du Giffre, abandonné dès que le glacier a fondu en-deçà du verrou. Le cours actuel du Giffre, probablement épigénétique, scie le verrou par un canyon étroit aux parois verticales.

Rive droite, dominant le verrou et se détachant nettement du grand versant triangulaire de la Montagne de Criou, entre 900 et 1030 m, une crête longue de près d'un kilomètre montre une grande abondance de blocs erratiques de toutes tailles, composés de calcaires variés. La matrice visible est très grossière. Cette accumulation latérale à contrepente marquée porte le hameau du Mont et domine la base du versant à couverture morainique épaisse par endroits mais, dont les contrepentes sont apparemment déterminées par des bancs rocheux. C'est le seul dépôt morainique dans ce grand flanc incurvé du Criou. Car si la couverture meuble est presque continue jusqu'à 1100 m, la moraine est de nature indéterminable. Il n'est cependant pas impossible que le vague replat de l'alpage de Bénand, à 1100 m, soit lié à une accumulation morainique latérale, mais aucune indication ne permet de l'affirmer.

En rive gauche du Giffre, à 500 m du débouché du canyon fossile, un bourrelet de 30 à 40 m de hauteur détermine un rétrécissement de la plaine. Une moraine à gros blocs empâte ce relief, dont le noyau rocheux apparaît localement. Sans ce dernier, cet élément aurait tout l'air d'un vallum latéro-frontal.

Dès cet endroit et jusqu'à Taninges, les moraines construites se font rares. Le fond de la plaine alluviale, large de plus d'un kilomètre par endroits, est encombré de vastes cônes torrentiels entre lesquels serpente le cours tressé du Giffre. Jusqu'à 800 m d'altitude, la couverture morainique est presque omniprésente et le versant fréquemment en glissement.

Immédiatement en aval de Samoëns, sur les deux rives, à 750 m d'altitude environ, les coupes visibles le long des chemins montrent un matériel complexe où alternent moraine argileuse et moraine superficielle à gros blocs et matrice grossière, mélange souligné par un talus topographique. A 2,5 kilomètres de Samoëns, au Villard, le bord droit de la vallée est accidenté par un bourrelet de moraine glissée dessinant une vague crête qui culmine à 720 m et qui a un pendant esquissé en rive gauche près de Morillon. Dernier élément à signaler en rive gauche, la petite crête parsemée d'erratique qui porte les maisons de Cravarin sur Rivière-Enverse, entre 750 et 780 m d'altitude.

A Taninges, la vallée s'évase et le cône de déjection d'un affluent du Giffre l'occupe dans toute sa largeur. Une petite crête longe le pied du versant droit, à Pompagny (650 m). Dans la plaine alluviale, le cône du Foron est limité à l'Ouest par un léger relief de direction nord-sud, perpendiculaire à l'axe de la vallée, constitué très probablement par un vallum frontal noyé dans les alluvions et se prolongeant latéralement par la crête de Pompagny.

Sur Taninges, entre 650 et 700 m, une coupe ouverte dans le versant pour la construction d'une villa montrait, en juin 1981, une moraine de fond profondément altérée au sommet et par un coin de glace fossile, témoin d'un pergélisol postérieur au dépôt (fig. 25). En face, le col de Châtillon sur Cluses, avec ses 740 m d'altitude, est un col de diffluence majeur. Diffluence du glacier de l'Arve ou de celui du Giffre ? La couverture morainique visible, exempte d'éléments cristallins en rive gauche du Giffre, ne révèle rien. L'altitude de la plaine alluviale du Giffre, située à 620 m contre 470 m pour celle de l'Arve, est la seule indication en faveur d'une diffluence du Giffre.

2.1.2.2. Les vallons de la rive gauche

Les éléments glaciaires autres que simples placages sont rarissimes dans ce versant. La faible altitude des crêtes et l'apparente vigueur de l'érosion torrentielle expliquent en partie ce fait.

Sous la Tête Pelouse, le lac de Gers occupe le fond d'un petit vallon suspendu au-dessus de la rive gauche du Giffre. C'est un lac de surcreusement limité à l'aval par un petit verrou recouvert d'éboulis glissés. En amont du lac, une courte crête morainique borde le lit du torrent et se ferme pratiquement dans le talweg. Bien au-dessus, l'arête Nord-Est de la Tête Pelouse a nourri un petit glacier de cirque qui a abandonné un vallum frontal à 2000 m d'altitude.

Sous la crête qui prolonge la Tête du Pré des Saix au Nord, de petits glaciers de versant ont laissé des petites crêtes indistinctes (glissées ?) parfois remaniées par des voiles d'éboulis, à 1700 m environ.

Enfin, en face de Pra Farou, à 1000 m d'altitude, rive droite du torrent du Verney, sur Morillon-L'Etelay, une éraillure haute de 30 à 40 m montre une succession subhorizontale à crossbeds de blocs, galets, graviers et sables en niveaux d'inégale épaisseur. A la base, le torrent coule sur la roche en place. Je n'ai pu accéder à cette coupe verticale et j'ai dû me contenter d'une observation superficielle.

L'émousé des galets est très variable, la pétrographie plutôt uniforme : les grès dominant largement, ce qui est conforme à la nature lithologique du bassin versant, essentiellement taillé dans les flyschs. Ce dépôt, fluvial ou fluvio-glaciaire, n'a pu se constituer que lors d'un barrage du vallon par le glacier du Giffre, alors que les glaciers locaux s'étaient déjà retirés. Quant à la position latérale du glacier principal lors de la genèse de ce dépôt, aucun élément ne permet de la préciser.

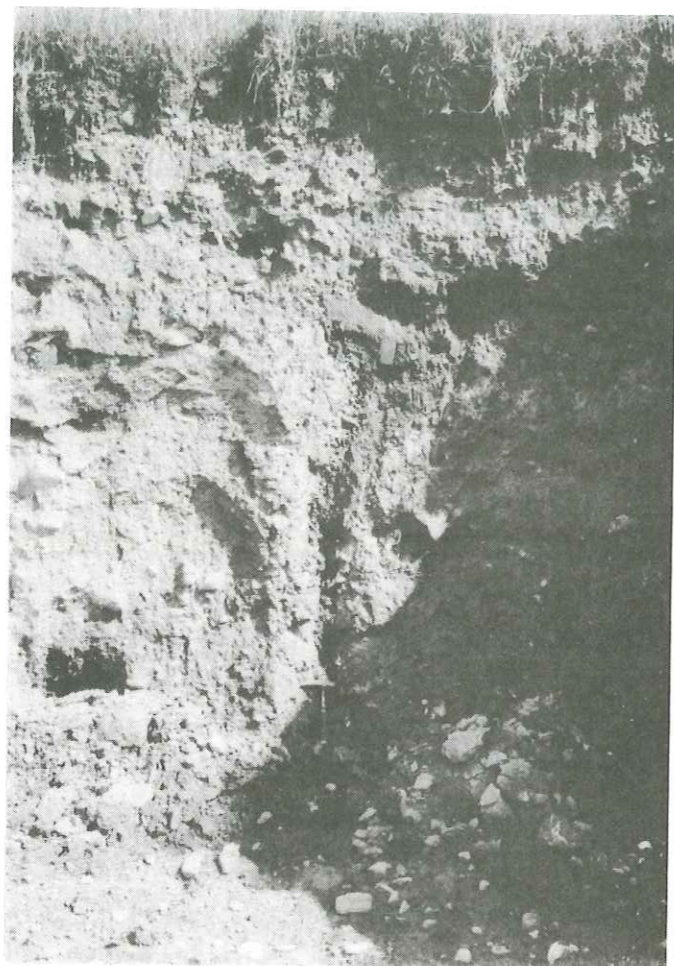


Fig. 25. Coin de glace fossile dans la moraine de fond, au-dessus de Taninges.
L'échelle est donnée par le marteau, en bas au centre.

2.1.2.3. Vallons de la rive droite

Au Nord de la Montagne de Criou, plusieurs arêtes parallèles abritent les névés résiduels des Chambres, du Foillis et d'Odda. En ce qui concerne les premiers cités, l'espace proglaciaire est totalement dépourvu de dépôt significatif jusqu'à Samoens.

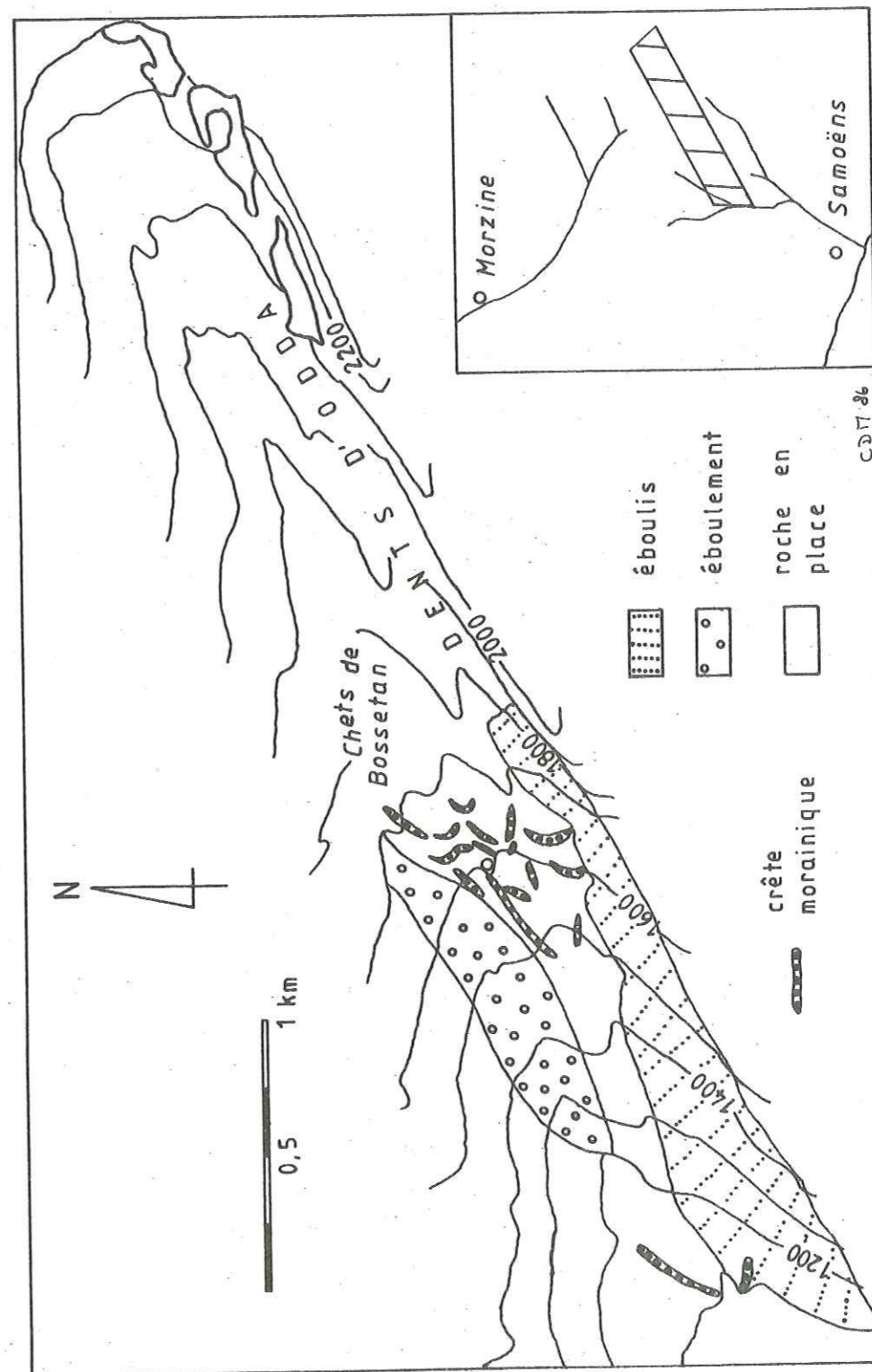


Fig. 26. Esquisse morphologique de la région de Bossetan.

Sous les Dents d'Odda en revanche, l'alpage de Bossetan (1600-1650m) est installé sur une série de minuscules vallums concentriques doubles prolongés par des crêtes latérales (fig. 26). Deux ou trois langues glaciaires jointives, séparées par des bancs rocheux parallèles aux arêtes principales, semblent avoir eu plusieurs oscillations atteignant 1550 à 1650 m d'altitude sur une distance de 600 m environ. Les éléments rocheux (calcaires variés) sont très dissous.

Plus bas, entre 1100 et 1190 m, un vallum latéro-frontal, parsemé de gros blocs calcaires mêlés à quelques éléments marneux bruns, domine la route des Allamands (fig. 26). La morphologie est très caractéristique mais la difficulté de distinguer la lithologie de la moraine de celle des voiles d'éboulis environnants doit inciter à la prudence.

A l'aval, au Latay, un cône de déjection aux dimensions impressionnantes remplit un élargissement de la vallée. A première vue, il semble que le torrent, nanti d'un énorme bassin versant, soit seul responsable de l'édification de ce cône. Il faut cependant noter qu'immédiatement au-dessus du sommet du cône, la route sinueuse montre une moraine à blocs hétérogènes atteignant un mètre de diamètre en moyenne. Il n'est pas exclu que l'origine du cône du Latay soit proglaciaire et que le cône torrentiel actuel surmonte un sandur.

Sur Samoëns, près du débouché dans la vallée principale, un lambeau de crête formé d'une accumulation de gros blocs hétérogènes domine le talweg de 30 m environ. Cet élément, situé à 790 m d'altitude, est très proche du "talus" morainique dominant Samoëns et précédemment décrit. Il a peut-être été déposé par un petit lobe du glacier du Giffre dans le vallon du Clévieux. Le raccordement de la vallée latérale se fait ici sans seuil. L'absence de gradin de confluence a probablement une origine structurale, car elle peut difficilement s'expliquer par la capacité d'englacement.

Le bassin versant qui suit, important lui aussi, a des crêtes beaucoup plus basses puisqu'elles culminent à 1890 m. Nous entrons là dans un domaine purement préalpin. La seule trace d'englacement qui subsiste est la crête latérale de la chapelle de Mathonex (900-930m), composée d'éléments de taille variable, gréseux ou calcaro-marneux pris dans une matrice graveleuse à sableuse. Tous les débris sont plutôt anguleux. Le glacier latéral de ce stade était peut-être confluent avec celui du Giffre. En fait, la position de cette crête, dont l'origine locale est indiscutable, ne peut s'expliquer autrement.

Le Foron de Taninges draine le versant sud de quelques sommets des Préalpes du Chablais (Roc d'Enfer, Pte de Chavasse, Haute Pointe) qui avoisinent 2000 m d'altitude, ainsi que la région du col des Gets. Son bassin versant a une topographie fort complexe et la rareté des éléments glaciaires rend leur description difficile.

Les moraines construites n'apparaissent que dans les zones proches des sommets. Ainsi au Sud du Roc d'Enfer, le versant nord de la Pointe d'Uble montre une moraine de névé entre 1550 et 1600 m, ainsi qu'une brève crête latérale entre 1500 et 1550 m. Dans le même vallon, aux alentours de 1250 m, à Beauregard, une épaisse accumulation morainique occupe le fond du talweg. Elle est disséquée par les torrents, ce qui lui confère une morphologie de crêtes. Mais le matériel est peu révélateur : hétérogènes, émoussés à anguleux, les blocs, d'un diamètre maximum de 50 cm, sont pris dans une matrice gravelo-terreuse abondante. La pétrographie est limitée à quelques sortes de calcaires gris, des grès et des brèches. Un levé détaillé révèle la présence, un peu en amont, à 1400 m d'altitude, d'un niveau de gros blocs alignés, qui ne peut s'expliquer par un éboulement. Il n'est pas impossible que cette accumulation soit due à un glacier issu du versant nord de la Pointe d'Uble.

Au Nord-Ouest de la Pointe de Marcelly (2000 m), le versant nord de la Pointe de la Couennasse et le petit cirque sud de la Pointe de Véran se distinguent par la présence de deux vallums entre 1680 et 1720 m. Le cirque nord de la Pointe de la Couennasse abrite le lac de Roi, lac de surcreusement limité par un verrou et dominé à l'amont par deux surcreusements étagés, celui du milieu étant bordé par le vallum.

Un dernier lambeau de crête, apparemment soliflué, est repérable aux alentours de 1580 m au Sud-Est de la Pointe de Chavasse.

La région du col des Gets présente une morphologie essentiellement commandée par la lithologie : glissements de terrain, niches d'arrachement dans tous les lits des torrents, très forte densité du réseau hydrographique sont autant de caractéristiques des zones de flyschs. L'altitude relativement basse du col (1160 m) met en communication les vallées des Dranses avec celle du Giffre, le bassin rhodanien avec le bassin arvien. Si ce col a joué un rôle important lors des englacements successifs, il n'en subsiste aucune trace. A ce propos, ARN (1984), se rallie à l'avis de BURRI (1963) pour dire que le glacier rhodanien n'a probablement pas pénétré dans les vallées des Dranses. Tout au plus, à la suite de

JÄCKLI (1962), pense-t-il que les quelques blocs cristallins visibles dans les vallées des Dranses sont liés à des transfluences par le Pas de Morgins et le col des Gets. S'il est vrai que l'englacement de ces vallées fut d'origine locale, le col des Gets a pu être le lieu d'un débordement des glaciers des Dranses. Les seuls dépôts visibles dans la zone du col sont des placages de moraine de fond. Localement, les galets sont bien émousés, ce qui fait supposer un remaniement glaciaire de dépôts fluviaux.

En aval des Gets, entre 1130 et 1150 m, apparaît à la faveur d'une éraillure une moraine plutôt hétérogène (calcaires gris ou noirâtres, schistes noirs, grès), assez hétérométrique (quelques gros blocs sont éboulés au pied de la coupe). Le tout repose en placage sur la roche en place. Les éléments sont très anguleux à émousés, les stries nombreuses sur les éléments calcaires ou schisteux. La matrice est essentiellement constituée de graviers anguleux. Si ce dépôt est superficiel, la difficulté réside dans son attribution à un appareil glaciaire.

Près de ROND, le long de la petite route qui longe la rive droite du Foron, à 2,5 km de Taninges, le versant entaillé sur quelques mètres de hauteur livre une coupe complexe, à 960 m d'altitude (fig. 27).

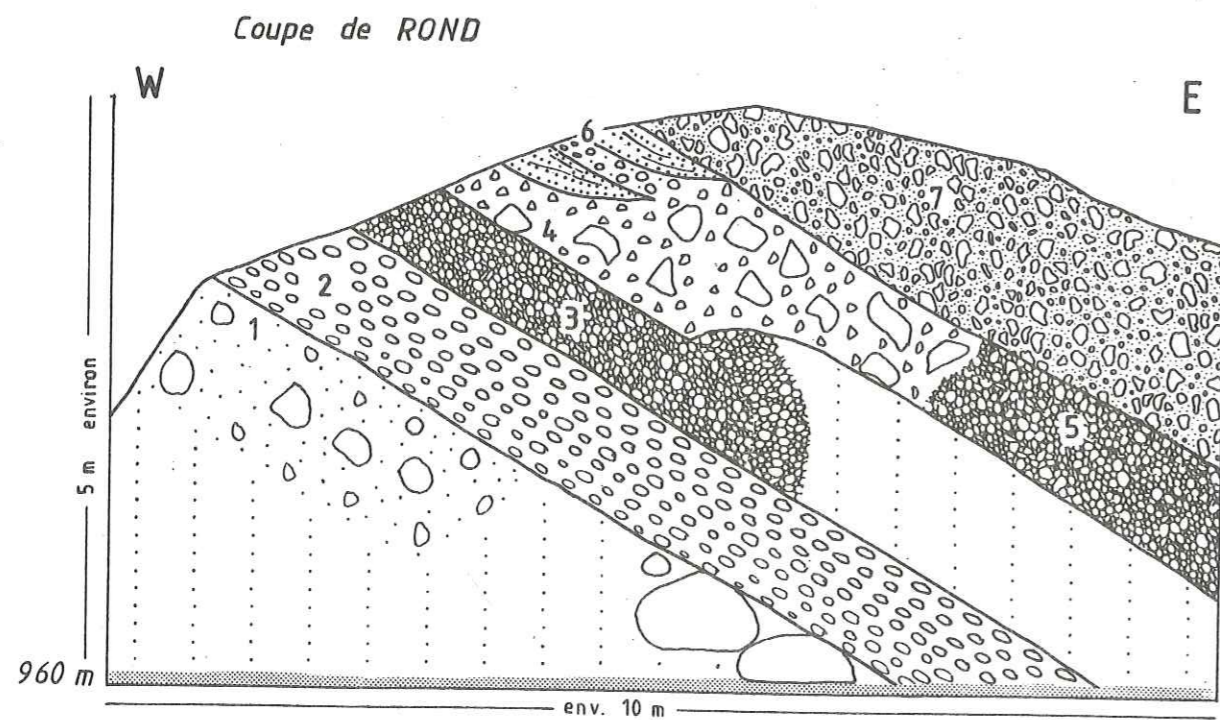


Fig. 27. Coupe de Rond sur Taninges. Coord. 133,6/930

Description stratigraphique (cf. résultats des analyses p. 165, 177 et 189)

1. Cailloux et blocs émousés à arrondis, matrice gravelo-terreuse.
2. Accumulation de galets bien roulés, d'une taille moyenne de 10 cm; matrice sableuse grossière, rare.
3. Petits cailloutis et graviers bien émousés.
4. Accumulation discontinue de blocs et de galets plutôt anguleux.
5. Niveau identique à 3.
6. Deux petites lentilles de sables et de graviers séparées par un niveau un peu plus grossier où dominant les galets.
7. Blocs plutôt anguleux d'un diamètre moyen de 30 cm pris dans des cailloutis et des graviers. Pas de stries.

La pétrographie est invariable d'un niveau à un autre : calcaires variés, grès. Le pendage est d'environ 30° vers l'Est. Tous les niveaux sont très indurés. Ce dépôt est un épandage torrentiel dans un lac, par un torrent probablement issu du plateau de Praz de Lys. L'altitude du plan d'eau est impossible à déterminer avec précision.

Il faut cependant noter que deux autres dépôts du même type apparaissent dans ce tronçon de vallée, dans des conditions d'affleurement très mauvaises. Le premier se situe dans le même versant, un peu à l'amont, à Fry, hameau qui domine la confluence du Foron avec l'Arpettaz. Là, à 970 m également, sur quelques mètres le long du talus de la route, apparaissent des bancs conglomératiques très cimentés ou complètement désagrégés. La stratification est fruste ou peu visible. Sur l'autre versant, à 850 m d'altitude, la route Taninges - col des Gets passe à travers des conglomérats très indurés de trois mètres de hauteur, constitués de galets arrondis pris dans une faible matrice sableuse. La stratification vague est subhorizontale. L'affleurement se poursuit par lambeaux sur une centaine de mètres des deux côtés de la route.

Le petit delta de Rond et les conglomérats de Fry, situés exactement à la même altitude, se sont peut-être sédimentés simultanément dans un même lac, ce qui implique un barrage glaciaire. Les niveaux de la route des Gets, en position altimétrique nettement plus basse, sont plus difficiles à interpréter. La direction de l'apport est indéterminable et le reste de la vallée ne révèle rien de comparable à

altitude égale. Il ne s'agit peut-être que d'un chenal torrentiel, voire d'un ancien lit du Foron.

2.1.3. Basse vallée du Giffre, de Taninges à Marignier

2.1.3.1. La vallée principale et ses abords

Entre Taninges et Mieussy, une haute terrasse discontinue domine de 30 à 40 m le cours du Giffre. Son altitude (630 m à l'amont, 620 m à l'aval) est remarquablement constante. Elle n'est entaillée par aucune coupe, mais il est possible qu'elle témoigne d'une plaine proglaciaire du Giffre au stade de Taninges. Dans le village de Mieussy, à 710 m d'altitude, apparaît une accumulation de blocs erratiques. Dans le versant opposé, à même altitude, quelques gros bourrelets barrent un petit marais drainé dans le petit vallon d'Ivoray. Si le matériel qui les forme est malheureusement invisible, la morphologie générale fait penser à une origine morainique.

En face de Mieussy toujours, sous Ivoray, à **DESSY**, une petite colline ovale, haute de près de 40 m, a été en partie exploitée en gravière (fig. 28). Une vallée sèche, trace d'un méandre du Giffre, contourne cette colline par le Sud (fig. 29). Son talweg se situe à 40 m au-dessus de la rivière actuelle. La coupe, d'une dizaine de mètres de hauteur, montre une succession de dépôts très complexe dans le détail. Il s'agit d'un empilement irrégulier de niveaux de sables, de graviers et de galets, le tout incliné de 30 à 45° vers le SE, fortement dérangé par des failles normales, des vagues plissements, des lentilles, des variations brusques du pendage. La pétrographie est hétérogène (calcaires variés, grès) mais ne contient aucun élément cristallin. L'é moussé est très variable : dans un même niveau, le galet bien arrondi côtoie celui en fer à repasser. Les stries sont nombreuses, tant sur les éléments roulés que sur ceux qui sont anguleux (cf. résultats des analyses p. 164, 178 et 190).

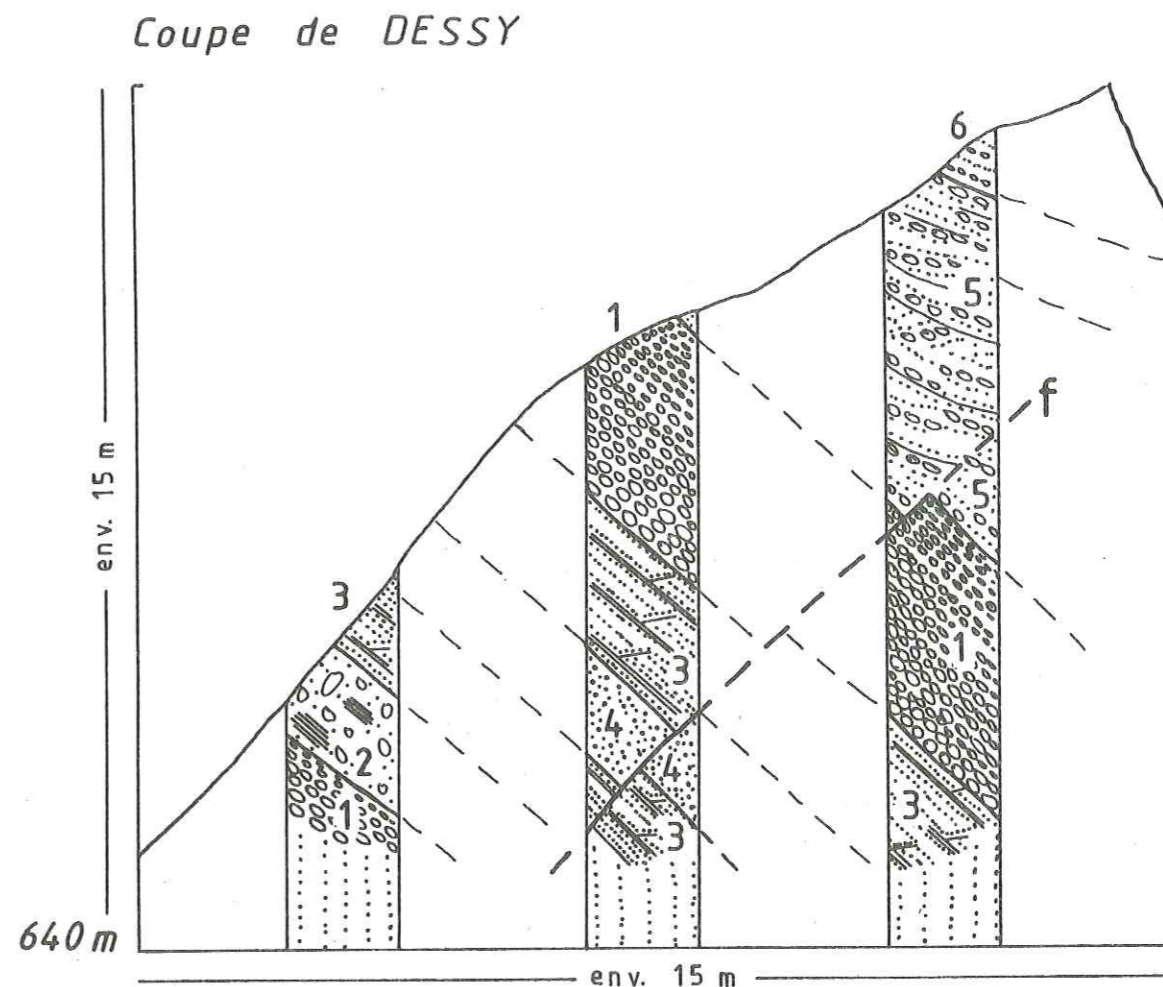


Fig. 28. Profils stratigraphiques dans la coupe de Dessy.
Coord. 133,7/923,3.

Description stratigraphique

1. Blocs (jusqu'à 15 cm de diamètre) et galets arrondis, très compactés; granoclassement grossier; matrice presque inexistante.
2. Niveau non stratifié, assez hétérométrique, contenant de petites lentilles argilo-limoneuses.
3. Sables grossiers à fins et limons en alternance. Stratification entrecroisée.
4. Matériel sablo-graveleux, compacté, non stratifié. Contient des galets en fer à repasser. Ce niveau a l'air d'un paquet intercalé brutalement dans les sables.
5. Niveaux de galets et de sables, à stratification variable très dérangée, compactés.
6. Alternance de niveaux peu épais de sables et de galets.

Dans la coupe de Dessy, la stratification générale, aussi perturbée soit-elle, est régulièrement inclinée vers le SE, selon une direction perpendiculaire à l'axe de la vallée principale. Ce dépôt est probablement né dans un lac de marge glaciaire. Les nombreuses stries visibles sur les galets permettent de supposer la proximité immédiate du glacier. D'après les pendages, on pourrait croire que le cours d'eau responsable provient du versant opposé. La colline de Dessy est si proche du talweg qu'il ne peut s'agir d'un dépôt latéral. S'il s'agit d'un dépôt latéro-frontal, il faut imaginer un torrent supra-glaciaire s'échappant latéralement dans un plan d'eau dont l'extension est inconnue. La fonte du glacier expliquerait dans ce cas les affaissements multiples visibles dans tous les niveaux.

A l'Ouest de Mieussy, une étroite terrasse inclinée longue de 650 m environ borde le torrent, de 700 à 760 m (fig. 29). Dans son extrémité sud, sur le village de **VIVIERS**, une gravière en exploitation montrait, en été 1980, deux fronts de taille :

- à l'Est, sur une dizaine de mètres de hauteur, une série de foresets à stratification grossière, au pendage de 20° en moyenne, orientée NNW-SSE.
- à l'Ouest, à la limite entre la terrasse et le versant, une petite coupe d'axe SW-NE (fig. 30).

Gravière de VIVIERS

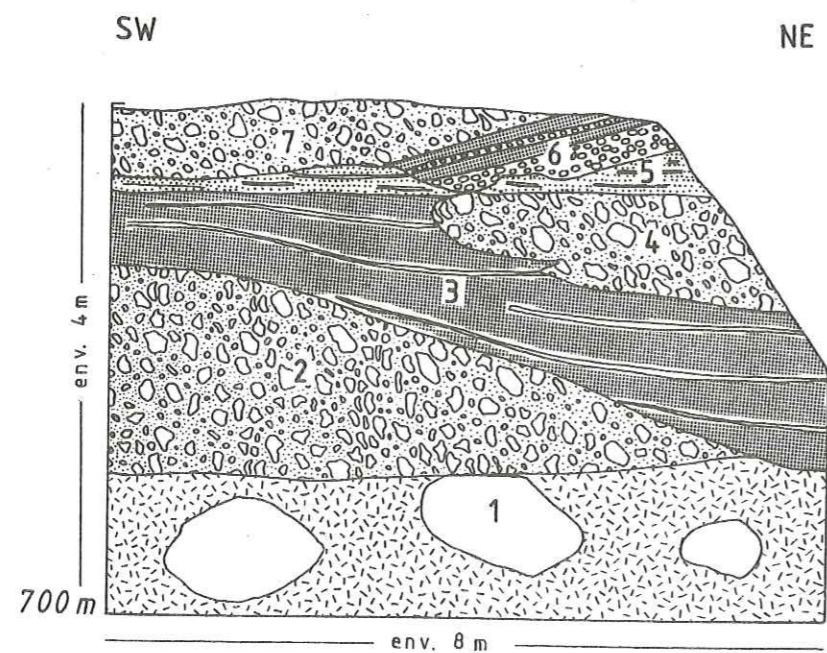


Fig. 30. Coupe de la gravière de Viviers. Coord. 135/922,7.

Description stratigraphique

1. Eboulis mêlés à de gros blocs (1 m de diamètre moyen) dont la position dans la coupe est indéterminable.
2. Cailloutis et galets plutôt anguleux et striés (quelques éléments roulés), très compactés. Matrice rare, gravelo-sableuse. Allure de matériel morainique lavé par les eaux courantes. Niveau échantillonné.
3. Matériel identique à 5, présentant localement un fléchissement des couches vers l'Est.
4. Galets et graviers pris dans une matrice sablo-limoneuse. Stratification invisible. Les éléments sont anguleux à bien émoussés, et les galets en fer à repasser fréquents. La base de ce niveau a fortement érodé les sables sous-jacents.
5. Alternance de niveaux de limons, de sables fins et grossiers en minces lits qui apparaissent subhorizontaux. Ils sont probablement inclinés perpendiculairement à la coupe, dans l'axe des foresets.
6. Alternance de niveaux de sables et de graviers, contact érosif sur 5.
7. Cailloutis et galets compactés à stratification fruste à inexistante.

La composition pétrographique est hétérogène : calcaires variés, grès, quelques brèches.

Le front de taille s'étant rapidement dégradé, j'ai dû me contenter d'un seul prélèvement de galets pour préciser la pétrographie et la morphométrie du matériel (cf. résultats des analyses p. 165 et 176).

Ce petit delta, né dans un lac latéral, venait probablement buter contre le bord du glacier, ce qui explique les paquets de débris morainiques (niveaux 2, 4 et 7) dont la mise en place a localement érodé les foresets. La terrasse inclinée sur Viviers, qui ne montre pas d'autre coupe, ne permet pas de savoir jusqu'où le delta se poursuit à l'amont. Il est tentant d'établir une relation entre le delta de Viviers et celui de Dessy, qui se trouve dans son prolongement et dont le pendage général est identique. Mais il y a 80 m de dénivellation entre les deux, une légère différence dans la composition pétrographique, et les galets de Dessy sont plus émoussés. La position du glacier est tout aussi difficile à déterminer dans le cas de Viviers, mais le delta est probablement lié à un torrent latéral, alors que dans le cas de Dessy,

où apparaissent les traces de remaniements successifs des éléments rocheux (galets roulés et striés), l'origine du delta est plutôt à chercher dans le cadre de la vallée principale.

A moins d'un kilomètre à l'Ouest de Viviers s'ouvre une vallée sèche, orientée NW-SE, dont le talweg est perché à plus de 100 m au-dessus de celui du Giffre actuel. Son extrémité sud, à 690 m, est occupée par le lac d'Anthon, lac étroit surmonté à l'Est par une petite paroi rocheuse, striée et érodée en marmites, limité par une mystérieuse crête parallèle à la vallée principale. Rien ne permet de déterminer la nature de cette dernière. Seuls indices importants : son altitude (690 à 710 m) et sa position dans le versant, identiques à celles du delta de Viviers. Il n'est pas impossible qu'il s'agisse là d'un lambeau de crête latérale. La vallée sèche de Verrasson - Anthon est actuellement drainée en direction du Nord, vers le Risse.

Par ailleurs, l'ensemble du réseau hydrographique du versant Mieussy - Onnion a un tracé mal défini, au caractère provisoire : une partie des torrents se jette dans le Risse sous Onnion, l'autre dans le Giffre à Mieussy. La ligne de partage des eaux est très sinueuse et peu marquée. A l'échelle du 1:25 000 apparaît toute une série de vallons à sec tandis que les talwegs actuels, sauf exception, sont à peine imprimés dans la topographie. Les cas de captures récentes et futures abondent. La question du réseau hydrographique de cette région, qui s'inscrit dans le cadre plus général du problème de la capture du Giffre par l'Arve en amont de Marignier, a préoccupé maints auteurs au cours de la première moitié de ce siècle. Certains, comme BLANCHARD (1938), CHOLLEY (1925), NORDON (1927), PERRET (1931), ont voulu voir dans ce versant une série de cours anciens du Giffre, Giffre préglaciaire, interglaciaire ou postglaciaire suivant les cas, en ignorant parfois l'influence glaciaire proprement dite. D'autres, BLACHE (1933) en particulier, font de la vallée sèche d'Anthon un chenal proglaciaire ou paraglaciaire; PERRET (1931), tout en défendant la thèse davisienne, va jusqu'à comparer le lac d'Anthon au lac de Märjelen. Ose-t-on encore, après avoir évoqué tous ces grands noms de la géographie française, proposer une explication personnelle ? Le versant de Mieussy à Onnion suit la direction de la vallée du Giffre en aval de Tanninges. Les stries d'Anthon évoquent bel et bien un englacement de ce versant par le glacier principal et la vallée sèche est probablement née des eaux de fonte pro- et sous-glaciaires.

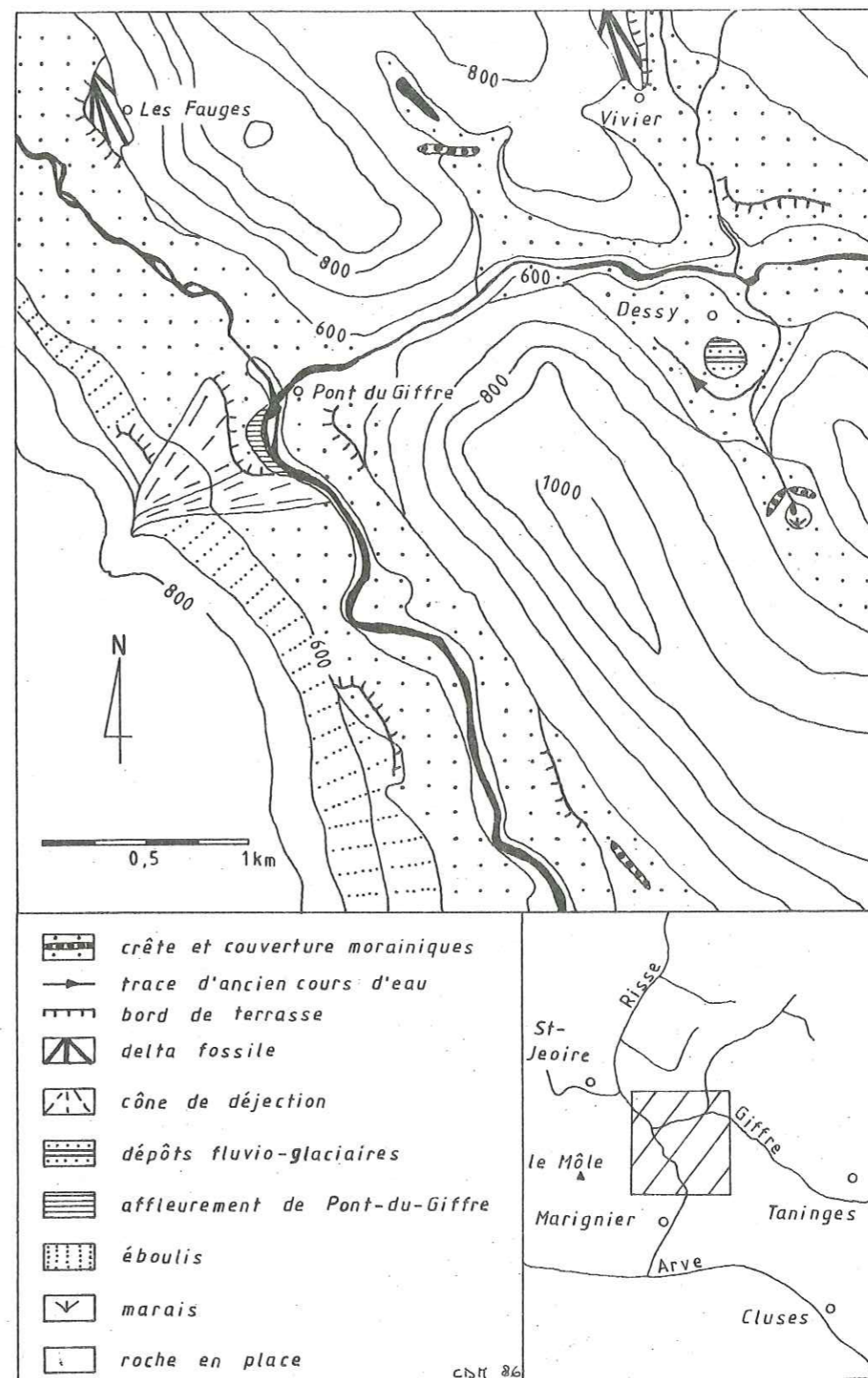






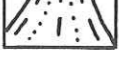
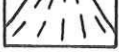
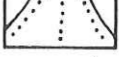


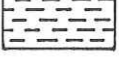



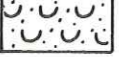
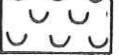



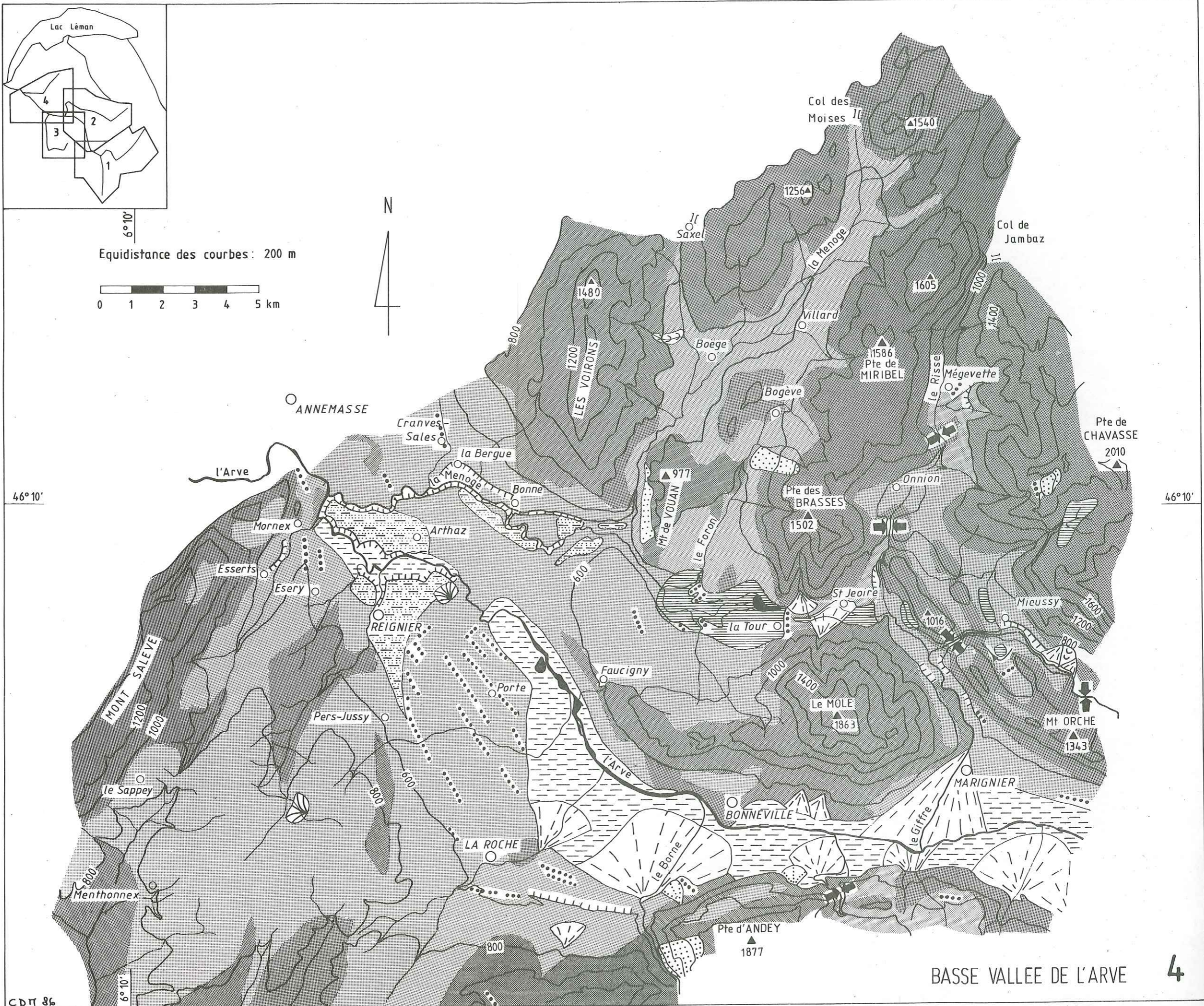
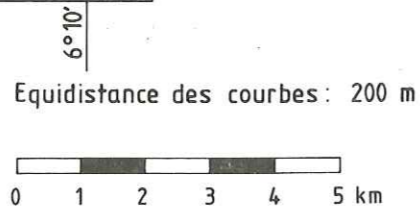
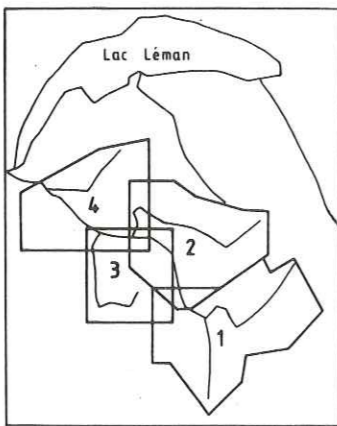


Fig. 29. Esquisse morphologique de la région de Pont-du-Giffre.

-  moraines récentes
-  moraines anciennes
-  bord de terrasse taillée dans des dépôts meubles
-  niche d'arrachement importante
-  verrou
-  talweg fossile
-  cône proglaciaire
-  cône de déjection torrentiel
-  cône d'éboulis ancien ou actuel, cône d'avalanches
-  ancien delta
-  ancien lac
-  alluvions récentes
-  épandage fluvio-glaciaire
-  voile d'éboulis
-  éboulement du Dérochoir
-  éboulis en glissement ou glacier rocheux
-  glissement de terrain
-  couverture morainique importante
-  roches sédimentaires (y. c. roches sous faible couverture morainique)
-  roches ignées et métamorphiques (y. c. roches sous faible couvert. morainique)

Légende des cartes 1 à 4.



En aval de Mieussy, le Giffre infléchit son cours en direction du SW, franchissant transversalement le gros pli de Sur Don, puis, après un coude à 90°, repart en direction du SE pour aller se jeter dans l'Arve en aval de Marignier (fig. 29). De Pont du Giffre, lieu du coude de capture, à Marignier, le Giffre coule entièrement dans du matériel meuble. Sur les deux rives, entre 580 et 600 m, apparaît une terrasse en lambeaux, qui révèle, à la faveur de quelques éraillures, du matériel morainique argileux. Au débouché de la vallée rive gauche, une crête morainique haute d'une quinzaine de mètres relaye la terrasse. Tous les blocs visibles à sa surface sont calcaires ou gréseux.

A **PONT-DU-GIFFRE**, rive droite (505 m), la courbe externe d'un méandre entaille et déséquilibre le versant, livrant une coupe magnifique d'une dizaine de mètres de hauteur, sur une distance de 200 m (fig. 31). Sur le dessin, l'échelle des longueurs, par rapport à celle des hauteurs, est fortement réduite.

Coupe de PONT DU GIFFRE

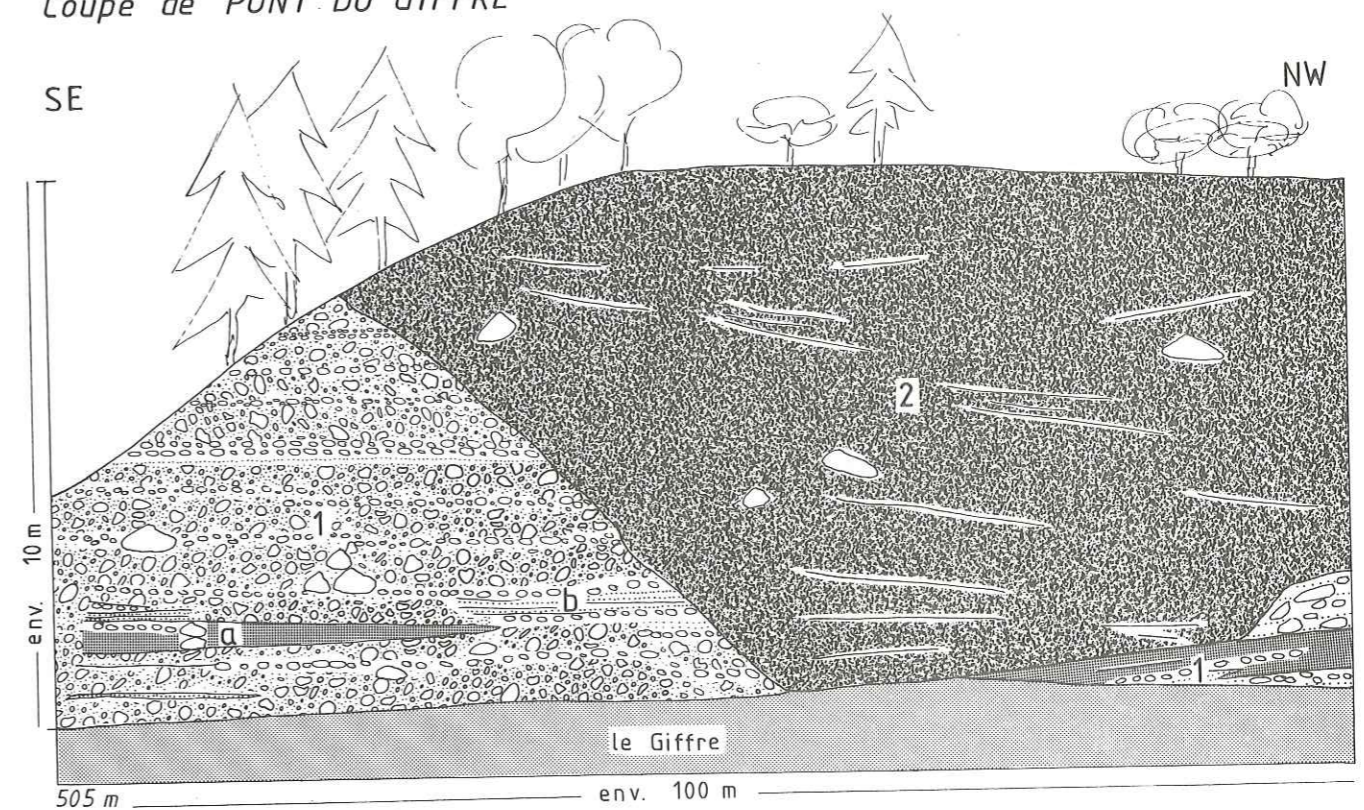


Fig. 31. Coupe de la rive droite du Giffre à Pont-du-Giffre.
Coord. 133/921,1

Description stratigraphique (cf. résultats des analyses p. 164, 174 et 188).

1. Niveaux de blocs (taille moyenne 60 - 100 cm), de galets et de sables en superposition irrégulière et discontinue. La stratification est grossière, subhorizontale, très légèrement inclinée vers l'amont du Giffre à l'extrémité sud de la coupe. La fraction fine, beige, ne constitue qu'un très faible pourcentage du volume total. Les sables (a) sont plutôt grossiers, ils contiennent de minuscules lentilles limoneuses. Certains niveaux de galets (b) ont une matrice argileuse abondante; d'autres sont totalement lavés, surtout à la base de l'affleurement, où il faut peut-être tenir compte de l'influence des crues du Giffre. L'usure des galets est très variable, mais plutôt faible.
2. Masse épaisse et compacte de blocs et de galets pris dans une matrice argileuse grise, montrant une ébauche d'empilement subhorizontal. Les blocs d'un diamètre de 1 m environ sont rares. Les galets sont anguleux à bien émoussés. Cette moraine épaisse repose en discordance sur 1, dont quelques niveaux apparaissent à la base de la coupe.

Les niveaux stratifiés sont nés d'un remaniement du matériel morainique dans un lac selon une direction générale perpendiculaire à la coupe. Le plan d'eau se situait aux alentours de 600 m, comme le suggère le niveau constant de la terrasse. Le barrage était constitué par le glacier de l'Arve, la moraine sur Marignier le confirme. Les gros blocs et les lentilles de moraine de fond révèlent la présence très proche d'un front glaciaire, celui du Giffre très probablement. Par la suite, le glacier ayant reculé, un chenal paraglacière, voire un torrent descendu du Môle en face, a érodé une partie du delta. Une réavancée du glacier dans le lac de barrage a déposé une importante masse de moraine de type "waterlain till" (DREIMANIS, 1979), reconnaissable à la forte proportion de limons et d'argiles dans l'échantillon analysé, ainsi qu'à la vague stratification de l'ensemble.

La rareté des affleurements (celui de Pont-du-Giffre est le seul qui ait une certaine importance) ne permet pas de déterminer si le remplissage glaciaire et paraglacière de ce tronçon de vallée résulte de plusieurs phases d'englacement. Cette dépression, taillée dans les calcaires dolomitiques du Trias des Préalpes Médiannes, a pu naître de l'érosion glaciaire alternant avec un creusement fluvial au cours et entre les phases d'englacement successives. Il n'est donc pas possible de "dater" l'incision de la vallée. Une seule chose est certaine : les dépôts visibles dans le méandre de Pont du Giffre témoignent de la dernière phase d'englacement

de la vallée. L'ensemble peut être attribué au Tardiglaciaire sans grand risque d'erreur.

Sur Pont-du-Giffre, rive gauche, le long de la route qui mène au hameau des COMBES, à 600 m d'altitude, une coupe entaille un petit cône torrentiel fossile au sommet de la terrasse (fig. 32). L'ensemble est formé d'une alternance de niveaux de cailloutis plus ou moins roulés parmi lesquels subsistent quelques "fers à repasser", de graviers et de sables. Le pendage est indécis, probablement incliné vers le Giffre.

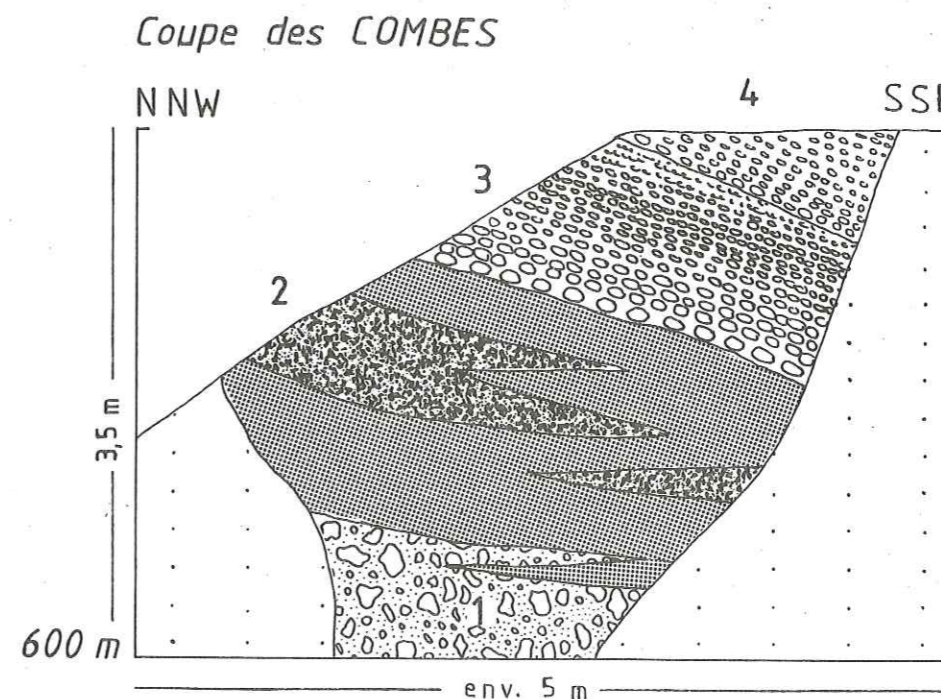


Fig. 26. Coupe des Combes sur Pont-du-Giffre.
Coord. 133/921,5.

Description stratigraphique (cf. résultats des analyses p. 164 et 175).

1. Galets pris dans une matrice sableuse grossière.
2. Graviers, sables et limons entrecroisés.
3. Galets plutôt arrondis, granoclassés, compactés.
4. Graviers et cailloutis compactés.

La topographie ne renseigne pas sur la provenance du torrent. Peut-être s'agit-il d'un petit cours d'eau paraglaciale.

2.1.3.2. La région de Sommant

La région de Sommant est une vaste dépression à fond plat, encadrée par les Pointes de Rovagne, de Chavasse, de Véran et la Haute Pointe, toutes comprises entre 1800 et 2000 m. Dans le fond de la dépression (1420 m), ancienne tourbière, les torrents coulent dans des tourbes entaillées sur 1,5 m par endroits.

Un sondage de 6,50 m de profondeur a été effectué dans cette tourbière (BECKER, 1952). Il ne révèle aucune moraine. La base est fine, calcaire, à rares restes végétaux. Lui succèdent une argile peu calcaire et sableuse riche en débris végétaux souvent fort décomposés, puis les tourbes. La base lacustre, impossible à dater, est considérée comme une formation interstadiaire ou interglaciaire. Elle montre une phase à prédominance de Pin et de Sapin, avec Hêtre, Epicéa, Bouleau et Coudrier subordonnés. Puis apparaît la phase du Pin et du Bouleau (IV). L'absence des phases I à III suggère une interruption de la sédimentation dans le lac, que BECKER attribue à une couverture neigeuse persistante ou à de la glace. Une chose est certaine : dès le retrait des glaciers locaux dont ne subsistent que quelques traces fort douteuses, un lac peu profond a occupé le vaste ombilic faiblement surcreusé de Sommant.

Sous la Pointe de Chavasse, à la hauteur de l'alpage des Têtes (1550 m), un bourrelet sinueux disséqué par les torrents a tout l'air d'un vallum perturbé par solifluction.

Deux courtes crêtes apparaissent à altitude analogue (1500-1520m, 1550-1570m) sur le versant nord-ouest de la Pointe de Véran. Malheureusement, elles sont boisées et rien ne permet de déterminer leur composition interne. De plus, la présence des flyschs oblige à une très grande prudence dans l'interprétation de la topographie.

2.1.3.3. La vallée du Risse

Etrange bassin versant que celui du Risse ! Cet affluent du Giffre prend sa source à la Montagne d'Hirmente (1600 m) et dans les deux premiers kilomètres de son cours file résolument en direction du Nord et du bassin du Rhône. A la faveur d'un col indéfini, marécageux (les Mouilles, 1100 m), le Risse fait demi-tour et s'écoule vers le Sud. Latéralement, à la hauteur du col de Jambe, soixante mètres de

dénivellation seulement et moins d'un kilomètre de distance le séparent de son voisin le Brévon, affluent de la Dranse qui prend sa source au Roc d'Enfer. Une autre anomalie de ce réseau hydrographique apparaît à St-Jeoire, où le Hérisson, dérisoire affluent du Risse, draine une percée est-ouest qui, bien que de dimensions plus modestes, fait le pendant de la basse vallée de l'Arve au Nord du Môle.

Après ce bref aperçu des principales caractéristiques de la vallée du Risse, deux constatations complémentaires s'imposent :

- la morphologie de cette région est fortement tributaire de l'action glaciaire;
- pour l'essentiel, le tracé du réseau hydrographique est probablement postglaciaire.

Le profil en long de la vallée du Risse est typiquement d'origine glaciaire : deux verrous imposants profondément entaillés par les cours d'eau bordent les deux cuvettes de Mégevette et d'Onnion. La couverture morainique est abondante dans le fond de la vallée. Le versant droit, calcaire, aux pentes raides, n'a conservé aucun dépôt significatif. Le versant gauche, entièrement taillé dans les flyschs, montre une topographie beaucoup plus molle, des glissements généralisés, et rend très difficile, en l'absence de coupes, la distinction entre la moraine et la roche sub-en-place. Sur Mégevette, rive gauche, une épaisse accumulation de moraine à gros blocs qui forme peut-être une crête latérale (920-960 m), avoisine une terrasse large de 250 m au talus abrupt, sans coupe. Avec la minuscule crête du Planet sous la Haute Pointe, à 1500 m, voilà tous les éléments glaciaires de cette vallée en amont de St-Jeoire. Près du col de Jambe, une crête topographique incurvée vers l'aval a été considérée par BLANCHARD (1938) comme une des preuves de la diffiusion du glacier du Rhône dans le bassin du Giffre. Cette interprétation est erronée, car cette crête a un noyau rocheux qui affleure par endroits.

A l'Est de St-Jeoire (fig. 33), les deux rives du Risse sont bordées par une terrasse discontinue à 600 m d'altitude environ. En rive droite, c'est un vaste plan incliné, long de 800 m, entre 600 et 630 m, reste d'un ancien cône de déjection torrentiel, si j'en juge par les coupes des chemins qui montrent des niveaux de galets roulés inclinés d'une dizaine de degrés vers le Sud. En rive gauche, l'extrémité aval de la terrasse des FAUGES est éventrée par une énorme gravière en exploitation (coord. 134,5/920,2). Sur une quarantaine de mètres de hauteur apparaît un delta complet (bottomset-, foreset- et topsetbeds). Le pendage est de 30°, constant, incliné vers le talweg. Tous les niveaux sont grossiers. Les "fers à repasser" et les stries sont

nombreux. Les éléments sont plutôt anguleux, composés de calcaires variés, de grès et de quelques galets cristallins (gneiss, quartzite). Un seul prélèvement a été effectué, à peu près au milieu des foresets (cf. résultats des analyses p. 164 et 176). Ce delta, épais mais limité en extension, d'origine pro- ou paraglaciale, s'est probablement formé dans le même lac que les dépôts de Pont du Giffre à Marignier.

A l'Ouest de St-Jeoire (fig. 33), toujours à l'altitude de 600 m, le village d'ENTREVERGES est dominé par une terrasse d'une dizaine de mètres de hauteur (coord. 134,6/917,5). Les niveaux sommitaux, très indurés, affleurent : un banc de conglomérats (galets bien roulés) surmonte des graviers et des sables présentant un pendage de 30° environ vers l'aval (cf. résultats des analyses p. 165, 178 et 189). La structure deltaïque est peut-être due à un torrent descendu du versant sud de la Pointe des Brasses.

Le dernier élément à rattacher à ce vaste lac de barrage glaciaire était visible en automne 1983, rive droite du Hérisson, à 580 m d'altitude environ, où, à la faveur des travaux de la route d'évitement de St-Jeoire, des argiles litées très fines ont été temporairement mises au jour et ont pu être observées lors d'une excursion des "Amis du Quaternaire lémanique". A cette occasion, Hervé RICHARD, du Laboratoire de Taxonomie expérimentale et de Phytosociologie de Besançon, a emporté un échantillon de ces sédiments. Il a eu la gentillesse d'en faire l'analyse pollinique et de m'en communiquer le résultat, accompagné de quelques remarques explicatives, que je me permets de reporter ci-après (tableau 5).

2.2. Glaciers rocheux et grèzes litées.

Les glaciers rocheux sont rares dans le domaine subalpin, dont le climat, très humide, est peu favorable à leur développement. Le bassin du Giffre en compte trois. Quant aux grèzes litées, les seules que j'ai pu observer en coupe sont situées sous la Pointe de Chavasse, à côté d'un glacier rocheux, où elles sont exploitées. Il est possible que la plupart des cônes d'éboulis colonisés par la végétation, qui couvrent des surfaces très étendues dans ces régions aux sommets peu élevés, soient des grèzes litées.

Sous la Pointe de Platé, entre 2200 et 1930 m, s'étale un éboulement complexe, très bien délimité, qui se termine par une langue étroite dans le Plan de Sales. Aucun bourrelet n'est réellement visible dans cette accumulation de blocs, mais

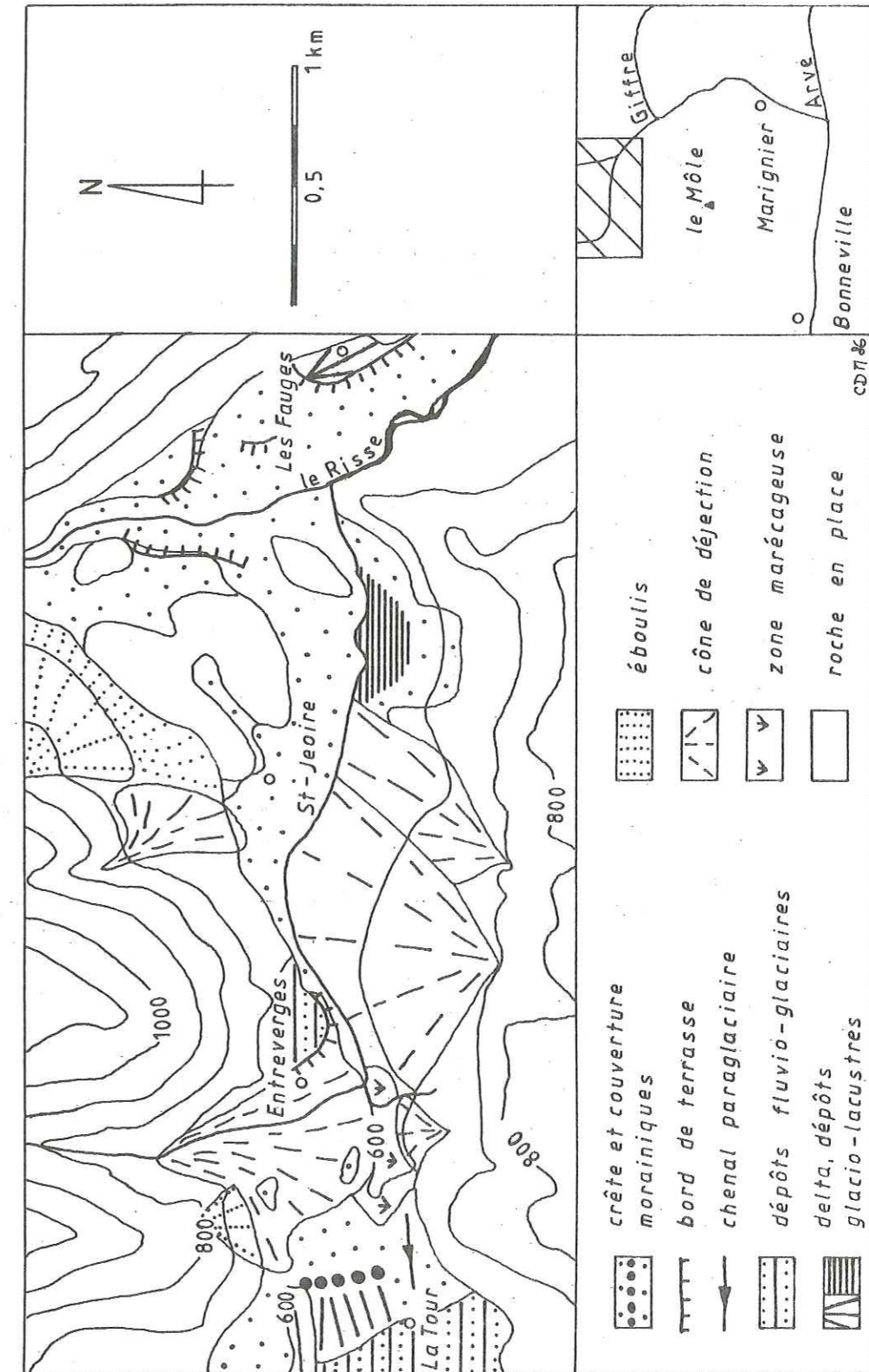


Fig. 33. Morphologie et dépôts glaciaires dans la région de St-Jeoire.

l'ensemble donne l'impression d'avoir glissé et apparaît très différent des multiples éboulements du Dérochoir sur le versant Sud. C'est cette observation qui m'a incitée à en faire une forme périglaciaire. MAIRE (1984) a cartographié cette forme comme simple éboulement.

Un autre glacier rocheux occupe le fond du vallon de Gers dans le versant nord de la Tête Pelouse. Il est constitué d'une épaisse masse de débris et affecté par une série d'amples bourrelets vaguement concentriques. Le dernier de ces glaciers rocheux est très petit. Logé dans un petit cirque glaciaire, il domine l'ancien lac de Sommant au Sud-Ouest de la Pointe de Chavasse, entre 1600 et 1650 m.

<i>Betula</i>	7,1
<i>Pinus</i>	14,2
<i>Salix</i>	1,1
<i>Juniperus</i>	0,5
<hr/>	
A.P.	22,9
<hr/>	
<i>Artemisia</i>	24,8
Graminées	19,8
<i>Helianthemum</i>	14,2
Chénopodiacées	9,8
<i>Thalictrum</i>	2,7
Cichoriées	1,1
Caryophyllacées	1,1
<i>Ephedra T. dist.</i>	1,1
<i>Sanguisorba minor</i>	0,5
Cypéracées	0,5
<i>Plantago alpina</i>	0,5
<i>Caardus T.</i>	0,5
<i>Rumex</i>	0,5
<hr/>	
N.A.P.	77,1
<hr/>	
Pollens déterminés	183
Pollens indéterminés	8

Tableau 6. Analyse pollinique des dépôts lacustres de St-Jeoire.

Les pollens étaient moyennement conservés et en petite quantité : pour compter 191 pollens, H. RICHARD a dû observer 10 lamelles de 18 x 18 mm. D'après lui, cette analyse peut probablement être attribuée au Dryas I (Älteste Dryaszeit).

3. Les vallées du Borne et du Reposoir (carte 3)

3.1. Vallée du Borne









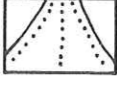


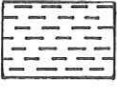



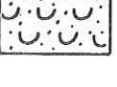
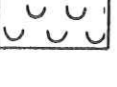
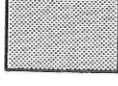


3.1.1. Eléments glaciaires et paraglaciaires

3.1.1.1. Des Aravis au Grand-Bornand

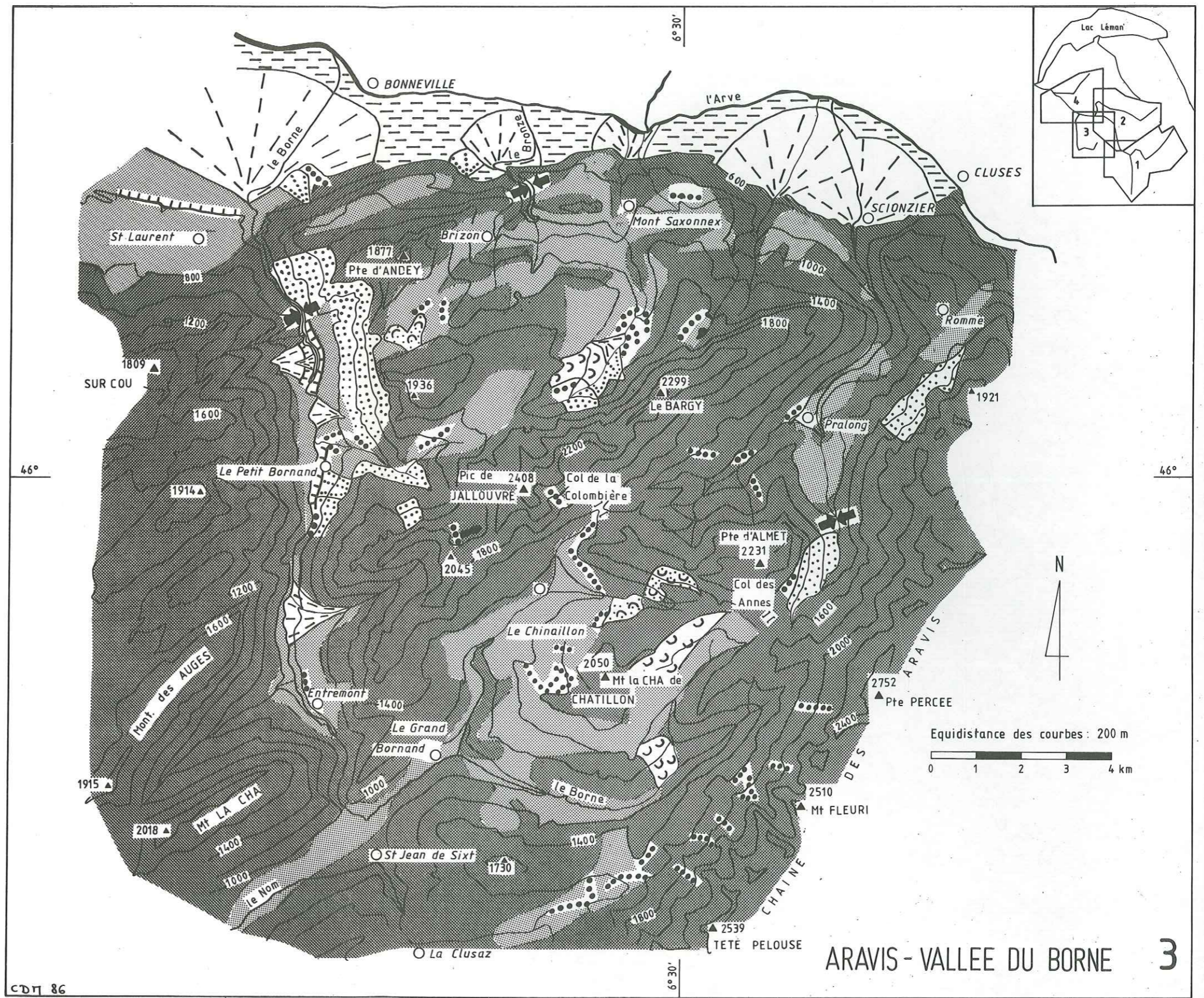
La chaîne des Aravis, de la Tête Pelouse (2539m) à la Pointe Percée (2752m), est profondément surcreusée par des cirques glaciaires jointifs. Ceux-ci s'ouvrent généralement sur de courts vallons transverses à la chaîne, parallèles, évasés, d'origine glacio-karstique, appelés Combes (Combes du Grand Crêt, de Paccaly, de Tardevant, de la Grande Forcle, du Mont Charvet, de Chombas). Actuellement, la chaîne des Aravis est totalement dépourvue de cours d'eau superficiels, exceptés ceux qui fonctionnent à la fonte des neiges. Entre 1650 et 2100 m suivant les endroits, des crêtes morainiques latérales ou latéro-frontales bordent ces petites auges glaciaires, mettant ainsi en évidence une ou plusieurs phases d'englacement limitées à l'intérieur de la chaîne. Plus bas, à la Bombardelle (1600 m) et à la Lanchette (1460 m) se trouvent deux lambeaux de crêtes. Ce sont les seuls dépôts existant en aval des cirques dans le versant des Aravis.

En revanche, sur la Clusaz, la région du lac des Confins, situé sur un vaste replat structural au-delà de la limite du bassin versant du Borne, montre une série de cordons morainiques qu'il vaut la peine d'observer de près, car elle complète fort heureusement les rares éléments de la moitié nord de la chaîne (fig. 34). Une double crête latéro-frontale qui se termine à 1380 m ferme le débouché de la Combe de la Bella Cha. Devant ce vallum, le lac des Confins est barré à l'aval par deux ou même trois vallums frontaux très rapprochés, entre 1360 et 1380 m. Enfin, une magnifique moraine latérale ou médiane, la crête Brafa (1300-1360m), montre le long de la route un matériel hétérogène et hétérométrique à matrice argileuse ou graveleuse. Tout ceci s'observe sur moins d'un kilomètre de distance. Ce complexe a déjà été décrit par FAVRE (1867) qui parle des "*superbes moraines des Confins*".

De sa source au Grand-Bornand, la haute vallée du Borne ne présente aucun élément notable. La moraine de fond est localement abondante sur les versants et elle détermine, notamment en amont des Plans, des glissements de terrain.

-  moraines récentes
-  moraines anciennes
-  bord de terrasse taillée dans des dépôts meubles
-  niche d'arrachement importante
-  verrou
-  talweg fossile
-  cône proglaciaire
-  cône de déjection torrentiel
-  cône d'éboulis ancien ou actuel, cône d'avalanches
-  ancien delta
-  ancien lac
-  alluvions récentes
-  épandage fluvio-glaciaire
-  voile d'éboulis
-  éboulement du Dérochoir
-  éboulis en glissement ou glacier rocheux
-  glissement de terrain
-  couverture morainique importante
-  roches sédimentaires (y. c. roches sous faible couverture morainique)
-  roches ignées et métamorphiques (y. c. roches sous faible couvert. morainique)

Légende des cartes 1 à 4.



CDT 86

ARAVIS - VALLEE DU BORNE 3

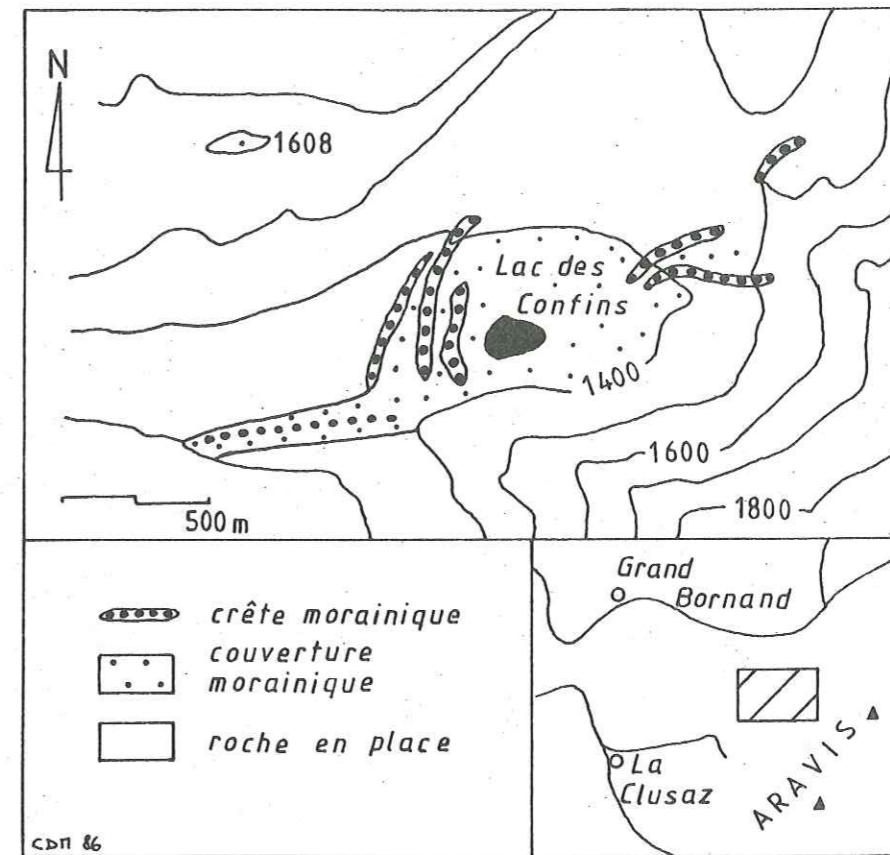


Fig. 34. Le complexe morainique des Confins.

3.1.1.2. Vallée du Chinaillon

Le Chinaillon prend sa source près du col de la Colombière et dans le flanc sud-est du Bargy, entre les gigantesques dipslopes rocheux du Pic de Jallouvre et de la Pointe Blanche. Le petit cirque lové entre ces deux sommets abrite une petite moraine latéro-frontale aux alentours de 2000 m. Sur l'autre versant, au débouché du vallon des Bouts, un amas morainique, compris entre 1450 et 1550 m, dessine une crête parallèle aux courbes de niveau. Le matériel visible est hétérogène (calcaires gris massifs, calcaires gréseux, marnes) et hétérométrique; il est peut-être attribuable à un glacier issu du Bargy et obstruant le vallon des Bouts.

La petite vallée du versant nord du Mont la Cha de Châtillon est bordée par deux grandes crêtes latéro-frontales, de 1500 à 1570 m. Les éléments visibles sont des calcaires gris et noirs, gréseux; la matrice est grossière. Plus bas, aux alentours de 1400 m, la couverture morainique est épaisse. La matrice est argileuse, les galets anguleux et striés, mais le matériel a la même composition lithologique que celui

de la crête du Mont la Cha de Châtillon. Le versant ouest du même sommet est également recouvert de moraine qui adopte à certains endroits une forme de crête latérale (entre 1400 et 1550 m) et même de vallum frontal à 1500 et 1570 m d'altitude.

En rive droite du Chinaillon, seule apparaît par endroits une moraine de fond à matrice argilo-graveleuse, à éléments calcaires clairs dominants, striés - il s'agit probablement de l'Urgonien du Bargy.

3.1.1.3. Du Grand-Bornand au débouché dans la vallée de l'Arve

Deux kilomètres à l'aval du Grand-Bornand, le Borne fait un coude et rejoint l'Arve par un tracé en cluse. L'entrée de la première cluse, extrêmement étroite, ne doit rien à l'action glaciaire. Par ailleurs, le seuil qui motive le coude du Borne n'est pas très élevé puisqu'il se situe en moyenne à une centaine de mètres au-dessus du cours d'eau. Quand on contemple la vallée depuis les hauts du Grand-Bornand, il est manifeste que la cluse a dû constituer un sérieux barrage à l'écoulement glaciaire, bien plus que le seuil de St-Jean-de-Sixt. Même si une diffluence était possible par la cluse, il faut admettre que l'essentiel du glacier des Aravis s'écoulait en direction de Thônes en suivant la vallée synclinale, et était de ce fait tributaire de l'Isère (fig. 35).

Le problème du seuil de St-Jean-de-Sixt a fait l'objet de plusieurs études (GORCEIX, 1916, 1918, DELEAU, 1976). D'après ces deux auteurs, le tracé du réseau hydrographique actuel est dû à la capture par le Borne d'une partie du bassin du Nom, par un recul de tête compliqué d'un déversement à la suite d'un éboulement.

En aval de la cluse, à Entremont, rive droite, la moraine de fond est abondante et une accumulation de moraine hétérogène et hétérométrique formant une vague crête est visible dans le village, à 800 m d'altitude, attestant la diffluence du glacier des Aravis. En effet, dans tous les dépôts morainiques proches du talweg du Borne, des grès de Taveyannaz sont présents. En dehors du fond de la vallée, les dépôts glaciaires sont rares ou inexistantes.

La partie montagneuse située en rive gauche du Borne a une morphologie structurale commandée par des plis concentriques à armature de calcaire massif (Urgonien), ce qui lui confère une analogie certaine avec celle du Jura. Les anticlinaux, vastes, ont une surface rabotée par l'action glaciaire. Ils sont séparés



Fig. 35. La vallée du Borne en aval des Aravis.

Au second plan, le Grand-Bornand, puis le seuil de St-Jean-de-Sixt (flèche verticale) et le coude du Borne (flèche coudée).

par d'étroites dépressions synclinales, qui ne présentent que de minces placages morainiques. La seule vallée importante est la combe anticlinale située entre la Montagne des Auges et le Mont La Cha. Elle a près de 1000 m de dénivellation entre le talweg et les sommets des crêtes. Son profil transversal est un V régulier, évasé, à pente moyenne de 60%. Son profil en long est lui aussi régulier. Apparemment, sa morphologie générale doit peu à l'action glaciaire. Aucun dépôt morainique n'est décelable sur ses versants. Il est probable que tout ce massif montagneux, du Mont La Cha à la Montagne de Sous-Dine, a subi un englacement de calotte qui s'écoulait sur le Borne à l'Est, sur la Filière et Annecy à l'Ouest. Actuellement, le réseau hydrographique superficiel est presque absent, mis à part le ruisseau de l'Overan qui coule sur les roches marneuses du Valanginien et de l'Hauterivien de la combe anticlinale, et celui des Sambuis, parti de la Roche Parnal près de Sur Cou et qui entaille les mêmes terrains.

A environ un kilomètre en amont du Petit-Bornand, la vallée s'élargit légèrement. Le cours du Borne est encaissé dans une terrasse qui se suit dès cet endroit jusqu'à l'entrée du verrou en aval de Termine, sur quatre à cinq kilomètres. Régulière en

rive droite, cette terrasse est très discontinue en rive gauche; elle est inclinée et son altitude passe de 730 m à son origine à 630 m sous Termine. Cette pente est en gros parallèle au talweg actuel du Borne qui descend de 690 à 570 m sur le même parcours. Il y a là une étroite plaine alluviale fossile. Au Beffay, rive gauche, en aval du Petit-Bornand, une morphologie de cônes torrentiels emboîtés confirme l'existence de ce niveau ancien du talweg du Borne : un vaste cône tronqué à 650 m est profondément entaillé par deux torrents actuellement temporaires qui ont construit de petits cônes quelques dizaines de mètres plus bas.

A quelque 300 m en amont de la terrasse, le long de la route, une coupe est ouverte dans le pied des voiles d'éboulis, sous une paroi rocheuse, à 750 m. Elle montre des grès lités mélangés à une alternance de niveaux de galets et de blocs et de niveaux gravelo-sableux, stratifiée vers l'aval. Quelques lits contiennent de très gros blocs.

Juste en amont de l'exploitation, le talus de la route révèle une moraine hétérogène et hétérométrique à matrice grossière; les galets et les blocs sont bien émoussés, peu striés. Les grès sont en forte proportion, accompagnés de calcaires variés. En position latérale, ce complexe est si proche du talweg qu'il dessine une langue glaciaire très étroite avec, en marge, une petite terrasse de kame encombrée d'éboulis.

Plus bas, quelques éraillures dues aux méandres du Borne permettent çà et là d'observer le matériel meuble de la terrasse. Elles sont d'un accès extrêmement difficile et je ne les ai pas échantillonnées. La principale, longue de 250 m au moins, apparaît 40 à 50 m sous la route, dès le début de la terrasse, entre 690 et 700 m d'altitude. Elle se situe exactement en face de la ferme du Mosset, et porte donc son nom. Son extrémité sud montre une série complexe sur environ 8 m de hauteur (fig. 36).

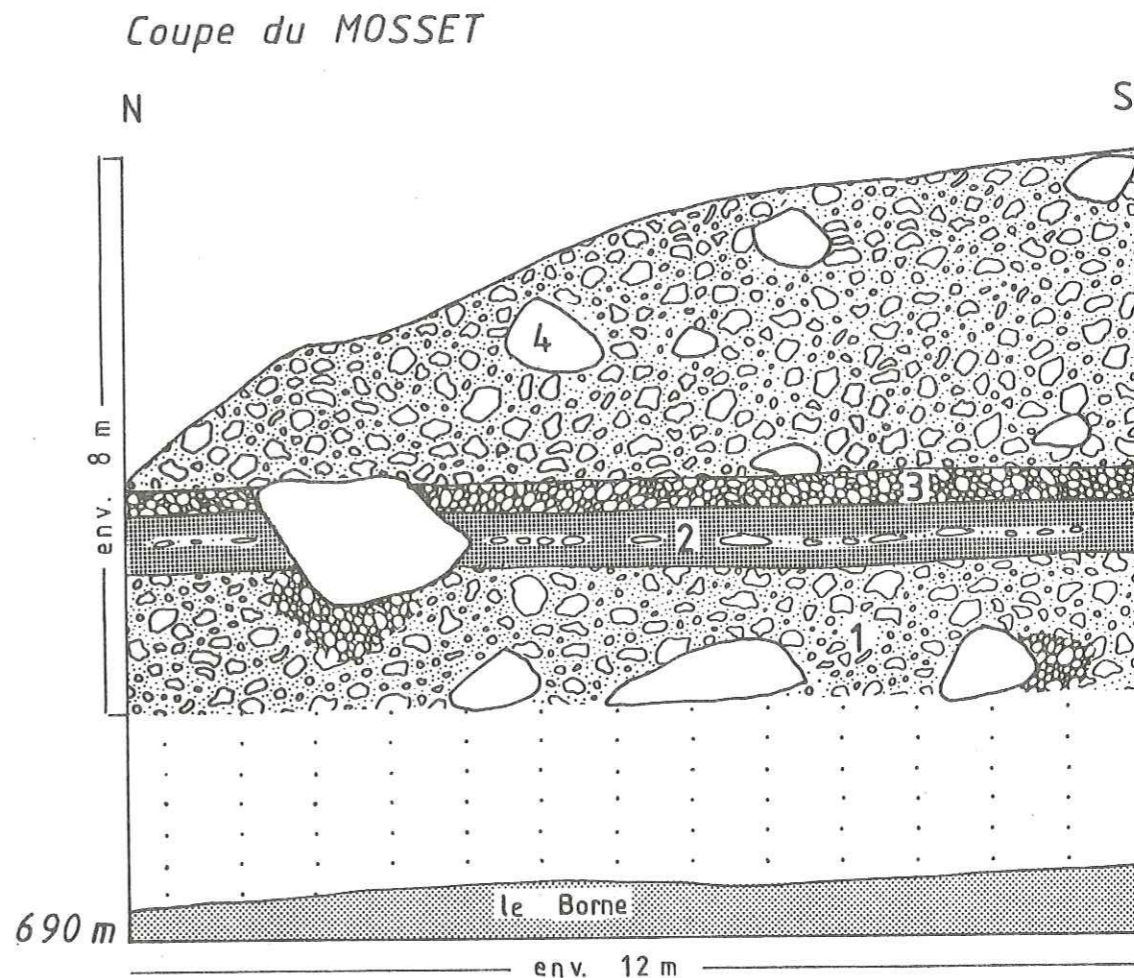


Fig. 36. Coupe du Mosset, en amont du Petit-Bornand.
Coord. 2118,1/914,1.

Description stratigraphique

1. Moraine hétérogène, contenant quelques accumulations discontinues de galets. Matrice sableuse abondante.
2. Deux niveaux de sables et de limons séparés par un pavage de galets et de blocs. Stratification identique à 3.
3. Galets bien émoussés, triés, à stratification subhorizontale légèrement inclinée vers l'aval.
4. Moraine hétérogène et hétérométrique, à très gros blocs (plus de 2 m de diamètre pour certains). Matrice grossière rare. Émoussé variable. Contact érosif à l'amont sur les niveaux 2 et 3.

La fraction galets à blocs (jusqu'à 30 cm de diamètre) est bien émoussée. En revanche, les graviers restent très anguleux et conservent quelques stries. La composition pétrographique révèle des calcaires variés, des grès (y compris grès de Taveyannaz) et environ 1% d'éléments cristallins encore jamais vus. Cette anomalie se présente sous la forme d'un gneiss ou d'un schiste cristallin de couleur vert foncé contenant des minéraux blancs. Elle apparaît dans tous les niveaux, tant dans les blocs que dans les galets et les graviers. D'après le Professeur BURRI (communication orale), ces roches n'existent évidemment pas dans les Aravis ni dans les massifs subalpins des Bornes, mais pourraient provenir de la bordure du massif du Mont Blanc. Tout cela est fort mystérieux, d'autant plus je n'ai jamais remarqué ces éléments dans les coupes situées plus haut. J'ai d'abord cru, et même espéré, qu'il s'agissait de déblais provenant de la route, mais mon mari s'est acharné à en découvrir en place dans tous les niveaux de la coupe, et j'ai dû abandonner cette hypothèse rassurante!

En aval, la moraine disparaît, cédant la place à un empilement de bancs de blocs, de galets, de graviers et de sables stratifiés subhorizontalement. La composition pétrographique est identique.

Tout ce début de terrasse est une marge proglaciaire. Le glacier est probablement le même que celui qui est responsable des dépôts situés immédiatement en amont et décrits plus haut. Une petite oscillation l'a fait avancer sur son sandur. L'absence totale de moraine argileuse peut s'expliquer par le fait que les versants calcaires et gréseux devaient livrer une très grande quantité de matériel que ce faible glacier diffluent peinait à transporter.

Sous Saxias, en aval du Petit Bornand, entre 620 et 650 m (altitude de la terrasse), l'allure fluviale des dépôts se confirme : la stratification est subhorizontale, le matériel bien trié, roulé et les gros blocs ont disparu; quelques niveaux sablo-graveleux alternent par endroits avec les galets.

La vallée de la Jalandre, qui se jette dans le Borne au Petit-Bornand, a un bassin versant topographique - je dis "topographique" pour le distinguer du bassin versant réel probablement fort différent car tributaire du soutirage karstique - très étendu, puisqu'il draine une partie du flanc nord du Bargy et la dépression marneuse du col de Cenise.

La partie nord-ouest du Bargy contient quelques cirques glaciaires qui sont actuellement des bassins fermés (Lac de Lessy, Nord de la Dent de Jallouvre) et qui ont donc une origine glacio-karstique. Le seul éventuel dépôt morainique est une vague crête sous les voiles d'éboulis du versant nord-est de l'Aiguille Verte qui domine le lac de Lessy (1770-1810 m). Et je n'oserais affirmer qu'il ne s'agit pas là d'un pied d'éboulis glissés.

Ce n'est que beaucoup plus bas, sous le col de Cenise, qu'une longue crête montrant çà et là une moraine hétérogène à dominance de calcaires massifs anguleux apparaît entre 1470 et 1330 m. Elle porte l'alpage de Thianty et est probablement appuyée sur la roche en place. Le matériel qui la compose est erratique car ce versant est taillé dans les marnes.

Au débouché dans la vallée du Borne, la moraine abonde sur les deux rives de la Jalandre. En face du hameau de Puze, des coupes jalonnent la route de 850 à 910 m d'altitude. Jusqu'à 900 m, il s'agit de moraine de fond qui contient des calcaires et des grès variés, ainsi que des marnes. Les éléments sont plutôt anguleux, striés, la matrice argileuse. Entre 900 et 910 m, le faciès devient plus superficiel, bien que la matrice reste très fine. Aucune strie n'est plus visible et des blocs (jusqu'à 1 m de diamètre) sont accumulés au sommet du talus. La lithologie est identique à celle de la moraine de fond sous-jacente. L'erratique grossier apparaît également sur Puze, à 930 m d'altitude. Au Sud du Villard, à 150 m du bord de la terrasse, de part et d'autre du torrent, deux petites crêtes dessinent une langue glaciaire étroite issue du vallon de la Jalandre. Celle de la rive gauche est coupée en deux par la création d'un chemin. Le matériel qui la compose est complexe. Sa limite nord montre du matériel erratique, anguleux à émoussé, hétérogène (lithologie semblable à celle vue plus haut dans le vallon), pris dans une matrice argilo-graveleuse. Puis sont visibles sur 50 cm de distance deux lentilles de sables et de limons mal définies, à stratification subhorizontale, d'une épaisseur de 20 cm. Le Sud de la coupe, non stratifié, constitué de blocs à dominance de calcaire massif clair enrobés dans une matrice gravelo-terreuse, a une allure d'éboulis mêlés à de l'erratique. Ce petit vallum est un mélange de moraine superficielle, de moraine de fond et de dépôts remaniés par les eaux de fonte.

Sans les crêtes du Villard, les dépôts de la route en rive gauche de la Jalandre pourraient être attribués à un lobe du glacier du Borne remontant dans ce vallon latéral déglacé, l'absence d'éléments cristallins du genre de ceux vus au Mosset

n'étant pas forcément significative. Mais ces lambeaux de crêtes, même peu évidents, peuvent raisonnablement être interprétés de la façon suivante : un glacier latéral sortait du vallon de la Jalandre et son front s'arrêtait juste au-dessus de l'ancienne plaine alluviale du Borne.

Un des derniers éléments internes à la vallée du Borne est situé dans la longue gorge de raccordement, entre 580 et 590 m d'altitude, en rive droite. Sur trois mètres de hauteur s'empilent des galets émoussés à roulés, granoclassés, à matrice sableuse, alternant avec des niveaux de sables à crossbeds. La stratification générale est subhorizontale. La lithologie est hétérogène, comprenant des calcaires et des grès variés, quelques brèches et deux ou trois éléments cristallins identiques à ceux du Mosset. Le sommet est chapeauté par quelques gros blocs calcaires probablement éboulés. Cet affleurement est peut-être la dernière trace de l'ancien talweg du Borne. Dans le même versant, à 850 m d'altitude environ, la route traverse une accumulation latérale de blocs erratiques hétérogènes.

3.1.2. Grèzes litées et glaciers rocheux

Comme pour le bassin du Giffre, les formes périglaciaires n'ont pas été cartographiées systématiquement - et peut-être le mériteraient-elles -. Je me suis contentée de recenser les glaciers rocheux et les grèzes litées. Si les glaciers rocheux sont rares dans cette région, les grèzes litées prennent de plus en plus d'importance et on voit se confirmer une tendance déjà esquissée dans le bassin du Giffre : dans ces zones où les sommets ne dépassent pas 2000 m d'altitude, tous les grands versants que dominent des parois rocheuses importantes (sous les Rochers de Leschaux par exemple) doivent leur profil à des grèzes litées. Nous verrons plus loin (chap. IV) la signification paléogéographique de cette caractéristique morphologique.

Les seuls éboulis glissés de la vallée du Borne, évidemment fossiles, sont nés dans les argilites du Trias et les calcaires liasiques de la klippe des Annes, dans le fond du vallon des Bouts. Compris entre 1500 et 1700 m d'altitude, ils sont peu étendus, limités parfois à un bourrelet frontal.

3.2. Vallée du Reposoir

3.2.1. Petit Foron du Reposoir, des Aravis à l'ancienne Chartreuse

Les sommets des Aravis qui dominent la vallée du Reposoir ont des altitudes qui s'abaissent du Sud au Nord, de 2751 m (Pointe Percée) à 2020 m (Tête de la Salle). Les petits cirques glacio-karstiques qui s'y sont développés, jonchés d'éboulis, ne montrent aucune trace de moraine. Le plus évasé d'entre eux, la Combe des Nants, est actuellement un bassin fermé à fond plat. Entre le débouché des cirques et le talweg, le versant présente une série d'étroits replats discontinus. Tous sont structuraux.

En face, sous la Pointe d'Almet, une vague accumulation a été interprétée comme une crête morainique, parce que le matériel qui la constitue se différencie bien des cornieules en place dans le versant. Il n'est cependant pas exclu que ce ne soit qu'un pied d'éboulis glissé.

Ce n'est qu'à 1043 m, à Vallon, qu'apparaît le long de la route, juste à côté du talweg, un affleurement étrange. Sur 4 à 6 m de hauteur, des éléments de toutes tailles, très anguleux, à stratification fruste, sont inclinés vers l'aval et vers le talweg (pendage inférieur à 15°). Le triage est grossier, la matrice, localement abondante, est sableuse, graveleuse ou limoneuse. La lithologie est très peu variée : calcaires massifs clairs, calcaires marneux gris et marnes gris-brun en paillettes. La matrice est plus importante et le triage moins bon à l'amont qu'à l'aval. Ce dépôt est situé au pied d'un versant raide mais sans paroi rocheuse. Le matériel est probablement local et ne provient pas du fond du val car il ne comprend aucun grès. Or les grès de Taveyannaz occupent d'assez vastes surfaces au pied des Aravis. S'il s'agit d'un dépôt morainique dans un lac de barrage proglaciaire, certains éléments devraient être émoussés ou striés. S'il s'agit d'un éboulement, sa provenance est indéterminable. La présence même d'un lac à cet endroit pose un problème : il n'y a aucun dépôt analogue à celui-ci plus bas et aucune crête morainique attestant un barrage. Cet élément reste fort mystérieux.

Entre ce point et l'ancienne Chartreuse, seuls sont visibles quelques vagues placages morainiques. L'ancienne Chartreuse, placée sur une crête obstruant à demi le talweg, est sur la roche en place; il ne s'agit donc pas d'un stade glaciaire, contrairement à ce qu'a écrit ROSSET (1956) dans sa description géologique de la région.

3.2.2. Grand Foron du Reposoir

Quelques ébauches de cirques entament la carapace du flanc sud-est du Bargy, mais la moraine est rare, comme partout dans cette vallée. Il n'en subsiste aucune trace évidente entre 1500 et 2299 m, altitude du sommet du Bargy. Même pauvreté en dépôts dans le versant nord de la Tête d'Aufferand et de la Pointe d'Almet.

Entre 1350 et 1450 m d'altitude, au pied du Bargy, à Plainejoux, une magnifique crête morainique latérale se détache du versant (fig. 37). Elle est jonchée de gros blocs erratiques de calcaires massifs gris ou blancs et de calcaires marneux gris-brun. Longue de 650 m environ, elle est massive et le matériel erratique est visible sur son flanc interne sur plus de 50 m de dénivellation.

Sur l'autre versant, entre 1200 et 1300 m, une crête plus modeste mais tout aussi nette se termine au chalet de la Touvière (fig. 37). Il s'agit d'une moraine latérale locale d'un glacier parti de la Pointe d'Almet. Plus bas, en rive gauche, près du talweg, le chalet de Côte David (1150 m) est également construit sur un amas morainique qui, vu sa position, est probablement un reste de vallum frontal.

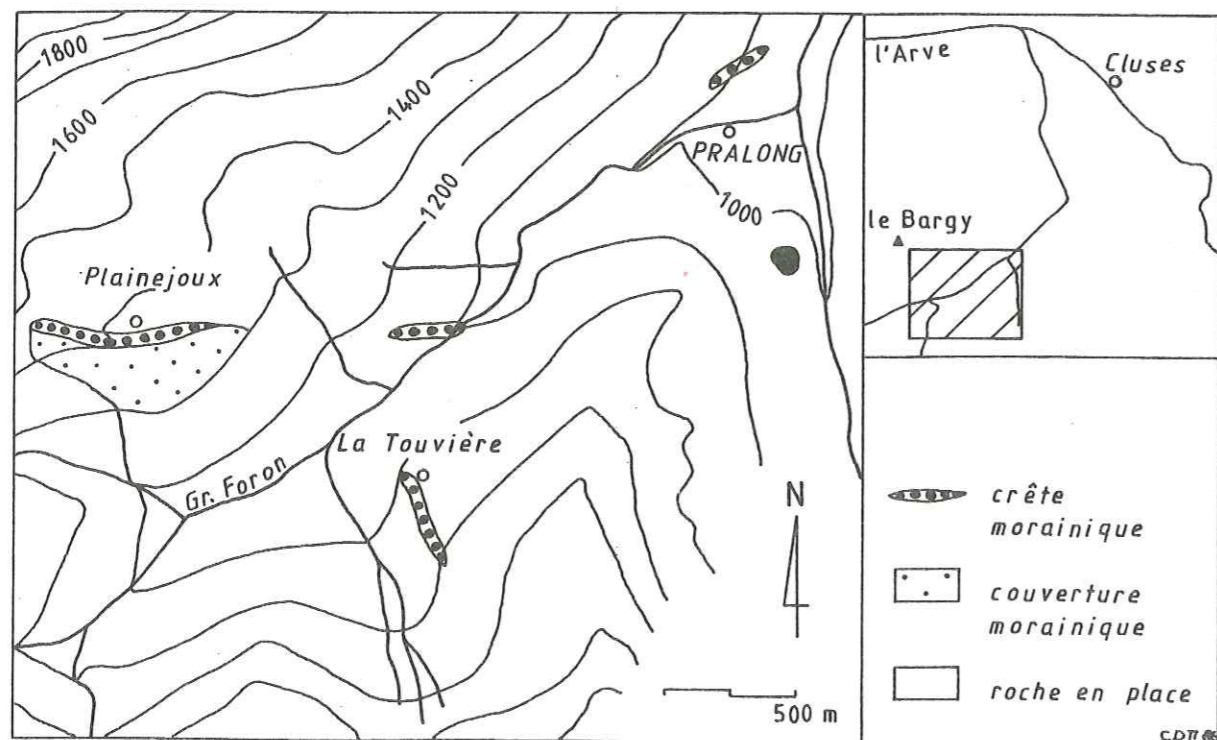


Fig. 37. Morphologie glaciaire de la région de Pralong (Reposoir).

Sur Pralong, à 1000 m environ, le premier virage de la route du col de la Colombière traverse une accumulation de moraine hétérogène et hétérométrique à matrice grossière, qui se poursuit presque jusqu'au talweg et détermine ainsi un stade frontal (fig. 37). La lithologie est variée, mais il est difficile de déterminer si le glacier responsable de cette formation venait du Bargy ou des Aravis. Ce vallum est exactement dans le prolongement de la crête latérale de Plainejoux.

De Pralong à l'entrée de la gorge de raccordement, aucun dépôt significatif ne peut être mis en évidence. Le village de Romme est construit dans un ensellement situé à 1297 m, qui marque la limite nord de la chaîne des Aravis et fait communiquer la vallée de l'Arve avec celle du Reposoir. Juste au Sud du village, côté Reposoir, une petite coupe est ouverte à 1320 m d'altitude dans une moraine hétérogène faite de calcaires et de grès, à matrice gravelo-terreuse. Les gros blocs (environ 1 m de diamètre) sont peu nombreux et surtout accumulés au sommet de l'affleurement. Tous les éléments sont anguleux. Si le mélange lithologique n'était pas aussi marqué, je n'oserais croire à de la moraine. Aucun élément cristallin ne vient troubler l'hypothèse d'un glacier local. Au contraire, la présence de quelques galets d'un calcaire noir très fossilifère que j'ai observé en place dans le verrou situé sous les Aravis me ferait plutôt pencher en faveur du glacier du Reposoir. Sans la coupe, cette accumulation latérale serait insoupçonnable, car la pente du versant est constante.

Au débouché de la vallée du Foron du Reposoir, rive gauche, au-dessus du hameau de Neyrolles (760 m), la route entaille un placage morainique à éléments cristallins (gneiss et granites du Mont Blanc). Un peu plus haut (820 m), le matériel est nettement plus mélangé : granites, gneiss, calcaires, grès variés dont grès de Taveyannaz. Ces derniers, qui n'apparaissent que dans le versant ouest des Aravis ou en rive droite de l'Arve, ne peuvent donc provenir que du Reposoir.

Aucune forme ou dépôt périglaciaire n'apparaît de façon évidente dans cette vallée. Il est possible que les grèzes litées soient tout aussi abondantes que dans la vallée du Borne, mais aucune coupe ne l'atteste actuellement. Cependant, les versants ont par endroits cette topographie caractéristique à pente forte et constante dominée par une paroi rocheuse.

4. Versant nord du Bargy (carte 3)

4.1. Formes glaciaires et paraglaciaires

4.1.1. Le vallon du lac Bénit (fig. 39)

L'extraordinaire amphithéâtre géant qui domine le lac Bénit est la seule dépression importante dans le flanc nord-est de l'anticlinal coffré du Bargy, diplope entièrement rocheux (fig. 38). Profond de 400 m environ, il a défoncé la carapace urgonienne dans toute son épaisseur. La dissolution n'est certainement pas étrangère à sa formation, mais un glacier l'a occupé, qui a profondément surcreusé le pied du versant, engendrant la dépression du lac Bénit. Celle-ci est barrée par un vallum complet d'une vingtaine de mètres de hauteur (1450 à 1470m). A l'extérieur du vallum, la large crête latérale des Malacquis est morainique sur tout son pourtour entre 1500 et 1550, même si elle repose sur une épaisse assise marneuse visible au pied du Bargy et jusqu'à 1500 m sur ses pentes. Aucun dépôt corréable avec cette crête n'existe à l'aval.

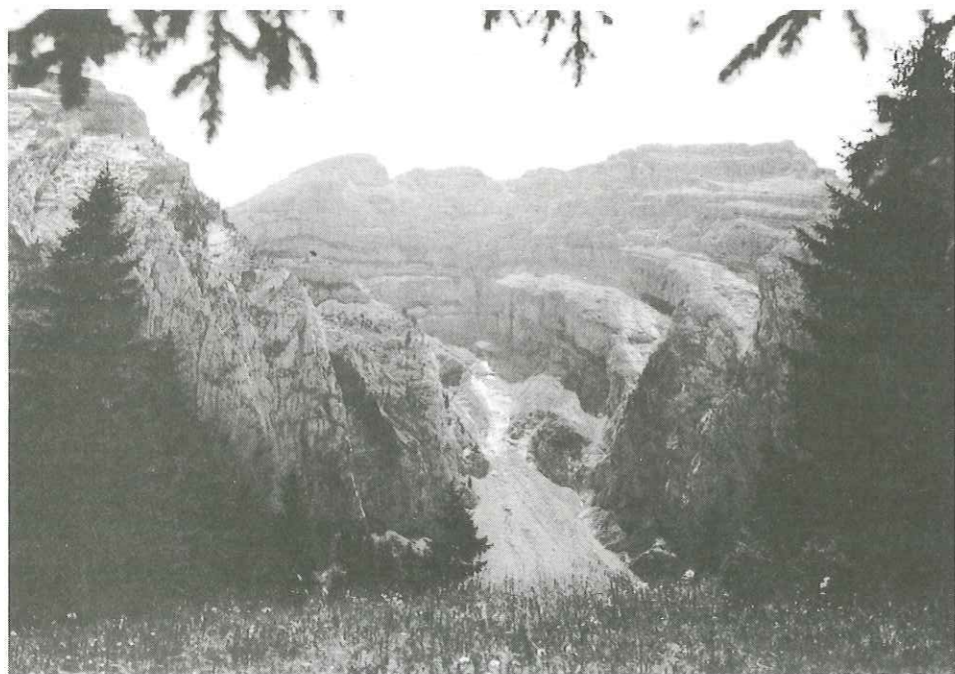


Fig. 38. Le cirque glacio-karstique du lac Bénit, dans le Bargy.

4.1.2. Vallée du Bronze

Le Bronze, qui prend sa source dans les marnes de Cenise, au pied de l'anticlinal du Bargy, a un bassin versant complexe. Il draine toute la partie centrale du Bargy et, par ses affluents, provenant tous de sa rive gauche, la vaste dépression de Solaizon, située entre les Rochers de Leschaux et la Pointe d'Andey. Une capture est certainement à l'origine de l'organisation particulière de ce réseau. En effet, à Mont Saxonnex, le Bronze qui débouche de son vallon sur ce large replat structural fait un coude brusque en direction de l'Ouest et va se jeter dans des gorges profondes, alors qu'un talweg bien incisé s'inscrit exactement dans son prolongement et gagne la vallée de l'Arve à Vougy. Notons que le torrent qui emprunte actuellement ce tracé, le Cé, voit sa source remonter à moins de 150 m de distance du coude du Bronze, ce qui laisse présager une capture imminente, capture qui ne ferait que rétablir le Bronze dans son cours "normal".

Près des sources du Bronze apparaît une première crête morainique latérale, située en rive gauche, de 1450 à 1510 m. Composée surtout de blocs de calcaires massifs, elle tranche sur le versant constitué de marnes sombres.

Plus bas, le petit bassin évasé de Mollesule montre une magnifique morphologie de moraines (fig. 39). En rive droite, le bas du versant éboulé de la Combe de Biolland est bordé par deux crêtes, l'une longue de 300 à 400 m qui se ferme presque dans le talweg (1240 - 1310 m), l'autre de moitié plus courte logée au pied de la première. Si la plus haute est indubitablement morainique, la seconde est constituée de roche en place (fig. 40). Juste en aval, un amas de matériel erratique haut d'une vingtaine de mètres barre la vallée sur toute sa largeur. Un deuxième vallum, fait de deux crêtes latéro-frontales, apparaît à 400 m du premier, à 1200 m. En rive gauche, la moraine, bien définie morphologiquement, se poursuit sur 600 m environ. Au-delà de ce complexe, sur quelques centaines de mètres de distance, tout le fond de la vallée est parsemé d'erratique en blocs hétérogènes de toutes tailles.

Le replat de Mont Saxonnex est par endroits empâté d'une épaisse couverture morainique. Celle que révèlent les fouilles de construction de deux chalets, situées en rive droite du Bronze à la hauteur du coude de capture (1030 m), est une moraine de fond banale, à matrice argileuse et matériel local (calcaires et grès) bien émoussé. Sur Pinru, à la sortie du vallon du Bronze, un important dépôt meuble découpé en crête par les torrents pose un problème. Sur quelques mètres de hauteur s'accumule un matériel anguleux qui comprend toutes les fractions

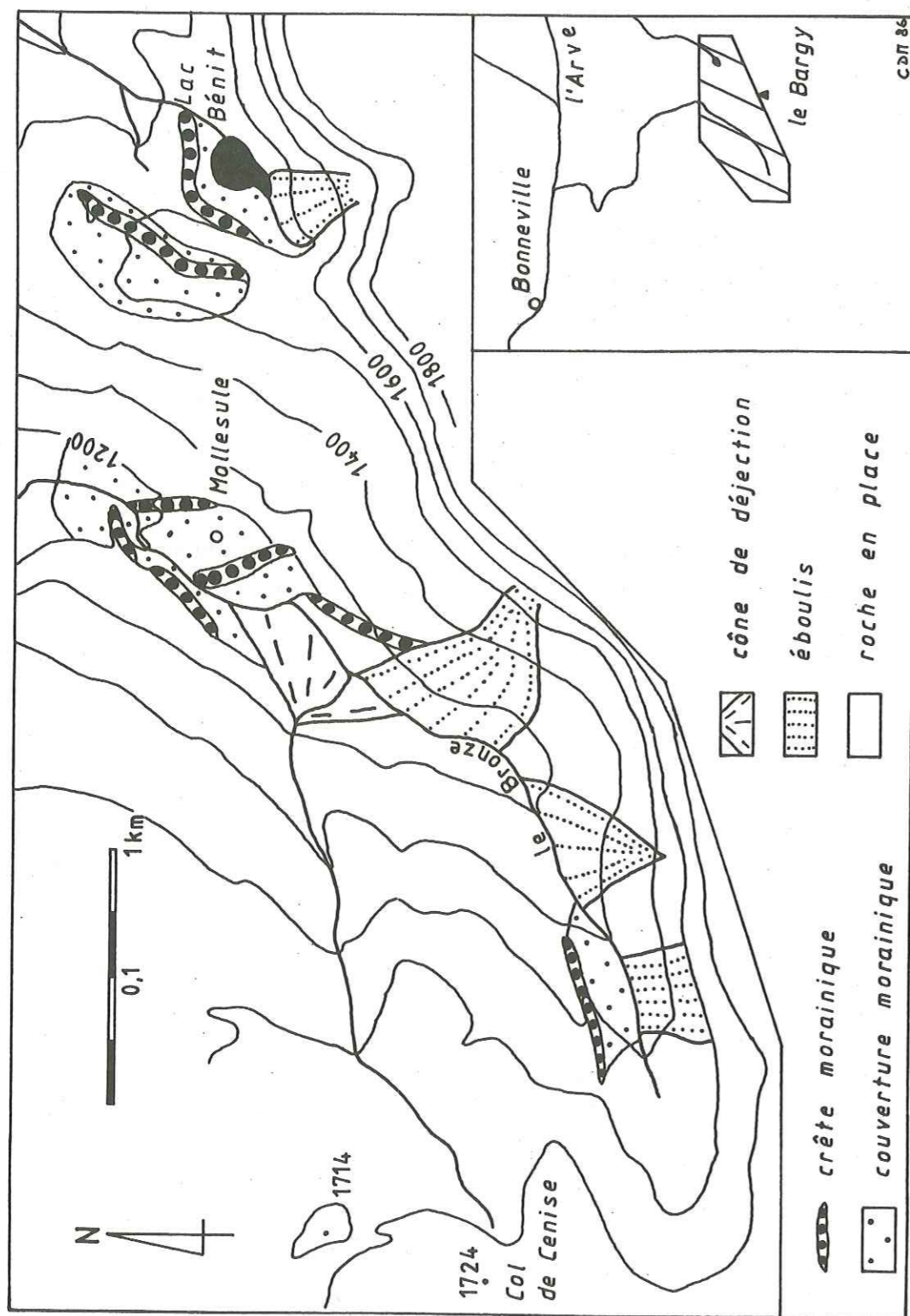


Fig. 39. Esquisse morphologique du Lac Bénit et de la haute vallée du Bronze.

granulométriques, du gravier au bloc de 4 m de diamètre. La matrice est gravelo-terreuse, la lithologie peu variée : calcaires massifs beiges ou gris, quelques calcaires marneux gris-brun. Cette accumulation occupe une vaste surface bombée longue de plus de 300 m et large d'une centaine de mètres. Son origine est peu claire. S'il s'agit d'un éboulement, il provient d'une zone assez éloignée puisque les blocs urgoniens sont en majorité. Il est possible d'envisager un éboulement sur le glacier du Bronze et déposé en vrac au front.



Fig. 40. La crête morainique latérale de Mollesule.

A l'Est de Mont Saxonnex, à 950 m d'altitude, la crête de Frenay, longue de 250 m, à contrepente marquée, est, au vu du matériel erratique visible à sa surface, une moraine latérale du glacier de l'Arve. A l'Ouest du village, le long de la route menant à Brison, à altitude égale, le talus montre un petit dépôt de barrage : sur quelques mètres affleure un dépôt hétérogène où le calcaire urgonien domine (80% du volume total); le reste est constitué de calcaires noirs, de grès, accompagnés de quelques quartzites dont j'ignore la provenance. La taille des éléments dépasse rarement 10 cm. Les galets conservent quelques stries, sont parfois bien émoussés à arrondis. La stratification, inclinée vers l'aval, est fruste, soulignée par des niveaux de galets et quelques lentilles sableuses. La matrice est

essentiellement constituée de sables grossiers. Ce petit dépôt paraglaciale est probablement d'origine locale. Il n'a aucune caractéristique morphologique.

Deux vagues crêtes apparaissent aux alentours de 1500 m, entre les nombreuses dolines du col de Solaizon sous les Rochers de Leschaux. Il serait très difficile de les interpréter comme des éléments morainiques sans le secours de deux petits affleurements; ceux-ci révèlent une accumulation de blocs hétérométriques de calcaires massifs beiges (Urgonien) auxquels s'ajoutent quelques calcaires marneux gris ou bruns, très émousés et lapiasés - particulièrement ceux qui se trouvent en surface - , pris dans une matrice argilo-terreuse brune. Les fractions graviers et galets sont anguleuses. Entre les crêtes, la couverture morainique à gros blocs est omniprésente. Un glacier descendu des Rochers de Leschaux est certainement responsable de ces formations.

4.2. Glaciers rocheux

Les deux glaciers rocheux de cette région sont jointifs et de taille très réduite. Leur longueur ne dépasse pas 350 m, mais leur morphologie est très classique. Partis du pied des Rochers de Leschaux, vers 1510 m, ils se sont écoulés sur une pente faible, l'un en direction de la vallée du Borne, l'autre de Solaizon. Ils sont actuellement inactifs, colonisés par une forêt clairsemée.

5. Basse vallée de l'Arve (cartes 4 et 5)













Les dépôts récents de la basse vallée de l'Arve et de la Menoge ont été étudiés récemment en détail dans deux thèses de géologie, celle d'ARMAND (1978) et celle de KARNAY (1980). Les résultats de ces auteurs, fondés en partie sur l'interprétation de nombreux forages, m'ont permis de préciser la cartographie de certains éléments. Leurs observations diffèrent des miennes, en particulier parce que les conditions d'affleurement ont changé. Je n'ai pas l'intention d'en effectuer une comparaison détaillée, et je discuterai les résultats obtenus dans le chapitre IV.

La description de cette région, qui comprend la plaine de l'Arve et ses abords immédiats, mais aussi toute la vallée de la Menoge et une partie du plateau molassique des Bornes, exige un découpage dépendant davantage de la position des formes et dépôts en présence que de la topographie; la largeur de la vallée est un sérieux obstacle à une description d'amont en aval, qui obligerait à juxtaposer des éléments fort divers.

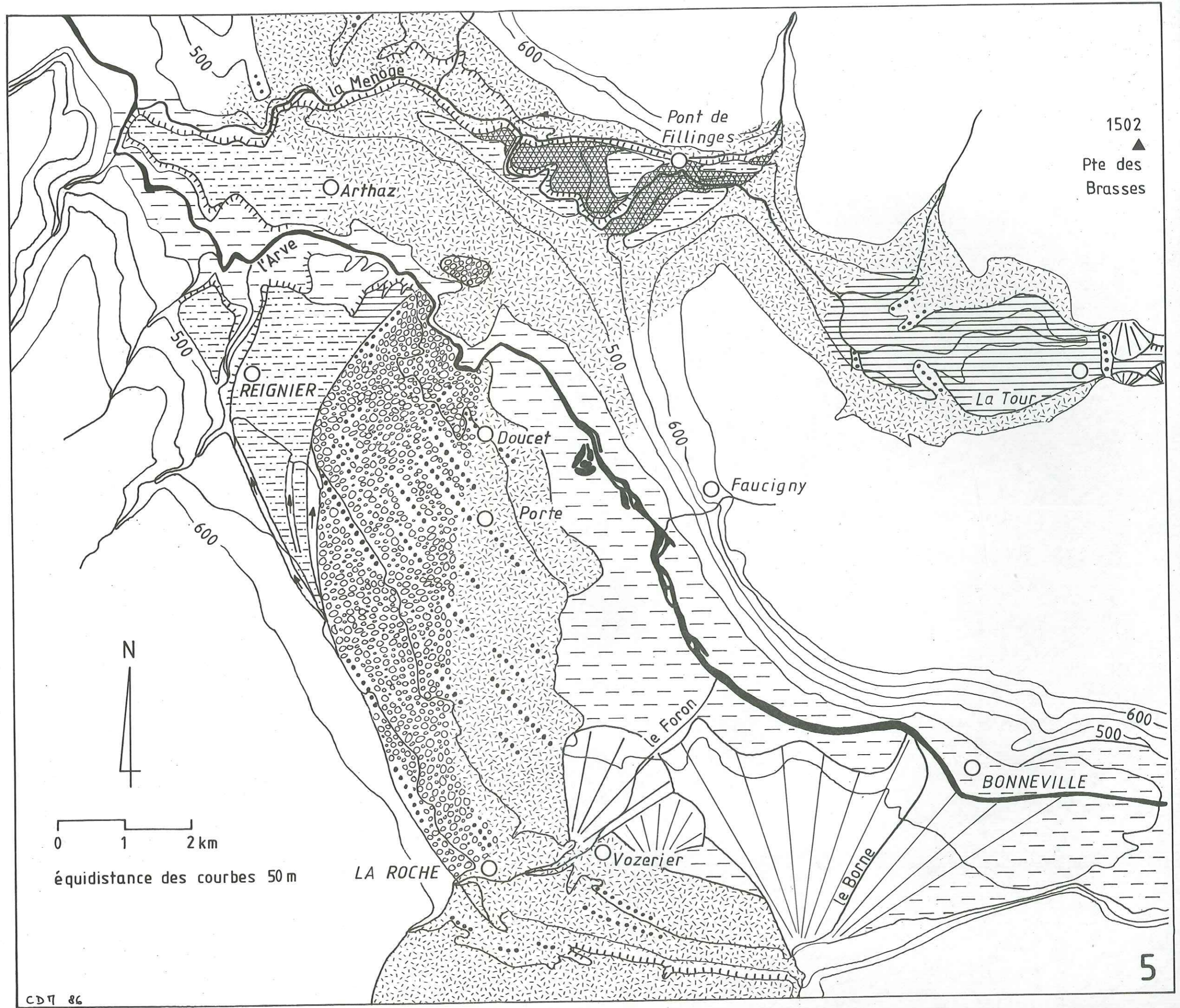
5.1. La plaine de l'Arve et ses abords

5.1.1. La vallée de l'Arve de Cluses à Bonneville

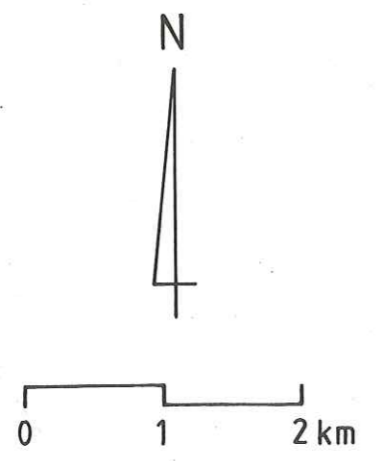
En amont de Marignier, sous le Mont Orche, une terrasse irrégulière, étroite, inclinée, longe le bord de la plaine entre Soucy et les Rôts, soit sur plus de trois kilomètres. Son altitude passe de 540 m à l'amont à 510 m à l'aval et son talus à pente variable domine le fond de la vallée d'une cinquantaine de mètres. Une éraillure visible sur la Mairie de Thiez montre une moraine argileuse à blocs hétérogènes ne dépassant pas 1 m de diamètre. En surface, seuls des blocs erratiques sont repérables ici ou là. Sous Soucy en revanche, à l'origine de la terrasse, un affleurement en mauvais état laisse voir un matériel hétérogène contenant environ 10% de roches cristallines, hétérométrique, à matrice terreuse. Certains blocs de calcaire massif et de grès sont striés. Une quarantaine de mètres plus bas, entre la Place et les Granges, le pied du talus est accidenté par une crête d'une dizaine de mètres de hauteur, longue de près de 500 m, qui vient mourir au lieu-dit la Crête. La courbe de niveau 500 la souligne très bien. Seuls quelques blocs sont visibles en surface. Ces formes d'accumulation traduisent deux oscillations latérales du glacier de l'Arve.

-  cordons morainiques observés ou supposés, latéraux ou frontaux
-  bord de terrasse taillée dans des dépôts meubles
-  chenal paraglacière
-  ancien talweg
-  cône de déjection récent
-  alluvions récentes
-  dépôts glacio-lacustres
-  dépôts fluvio-glaciaires
-  zone des Rocailles
-  accumulations importantes de moraine de fond
-  moraine indifférenciée
-  non précisé

Légende de la carte 5 : DETAIL DES DEPOTS GLACIAIRES ET PARAGLACIAIRES DE LA PLAINE DE L'ARVE.



1502
▲
Pte des
Brasses



équidistance des courbes 50 m

En face de Bonneville, en bordure du cône du Borne, le village de Dessy est surmonté, entre 480 et 500 m, d'un bourrelet probablement morainique qui a une forme légèrement arquée. Aucune coupe n'est visible, mais une quantité de blocs erratiques de 50 cm à 1 m de diamètre où dominant les éléments cristallins atteste son origine.

5.1.2. Du débouché du Borne à la Roche-sur-Foron

Une large terrasse, qui porte les villages de St-Laurent et de St-Sixt, domine de plus de 100 m le fond de la vallée. Remarquablement constante, elle dépasse trois kilomètres de longueur, est soulignée par un talus presque entièrement enforesté dont le sommet passe de 630 à 600 m. A proximité du bord de la terrasse, sous St-Laurent, affleure une moraine superficielle à matrice grossière, composée de gros blocs de calcaires massifs clairs (probablement urgoniens pour la plupart), anguleux, accompagnés de galets plus hétérogènes à émoussé variable, qui livrent quelques éléments cristallins.

Cette immense terrasse est d'origine glaciaire. Elle se termine à l'aval à l'extrémité du **BOIS DES FOURNETS**, entaillée en crête par un petit ruisseau. Une petite coupe apparaît près du sommet (fig. 41).

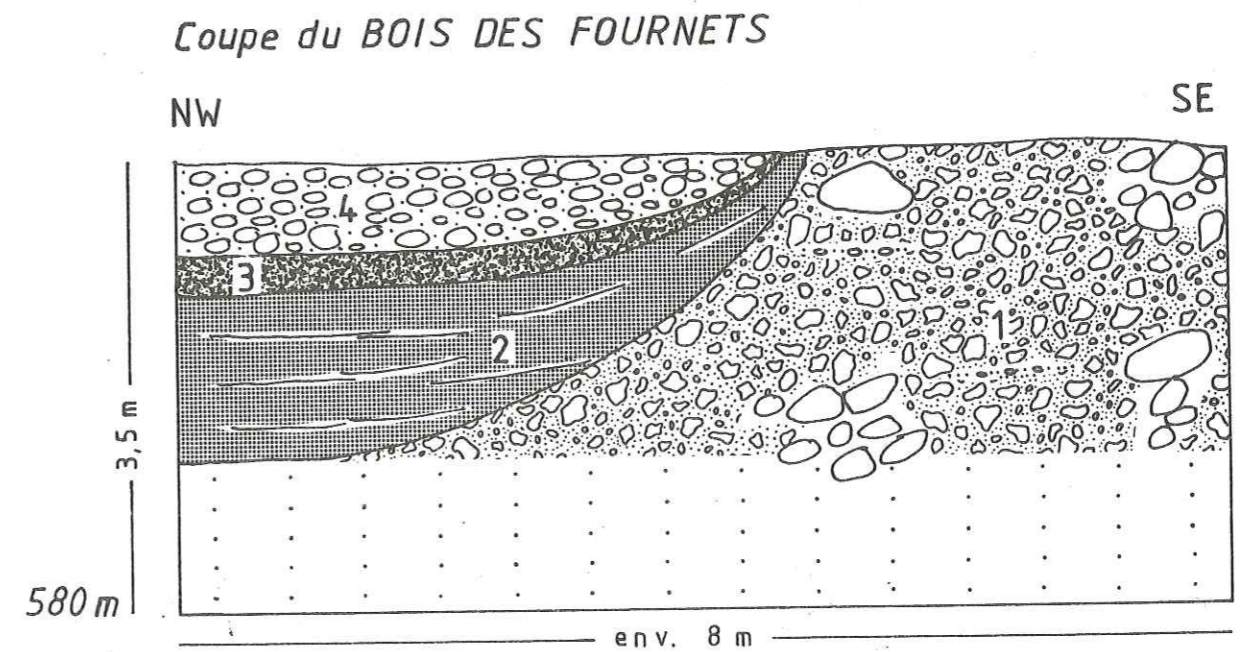


Fig. 41. Coupe de Bois des Fournets. Coord. 2125,2/908,7.

Description stratigraphique

1. Cailloutis bien émoussés à matrice sableuse. Accumulations locales de blocs. Stratification inexistante, sauf dans quelques passées plus sableuses, discontinues. Niveau échantillonné (cf. résultats des analyses p. 163, 171 et 186).
2. Sables à stratification subhorizontale et entrecroisée.
3. Gravier stratifiés
4. Gros blocs empilés. Matrice grossière rare.

Les niveaux 2 à 4, transgressifs sur 1, se sont probablement sédimentés dans un chenal fluvial. La pétrographie est la même dans tous les niveaux. Les stries sont nombreuses sur les galets et les blocs, bien que ces derniers soient en général bien émoussés. Il s'agit de moraine superficielle remaniée par les eaux de fonte paraglaciales ou par un torrent venu du versant. Il faut remarquer l'absence du matériel urgonien qui caractérisait les dépôts en amont.

Entre l'extrémité occidentale du Bois des Fournets et Broÿ, à 600 m d'altitude, trois lambeaux de cordons en enfilade montrent des blocs erratiques calcaires ou cristallins (y compris protogine) atteignant 3 à 4 m³.

Sur Vozerier et St-Maurice-de-Rumilly, entre 480 et 530 m, le pied de la terrasse de St-Laurent - St-Sixt a une morphologie de buttes discontinues, plus ou moins allongées, disposées parallèlement au bord de la terrasse. Près du Crêt, au-dessus de St-Maurice (511 m), une petite coupe livre du matériel erratique hétérogène (gneiss, granites, calcaires, grès, brèches) remanié par les eaux courantes et déposé en niveaux de galets et petits blocs roulés, de sables et graviers, à stratification subhorizontale. Sur **VOZIER**, le hameau des Cris est construit entre les deux crêtes les plus importantes. La crête inférieure, comprise entre 480 et 500 m, est défoncée par deux grosses exploitations séparées par la route. Celle de l'Ouest est presque comblée et ne montre plus que quelques niveaux de sables, de galets et de blocs à stratification très dérangée, au pendage incliné d'environ 20° vers la vallée. La pétrographie est hétérogène, les bancs de sables atteignent trois mètres d'épaisseur à un endroit. Une profonde tranchée révèle la présence de moraine de fond à la base. La deuxième gravière a un front de taille en mauvais état, d'une dizaine de mètres de hauteur (fig. 42).

Gravière de VOZIER (d'après photo)

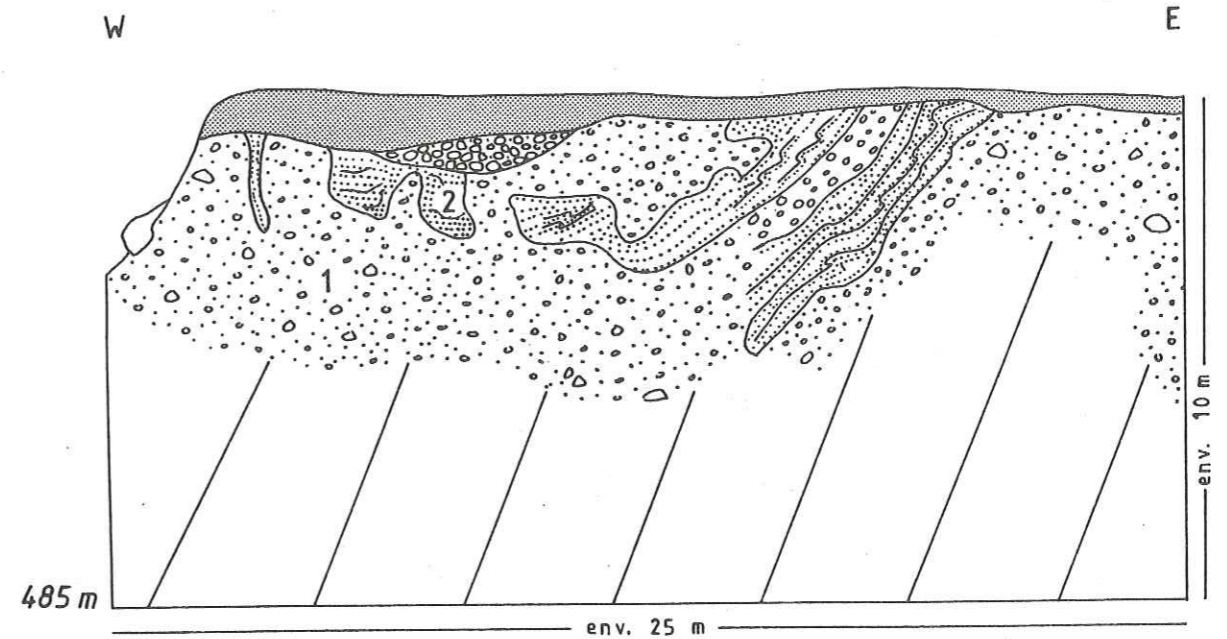


Fig. 42. Coupe de la gravière de Vozerier. Coord. 2126/909,4.

Description stratigraphique

1. Matériel hétérogène et hétérométrique à matrice sablo-graveleuse. L'ensemble paraît non stratifié. Niveau échantillonné (cf. résultats des analyses p. 163, 174 et 186).
2. Ici ou là apparaissent quelques niveaux de sables (atteignant 2 m d'épaisseur) et de limons intercalés sans ordre. Le pendage est plus ou moins horizontal ou très dérangé (localement subvertical), affecté par des espèces de plis accompagnés de quelques failles peut-être inverses.

Non visible sur la photo, un banc de sables grossiers à fins, d'une épaisseur de 3 m environ, situé à la base du front de taille, a été mis à jour par creusement en un point. La stratification apparaît horizontale, elle est peut-être entrecroisée à l'échelle du banc considéré dans son développement tridimensionnel complet.

La pétrographie est variée : granites, gneiss et schistes cristallins, calcaires de toutes sortes, grès. Les galets sont parfois très roulés.

Le milieu de sédimentation est une marge glaciaire latérale où la moraine superficielle est remaniée dans des gouilles parfois importantes, à en juger par le résidu de delta vu dans la première gravière. Toute cette zone a pu être affectée par des oscillations glaciaires de faible ampleur, d'où le dérangement des niveaux supérieurs et ces curieuses figures de sédimentation. La morphologie actuelle est peut-être liée à la présence de vastes kettles, développées sur la glace morte recouverte de débris lors du retrait définitif du glacier.

5.1.3. Entre la Roche-sur-Foron et Reignier, la zone des "Rocailles"

A partir de la Roche-sur-Foron, la plaine de l'Arve, large de plus de cinq kilomètres, a un relief passablement tourmenté. La photographie aérienne révèle une série de crêtes parallèles à l'axe de la vallée, d'inégale longueur, hautes d'une dizaine de mètres en moyenne, s'échelonnant par paliers irréguliers de 600 à 450 m d'altitude, en rive gauche. Elles sont bordées à l'aval par quelques bourrelets perpendiculaires. Seules les plus importantes ont été reportées sur les cartes. Entre ces reliefs, la topographie est parfois affectée par des dépressions encore marécageuses. La partie extérieure de cette zone, grâce à la forêt qui en occupe encore de grandes surfaces, dessine un ample croissant dont la pointe sud se perd à l'entrée de la Roche. C'est la zone dite des Rocailles, beaucoup plus sauvage que la zone interne dont l'essentiel de la surface est cultivé. Il s'agit d'un vaste complexe morainique - qualifié par FAVRE (1867) de "*phénomène erratique dont la beauté scientifique n'a pas d'égale*" - et les différences topographiques tiennent essentiellement à la nature des dépôts. Dans la zone des Rocailles, des amas de gros blocs de calcaire massif beige (Urgonien) marquent la surface des crêtes, alors que dans la zone interne, les blocs apparents se font rares et qu'il est souvent impossible de voir le matériel qui compose les bombements topographiques. L'examen détaillé des quelques coupes disponibles complique encore la situation.

Dans les Rocailles, au Sud-Est de l'Ecule, le long de la route, une éraillure longitudinale dans une des crêtes montre une accumulation hétérométrique de blocs de calcaire urgonien prise dans une matrice grossière et terreuse beige. Tous les éléments sont anguleux. Cette coupe semble représentative de la plupart des crêtes enforestées des Rocailles. Quelques blocs urgoniens de grande taille (4 à 10 m de hauteur ou davantage) sont disséminés entre les crêtes. Le plus important dépasse 20 m de hauteur. Le dolmen de la Pierre aux Fées, situé juste à l'Ouest de la crête de l'Ecule, fait un étonnant contraste avec cette masse calcaire, car il est constitué de trois énormes blocs bien émoussés de granite du Mont Blanc.

A DOUCET, une gravière désaffectée ouverte dans un vague bourrelet montre deux coupes. La première, en très mauvais état, a une direction grosso modo parallèle à l'axe de la vallée. Seul son sommet est encore visible et révèle un pavage de gros blocs (jusqu'à 10 m³) de granites du Mont Blanc emballés dans une matrice indéfinissable, d'origine fluviatile en apparence (prédominance de galets roulés). Perpendiculaire à la première, la seconde coupe est un peu plus fraîche (fig. 43).

Gravière de DOUCET

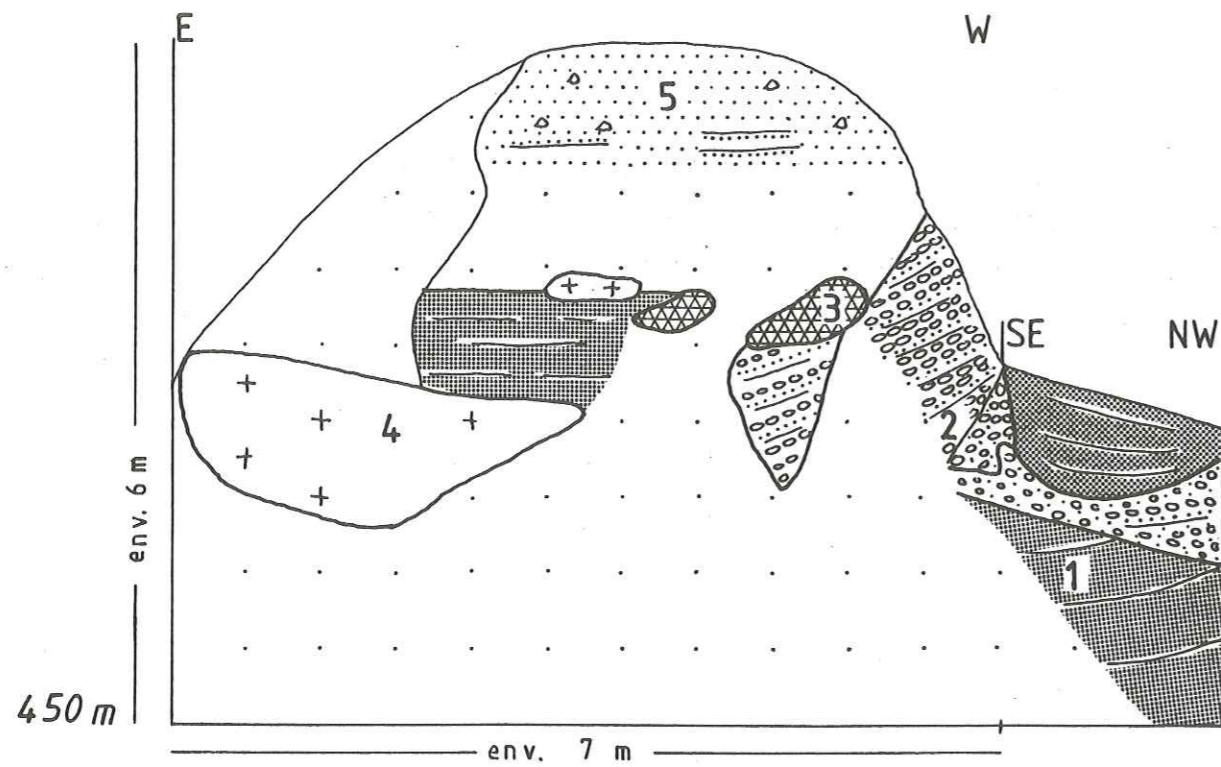


Fig. 43. Vue générale de la coupe de Doucet. Coord. 133/907,1.

Description stratigraphique (cf. résultats des analyses p. 162, 170 et 185).

1. Epais niveaux de sables à stratification oblique ou subhorizontale localement dérangée par des failles.
2. Galets bien émoussés, matrice sableuse grossière, en niveaux vaguement stratifiés (pendage environ 30° vers le Sud-Est). La stratification est parfois dérangée.
3. Lentilles de moraine de fond, non stratifiées.
4. Blocs de granite du Mont Blanc très fragilisés.
5. Niveau très altéré. Matrice limoneuse brune emballant quelques petits galets anguleux.

L'examen détaillé de la partie de l'affleurement orientée SE-NW (fig. 44) permet de préciser un peu le milieu de sédimentation.

Gravière de DOUCET (détail) (dessin d'après photo)

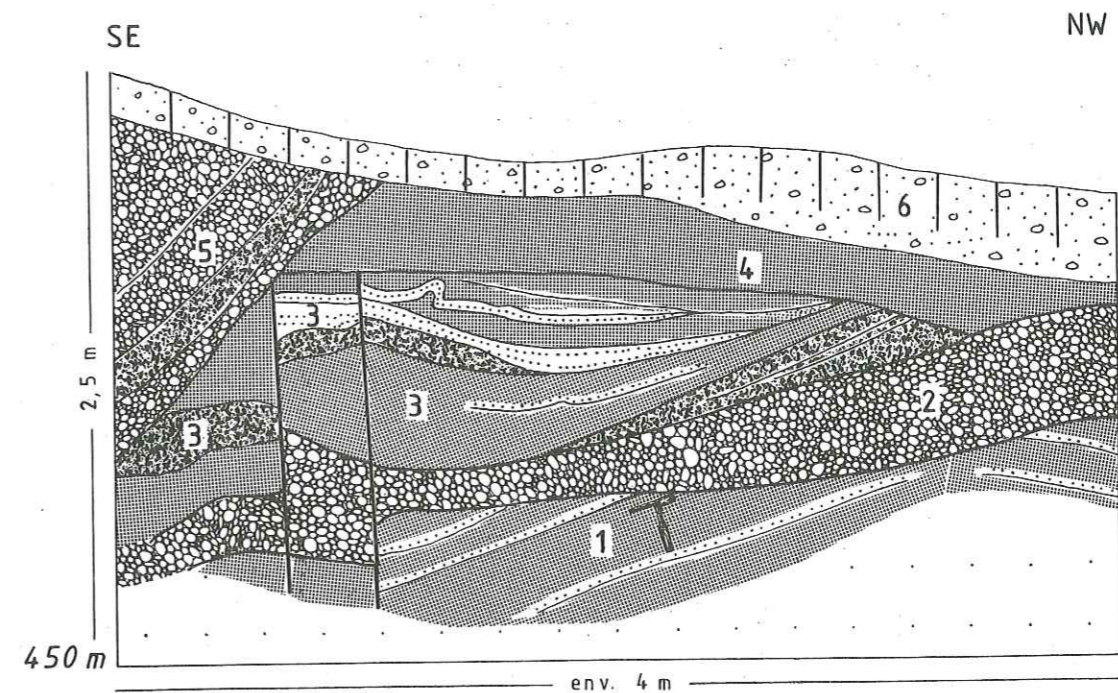


Fig. 35. Fragment de la coupe de Doucet, orienté dans l'axe de la vallée.

Description stratigraphique

1. Sables grossiers à fins finement lités, à stratification entrecroisée.
2. Galets et sables sans stratification marquée. Matériel identique au niveau 5. La base érode le niveau 1.
3. "Cross-lamination" dans des sables grossiers à fins, des limons et des graviers en minces lits parfois lenticulaires. Les niveaux fins sont affectés par des ébauches de "convolute bedding". Contact érosif sur le niveau inférieur.
4. Epais banc de sable fin. Stratification subhorizontale. Tranche sur les couches inférieures.
5. Galets et graviers à matrice sableuse (correspond au niveau 2 de la fig. 34). Stratification fruste, fortement inclinée. Contact érosif sur les niveaux adjacents.
6. Galets anguleux à émoussés à matrice limoneuse. Niveau partiellement affecté par la pédogenèse. Pourrait être d'origine anthropique (déblai).

Les niveaux 2 et 3 sont affectés par deux failles verticales.

Ce dépôt est né dans un sandur. Tous les éléments décrits ci-dessus sont dus à une sédimentation fluviale dans un milieu de chenaux anastomosés. La présence de moraine de fond et des blocs granitiques prouve la proximité immédiate du glacier. Il est difficile d'affirmer que la forte inclinaison des niveaux de galets, ainsi que la discordance marquée entre ceux-ci et les sables sont dues à la glaciectonique, mais il est possible d'imaginer que ce milieu instable a été bousculé par une petite oscillation du glacier, responsable de l'apparition de failles dans les galets. La coupe de Doucet marque la limite orientale des Rocailles.

Au Sud de Doucet, le hameau de **PORTE** d'en Haut est construit sur une longue crête dont l'extrémité nord est entaillée et montre un énorme bloc urgonien pris dans une gangue de moraine argileuse et graveleuse à blocs striés, de taille variable. La pétrographie est hétérogène. A quelques dizaines de mètres au Sud, la route entaille le sommet de la crête (coord. 131,6/906,8), ce qui met à jour un matériel totalement différent (cf. résultats des analyses p. 162 et 175). Sur 2 m de hauteur s'accumulent des galets à matrice sableuse, non stratifiés, intercalés avec des niveaux de sables grossiers à fins à stratification entrecroisée. La pétrographie est hétérogène, contient beaucoup de granites du Mont Blanc très fragilisés, des calcaires variés, des grès, etc. Les galets sont très variablement émoussés, certains éléments sont très anguleux, d'autres complètement roulés. Ce dépôt affleure très mal, mais il présente une analogie certaine avec la coupe de Doucet.

Les coupes de Porte illustrent très bien la complexité de la zone des Rocailles. Dans une seule et même crête bien définie morphologiquement, à quelques dizaines de mètres de distance, apparaissent de la moraine d'ablation et des dépôts de sandur. Toutes les crêtes situées au Sud de Porte sont susceptibles de présenter les mêmes complications, mais aucun autre affleurement n'est visible.

Au front des Rocailles, la gravière de Boringe est totalement désaffectée et seule apparaît par endroits un vague pendage incliné vers l'aval, rappelant une structure deltaïque. KARNAY (1980) a levé cette coupe quand elle était encore en exploitation. D'après sa description, le milieu de sédimentation était changeant, des dépôts fluviaux passant à des niveaux lacustres et vice-versa. Au SE de la gravière, au contact avec les crêtes morainiques de l'Ecule, la sédimentation était encore plus complexe, passant à des accumulations de moraine.

La gravière du château de **VILLY** (coord. 134,4/905,9), ouverte à 500 m à peine au NE de celle de Boringe, est aussi en fin d'exploitation. La coupe, haute de 1 à 5 m au maximum, est entièrement taillée dans des foresets à pendage de 30° en moyenne, distribués en éventail en direction de l'W, du NW et du NNE. Ce petit delta est constitué d'une alternance irrégulière de sables, de graviers et de galets, ces derniers étant parfois complètement lavés (cf. résultats des analyses p. 162, 169 et 191). La pétrographie est différenciée, l'usure des galets variable. Aucune strie n'est visible. Ça et là apparaissent des crachées de galets urgoniens anguleux en lentilles. A un endroit, à l'extrémité sud de la coupe, sur 1 m de hauteur, une accumulation hétérogène et non stratifiée tranche brutalement sur les foresets. Il s'agit probablement d'un paquet de moraine, ce qui, avec les lentilles de calcaire urgonien, atteste le caractère proglaciaire de ce delta. Chose curieuse, morphologiquement parlant, cette formation est légèrement perchée; elle domine d'une bonne dizaine de mètres les environs immédiats. A l'aval, un petit réseau hydrographique surimposé en est peut-être responsable. A l'arrière, une dépression thermokarstique a fort bien pu se former dans les dépôts morainiques.

Il s'avère très difficile de donner une explication détaillée satisfaisante de ce qui s'est passé dans cette région des Rocailles. La présence des blocs de calcaire urgonien est attribuée depuis fort longtemps à un éboulement issu du massif des Bornes qui a recouvert une partie du glacier de l'Arve pour être finalement déposé au front et en rive gauche de celui-ci (FAVRE, 1967, DELEBECQUE, 1909, KILIAN, 1916, MEJEAN, 1928). Le fait n'est pas douteux, seules les modalités du dépôt varient suivant les auteurs. Pour DELEBECQUE, l'éboulement s'est effectué sur le glacier du Borne encore confluent avec celui de l'Arve. Si tel était le cas, le glacier du Borne aurait confiné le matériel éboulé en rive gauche de l'Arve. L'explication de MEJEAN (l'éboulement serait parti de la Pointe d'Andey directement sur le glacier de l'Arve) est intéressante. Mais le véritable problème est ailleurs. Si l'ensemble des Rocailles a une forme qui évoque bien un stade latéro-frontal, la morphologie de détail et les dépôts visibles suggèrent une genèse assez complexe. Comment expliquer l'alignement des crêtes dans l'axe de la vallée, leur parallélisme, leur nombre ? Il est possible que l'éboulement soit survenu sur un glacier mal alimenté, dont la lente fusion a engendré des dépressions glacio-karstiques; de petites oscillations locales ont pu se produire, et les eaux de fonte jouer un rôle dans la morphogenèse. D'après ARMAND (1978), les crêtes des Rocailles reposent sur des argiles. Il ne précise pas s'il s'agit d'argiles lacustres ou morainiques. Dans l'éventualité du premier cas, le mystère des Rocailles s'épaissit.

Par contre, s'il s'agit de moraine d'ablation, mon hypothèse d'explication, bien qu'incomplète, devient plausible.

En rive droite, la plaine est plus réduite. Seuls quelques blocs de calcaire urgonien sont repérables au Nord de Boringes. En aval de Contamine, le versant est un plan légèrement incliné en direction de l'Arve, à surface irrégulière présentant de vagues bourrelets, peut-être dus en partie à la dynamique des petits ruisseaux perpendiculaires au cours de la rivière; il est entièrement constitué de dépôts meubles d'origine glaciaire, très rarement visibles.

Entre Findrol et Nangy, au lieu-dit **CROIX DES SERVES** (coord. 135,5/907,2), le bord de la route livre sur 2 m de hauteur des bancs de sables épais (jusqu'à 1,5 m par endroits), alternant avec des niveaux de galets à matrice sableuse. La stratification est légèrement oblique, inclinée vers l'aval. Les éléments sont variablement émoussés, souvent striés, et les "fers à repasser" sont nombreux (cf. résultats des analyses p. 162, 167 et 186). Ce placage de moraine lavée de sa fraction fine est probablement assez caractéristique des environs.

5.1.4. Du front des Rocailles à la confluence Arve-Menoge

Devant les Rocailles apparaît une surface irrégulière, disséquée par les cours d'eau, dominant l'Arve par un talus haut d'une cinquantaine de mètres. Son altitude est de 475 m en moyenne. Elle comprend la terrasse de Reignier à Cry, de Champ du Bois et de Sur la Campagne; le relief assez marqué de ces deux dernières peut s'expliquer par les apports torrentiels du versant. En rive droite de l'Arve, la terrasse d'Arthaz-le Pont, bien que grignotée par les méandres de l'Arve et de la Menoge, a une surface remarquablement plane, située également à 475 m, ce qui en fait le pendant de celle de la rive gauche. Les rares éraillures de surface livrent des niveaux de galets roulés et de sables à pendage pratiquement nul attestant une origine fluviale. La morphologie de surface de cette vaste terrasse est probablement due aux eaux de fonte du glacier du stade des Rocailles. C'est donc un énorme sandur.

A l'Est du Pont, une gravière désaffectée montre sur quelques mètres de hauteur des blocs et galets roulés en accumulations horizontales. Au même endroit, la rive gauche de la Menoge est éraillée sur 40 m de hauteur, ce qui met à jour une grosse masse non stratifiée de moraine à matrice argileuse et graveleuse. Les galets et les blocs sont passablement émoussés, mais les stries sont nombreuses. La pétrographie est très variée, montrant même quelques serpentinites, diorites et granites divers.

Au bout de la terrasse, au Nord du **PONT** (coord. 137,5/901,9), à l'aplomb du confluent Arve-Menoge, une gravière partiellement comblée montre, sur 40 à 50 m de hauteur, un matériel fluviale, alternance irrégulière de gros bancs (jusqu'à 4 m d'épaisseur) de sables, de graviers et de galets, avec ou sans matrice sableuse grossière (cf. résultats des analyses p. 162, 171 et 191). La stratification est subhorizontale, souvent dérangée par de vagues plis et des failles. Le diamètre moyen des blocs varie entre 5 et 20 cm. Quelques lentilles de moraine de fond très compactée (argiles grises à galets striés) sont intercalés dans les galets. Par endroits, ces paquets semblent atteindre une grande taille. Le sommet (sur 2 m d'épaisseur) est constitué d'une crachée de moraine hétérogène, transgressive sur les niveaux fluviaux. La pétrographie est variée : granites, gneiss, diorites, quartzites, serpentinites (rares), calcaires, grès, brèches... Cet énorme dépôt pro-ou juxtaglaciaire, fait de moraine remaniée, a peut-être été fossilisé par une oscillation glaciaire. Quelques éléments pétrographiques (serpentinites entre autres) attestent une influence rhodanienne, mais ils peuvent être remaniés. Il n'y a aucune différence entre la composition pétrographique de la moraine sommitale et celle des niveaux sous-jacents. La présence de cet ensemble proximal complexe n'affecte en rien (autant qu'on puisse en juger) la morphologie du sandur.

5.2. La région de la Tour

Au pied du Môle, le débouché de la vallée de St-Jeoire est barré par une colline transversale de 40 à 50 m de hauteur coupée en deux par une brèche profonde dans laquelle est bâti le village de **LA TOUR** (fig. 33). Cette crête longue de plus de 500 m, large de 250 m à peine, symétrique, est entièrement d'origine glaciaire (fig. 45). Elle détermine une ligne de partage des eaux : à l'Est, le Hérisson coule en direction du Risse, et à l'Ouest, le lac artificiel est drainé par le Thy.



Fig. 45. Le vallum de la Tour vu de l'aval en rive gauche.

Deux gravières, qui ne sont actuellement plus en exploitation, entaillent le flanc aval de la colline. La coupe des Maures, située à l'extrémité nord de la crête (coord. 134,5/916), montre sur une dizaine de mètres de hauteur une alternance de sables, de graviers, de galets et de petits blocs, anguleux à roulés, parfois striés. La stratification est oblique, orientée vers l'aval, le pendage, de 20° environ, révèle une structure deltaïque (foresets). Trois niveaux ont été échantillonnés dans le bas de la coupe. Les histogrammes de l'indice d'émoissé et de la composition pétrographique, ainsi que les courbes granulométriques montrent quelques différences mineures (cf. résultats des analyses p. 165, 179 et 192). La pétrographie est hétérogène, contient toujours 2% d'éléments cristallins. Ce dépôt est constitué de moraine remaniée dans un lac. A l'intérieur du village, un second affleurement haut d'une trentaine de mètres offre un matériel identique à celui de la coupe des Maures. Vers le haut, les niveaux sont plutôt discontinus, irréguliers, et le caractère morainique du dépôt, nettement plus hétérogène, s'affirme. A l'amont, seuls quelques blocs de petite taille sont visibles en surface.

La présence de cet énorme vallum frontal, édifié par le glacier du Giffre, vient confirmer l'importance de cette percée est-ouest au Nord du Môle et atteste la mise en place récente du réseau hydrographique de cette région, problème déjà évoqué plus haut.

Devant le vallum, un vaste plan très légèrement incliné, compris entre 630 et 600 m, est incisé par le cours du Thy et la dépression occupée par le lac. Cette surface alluviale, qui ne se raccorde pas exactement au vallum, est peut-être née du démantèlement de celui-ci par des écoulements latéraux passant par la brèche de la Tour et le Nord, sous Prévrières. Le matériel de surface est constitué de cailloutis roulés. Le pendage est conforme à la surface topographique. Le long de la route qui descend vers le lac, entre 600 et 605 m, apparaissent des argiles grises, sans galets. L'affleurement (bord de route saturé d'eau) est trop mauvais pour permettre de voir si ces argiles sont litées ou non. Mais leur position m'a été confirmée par l'examen de quelques sondages que m'a obligeamment fournis Monsieur BACONNAIS, par l'intermédiaire de G. NICOUD, de Chambéry. Ces argiles, qui apparaissent jusqu'à une profondeur de 50 m à deux kilomètres en aval de la Tour, constituent le fond du lac proglaciaire de la Tour dont j'ai très hypothétiquement figuré l'extension. A quelques endroits en bordure du lac, entre 600 et 610 m, quelques bourrelets topographiques montrent une moraine à blocs bien émoissés pris dans une matrice argilo-terreuse, que j'ai interprétés comme des lambeaux de cordons latéro-frontaux. C'est le cas entre le Brochet et les Moulins en rive droite, sous Nancru et à l'Est de Sénoche sur la rive opposée. Le retrait du glacier a dû provoquer la vidange brusque du lac, ce qui explique l'absence de faciès de transition entre les argiles et les cailloutis fluviaux.

5.3. L'interfluve Arve-Foron de Bogève

Entre Faucigny, Marcellaz et Peillonex, la couverture morainique est omniprésente. A la faveur de talus de route fraîchement aménagés, j'ai pu observer localement de la moraine de fond à matrice fine et galets striés, des galets roulés pris dans une matrice grossière, des niveaux sableux intercalés dans de la moraine superficielle, tous éléments discontinus et impossibles à corréler entre eux. Entre 730 et 700 m, sur Peillonex, apparaît une longue crête orientée vers le talweg du Foron. Haute de 10 à 15 m, coupée en deux par la route, elle montre des blocs et des galets parfois striés pris dans une matrice graveleuse et argileuse, non stratifiés. La pétrographie est monotone (calcaires et grès), exempte d'éléments cristallins. Cette accumulation, de même que les placages décrits plus haut, est difficilement attribuable à l'un ou l'autre des appareils glaciaires en présence.

5.4. La vallée de la Menoge

5.4.1. La haute vallée (jusqu'à 600 m d'altitude)

Les fonds évasés des vallons et le bas des versants sont généralement tapissés d'épais placages morainiques, souvent constitués de moraine de fond argileuse à blocs striés. Localement, la couverture semble d'origine plus superficielle, mais nulle part ne subsistent d'éléments glaciaires morphologiquement bien définis. Le profil en long très régulier de cette vallée ne présente aucun accident significatif, si l'on excepte l'étranglement en aval de Boège. Si la plupart des affleurements rencontrés montrent une pétrographie sans mystère constituée pour l'essentiel de calcaires et de grès - c'est le cas notamment de la coupe de Bougeailles au-dessus d'Habère-Lullin (cf. résultats des analyses p. 161) - certains, près d'Argence (1050 m), sous Burdignin (810 m) contiennent de rares éléments allochtones : un granite, un gneiss, une roche verte (ophiolite), blocs d'assez grande taille (env. 1 m de diamètre) et bien émoussés. Sur St-André de Boège, à 750 m, un comptage effectué sur les blocs (20 cm de diamètre moyen) apparents dans une mauvaise coupe de route donne le résultat suivant :

5%	d'éléments cristallins
4%	de grès de Taveyannaz
43%	de grès et brèches divers
4%	de calcaires noirs
44%	d'autres calcaires.

A **BOUGEAILLES** sur Habère-Lullin (coord. 145/918), j'ai échantillonné la base (1) et le sommet (2) de la seule coupe importante de la vallée (3,5 m de hauteur au-dessus de 10 m d'éboulis). Ce qui reste de l'affleurement montre une accumulation de niveaux discontinus et irréguliers de sables et de galets anguleux à stratification grossière, avec un pendage moyen de 20° vers la vallée. Les stries sont nombreuses sur les galets. Les résultats des analyses (p. 167 et 183) mettent en évidence une moraine de fond vaguement remaniée, mêlée à de l'éboulis de pente ou de la moraine superficielle, ce qui fait de ce dépôt un élément proche du bord d'un glacier.

5.4.2. La basse vallée et ses abords

A l'Est de Pont-de-FILLINGES, sur 30 à 40 m de hauteur, un affleurement morainique domine la rivière. Il est essentiellement composé de moraine de fond très argileuse (+ de 60% de limons et d'argiles) à galets et blocs striés. Les fers à repasser ne sont pas rares. La pétrographie est variée et comprend 6% de granites et de gneiss. Au sommet, à 580 m d'altitude environ, les derniers mètres sont constitués d'une grosse lentille de dépôts stratifiés (fig. 46).

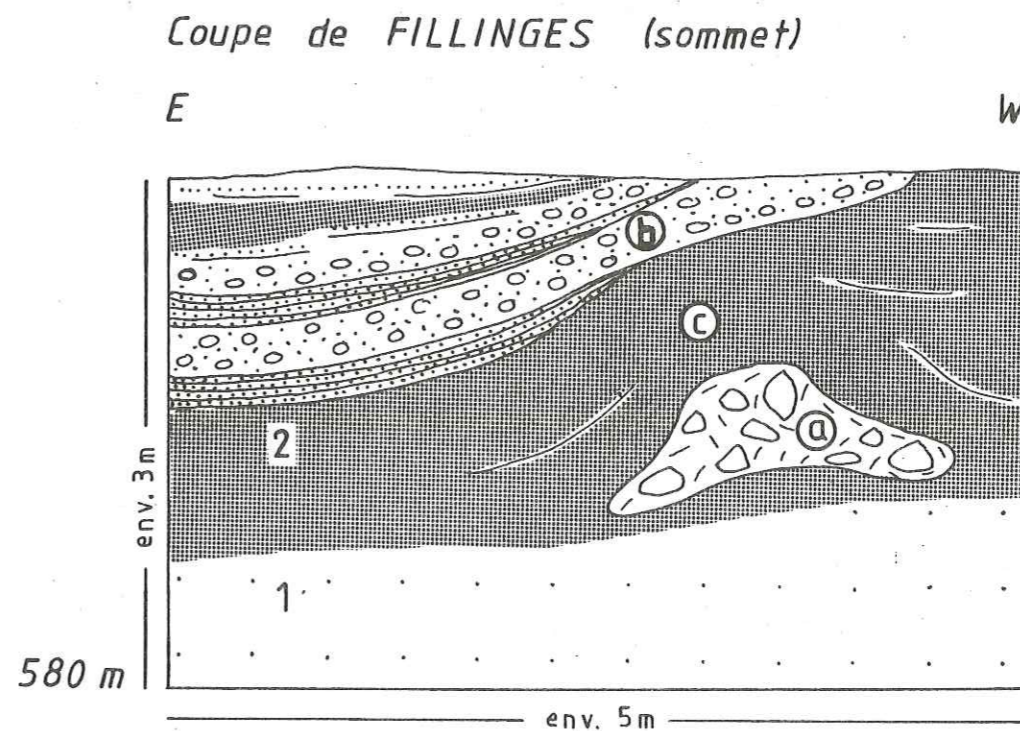


Fig. 46. Sommet de l'affleurement de Pont-de-Fillings. Coord. 137/910,4.

Description stratigraphique (cf. résultats des analyses p. 161, 168 et 184).

1. Moraine de fond inférieure sous éboulis de sables.
2. a. lambeau de moraine de fond, matrice beige.
 b. galets et graviers intercalés avec des sables et des limons à stratification entrecroisée. Il s'agit probablement d'un remplissage de chenal fluviatile. Les niveaux grossiers contiennent des galets mous de moraine de fond.
 c. sables grossiers à fins à stratification entrecroisée. Quelques ripple-marks au sommet.

Cet ensemble de moraine de fond surmontée d'un dépôt glacio-lacustre et fluvio-glaciaire est caractéristique d'un recul du glacier.

En aval de Pont-de-Fillings, les méandres de la Menoge et du Foron - ce dernier menacé d'une capture de flanc sans la présence du pont - enserrant une terrasse triangulaire dont le talus domine les rivières de 30 à 40 m. Sa surface, légèrement inclinée vers l'aval, passe de 580 m (altitude de la séquence de retrait de Pont-de-Fillings) à 540 m et porte le village de Fillings. Elle est accidentée à la hauteur du cimetière (570 m) par un talus de quelques mètres de hauteur qui suit la courbe de niveau. Le plan supérieur (570 à 580 m) est constitué de galets roulés et de sables (visibles dans les champs et le long des chemins). Le niveau inférieur (540 à 570 m), au vu de l'éraillure qui domine la Menoge en face de Mallan, semble essentiellement formé de moraine de fond, rigoureusement identique à celle de Pont-de-Fillings (niveau 1).

Le bord de la route qui mène de Pont-de-Fillings à Bonne sur Arpigny, montre à 580 m un dépôt pareil au fluvioglaciaire du Pont : sables et galets superposés, stratification subhorizontale ou légèrement inclinée vers l'aval. La pétrographie, variée, comprend quelques éléments cristallins.

Sous Arpigny, rive gauche du Foron, entre 535 et 540 m, une petite coupe (2 à 3 m) est ouverte dans des bancs de sables épais alternant avec des limons, fortement inclinés (probablement dérangés), reposant sur de la moraine argileuse à galets striés. Le sommet est fait de galets mêlés à des sables. La composition pétrographique est identique à celle de l'affleurement précédent. Dès cet endroit et jusqu'à Loex, une terrasse longe le Foron puis la Menoge; son extension est maximale à la confluence (plus de 500 m). Sa bordure sud-ouest, rectiligne, est un talus de 20 à 30 m de hauteur, plus ou moins raide suivant les endroits (les coins les plus pentus sont plantés de vignes), déformé entre la Coule et Arpigny par quelques vagues bourrelets. Remarquablement plane dans les environs de Loex, cette terrasse paraît horizontale; elle est en fait très faiblement inclinée vers le Nord-Ouest. Son altitude passe de 530 à 512 m (pente inférieure à 1%). Les bords de route montrent tous un matériel conglomératique à galets roulés pris dans une matrice terreuse. Près de Loex (coord. 136,9/906,7), au lieu-dit les **VIGNES** (cf. résultats des analyses p. 162 et 168), quelques mètres sous le sommet de la terrasse, affleurent des galets hétérogènes bien émoussés à roulés, souvent striés, emballés dans une matrice sablo-terreuse. La stratification est invisible. Cette terrasse est apparemment d'origine fluvio-glaciaire. Côté Menoge, on retrouve la

moraine de fond à une dizaine de mètres sous le niveau de la terrasse.

La rive droite de la Menoge est bordée par une terrasse inclinée, profondément disséquée par les cours d'eau latéraux, qui prend naissance en amont de Bonne, juste en face de la terrasse de Fillings, où elle a exactement la même altitude que cette dernière (550 m), et se poursuit plus ou moins régulièrement jusqu'à Vétraz-Monthoux, passant ainsi de 550 à 480 m. Entre Bonne et la Bergue, elle se situe au même niveau que la terrasse de Loex, mais elle n'est probablement pas formée des mêmes dépôts. En effet, une coupe de route vue entre 500 et 515 m livre des argiles à blocs. Cette longue terrasse est plutôt le résultat de l'incision verticale de la Menoge dans d'épaisses moraines de fond ou d'ablation.

A la Bergue, le long d'un chemin de lotissement, un talus tout neuf montre une moraine argileuse surmontée de galets roulés mêlés à des lentilles sableuses épaisses. Un comptage pétrographique effectué sur les galets donne le résultat suivant :

39%	de calcaires
39%	de grès et brèches
5%	de granites
4%	de gneiss
10%	de chloritoschistes
1%	de quartzite verdâtre.

Certains de ces éléments pourraient provenir du Valais.

A **BORLY**, à l'extrémité de la colline de Cranves-Sales, l'aménagement de la route nationale livrait en 1982 un long affleurement de 2 à 3 m de hauteur. Sur la crête, à 500 m (**BORLY 1**) (coord. 138,8/905), une moraine de fond à matrice argilo-terreuse très compactée contient de nombreux blocs et galets striés, plutôt roulés. La pétrographie est très variée (cf. résultats des analyses p. 163 et 172). Un peu en amont (coord. 138,8/905,2), après un pavage de blocs dans la moraine, se dessine un passage progressif à des éléments émoussés, non triés ni stratifiés, contenant des passées sableuses (**BORLY 2**) (cf. résultats des analyses p. 163, 172 et 186). La matrice est grossière, la pétrographie sensiblement pareille à celle de Borly 1. Les conditions d'affleurement ne permettent pas de déterminer si ce dépôt fluvio-glaciaire est juxtaposé à la moraine voisine ou s'il se trouve dessous. Plus haut sur la colline, à l'entrée de **CRANVES-SALES** (coord. 139,3/905,2), la moraine de fond était visible sur 1,5 m de hauteur en 1982 grâce à des travaux. La matrice

argileuse est très compacte, les galets abondants, striés, mais souvent bien émoussés à roulés (cf. résultats des analyses p. 162 et 169). La pétrographie diffère un peu de celle de Borly : les roches vertes sont beaucoup plus rares (moins de 1%). Le sommet de la crête est parsemé de très grands blocs (granites et calcaires) probablement issus des excavations des maisons. Une partie de la crête est peut-être morainique, mais le substratum molassique proche adopte une forme de crête d'orientation N-S à cet endroit (ARMAND 1978).

En aval de Cranves-Sales, le développement de l'agglomération d'Annemasse est tel qu'il devient très difficile de mener à bien des observations de terrain. La colline de Monthoux, bien que parsemée de blocs erratiques, est essentiellement molassique. A son pied, la vague crête allongée de Corly reste fort mystérieuse, même si les rares éléments visibles en surface incitent à en faire une accumulation morainique.

Rive gauche de la Menoge, sous la Forge, au Nord de la terrasse d'Arthaz-le-Pont, la courbe extérieure d'un méandre crée une coupe verticale haute de 10 m environ. (fig. 47).

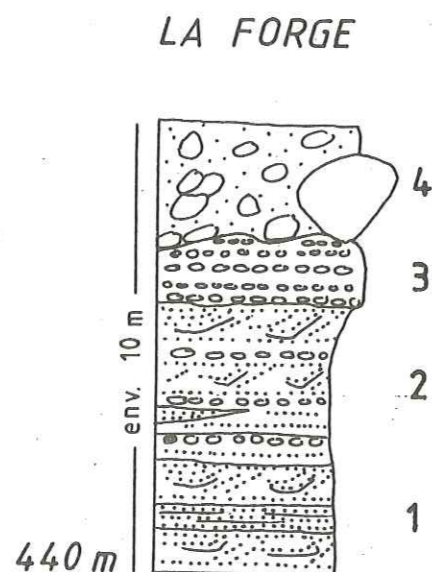


Fig. 47. Coupe sur la Menoge à la Forge. Coord. 137,2/903,8.

Description stratigraphique

1. Sables à stratification entrecroisée avec un niveau de limons et de sables finement lités.
2. Sables à stratification entrecroisée alternant avec des niveaux de galets à matrice sableuse.
3. Galets et graviers très compactés, matrice rare, stratification subhorizontale.
4. Débris hétérogènes et hétérométriques émoussés, pris dans une matrice terreuse peu abondante. Stratification inexistante.

Le niveau 4 est morainique et cette moraine repose sur une séquence fluvio-glaciaire dont elle érode par endroits le sommet. Cette coupe est située à 20 ou 30 m sous le niveau de la terrasse d'Arthaz-le Pont. Il est malheureusement impossible de savoir de quoi sont faits les 30 m de dénivellation qui séparent le sommet de la coupe de la surface topographique. Une seule chose paraît évidente : la séquence fluvio-glaciaire de base est plus ancienne que celle de Loex ou d'Arthaz-le Pont.

5.5. Le plateau des Bornes et le pied du Salève

Le plateau des Bornes, qui culmine à 955 m près de la Chapelle-Rambaud, ne conserve que fort peu de traces du passage du glacier de l'Arve à l'Est du Salève. Les multiples bombements topographiques sont molassiques, souvent empâtés d'une couche de moraine de fond. Quelques blocs erratiques, parfois de grande taille, sont repérables ici ou là. Il existe certainement quelques drumlins en aval du verrou que constitue le seuil de la Chapelle-Rambaud, mais aucune coupe ne les met en évidence.

Sur le village de **MENTHONNEX** (cf. résultats des analyses p. 163 et 173), une ancienne gravière montre encore, sur 1 m de hauteur, une petite formation fluvio-glaciaire de cailloutis et de blocs (jusqu'à 40 cm de diamètre) pris dans une matrice sableuse grossière rare (coord. 2124,3/896,5). La stratification est fruste et la direction de l'apport indéterminable. La composition pétrographique, avec ses 13% de granites et de gneiss, est typiquement arviennaise.

A la **MARMOTTE**, entre la Chapelle-Rambaud et Arbusigny, une gravière abandonnée livre encore une bonne coupe de 6 m de hauteur dans un delta. Des topsets très grossiers, de type torrentiel, (cailloutis anguleux à émoussés, stratification fruste), reposent sur des foresets où alternent blocs, galets et sables stratifiés selon un pendage de 25° environ, orienté vers le Sud-Ouest. Les stries sont rares, mais les galets en fers à repasser fréquents. La pétrographie, hétérogène, montre 15% d'éléments cristallins (granites et gneiss). L'examen des pendages donne l'impression que l'axe principal du dépôt est E-W et que le front de taille qui subsiste appartient à la partie gauche du delta. Deux échantillons ont été prélevés dans la partie inférieure des foresets (fig. 48):

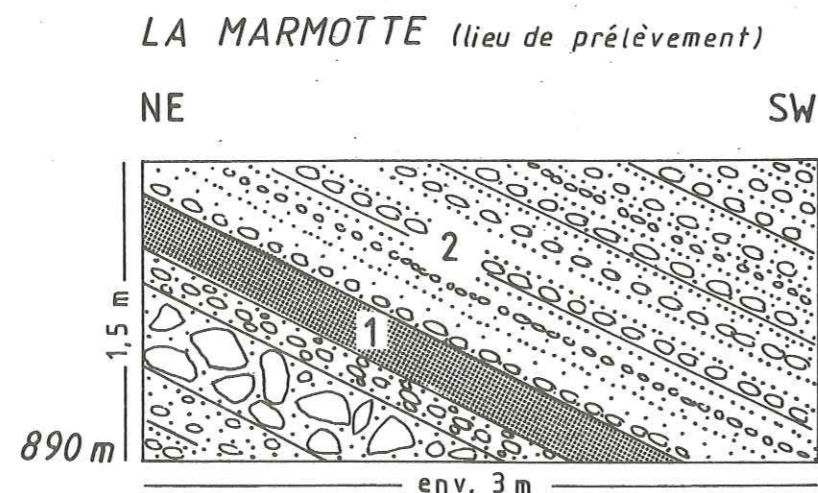


Fig. 48. Détail du delta de la Marmotte. Coord. 2127,5/901,3.

1. Sables lités.
2. Galets plus ou moins émoussés, vaguement striés, à matrice sableuse grossière.

La courbe granulométrique et l'histogramme des indices d'émoussé du niveau 2 confirment le caractère pro- ou paraglaciale de ce delta (cf. résultats des analyses p.163, 173 et 187). Il est cependant impossible de déterminer la position du glacier par rapport à ce dépôt glacio-lacustre. Il existe peut-être une relation entre le delta de la Marmotte et le vallon à fond plat (seul de ce type dans cette région où tous les cours d'eau sont encaissés) qui se trouve juste à l'amont. Ce dernier

pourrait être la trace morphologique d'un écoulement paraglaciale.

Au pied du Salève, entre Esserts-Salève et Mornex, la rive gauche du Viaison est bordée par une vaste terrasse inclinée. Sa surface (550 m) ne montre aucune coupe. A 510 m, le lit du cours d'eau est encombré de blocs erratiques de toutes tailles, constitués de granites, gneiss et calcaires alpins.

Les rares blocs erratiques rencontrés dans la cluse de Monnetier-Mornex ne permettent pas de préciser le mode d'englacement de cette dépression.

Au-dessus du pont de Viaison, dans une courbe de méandre, rive droite, se trouve la fameuse coupe (430-480 m) dans laquelle JAYET (1966) a mis en évidence l'alluvion ancienne et la moraine rissienne. Cette coupe est dans un tel état qu'il est actuellement impossible d'y déterminer quoi que ce soit.

Le versant qui domine la rive gauche de l'Arve est localement recouvert de placages morainiques importants. Entre Esery et Césarge (520 à 600 m), dans une topographie de petites crêtes orientées dans l'axe de la vallée, apparaissent des amas de blocs erratiques constitués à 80% de protogine, anguleux, parfois énormes (3 à 4 m de hauteur). Si les crêtes elles-mêmes sont structurales, ce qui n'est pas impossible au vu de la molasse qui affleure le long des chemins, il est certain qu'il existe à cet endroit une ou deux accumulations de débris superficielles, en position latérale.

Enfin, en aval de Bas Mornex, une longue crête étroite, qui semble faite de moraine superficielle à matrice sableuse grossière, se termine à 450 m, à moins de 250 m de distance du cours de l'Arve.

B. RESULTATS DES ANALYSES

La carte ci-après (fig. 49) permet de situer avec précision chacun des affleurements qui a fait l'objet de comptages pétrographiques, de calculs des indices d'éroussés et d'études granulométriques.

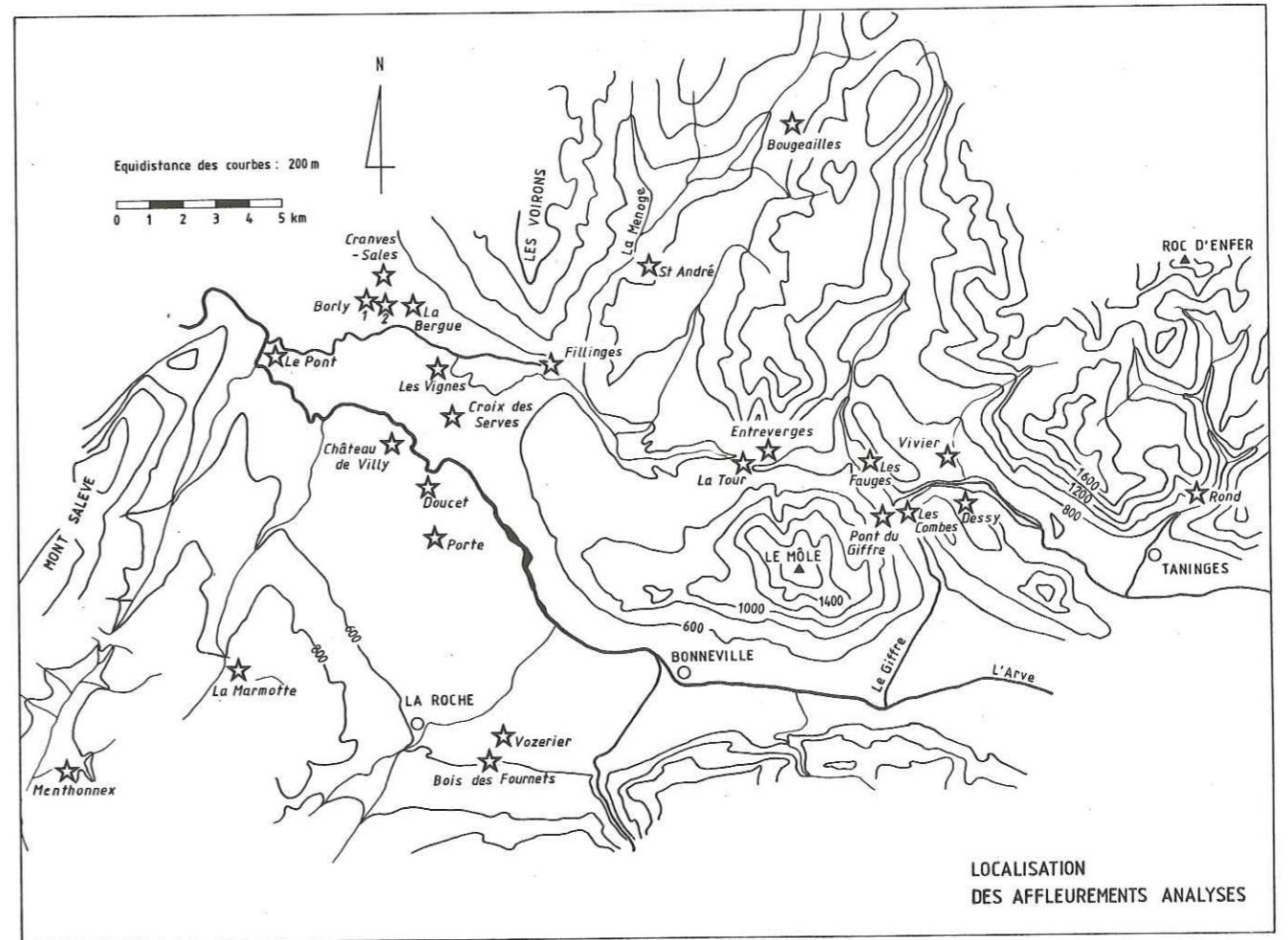


Fig. 49. Carte de localisation des affleurements analysés.

1. Pétrographie

Le diagramme triangulaire fait ressortir l'écrasante proportion des calcaires (cf. histogrammes ci-après). La plupart des coupes en contiennent plus de 50% et moins de 10% de galets cristallins. Seuls quelques échantillons, provenant tous du coeur de la plaine de l'Arve, montrent plus de 20% de cristallin.

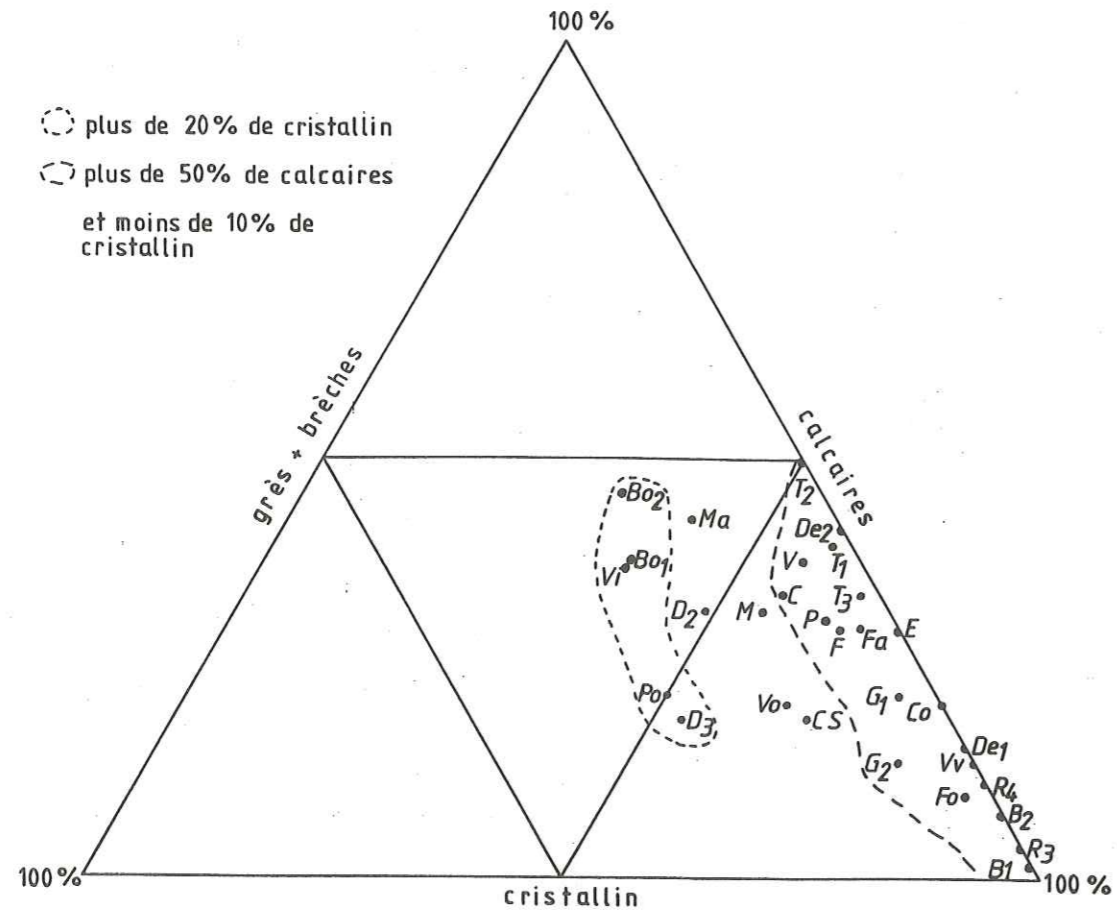
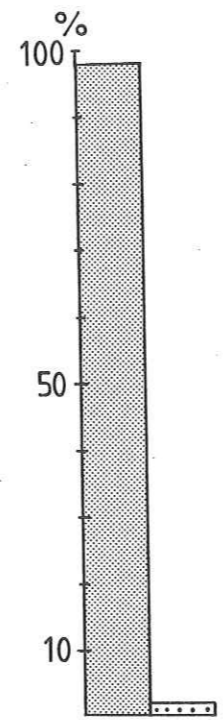


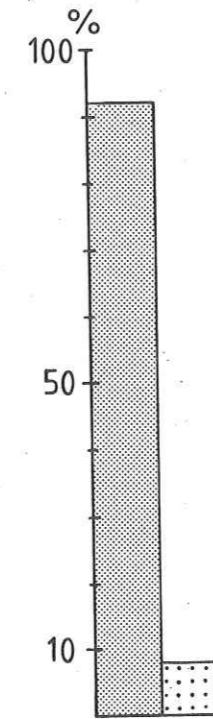
Fig. 50. Diagramme triangulaire de la pétrographie.

N.B. La liste des abréviations se trouve en pages 182 et 183.

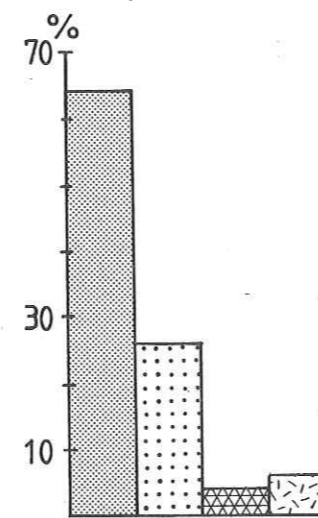
BOUGEAILLES 1



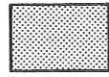
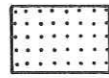
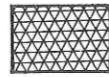
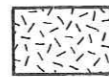

BOUGEAILLES 2



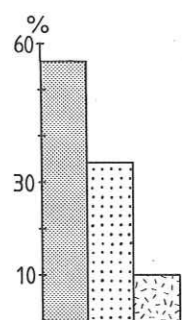
FILLINGES 1



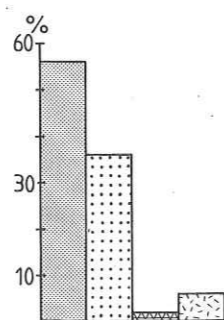
LEGENDE

-  calcaires
-  grès
-  brèches
-  cristallin: granites, gneiss, schistes, quartzites
-  roches vertes

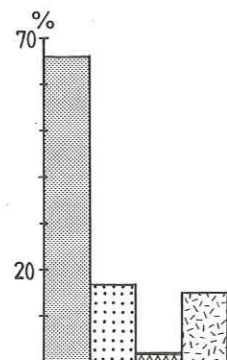
CROIX DES SERVES



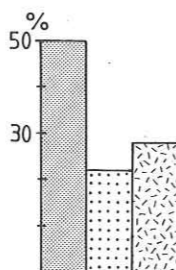
LES VIGNES



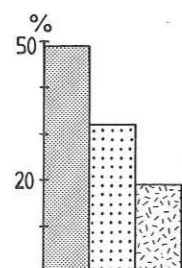
CRANVES - SALES



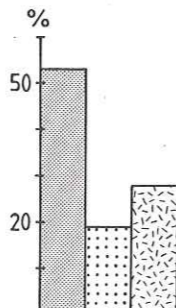
PORTE



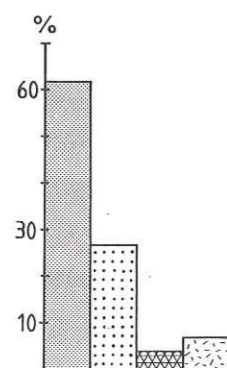
DOUCET 2



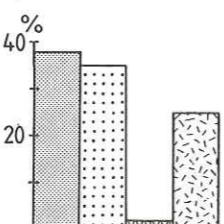
DOUCET 3



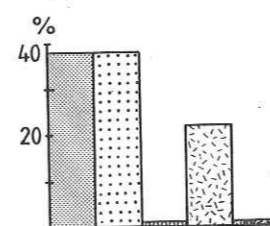
LE PONT



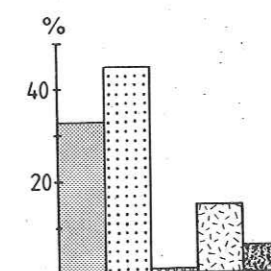
VILLY



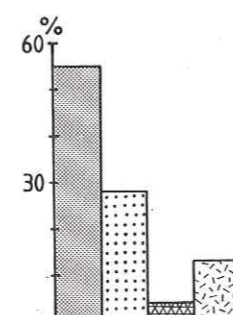
BORLY 1



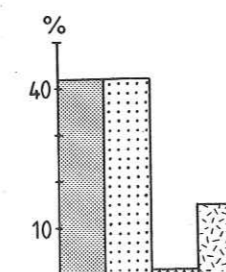
BORLY 2



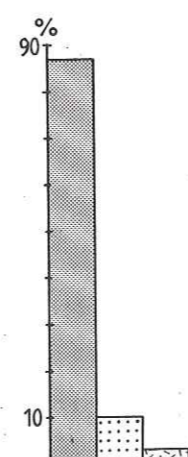
MENTHONNEX



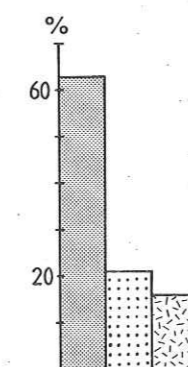
LA MARMOTTE



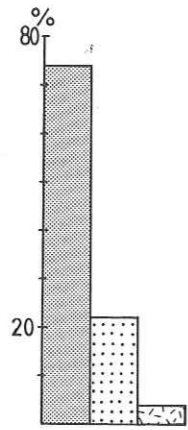
BOIS DES FOURNETS



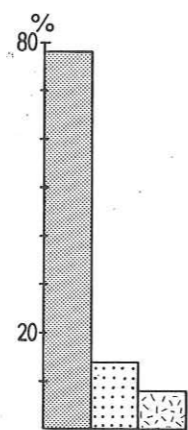
VOZIER



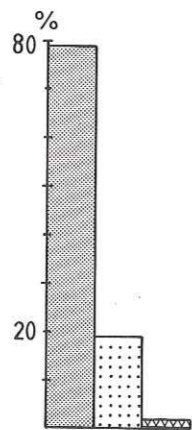
PONT DU GIFFRE 1b



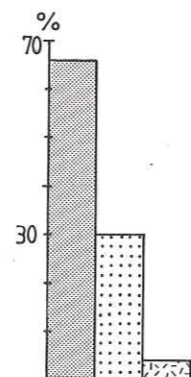
PONT DU GIFFRE 2



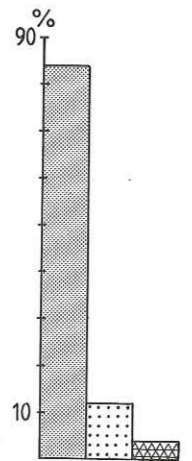
LES COMBES



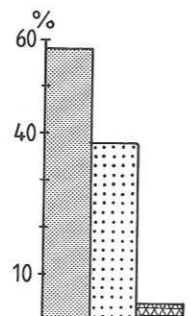
LES FAUGES



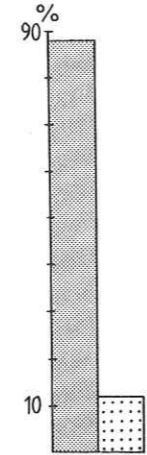
DESSY 1+5



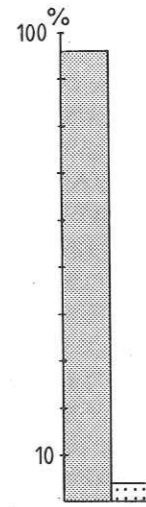
DESSY 2



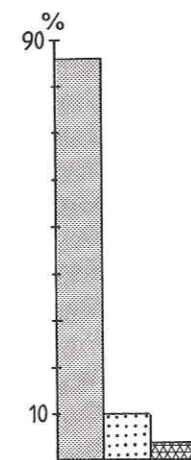
ROND 4



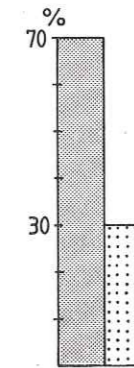
ROND 3+5



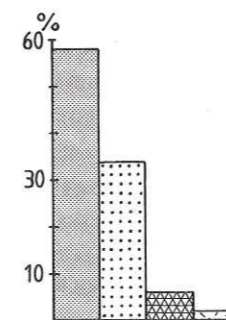
VIVIERS 2



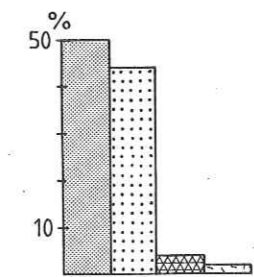
ENTREVERGES



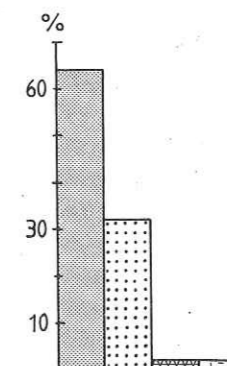
LA TOUR 1



LA TOUR 2



LA TOUR 3



2. Indices d'éroussé

Le diagramme triangulaire de TRICART (1965) a été légèrement modifié pour mettre en évidence les rares indices forts de mes échantillons. La classe des indices forts (500 à 1000) a été grossie (300 à 1000) et les indices moyens ne comprennent que les valeurs situées entre 100 et 299. Ainsi se détachent des bords du triangle les échantillons de dépôts morainiques les plus remaniés par les eaux courantes.

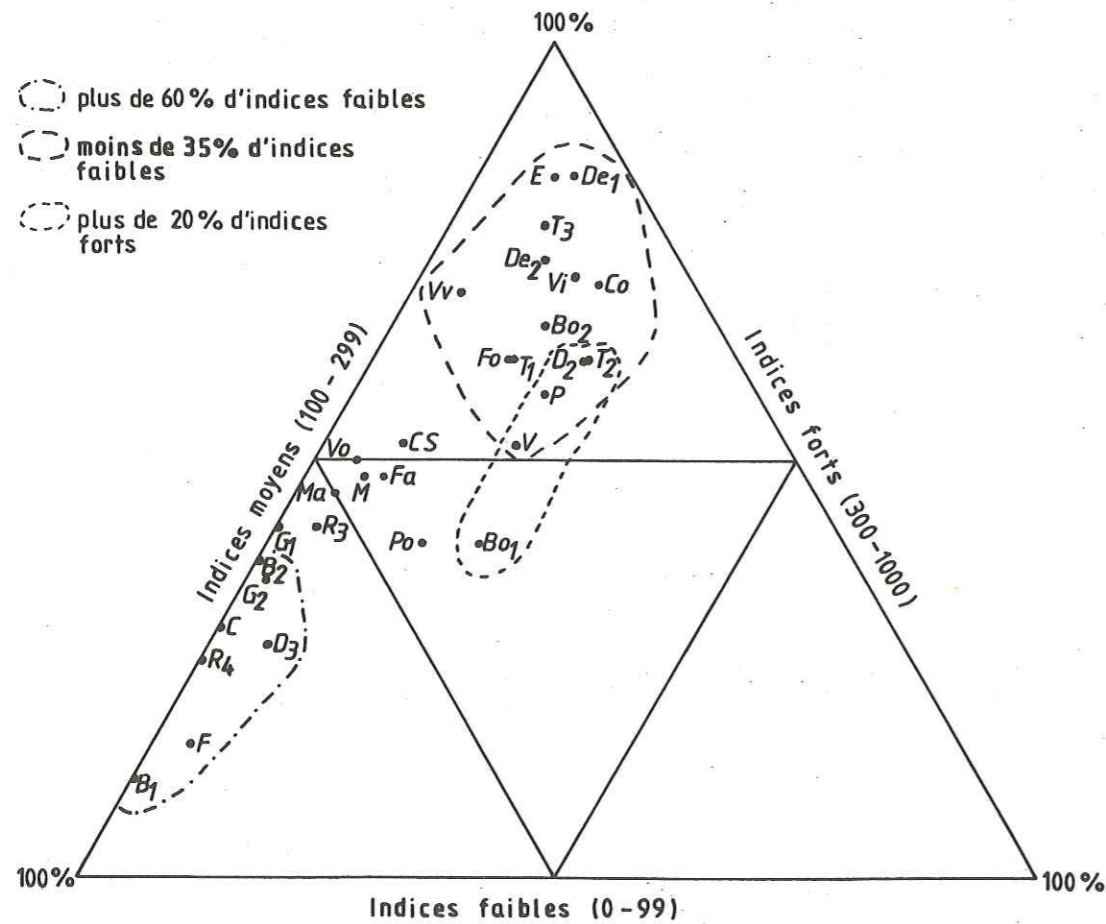
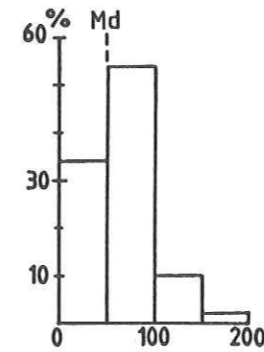
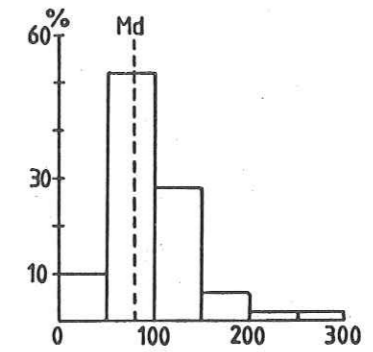


Fig. 51. Diagramme triangulaire des indices d'éroussé.

BOUGEAILLES 1



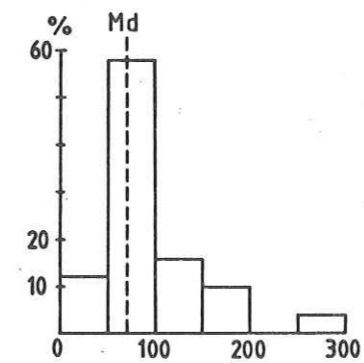
BOUGEAILLES 2



Bougeailles

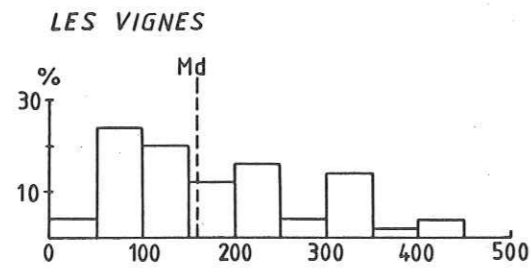
Mode principal très prononcé (plus de 50%) entre 50 et 100. Se combine dans le niveau inférieur avec plus de 30% de galets très anguleux, proportion qui baisse dans le niveau supérieur. Les médianes sont très basses. Ce matériel peu usé, à peine remanié, a un caractère encore marqué d'éboulis. Le niveau supérieur tend à la moraine de fond avec sa médiane un peu plus élevée et quelques galets plus usés.

CROIX DES SERVES



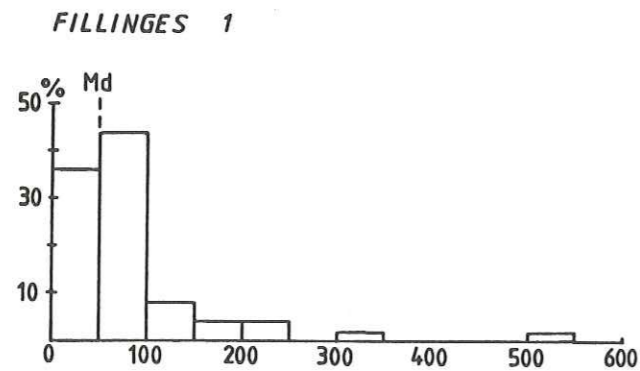
Croix des Serves

Mode principal très important entre 50 et 100, médiane basse. Ce dépôt ressemble à celui de Bougeailles. Il montre un début de remaniement par les eaux courantes (petit mode secondaire entre 250 et 300). Moraine superficielle.



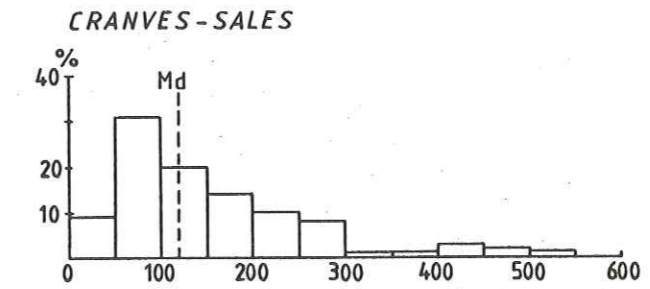
Les Vignes

Courbe plutôt étalée, mode principal peu marqué et petits modes secondaires. Le caractère morainique est encore bien marqué, mais l'influence fluviatile est forte, ce que confirme la médiane très élevée.



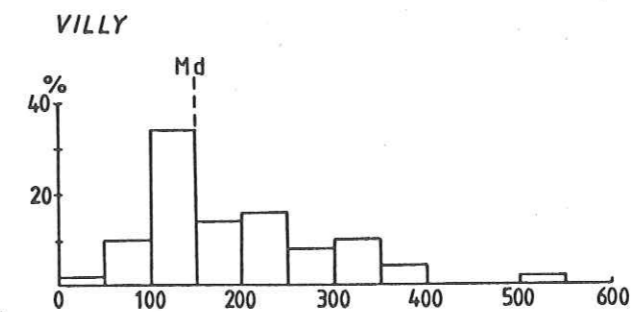
Fillinges

L'essentiel du matériel (80%) est anguleux, la médiane faible. Quelques éléments roulés sont probablement remaniés. Ces caractéristiques sont plus proches de la moraine superficielle que de la moraine de fond. Or la matrice, abondante, est très argileuse. Peut-être s'agit-il de moraine d'ablation.



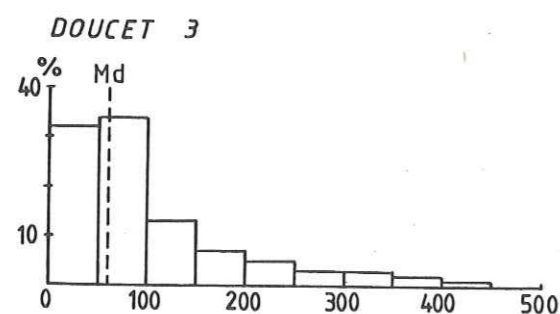
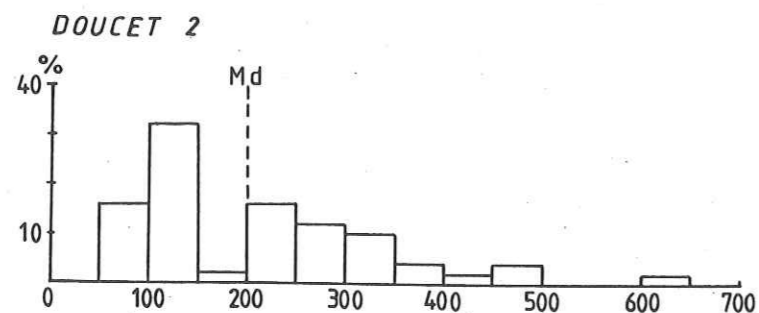
Cranves-Sales

Avec son mode principal entre 50 et 100, un mode secondaire dans la classe 400 à 450 et une médiane élevée, ce dépôt est une moraine de fond remaniée par les eaux de fonte.



Villy

Histogramme plurimodal, médiane élevée, mode principal entre 100 et 150, caractérisent un dépôt fluvio-glaciaire contenant passablement d'éléments de moraine de fond, ce qui correspond bien à une situation frontale.

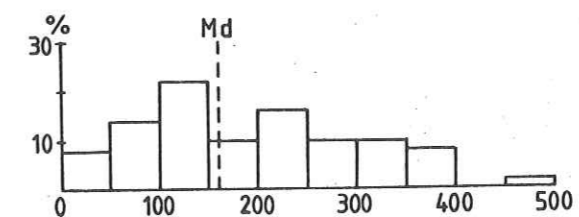


Doucet

Deux histogrammes très différents :

- Niveau 2. Médiane très forte, mode principal entre 100 et 150 et trois modes secondaires caractérisent une moraine de fond fortement remaniée par les eaux de fonte.
- Niveau 3. Médiane très faible, mode entre 50 et 100 coïncidant avec la médiane, 66% des éléments entre 0 et 100 sont typiques d'une moraine de fond.

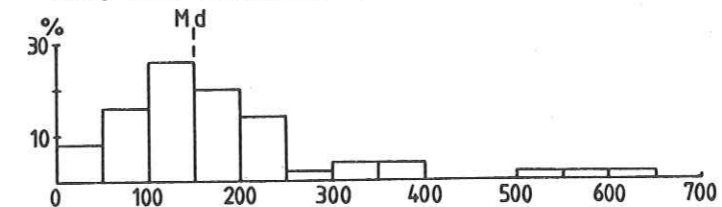
LE PONT



Le Pont

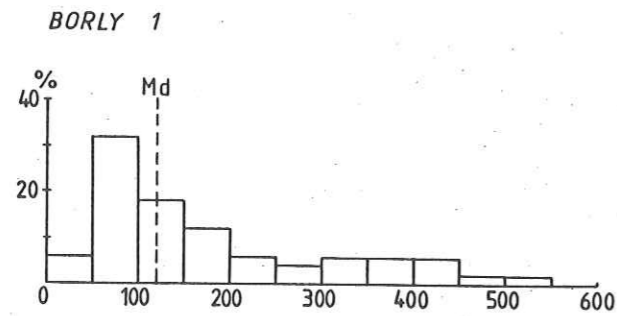
Histogramme aplati à médiane très élevée et mode principal entre 100 et 150, peu marqué (22%), caractéristique d'un dépôt fluvio-glaciaire.

BOIS DES FOURNETS 1



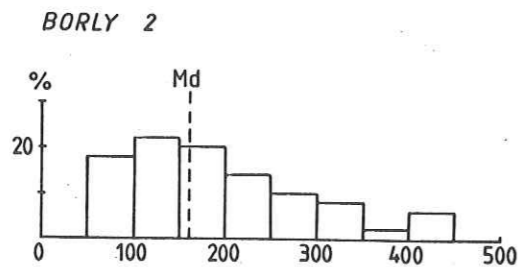
Bois des Fournets

Histogramme très étalé, à trous, médiane élevée, mode principal entre 100 et 150; ce matériel est complexe, composé de débris morainiques superficiels et de fond, mêlés à des galets roulés.



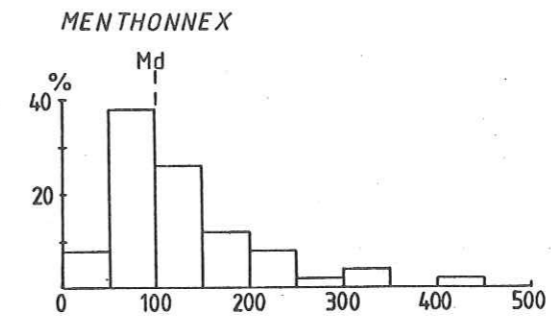
Borly 1

Médiane élevée, mode principal entre 50 et 100, étalement de l'histogramme jusqu'à 550 : caractère de moraine de fond se combinant avec une influence fluviale prononcée. Les éléments roulés sont peut-être d'anciens galets repris par le glacier.



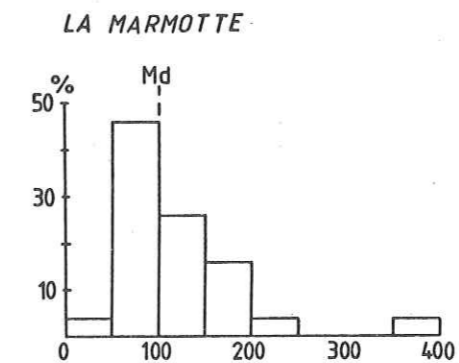
Borly 2

Médiane très élevée, mode principal peu marqué. Cet histogramme est peu contrasté, mise à part l'absence totale d'éléments dans la première classe. Ce matériel est fluvio-glaciaire.



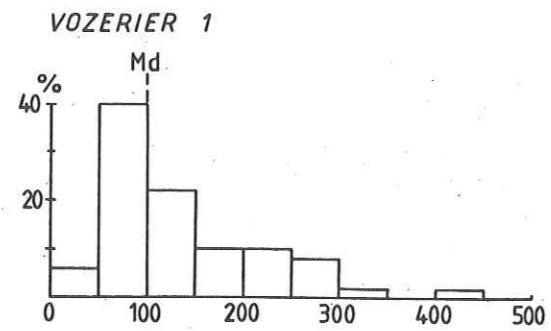
Menthonnex

Médiane faible, coïncidant avec le mode principal, deux petits modes secondaires. C'est un mélange de moraine superficielle et de moraine de fond repris par les eaux courantes.



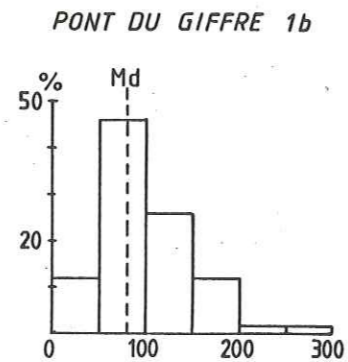
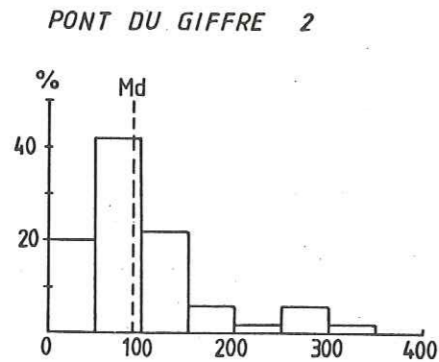
La Marmotte

Médiane faible (identique à celle de Mentonnex) coïncidant avec un mode principal important (46%). Cette moraine de fond est inégalement remaniée (trou entre 250 et 350). C'est un dépôt de marge glaciaire.



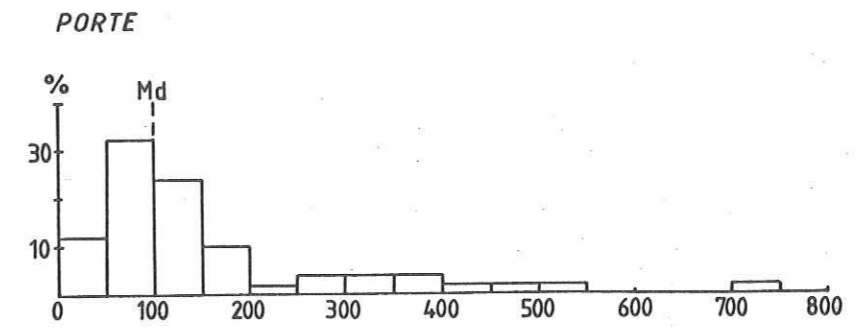
Vozerier

Médiane faible, coïncidant avec le mode principal. Plus de 20% d'indices moyens à forts. Moraine de fond remaniée.



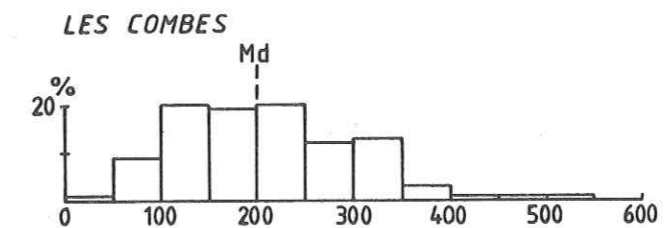
Pont-du-Giffre

Deux histogrammes très semblables, peu étendus. Modes identiques, médianes très faibles, proches. Moraine superficielle et moraine de fond faiblement remaniées.



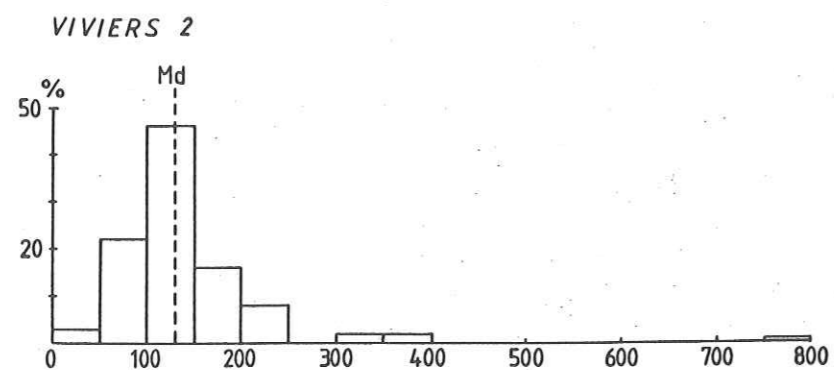
Porte

Histogramme très étalé et aplati à droite de la médiane plutôt faible. Mode entre 50 et 100. Moraine de fond remaniée avec influence localement très marquée des eaux de fonte.



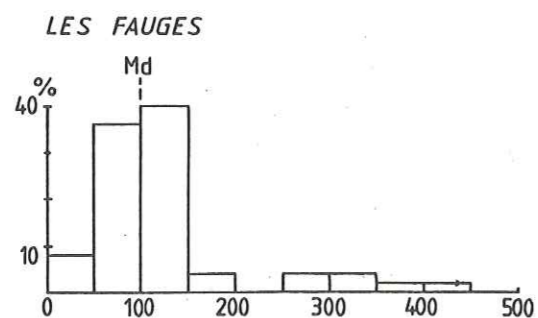
Les Combes

Histogramme aplati, médiane très élevée, pas de mode marqué. Matériel fluvio-glaciaire.



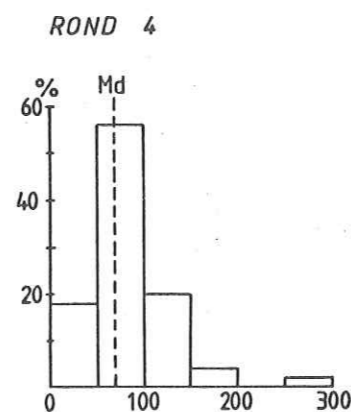
Viviers

Histogramme à trous (rien entre 250 et 300, rien entre 400 et 750), mais très étalé. Le mode principal important (46%) coïncidant avec la médiane est typique d'une moraine de fond. L'ensemble a subi l'influence des eaux courantes, mais garde un très fort caractère morainique.

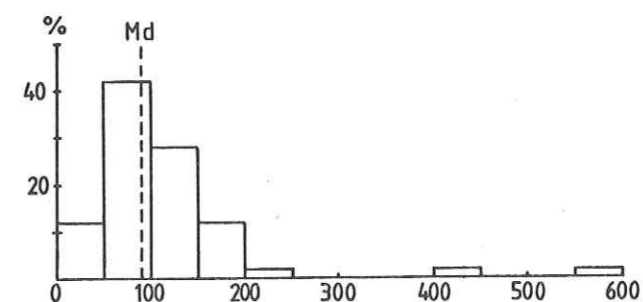


Les Fauges

Histogramme très contrasté. Médiane faible, plus de 80% du matériel réparti entre 0 et 150, ce qui dénote un mélange de moraine de fond et de débris superficiels. Le travail des eaux courantes est décelable dans les quelques % des classes 250 à 450.

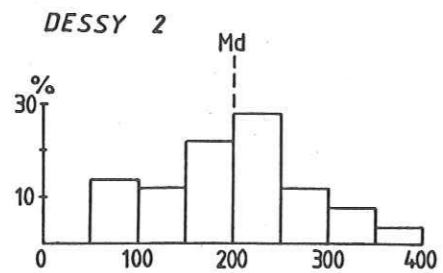
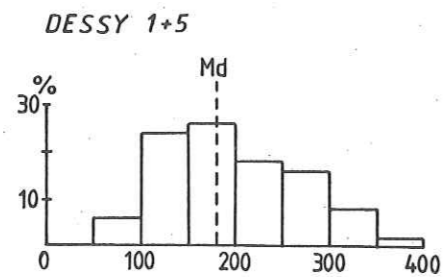


ROND 3+5



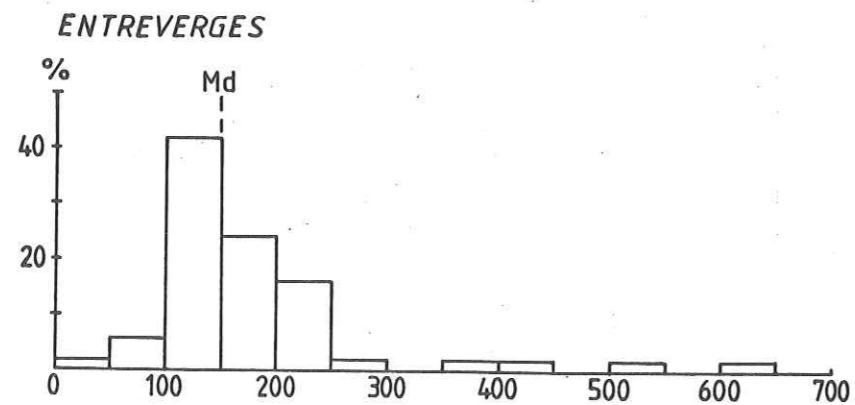
Rond

Deux histogrammes très proches : médianes voisines, très faibles, modes identiques, plus marqués dans le niveau 4. Débris superficiels et de moraine de fond, diversément affectés par les eaux. Le niveau 4 est très peu remanié. Les niveaux 3 et 5 présentent 6% de matériel bien émoussé à roulé.



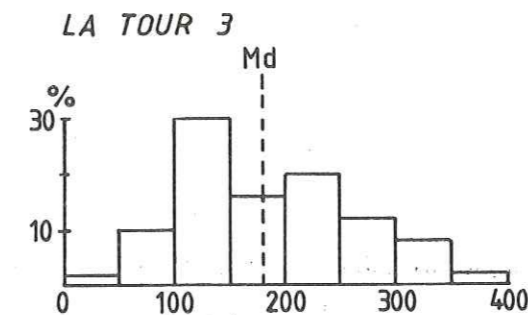
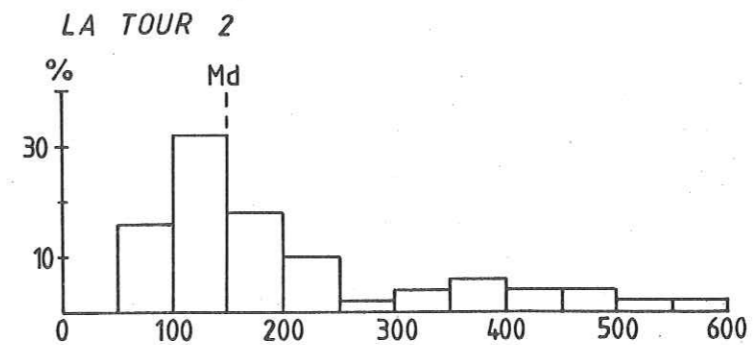
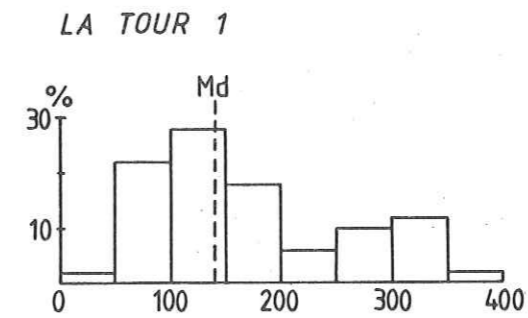
Dessy

Les deux histogrammes ont en commun l'absence de débris très anguleux, un faible étalement, des médianes proches et très élevées. Seul le mode diffère selon les niveaux. Les niveaux 1 et 5 sont constitués de moraine de fond remaniée alors que le niveau 2 est un faciès de transition où l'influence morainique s'affaiblit.



Entreverges

Histogramme très étalé et contrasté, médiane forte, mode important. Matériel fluvio-glaciaire analogue à celui de la Tour 2.



La Tour

Histogrammes voisins : médianes proches (augmentation légère de bas en haut), mode principal identique. Par contre, les modes secondaires varient. Globalement, il s'agit de moraine de fond diversément remaniée par les eaux. Le niveau 2 a un caractère fluvial plus marqué (étalement vers la droite, absence totale d'éléments très anguleux).

Les **médianes** des histogrammes ont été réparties en quatre groupes :

1. Médiane inférieure à 100. 9 échantillons : Bougeailles 1 et 2, Fillings, Doucet 3, Croix des Serves, Pont du Giffre 1B et 2, Rond 3 et 4. Caractéristique des affleurements de moraine de fond.
2. Médiane égale à 100. 5 échantillons : Menthonnex, la Marmotte, Vozerier, Porte, Les Fauges. Caractérise certains dépôts glacio-lacustres juxtaglaciaires.
3. Médiane comprise entre 120 et 150. 8 échantillons : Cranves-Sales, Villy, Borly 1, Bois des Fournets, Viviers, La Tour 1 et 2, Entreverges. Regroupe des dépôts mixtes, glacio-lacustres (position proglaciaire), fluvio-glaciaires. La présence de Borly 1 est probablement due au fait que la moraine de fond remanie des éléments déjà roulés antérieurement.
4. Médiane supérieure à 150. 8 échantillons : Les Vignes, Doucet 2, Le Pont, Borly 2, Les Combes, Dessy 1+5 et 2, La Tour 3. Influence marquée des eaux courantes, milieu lacustre ou fluvial.

Un autre classement des histogrammes peut se faire en fonction de leur **forme**. Bien que celle-ci soit à première vue très peu différenciée, ce classement fait ressortir trois groupes :

1. Les histogrammes dont le mode principal se trouve dans la deuxième classe (50 à 100).
2. Les histogrammes dont le mode principal se trouve dans la troisième classe (100 à 150).
3. Enfin, ceux dont le mode principal est situé dans la quatrième ou la cinquième classe ou qui n'ont pas de mode principal bien défini.

Le premier groupe caractérise autant des dépôts morainiques ou paraglaciers très proches du glacier que des dépôts torrentiels. Appartiennent à cette première catégorie les échantillons de Bougeailles 1 et 2, Croix des Serves, Les Vignes, Fillings, Cranves-Sales, Doucet 3, Borly 1, Menthonnex, La Marmotte, Pont du Giffre 1b et 2, Vozerier et Porte. Les histogrammes de Rond 3+5 et 4 sont plutôt

révélateurs de décharges torrentielles.

Le second groupe comprend des histogrammes qui se ressemblent beaucoup et qui, en dehors de leur mode principal commun, ont pour caractéristique un étalement assez important de la courbe. Ils sont typiques des dépôts glaciaires remaniés. Ce sont les échantillons de Villy, Doucet 2, Le Pont, Bois des Fournets, Borly 2, Viviers, Les Fauges, Entreverges et les trois histogrammes de la Tour.

Le troisième groupe, très réduit, englobe les deux histogrammes de Dessy et celui des Combes. Ils correspondent à des dépôts où l'influence fluviale devient prépondérante.

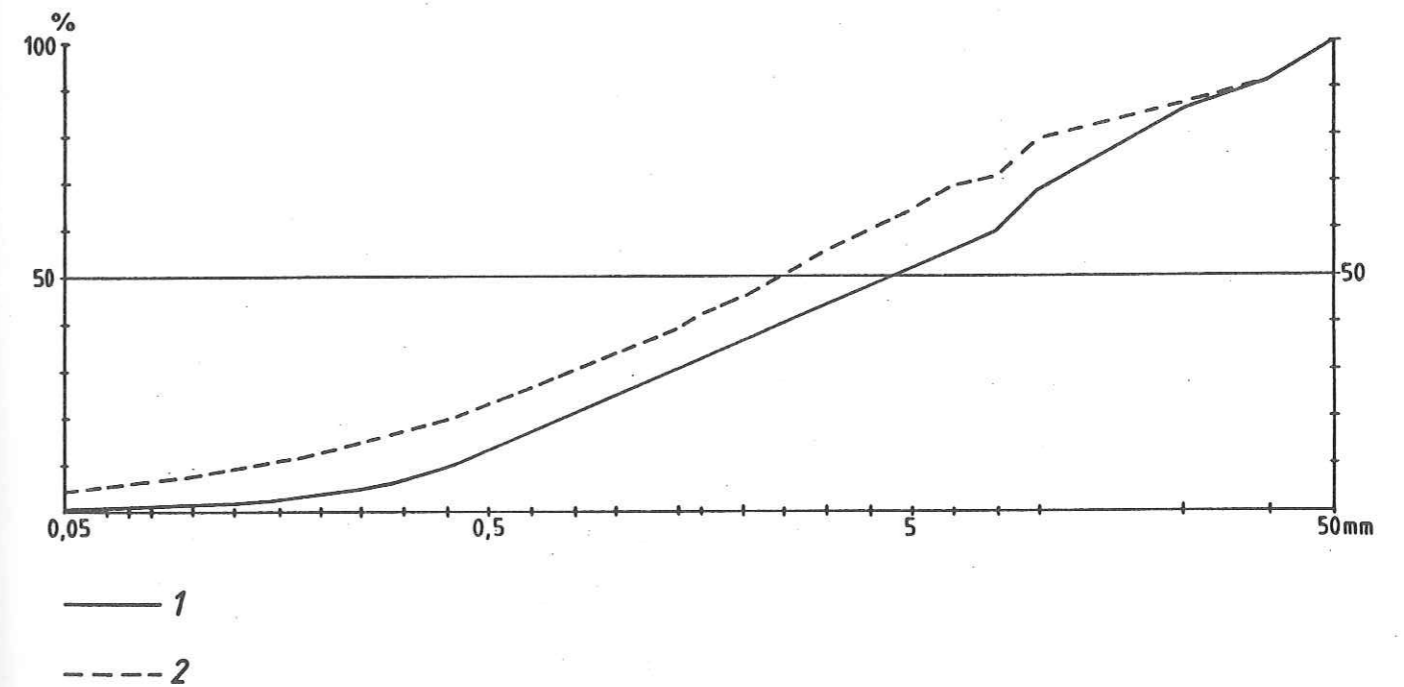
Liste des abréviations utilisées dans les deux diagrammes triangulaires et le graphique log-log.

- B1 = Bougeailles 1
- B2 = Bougeailles 2
- Bo1 = Borly 1
- Bo2 = Borly 2
- C = Croix des Serves
- Co = Les Combes
- CS = Cranves-Sales
- D2 = Doucet 2
- D3 = Doucet 3
- De1 = Dessy 1+5
- De2 = Dessy 2
- De3 = Dessy 3
- De4 = Dessy 4
- E = Entreverges
- F = Fillinges
- F2b = Fillinges 2b
- F2c = Fillinges 2c
- Fa = Les Fauges
- Fo = Bois des Fournets
- G1a = Pont-du-Giffre 1a
- G1b = Pont-du-Giffre 1b
- G2 = Pont-du-Giffre 2
- M = Menthonnex
- Ma = la Marmotte
- Ma1 = la Marmotte 1
- Ma2 = la Marmotte 2
- P = le Pont
- Po = Porte
- R3 = Rond 3
- R4 = Rond 4
- T1 = la Tour 1
- T2 = la Tour 2
- T3 = la Tour 3

- V = les Vignes
- Vi = Villy
- Vo = Vozerier
- Vv = Viviers

3. Granulométrie

BOUGEAILLES

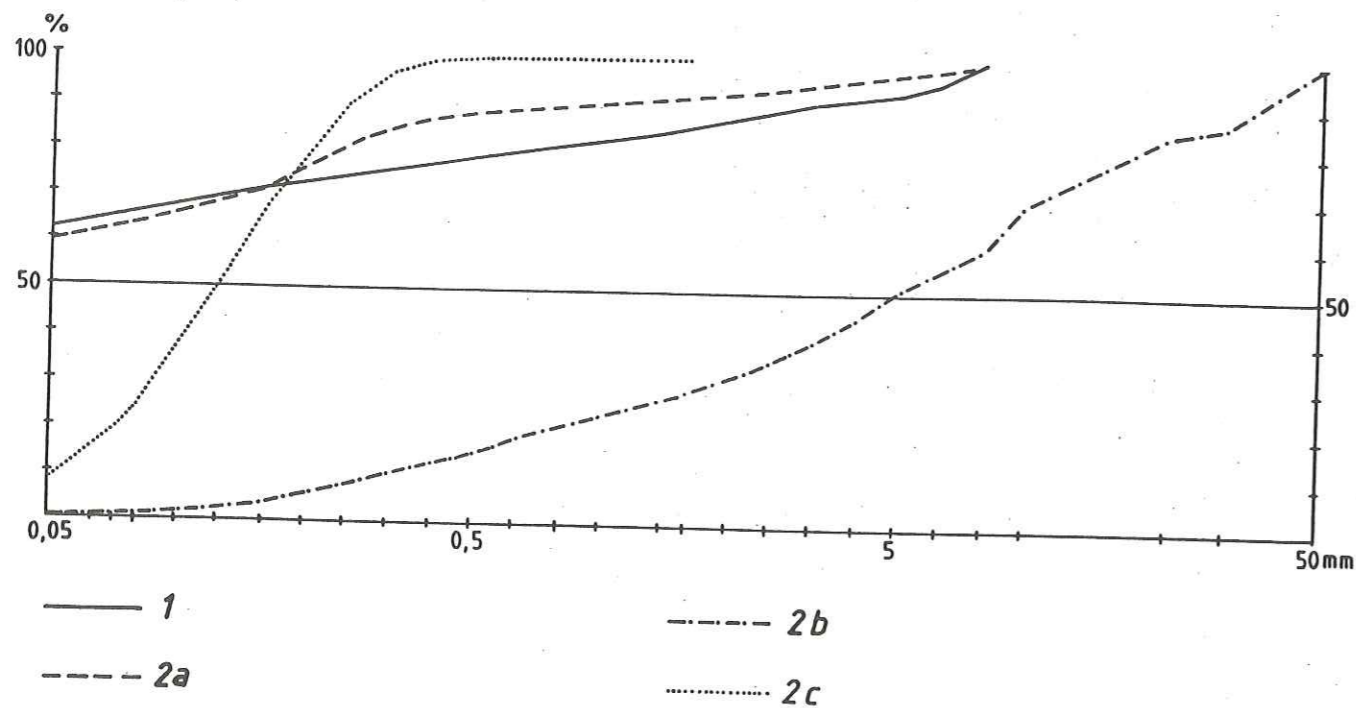


Bougeailles

Courbes logarithmiques. Fraction fine très faible (particulièrement dans le niveau 1). Moraine superficielle.

- 1. Sorting index 3,94 = assez bien classé
- 2. Sorting index 3,30 = normalement classé.

FILLINGES



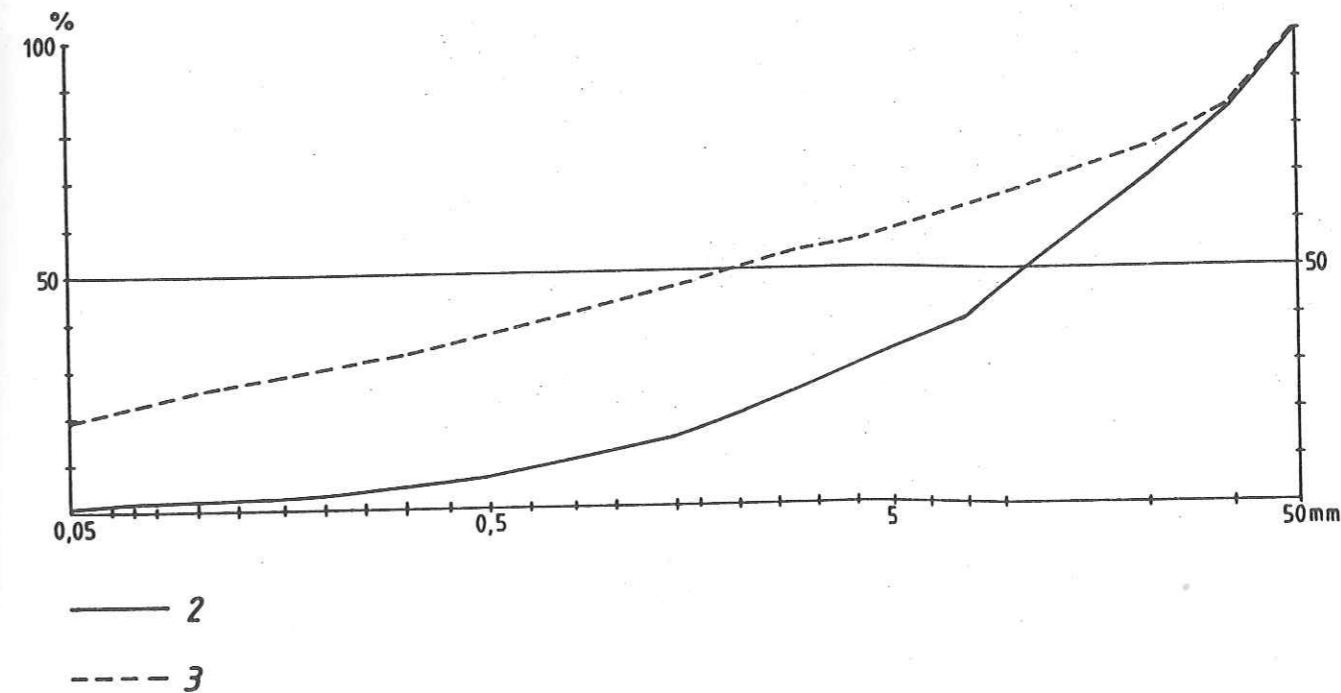
Fillinges

Les courbes 1 et 2a ont été reportées à titre de comparaison, bien qu'elles ne soient pas très significatives. Elles ont une allure logarithmique et sont probablement typiques de moraines de fond.

La courbe 2b est logarithmique, pratiquement sans fraction fine. La médiane se situe à 4,8 mm. Il s'agit de moraine de fond lavée par les eaux courantes. Sorting index 3.14 = normalement classé.

La courbe 2c, sigmoïde, caractérise des sables bien triés. Sorting index 1,44 = très bien classé.

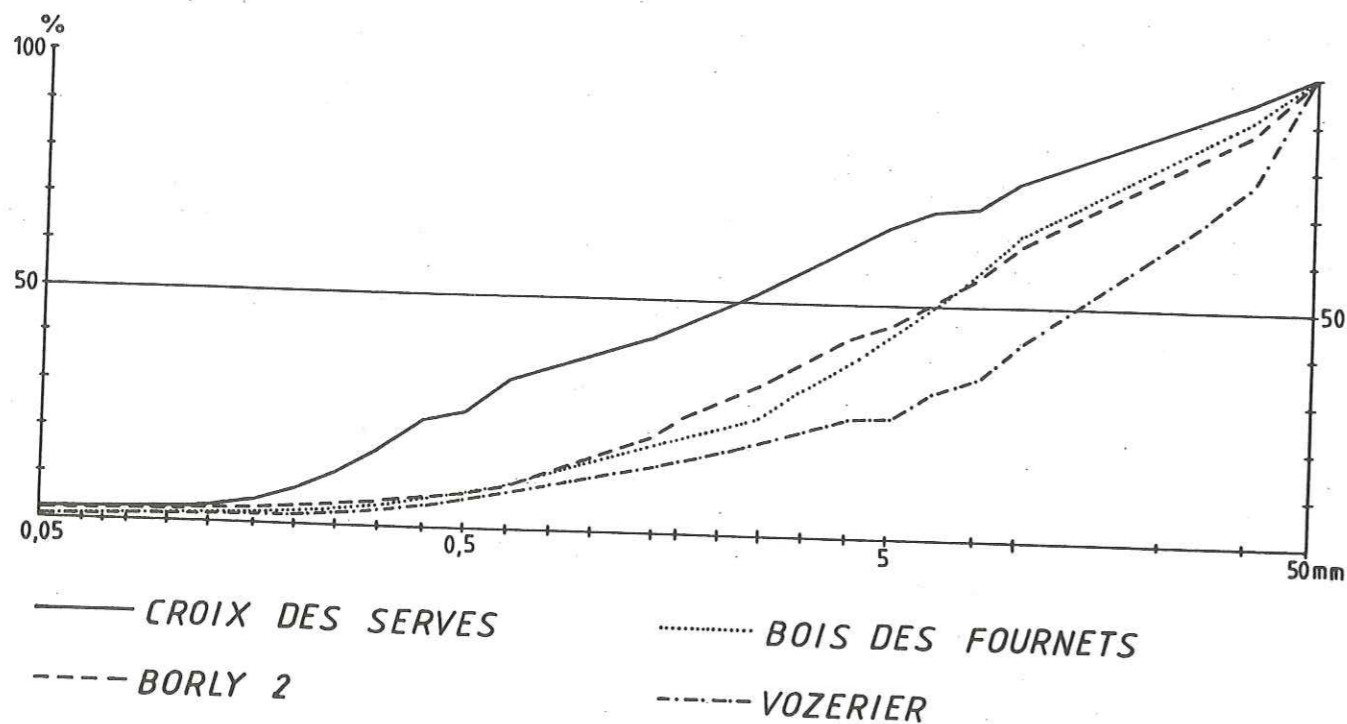
DOUCET



Doucet

La courbe 2 est légèrement parabolique, n'a que très peu de fraction fine, la médiane se situe dans la fraction graviers. Ce sédiment fluviatile de type torrentiel est fait de moraine de fond remaniée. Sorting index 2,44 = très bien classé.

La courbe 3 a une fraction fine importante (plus de 20% en dessous de 0,05 mm). C'est une moraine de fond typique. Sorting index 11,39 = très mal classé.

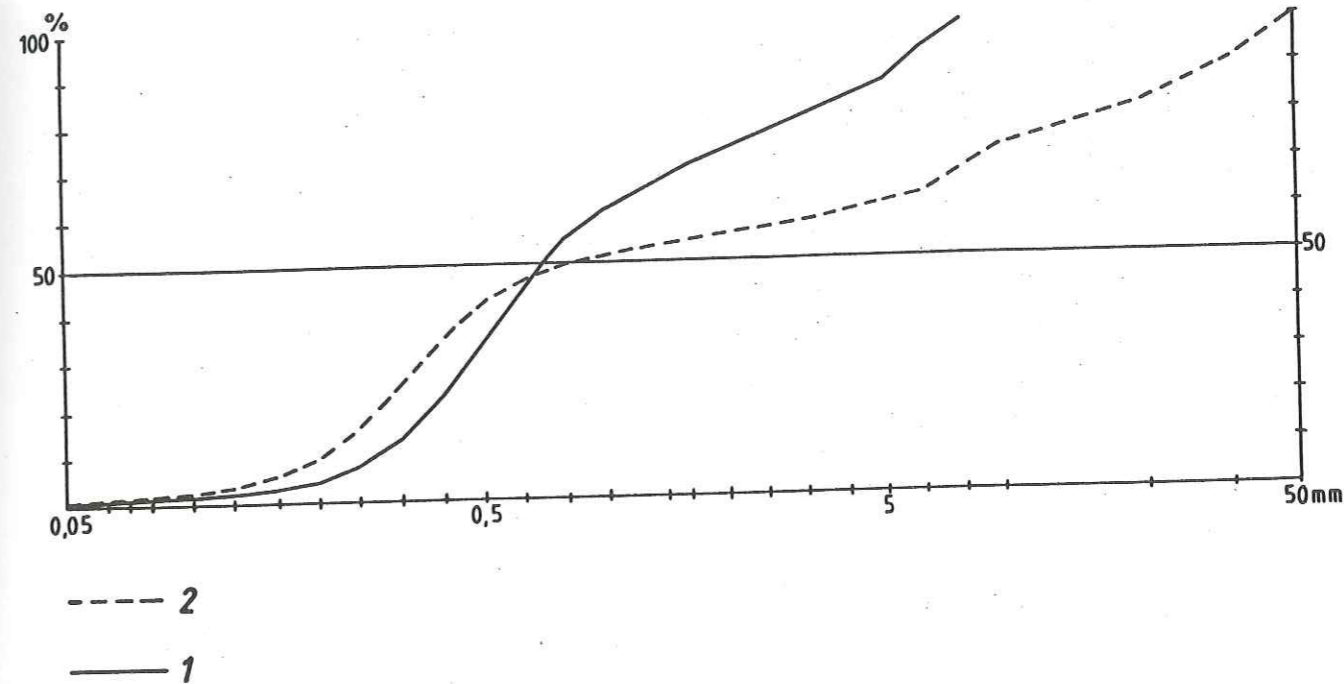


Croix des Serves, Bois des Fournets, Borly 2, Vozerier

Ces quatre courbes ont été groupées car elles présentent des caractéristiques communes : elles sont logarithmiques (celle de Vozerier a une légère allure parabolique qui est probablement due à une décharge torrentielle), la fraction fine a disparu. Les médianes sont assez différentes : 2,2 , 6,3 , 13,5. Elles confirment la tendance grossière du matériel. Ces courbes caractérisent des dépôts de moraine de fond remaniés par les eaux de fonte.

Sorting index :
 Croix des Serves 4,33 = assez bien classé
 Bois des Fournets 2,2 = très bien classé
 Borly 2 2,56 = normalement classé
 Vozerier 2,64 = normalement classé .

LA MARMOTTE

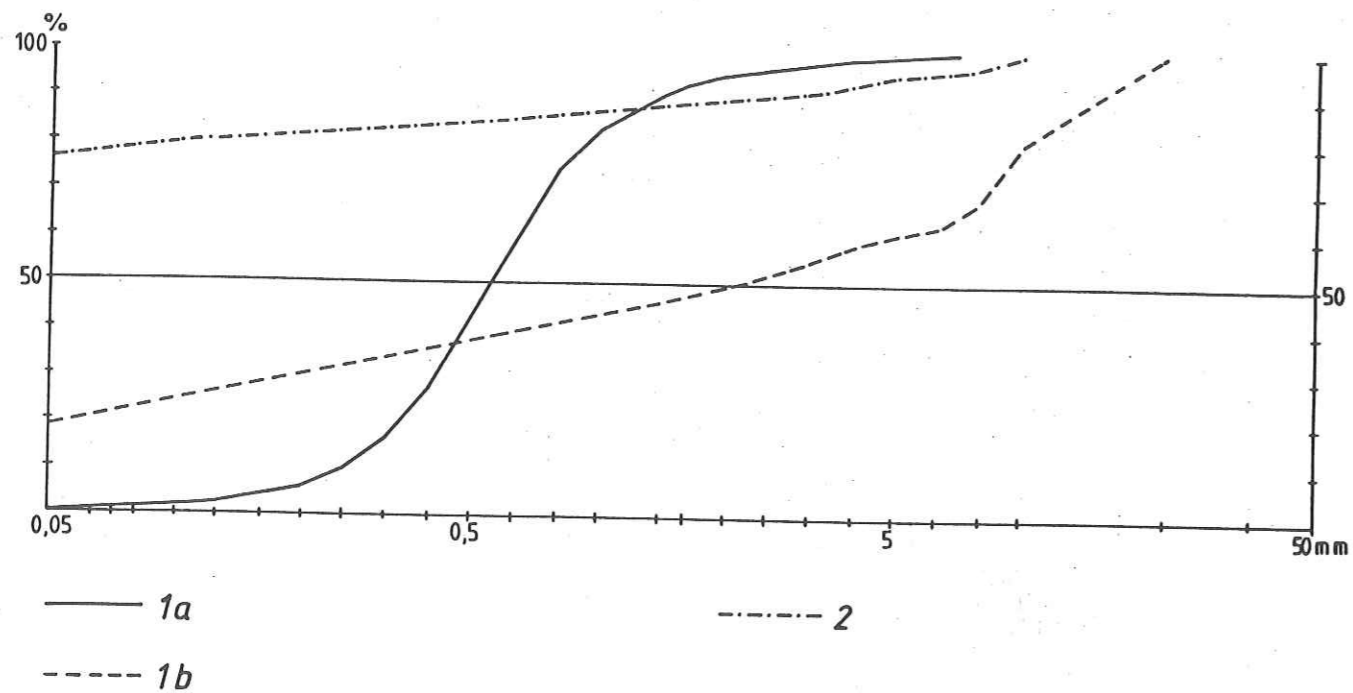


La Marmotte

La courbe 1 est sigmoïde. Il s'agit de sables grossiers et de graviers fluviaux. Sorting index 2,3 = très bien classé.

La courbe 2 est logarithmique avec une vague allure sigmoïde au départ. Elle traduit un mélange de matériel morainique et de sables fluviaux. Sorting index 5,76 = mal classé.

PONT-DU-GIFFRE

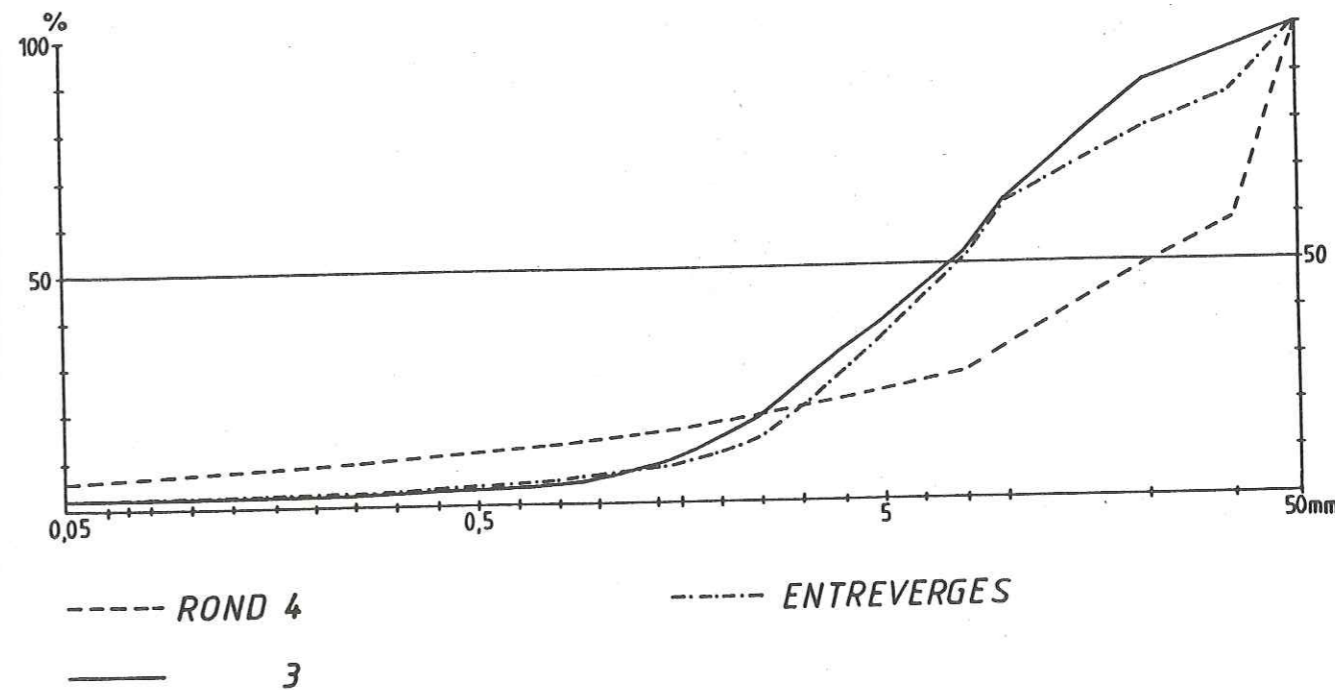


Pont-du-Giffre

La courbe 1a est sigmoïde, 70% du matériel sont compris entre 0,25 et 1 mm. Le sédiment est très bien classé (Sorting index 1,49). Il s'agit de sables fluviaux.

La courbe 1b est logarithmique, montre beaucoup de fraction fine (près de 20%) et le sédiment est très mal classé (Sorting index 9,09). C'est une moraine de fond.

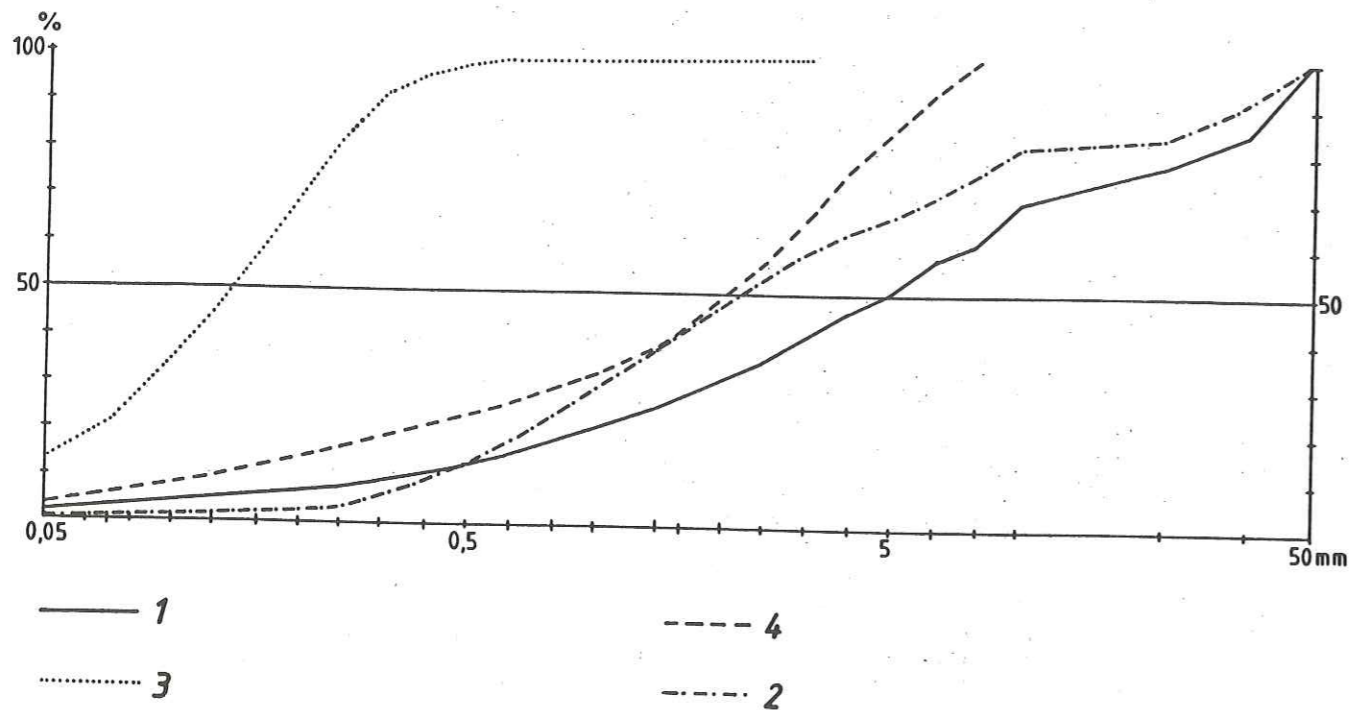
La courbe 2, parfaitement rectiligne, logarithmique, n'a été reportée qu'à titre de comparaison. Elle montre près de 80% de fraction fine.



Rond et Entreverges

Ces trois courbes ont une allure parabolique, typique des décharges torrentielles. Celles de Rond 3 et d'Entreverges sont presque identiques (Sorting index 1,89 et 1,8 = très bien classé). Celle de Rond 4 contient un peu plus de fraction fine (Sorting index 2,34 = très bien classé).

DESSY

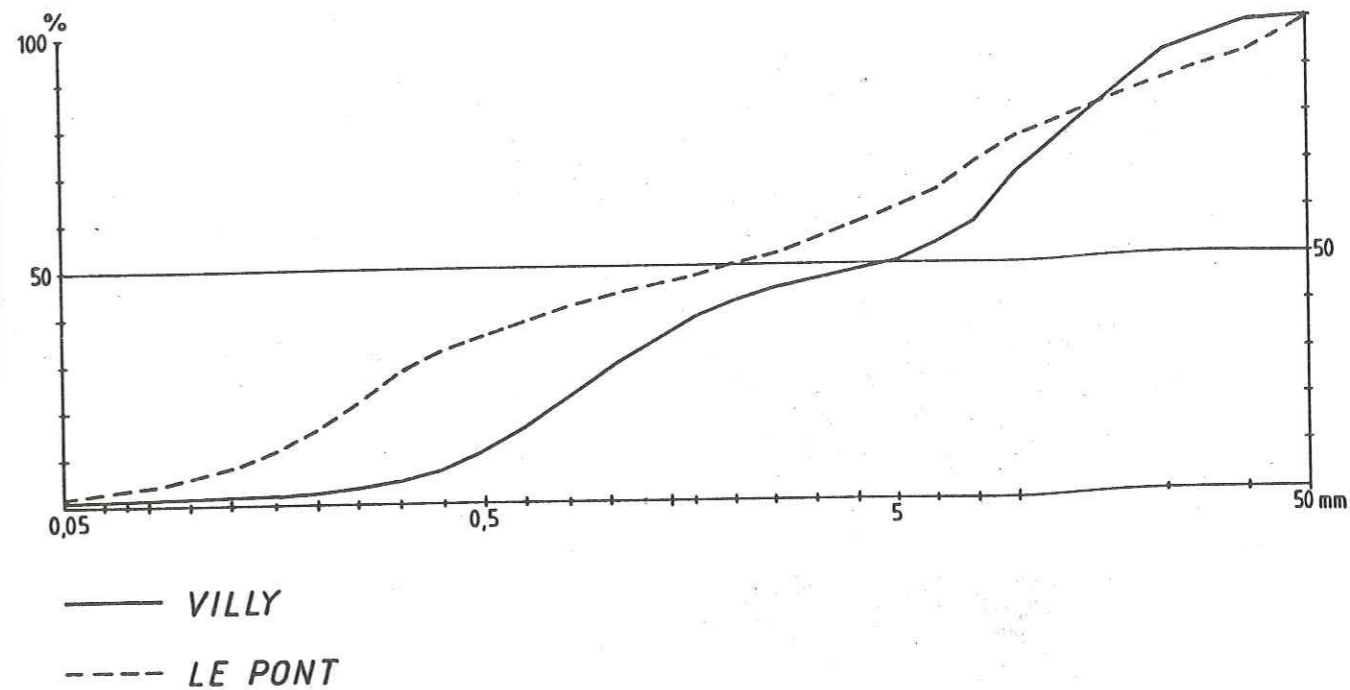


Dessy

Les courbes 1, 2 et 4 sont logarithmiques, avec de grosses irrégularités. La fraction fine est rare ou absente. Les médianes sont situées entre 2 et 5 mm. Il s'agit de moraine de fond remaniée par les eaux de fonte.

Sorting index 3,09, 2,57 et 2,76 = sédiments normalement classés.

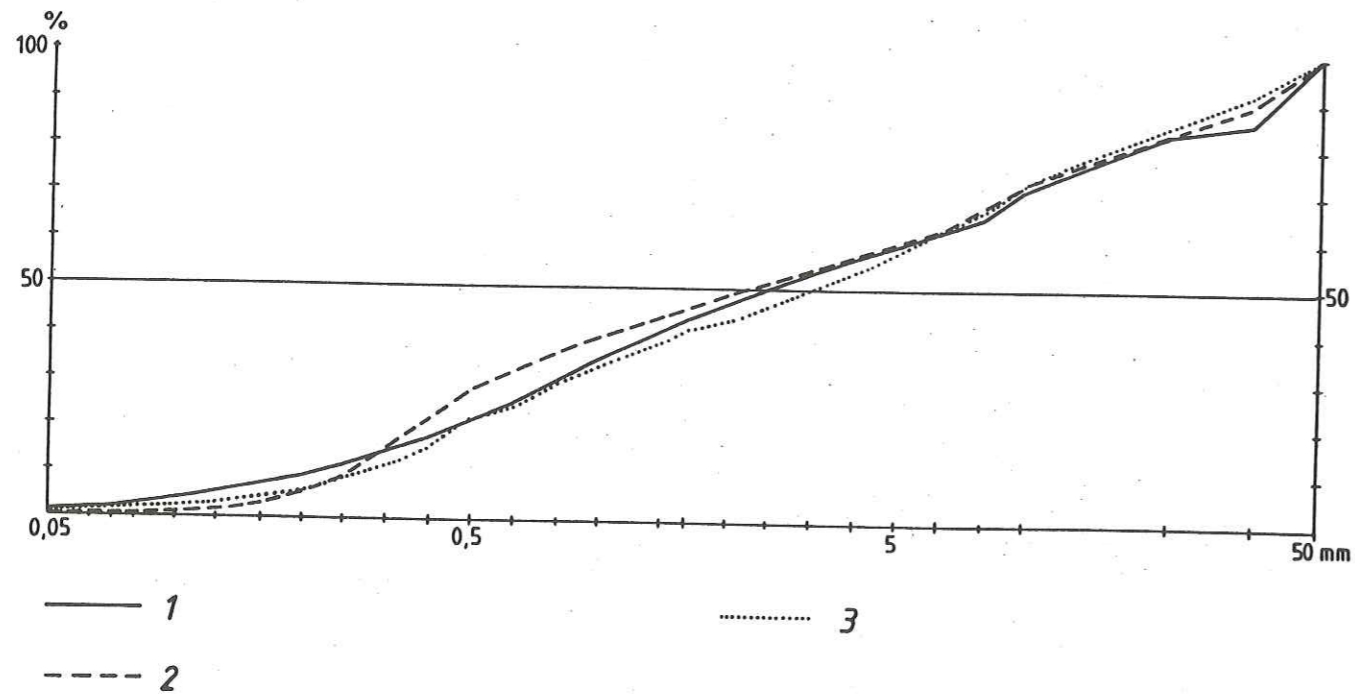
La courbe 3 est probablement sigmoïde. Ce sont des sables fins, fluviatiles. Sorting index 1,56 = très bien classé.



Château de Villy et le Pont

Courbes logarithmiques présentant des ondulations qui traduisent un tri par les eaux courantes. Celle de Villy n'a pas de fraction fine, ce qui prouve le remaniement de la moraine (Sorting index 3,46 = normalement classé). Celle du Pont a une allure morainique encore plus marquée bien que la fraction fine ait été lavée en grande partie (Sorting index 5,6 = sédiment mal classé).

LA TOUR



La Tour

Courbes logarithmiques, très voisines. L'absence de fraction fine dénote le remaniement de la moraine de fond. D'après les valeurs du Sorting index, le niveau 2 est plus proche de la moraine que les autres :

- 1. 4,16 = assez bien classé
- 2. 4,85 = mal classé
- 3. 3,98 = assez bien classé.

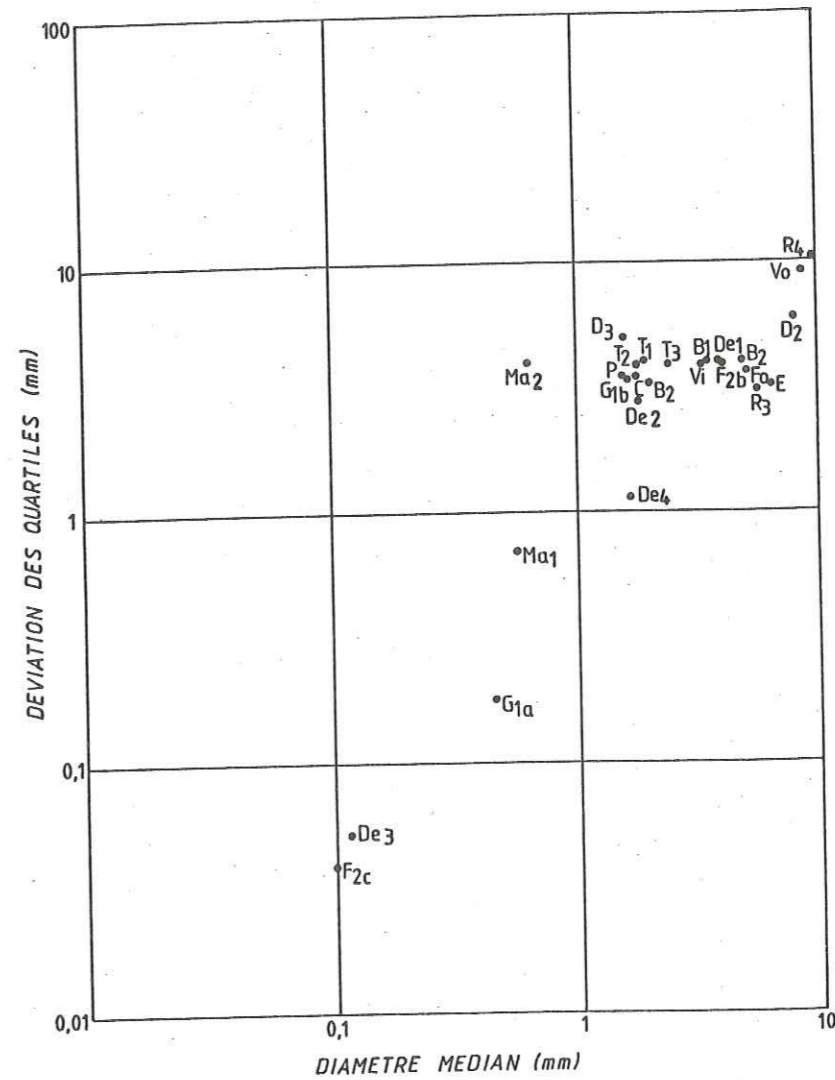


Fig. 52. Graphique mettant en relation le diamètre médian et la déviation des quartiles pour les échantillons étudiés.

La comparaison de ce graphique avec celui qui sert de référence (fig. 1), permet les constatations suivantes : un seul faciès glaciaire est représenté (glacial a). La plupart des échantillons entrent dans cette catégorie. Tous les niveaux du delta de la Tour (T1, T2, T3) ont ici un caractère morainique prononcé. Deux niveaux de Dessy (De1, De3) sont dans le même cas. Le niveau grossier du delta de la Marmotte est également dans l'enveloppe glaciaire. Seuls font exception les niveaux de sables de la Marmotte (Ma1), de Pont du Giffre (G1a), de Dessy (De4) et de Fillinges (F2c), qui sont tous compris dans le faciès fluvial.

Les étapes de la déglaciation

1. Vallée de l'Arve

a) Stades antérieurs à la vallée

Les flancs de la basse vallée de l'Arve portent les traces de glaciers postérieurs l'un au glacier débordant les limites de sa vallée, sortant dans le bassin de la Saône et probablement joint à celui du Rhône au pied du Salève.

Le premier stade présente un glacier très important, s'étendant sur 10 à 20 km au nord du confluent du plateau des Bornes, à la Chapelle-Rambaud, et il laisse un dépôt dans lequel les eaux de fonte ont créé le delta de la Saône au pied de l'Amont par une vaste et courte dépression, vraisemblablement d'origine periglaciaire. A ce stade, le seuil de la Chapelle-Rambaud était probablement entouré par le glacier qui pouvait encore débiter en direction d'Annecy par le col d'Évires et celui de Jussy. Nu

V PALEOGEOGRAPHIE GLACIAIRE

de la Marinette, se subsiste au rive droite.

Plus tard, le glacier a une extension plus réduite. En rive gauche, il est bordé par les faibles accumulations morainiques latérales de Bois-Moines et Fléry. Derrière cette dernière se constitue la terrasse d'Écluzet-Salève. A l'aval, il constitue la terrasse de Mont-Salève, qui culmine à 910 m et peut être un des glaciers de ce stade. En rive droite, le glacier de l'Arve est exposé tout à fait au sud-est de Châtillon et dans la dépression de Porcué-Cétre. Il est barré par le seuil de Faucigny-Peillonnex, barre le détaché de Faron de Rogève et de la Morge. Un lac se crée au bordure de ce seuil. C'est le lac de la Toie. Ce barrage permet d'expliquer la position des lacets du petit vallon de la Toie, aux alentours de mètres au-dessus de l'aval actuel. Le front de glacier est incisé. Il se situe au-delà de l'extrémité du Salève. Par ailleurs, ce stade débouche encore par le seuil de Mégève. Ce stade porte le nom de stade de la Toie.

Les terrasses de Loix, Collonges et Arignoy sont dues au bord d'un glacier, tassé dans sa vallée, revenant en retrait par rapport au stade précédent, et qui était peut-être déjà dissocié du glacier rhodanien. C'est peut-être de cette période que date cette espèce d'aplanissement du glacier rhodanien qui suggèrent les formes morainiques de Crêtaz-Salève et de Corty. Celle du Ront, à proximité avec la terrasse d'Ardoz, pourraient également être des à par ailleurs, du stade de Loix-Fillings.

1. Les étapes de la déglaciation

1.1. Vallée de l'Arve

1.1.1. Stades extérieurs à la vallée

Les flancs de la basse vallée de l'Arve portent les traces de plusieurs positions d'un glacier débordant les limites de sa vallée, sortant dans le bassin genevois et probablement joint à celui du Rhône au pied du Salève.

Le premier stade montre un glacier très important, atteignant 900 à 950 m près du sommet du plateau des Bornes, à la Chapelle-Rambaud, où il barre un lac, lac dans lequel les eaux de fonte ont créé le delta de la Marmotte, prolongé à l'amont par une vaste et courte dépression, vraisemblablement d'origine paraglaciale. A ce stade, le seuil de la Chapelle-Rambaud était probablement environné par la glace qui pouvait encore diffuser en direction d'Annecy par le col d'Evires et celui du Sappey. Nulle trace manifeste de ce stade, qui, par commodité, a été appelé **stade de la Marmotte**, ne subsiste en rive droite.

Plus tard, le glacier a une extension plus réduite. En rive gauche, il est bordé par les faibles accumulations morainiques latérales de Bas-Mornex et Esery. Derrière cette dernière se constitue la terrasse d'Esserts-Salève. A l'amont, la moraine latérale de Mont Saxonnex, qui culmine à 950 m, est peut-être un des jalons de ce stade. En rive droite, le glacier de l'Arve est encore joint à celui du Giffre au col de Châtillon et dans la dépression de Pont-du-Giffre. Il passe le seuil de Faucigny-Peillonex, barre le débouché du Foron de Bogève et de la Menoge. Un lac se crée en bordure de ce lobe. C'est le lac de la Tour. Ce barrage permet d'expliquer la position des foresets du petit delta de la Tour, une cinquantaine de mètres au-dessus du talweg actuel. Le front du glacier est inconnu. Il se situait au-delà de l'extrémité du Salève. Par ailleurs, ce glacier diffusait encore par le seuil de Mégève. Ce stade porte le nom de **stade de la Tour**.

Les terrasses de Loex, Fillinges et Arpigny sont nées au bord d'un glacier tassé dans sa vallée, nettement en retrait par rapport au stade précédent, et qui était peut-être déjà dissocié du glacier rhodanien. C'est peut-être de cette période que date cette espèce d'apophyse du glacier rhodanien que suggèrent les dépôts morainiques de Cranves-Sales et de Corly. Ceux du Pont, à l'extrémité aval de la terrasse d'Arthaz, pourraient également être liés à cet épisode, dit **stade de Loex-Fillinges**.

Ces trois stades successifs ont une caractéristique commune : ils sont rarement délimités par des moraines construites, mais le plus souvent par des dépôts de lacs de barrage et des cônes de déjection paraglaciales. Ils évoquent un tassement progressif du glacier et constituent probablement quelques-unes des étapes du retrait würmien. En effet, selon ARN (1984), le maximum würmien s'est produit tardivement, à partir de 25 000 ou 24 000 BP, ce qui exclut un stade maximum à 700 m d'altitude comme le suggère KARNAY (1980). MANDIER (1984) donne des datations qui confirment l'âge récent des terrasses liées aux "moraines internes" de la région lyonnaise. Mon propos n'est pas de discuter la chronologie würmienne, mais il faut tout de même relever que si, pour MANDIER, la dernière extension würmienne correspond bien au complexe des moraines internes, le maximum würmien, lui, s'est produit plus tôt (35 000 ou 40 000 BP) et son glacier a abandonné ses délaissés à quelques kilomètres au-delà des moraines internes.

1.1.2. Les stades de la vallée principale entre Reignier et le Fayet

Le **stade des Rocailles** est le premier qui voit le glacier de l'Arve définitivement individualisé. Son front est marqué par la zone des Rocailles, relayée à l'amont par les cordons morainiques de Bröy - St-Sixt - St-Laurent. Un vaste sandur, localement occupé par un lac (delta de Villy), s'étend du front jusqu'au pied du Mont Gosse. Sur Marignier, le glacier barre à 600 m l'actuelle basse vallée du Giffre. Les crêtes et les dépressions de la région de Vozerier, sous St-Sixt, sont des formes nées du tassement du glacier après le stade des Rocailles. A partir de ce stade, la diffluence de Mégève ne fonctionnait plus. Les crêtes morainiques de Combloux, échelonnées entre 800 et 1000 m d'altitude, attestent plusieurs positions latérales successives du glacier.

Les dépôts morainiques à topographie très molle qui se suivent sur plusieurs kilomètres en amont de Marignier, entre 500 et 550 m d'altitude, sont assurément les restes d'un second stade, plus réduit que celui des Rocailles. Son front est difficile à placer. Comme le remplissage alluvial du bassin de Cluses atteint 120 m par endroits (BACONNAIS et al., 1981), il est possible que ces moraines soient en position latérale et que le front du glacier correspondant soit situé beaucoup plus à l'aval, entre Marignier et Bonneville, ou même au-delà de Bonneville. Par commodité, ce stade est appelé **stade de Bonneville**, car il est possible que les blocs erratiques de Dessy, en bordure du cône du Borne, soient des témoins latéro-frontaux de ce stade.

A la suite du retrait du glacier du stade de Bonneville, un vaste lac s'est installé dans le bassin de Cluses. Les sondages publiés par BACONNAIS et al. (1981) révèlent la présence d'argiles lacustres à partir de 50 m de profondeur. Peu épaisses à l'aval immédiat de Cluses (18 m), elles atteignent 40 m en amont de Bonneville, 47 m près du talweg de l'Arve en face de la Roche. Le lac s'est donc rapidement comblé à partir de l'amont. Il faut mettre en évidence le sondage de Marignier, dans lequel il n'y a pas trace d'argiles, les graviers surmontant immédiatement la moraine, dès 103 m de profondeur. Ceci est la preuve que le Giffre a adopté son cours actuel et formé son cône de déjection dès que le glacier de l'Arve a quitté l'ombilic de Cluses. En amont de Cluses, le remplissage alluvial n'est pas épais et ne montre que très peu d'argiles. Les sondages du bassin de Sallanches révèlent la présence de graviers jusqu'à 150 m de profondeur. Apparemment, aucune moraine n'est intercalée dans ces alluvions. Il n'est pas possible de déterminer jusqu'où le glacier a reculé après son stade à Bonneville.

Le **stade de Sallanches**, de même que celui de Bonneville, est fondé sur une moraine latérale : la crête du Fayet, en rive gauche, domine d'une centaine de mètres la plaine alluviale. Or, comme on l'a vu plus haut, le remplissage alluvial est ici très important. Le glacier qui a construit la crête du Fayet a pu envoyer son front jusqu'à Sallanches et envahir ce vaste ombilic dans sa totalité. En amont, la moraine des Chavants (1300 m) est le seul jalon possible de ce stade, qui se situe à près de 30 km en retrait du précédent. Par la suite, le glacier de l'Arve a quitté définitivement le bassin de Sallanches et s'est cantonné dans la vallée de Chamonix. L'énorme quantité d'alluvions qui a comblé l'ombilic est certainement postérieure au stade de Sallanches.

1.1.3. Les stades de la vallée de Chamonix

Il faut passer le verrou des Gures et remonter jusqu'aux Houches pour rencontrer le premier stade de la vallée. L'accumulation de débris située au-dessus de la gare SNCF est considérée comme la limite aval de l'extension des glaciers chamoniards au **stade des Houches**. Tous les grands appareils sont jointifs. Le glacier du Tour, qui atteint 1600 m d'altitude sur son versant droit, difflue par le col des Montets. La position des fronts glaciaires des Pélerins, de Blaitière et des Nantillons est indéterminable, mais la Montagne de la Pendant et celle de Lognan sont probablement englacées.

Au **stade de Chamonix**, la Mer de Glace obstrue la vallée principale. La moraine latérale du Lavancher, les placages du versant des Praz, la crête du cimetière et le cône des Planards permettent de dessiner un contour assez précis de l'extrémité de la langue glaciaire. Le glacier d'Argentière, qui s'étale largement dans la vallée principale, présente une image analogue, comme en témoigne la moraine latérale du Planet. La crête latérale gauche qui s'interrompt contre le coude de la Mer de Glace au Lavancher permet de concevoir un glacier d'Argentière venant buter contre la Mer de Glace. Quant au glacier du Tour, il émet un petit lobe en direction du col des Montets, à 1450 m, mais ne passe plus le seuil du col. Comme le montrent les dépôts latéraux, son front rencontre le flanc du glacier d'Argentière au Planet. Les glaciers des Bossons et de Tacconnaz sont séparés de la Mer de Glace. Ils occupent certainement une partie de la vallée, mais leur front est indéterminable avec précision sur la base des éléments morphologiques.

Le **stade de Tré-le-Champ** est particulièrement bien défini au glacier du Tour par la grande crête latéro-frontale de Tré-le-Champ-le-Bas, qui détermine un glacier disjoint de celui d'Argentière. Un stade analogue existe au glacier d'Argentière. Il est marqué par le complexe de la Joux-la Chauffria, qui se ferme également en retrait de la moraine du Lavancher.

Enfin, un dernier épisode n'est repérable qu'au glacier du Tour. C'est le **stade des Frasserands**, qui se révèle par de petites crêtes morainiques situées légèrement en arrière de la moraine de Tré-le-Champ. Le front du glacier de ce stade se trouve à une distance d'un kilomètre environ des moraines de 1600.

1.1.4. Les stades de la vallée du Bon Nant

Au **stade de St-Gervais**, les glaciers sont jointifs. Le front de l'appareil, très étroit, est suspendu au sommet du gradin de confluence. Les eaux de fonte construisent un cône grossier qui se sédimente en arrière de la crête du Fayet. A l'amont, le glacier de Tré-la-Tête barre le haut vallon du Bon Nant. Derrière ce barrage, à près d'un kilomètre, le petit glacier de la Balme atteint le talweg.

Par la suite, les principaux appareils se dissocient. Chacun d'eux montre deux stades. Le glacier de Bionnassay a pu émettre une étroite langue qui a atteint Bionnay et engendré le sandur des Praz-de-St-Gervais. Le second stade se situe au village de Bionnassay où apparaît un double complexe morainique latéro-frontal. Les stades du glacier du Miage apparaissent à la Gruvaz et aux Chalets de Miage. A la Gruvaz, le glacier est suspendu au-dessus de la vallée principale et ses eaux

de fonte créent un gros cône actuellement fossile. Au stade suivant, le glacier remplit le petit ombilic de Miage. Le glacier de Tré-la-Tête a deux stades distants d'un peu plus d'un kilomètre. Le premier a atteint le Cugnon en amont des Contamines, le second se ferme à Notre-Dame-de-la-Gorge. Tous deux sont jalonnés à l'amont par des crêtes latérales gauches qui barrent le haut vallon du Bon Nant.

1.2. Vallée du Giffre

1.2.1. Le stade de la Tour

Le premier stade d'un glacier du Giffre dont le front est disjoint du glacier de l'Arve se situe à la Tour, à la source du ruisseau Hérisson. Le glacier se termine dans le lac de la Tour barré par le glacier de l'Arve lors de ce qui a été défini comme le deuxième stade de retrait tardiwürmien (cf. 1.1.1.). C'est donc à dessein qu'il porte le même nom. Les eaux de fonte engendrent le delta de la Tour. Les limites latérales de ce stade ne sont pas évidentes : en rive gauche, le glacier du Giffre est coalescent avec celui de l'Arve à Pont-du-Giffre et Châtillon-sur-Cluses; les dépôts de barrage latéral de Pra Farou près de Samoëns, à 1000 m d'altitude, se sont peut-être déposés contre le glacier du stade de la Tour; en rive droite, il peut en être de même pour le petit cône-delta de Rond sur Taninges, à 950 m.

Contrairement à ce qui se passe dans la vallée de l'Arve, il n'existe aucune trace d'un troisième stade de retrait. Une seule chose est certaine : le stade qui suit correspond à une récurrence, car un cône de déjection, dû à un torrent descendu du Môle ou plutôt, vue la composition pétrographique du dépôt, à un glacier du Giffre retiré au-delà du verrou de Pont-du-Giffre, s'est formé dans la région du coude du Giffre. Or ce cône est surmonté par une moraine de fond.

1.2.2. Le stade de Pont-du-Giffre

Le front de ce stade n'est pas définissable avec précision, faute de moraines construites. Par contre, son parallélisme avec le **stade des Rocailles** s'impose. En effet, à ce stade, la rive droite du glacier de l'Arve barre à 600 m l'actuelle basse vallée du Giffre. Un lac se crée, barré au Nord du Môle par le vallum-delta de la Tour probablement entaillé par une brèche à 600 m d'altitude. La terrasse d'Entreverges, le delta des Fauges et les argiles de St-Jeoire se sont formés dans ce lac. D'après l'analyse pollinique (cf. plus haut, chap. IV. 2.1.3.3.), ces argiles se sont formées pendant ou avant le Dryas I. Le glacier du Giffre a avancé dans ce

plan d'eau, formant une couche de moraine de fond subaquatique (waterlain till). Il faut imaginer l'extrémité de sa langue écrasée contre les pentes du Môle, s'étalant en un petit lobe de part et d'autre. Derrière le verrou de Pont-du-Giffre, les lacs d'Ivoray et d'Anthon, situés en bordure du glacier à altitude semblable (700 m) sont peut-être des lacs de barrage de ce stade. Il en est de même pour le delta de Viviers, petite terrasse de kame en rive droite. En amont, la trace se perd. Il n'est notamment pas possible de déterminer si le glacier du Giffre était encore capable de transfluer par le col de Châtillon-sur-Cluses. Les dépôts fluvio-glaciaires de Dessy, situés à faible distance en retrait du lac d'Ivoray, sont probablement attribuables à un tassement du glacier après son stade à Pont-du-Giffre.

1.2.3. Le stade de Taninges

Le stade suivant se trouve à Taninges, où apparaissent dans la plaine alluviale et au pied du versant droit les restes d'un vallum latéro-frontal, entre 620 et 630 m d'altitude. Les torrents proglaciaires ont formé un sandur étroit entre le Roc des Suets et Mieussy, comme en témoigne la terrasse continue et régulièrement inclinée (630 m à l'amont et 620 m à l'aval). Il n'existe aucun élément morphologique qui puisse être raccordé à ce stade à l'amont de Taninges. Les moraines latérales de ce stade ont des formes avachies, en glissement, mais se suivent régulièrement sur deux kilomètres en rive droite à l'aval de Samoëns. Elles ont leur pendant, moins continu, en rive gauche. Sur Samoëns, la petite crête qui borde le débouché du vallon du Clévieux a probablement été construite par le glacier du Giffre émettant un petit lobe de diffluence dans ce vallon latéral. Les glaciers du Giffre-Bas et du Giffre-Haut confluent à Sixt.

1.2.4. Les stades du Giffre-Bas

Après le retrait du stade de Samoëns, les glaciers du Giffre-Haut et du Giffre-Bas se sont séparés. Celui du Giffre-Bas, sorti de la reculée et du cirque du Fer-à-Cheval, s'est arrêté à l'**Echarny**, en amont de Sixt, où se trouve probablement un lambeau de vallum latéro-frontal. Plus haut, le mystère reste entier. Si l'on considère la crête de Frénalay sur Plan du Lac comme une moraine construite, il est possible d'imaginer à cet endroit un stade du glacier issu du Fer-à-Cheval. En ce qui concerne le Giffre-Bas, aucun dépôt morainique n'est repérable entre Plan du Lac (1000 m) et la marge proglaciaire récente, suspendue à 2400 m environ. Seul élément conservé : le **stade des chalets du Boret**, à 1380 m, front d'une petite langue émise par le petit cirque de la Vogealette, sous la Pointe de Bellegarde.

1.2.5. Les stades du Giffre-Haut

Le **stade du Fardelet** est le seul stade important. Au débouché des vallons du torrent des Fonts et du torrent de Sales, une langue glaciaire issue du fond de la reculée de la Pointe de Platé a émis une langue étroite parvenue jusqu'à 1000 m d'altitude. Parallèlement, le glacier du Buet, occupant le cirque des Fonts, a envoyé sa langue jusqu'à quelques centaines de mètres de distance de la précédente. Un petit lac s'est formé entre les deux complexes morainiques. Les fronts des deux glaciers étaient presque jointifs. A l'amont de ce stade, le petit ombilic des chalets d'Anterne porte encore les traces d'un englacement local très limité. Un autre petit appareil, parti des Grandes Platières, descendait sur Flaine.

1.2.6. Les stades de Bossetan

Situé sous les Dents d'Odda, l'étroit vallon de Bossetan a été englacé à deux reprises au moins : la première voit le glacier descendre jusqu'à 1100 m environ; au cours de la deuxième se construisent les petits vallums des Chalets de Bossetan, à 1600 m d'altitude. Ce sont les seuls stades repérables dans l'ensemble du massif Avoudrues - Dents-d'Odda.

1.3. Vallées du Borne, du Reposoir et vallons du Bargy

1.3.1. Les stades de la vallée du Borne

Quand le glacier du Borne, descendu des Aravis, englaçait la vallée jusqu'au-delà du Grand-Bornand, il passait le seuil de St-Jean-de-Sixt et descendait sur Thônes se joindre au glacier de l'Isère. Une partie de sa masse seulement s'engageait dans les étroits défilés de la vallée transversale du Petit-Bornand pour alimenter le glacier de l'Arve. Au cours des stades dits tardiwürmiens de l'Arve (stades de la Marmotte, de la Tour et de Loex-Fillinges), il est possible que le glacier du Borne confluaient encore avec l'appareil principal. Mais aucun élément observé ne permet d'étayer cette supposition.

En revanche, contrairement à ce qu'on peut lire chez HANTKE (1980), tout porte à croire que le glacier du Borne est individualisé lors du stade des Rocailles. A ce moment, la rive gauche de l'Arve barre le débouché du Borne à 600 m environ, barrage attesté par les dépôts fluvio-glaciaires découverts à cette altitude dans la cluse. En amont de celle-ci, entre 630 et 730 m et jusqu'à 1,5 km au Sud du Petit-Bornand, se constitue une étroite plaine alluviale accidentée au pied des versants par les cônes de déjection des torrents latéraux. C'est le sandur d'un

glacier du Borne étroit et probablement peu épais, dont le front s'arrêtait à la sortie d'un défilé (**stade du Petit-Bornand**). Si ce stade est bien contemporain de celui des Rocailles, il faut abandonner définitivement l'idée d'un éboulement survenu dans la vallée du Borne et charrié par ce glacier jusqu'au front des Rocailles. L'éboulement qui a donné naissance aux Rocailles s'est produit directement sur le glacier de l'Arve. L'hypothèse de MEJEAN (1928) - éboulement parti de la Pointe d'Andey - est probablement la bonne solution. Une petite langue glaciaire descendue de la Pointe Blanche et du Pic de Jallouvre occupait le vallon latéral de la Jalandre jusqu'au sandur principal. Par la suite, le glacier du Borne a peut-être stationné à **Entremont**. Mais dès le stade suivant, la vallée du Borne est déglacée et le glacier, réfugié jusque dans la chaîne des Aravis, se disloque en plusieurs petits appareils de cirque. En effet, certaines "combes" transversales des Aravis contiennent les traces de deux phases successives. La plus étendue est le **stade des Confins**, qui n'appartient pas au bassin versant du Borne puisque ses eaux de fonte descendaient sur la Clusaz. La disparition relativement précoce du glacier du Borne permet d'expliquer le développement important des formes périglaciaires dans toute la région située en aval des Aravis.

1.3.2. Le stade de Pralong (Reposoir)

Le seul stade de la commune du Reposoir émane d'un appareil issu des cirques orientaux de la chaîne du Bargy, ainsi que de ceux du versant nord de la Tête d'Auferrand - Pointe d'Almet. Deux langues glaciaires confluentes, délimitées par des moraines latérales (Plainejoux, la Touvière) et latéro-frontales (Pralong) envoyaient leur langue jusqu'à 1000 m d'altitude. Il n'est pas impossible qu'à ce stade, un glacier issu des Aravis ait également atteint Pralong, mais il n'en existe aucune trace à l'amont. Par la suite, le glacier du Grand Foron a pu stationner à **Côte David**, où subsiste un lambeau de moraine frontale.

1.3.3. Les stades du Bargy

Le versant nord du Bargy a émis deux langues glaciaires. Celle du Bronze s'est arrêtée près de **Mollesule** (1200 m). Son front est délimité par un vallum complet. L'existence d'un stade antérieur est suggérée par des moraines latérales qui bordent le vallum, mais son front est indéterminable. Par deux fois, le petit cirque qui domine le lac Bénit a envoyé une langue au-delà du flanc de l'anticlinal. Le premier stade est marqué par une moraine semi-circulaire, qui ne permet pas de fixer rigoureusement la position du front. Le second n'a pas dépassé la cuvette du **lac Bénit** : le vallum, presque complet, enserre le lac.

2. Corrélations entre les vallées (cartes 6, 7 et 8)

2.1. Méthodes utilisées

La principale difficulté d'une reconstruction paléogéographique réside dans la corrélation des stades entre les différents bassins versants. Plusieurs méthodes ont été inventées pour essayer de réduire, voire de supprimer, la part du hasard dans les corrélations. Toutes tentent de mettre en évidence les variations de la *ligne d'équilibre des glaciers*. Celle-ci correspond, pour un glacier tempéré, à la limite inférieure des neiges persistantes, ou *ligne de névé*, qui sépare, généralement à la fin de l'été (fin de l'année budgétaire naturelle), la zone du glacier demeurée enneigée (névé) du reste du glacier. La zone située au-dessus de la ligne de névé est la *zone d'accumulation*, dans laquelle le volume de glace augmente au cours d'une année budgétaire. Au contraire, la *zone d'ablation*, située au-dessous de la ligne de névé, voit le volume de glace diminuer au cours de l'année budgétaire. La synthèse de l'accumulation et de l'ablation d'une année budgétaire constitue le *bilan de masses du glacier*. Ce dernier est positif si l'accumulation est quantitativement supérieure à l'ablation, négatif dans le cas contraire, et nul si les deux quantités sont égales. Au sens strict, la *ligne d'équilibre* est la ligne reliant tous les points d'un glacier pour lesquels le bilan de masses d'une année budgétaire est nul.

De ces quelques définitions découlent deux évidences :

- le glacier est un appareil extrêmement sensible aux changements de climat. La position de sa ligne d'équilibre peut énormément varier d'une année à l'autre. Par exemple, la sécheresse et les températures exceptionnelles de la fin de l'été et du début de l'automne 1985, qui retardèrent la fin de l'année budgétaire, ont eu pour conséquence une augmentation de la fusion de la glace et un déplacement de la ligne de névé vers le haut, bien au-delà, pour les glaciers du Nord du Mont Blanc, de l'altitude de 2700 à 2800 m indiquée par VIVIAN (1975) comme valeur moyenne;
- chaque glacier constitue un cas particulier, dont le comportement dépend de nombreux facteurs (exposition, pente, profil en long, etc.). A la limite, à l'échelle d'un massif comme celui du Mont Blanc, il peut exister, pour une seule année budgétaire, autant de lignes d'équilibre qu'il y a de glaciers.

Si les glaciers d'aujourd'hui, tous confinés dans les limites de leurs massifs montagneux, montrent un comportement très complexe, ceux d'hier, qui sortaient des zones élevées, changeaient d'orientation, de conditions d'exposition et de pente, ne peuvent qu'offrir des difficultés semblables ou pires à ceux qui tentent de les reconstituer.

Certaines méthodes, déjà anciennes, qui ne tiennent pas compte des particularités de chaque appareil, permettent, au moyen d'un calcul très simple, de déterminer la ligne d'équilibre d'un glacier dont on connaît le front. C'est le cas de la **méthode orographique de Kurowski** (LLIBOUTRY, 1965) : l'altitude de la ligne d'équilibre correspond à la moyenne arithmétique entre l'altitude du front et celle de la rimaye. Cette méthode a été corrigée par **Dainelli** (LLIBOUTRY, 1965) qui fait la moyenne arithmétique entre l'altitude du front et celle du sommet le plus élevé du bassin versant. Les résultats obtenus sont extrêmement douteux et peu fiables. En fait, l'emploi de cette méthode donne des résultats assez plausibles pour les glaciers actuels ou pour certains appareils anciens qui sont simples, courts, ont une pente régulière pas trop forte et sont situés dans des régions à sommets peu élevés. Il faut en plus que l'amplitude altimétrique entre le front du glacier et le sommet du bassin versant soit faible. Les résultats obtenus montrent des anomalies fréquentes qui confirment le faible taux de fiabilité de ce calcul. Il est notamment intéressant de relever que plus le front est situé à basse altitude, plus le résultat est faux : pour le stade des Rocailles, par exemple, dont le front se trouve à 450 m d'altitude, la ligne d'équilibre, estimée par la méthode de Kurowski, est à 2625 m, soit seulement 50 à 100 m plus bas que l'actuelle. Pour certains stades anciens, on obtient même des altitudes supérieures à celle de la ligne d'équilibre actuelle.

La seconde méthode consiste à diviser par 2 la différence altimétrique verticale entre deux fronts d'un même appareil (**méthode d/2**). Le chiffre obtenu correspond à la différence altimétrique entre les lignes d'équilibre des deux stades (ZIENERT, 1965). MAISCH (1981) a utilisé cette méthode en prenant comme niveau de référence les moraines de 1850. Dans le cas des glaciers de l'Arve, les résultats sont très partiels - les cirques non englacés en 1600-1850 ne pouvant se prêter à ce calcul - et montrent des anomalies aussi, sinon plus prononcées que ceux obtenus par la méthode de Kurowski-Dainelli. Apparemment, ce procédé n'est absolument pas valable pour les appareils atteignant le fond de vallées importantes et dont les stades s'échelonnent sur des distances considérables, tout en étant séparés par de

faibles dénivellations; or cette situation est celle des glaciers de l'Arve et du Giffre pour tous les stades antérieurs aux extensions récentes.

Enfin, la dernière méthode dont j'ai tenté l'approche est **celle de l'AAR** (accumulation-ablation ratio), fondée sur le **rapport 2:1 de la zone d'accumulation sur la zone d'ablation**. Le principe est le suivant : un glacier au bilan de masses équilibré (donc nul) a une surface d'accumulation qui est le double de la surface d'ablation. Ce paramètre est supposé constant pour les glaciers actuels comme pour les extensions anciennes. Les reconstructions paléogéographiques à partir des moraines anciennes permettent de reconstituer les surfaces des glaciers aux différents stades et de déterminer la position de la ligne d'équilibre pour chacun d'entre eux.

Si le principe est relativement simple, son application se révèle extrêmement complexe et pose des problèmes souvent insolubles. A la suite des quaternaristes autrichiens, notamment GROSS, KERSCHNER et PATZELT (1977), MAISCH (1981), BIRCHER (1981) et d'autres ont appliqué et discuté la méthode 2:1 qui a permis au premier d'établir son modèle des stades pour les Alpes grisonnes (fig. 11).

L'idéal, au terme de cette thèse, serait d'être à même de proposer un modèle analogue pour les glaciers de l'Arve. Divers obstacles inhérents à la région étudiée m'ont empêchée de travailler de la même façon que MAISCH et ont réduit mes ambitions à une approche sommaire du modèle. Il est en effet indispensable de préciser d'entrée qu'une application systématique de la méthode 2:1 exige de pouvoir disposer de données précises et complètes pour chacun des glaciers actuels. Or si les glaciers suisses, comme les glaciers autrichiens, font l'objet d'observations très détaillées qui sont régulièrement publiées, ce n'est pas le cas des glaciers français. Si l'on excepte les appareils principaux, soit le glacier d'Argentière et la Mer de Glace qui sont soumis à des mesures régulières et récentes, les glaciers du Mont Blanc ne sont pas surveillés avec la même rigueur et les données publiées à des dates diverses (Études glaciologiques, 1920-1927, BAUSSART et al, 1965, VIVIAN, 1975) ne sont pas comparables entre elles. Les bilans de masses ne sont pas connus. Quant aux glaciers du Giffre et des Aiguilles Rouges, ils sont pratiquement laissés pour compte. Dans une telle situation, la seule solution consiste à effectuer les différentes mesures soi-même, ce qui, vu le nombre et la diversité des glaciers considérés, exige des moyens techniques, du temps et des compétences dont je ne disposais pas. Placée devant l'alternative de renoncer, pour ces raisons pratiques, à l'emploi de la méthode 2:1 ou d'en tenter une

approximation en émettant les réserves qui s'imposent, j'ai choisi la seconde solution. Celle-ci m'offrait la seule possibilité de parvenir à une chronologie relative des stades observés qui reste cohérente et qui ne soit pas fondée sur des comparaisons purement aléatoires.

La limite des neiges persistantes actuelle est reprise de VIVIAN (1975). Elle oscille entre 2750 et 2800 m dans le massif du Mont Blanc, se situe à 2700 m dans le massif du Haut-Giffre ainsi que, par analogie, dans le massif aujourd'hui déglacé des Aravis. En me fiant au modèle de MAISCH (1982), j'ai estimé que la ligne d'équilibre des glaciers de 1600-1850, qui constitue le niveau de référence, était située à une centaine de mètres plus bas que l'actuelle. Ceci établi, j'ai planimétré les différents stades de chacune des vallées pour obtenir les diverses positions de la ligne d'équilibre. Puis j'ai tenté de comparer les résultats avec ceux de MAISCH (1981) et de BLESS (1983). Avant de discuter en détail la variabilité des résultats, il est nécessaire de préciser que la planimétrie des stades est en butte à une difficulté de taille, qu'il a fallu tenter de résoudre au mieux de cas en cas : rares sont les stades qui peuvent être suivis latéralement sur de longues distances; il arrive que certains soient déterminés exclusivement par un complexe latéro-frontal. La position latérale des appareils lors de chaque stade doit donc être estimée le plus correctement possible, ce qui implique une part d'incertitude non négligeable.

2.2. Chronologie proposée - discussion des résultats

Les tableaux qui suivent présentent les résultats obtenus par la méthode 2:1, qui montrent les caractéristiques suivantes :

- ils sont extrêmement variables. Pour un seul stade, l'abaissement de la ligne d'équilibre (DEP dans les tableaux et la suite du texte) peut varier dans des proportions qui vont du simple au double selon les appareils;
- les chiffres obtenus pour les stades anciens (stade des Rocailles, de Bonneville, de Sallanches, des Houches et de Chamonix) sont généralement plus élevés - et révèlent donc un abaissement de la limite des neiges persistantes plus important - que les moyennes de MAISCH pour les Alpes grisonnes. Cette tendance est intéressante, car elle permet de mettre en évidence une certaine cohérence dans les résultats.

<u>Stade des Frasserands</u>	DEP
Glacier du Tour	50 m

<u>Stade de Tré-le-Champ</u>	DEP
Glacier du Tour	50-100 m
Glacier d'Argentière	150 m
Moyenne	100 m

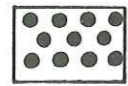
Tableau 7. Stades élevés de la vallée de Chamonix : abaissement de la limite des neiges persistantes (par rapport à celle de 1850) des différents appareils.

Ces deux stades peuvent correspondre plus ou moins à ceux de Kromer et de Bockten de MAISCH (1981).

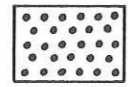
<u>Stade de Chamonix</u>	DEP
Mer de Glace	300 m
Glacier d'Argentière	150 m
Glacier du Tour	150 m
Glacier de Bionnassay	350 m
Glacier de Miage	300 m
Glacier de Tré-la-Tête	250 m
Moyenne	250 m

Tableau 8. Stade de Chamonix : abaissement de la limite des neiges persistantes (par rapport à celle de 1850) des différents appareils.

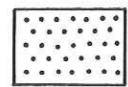
Dans le cas de la Mer de Glace, des glaciers de Bionnassay, de Miage et de Tré-la-Tête, la pente de l'appareil est raide dans la marge d'oscillation de la ligne d'équilibre à ce stade, ce qui explique les valeurs fortes. Le glacier du Tour est suspendu, mais sa langue est très large; il en découle une DEP peu importante. Quant au glacier d'Argentière, la faible DEP trouve son origine dans le fait que la



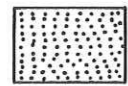
stade des Frasserands



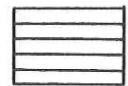
stade de Tré-le-Champ



stade de Chamonix



stade des Houches

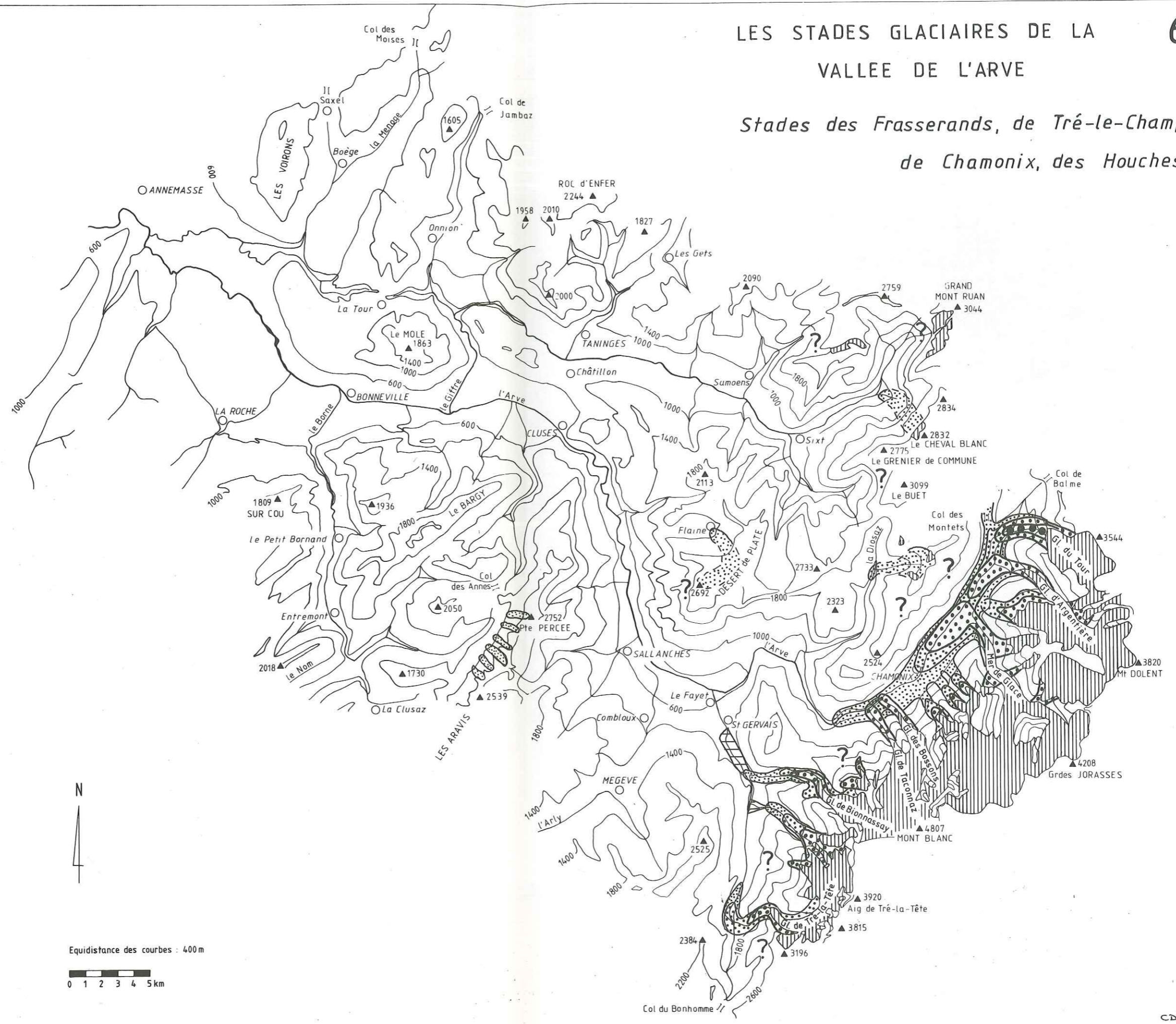


sandurs et cônes paraglaciaires

Légende de la carte 6.

LES STADES GLACIAIRES DE LA
VALLEE DE L'ARVE

*Stades des Frasserands, de Tré-le-Champ,
de Chamonix, des Houches*



Equidistance des courbes : 400 m
0 1 2 3 4 5 km

limite des neiges persistantes s'abaisse dans une zone à pente faible; chaque tranche d'altitude correspond à une vaste surface englacée.

Ce stade extrêmement bien défini morphologiquement peut être parallélisé avec l'Egesen de Maisch (1981).

<u>Stade des Houches</u>	DEP
Glacier de l'Arve	350 m
Glacier de Bionnassay	650 m
Glacier de Miage	450 m
Glacier de Tré-la-Tête	300 m
Gl. de la Combe de Gers	500 m
Gl. Combe du Grand Crêt	450 m
Glacier de Platé	450 m
Gl. du Cheval Blanc ?	400 m
Gl. de la Diosaz	500 m
Moyenne	450 m

Tableau 9. Stade des Houches : abaissement de la limite des neiges persistantes (par rapport à celle de 1850) des différents appareils.

En ce qui concerne le Giffre, les résultats sont assez homogènes. Les valeurs de DEP sont fortes (400-500 m), probablement en raison des conditions climatiques et des caractéristiques topographiques des différents appareils. Il s'agit de petits glaciers encore peu affectés par les seuils topographiques. Le stade du glacier du Cheval Blanc, s'il existe, fait exception. Il correspond à un glacier orienté plein Nord, cascasant sur plus de mille mètres de dénivellation. Dans le massif du Mont Blanc, seul le glacier de Bionnassay se singularise, anomalie qui peut s'expliquer par la pente de l'appareil, toujours très forte dans la marge de fluctuation de la limite des neiges persistantes. Il faut un fort abaissement de celle-ci pour augmenter sensiblement la surface de la zone d'accumulation.

Ce stade peut être mis en parallèle avec le Daun de Maisch (1981).

<u>Le stade de Sallanches</u>	DEP
Glacier de l'Arve	800 m
Glacier du Bon Nant	700 m
Glacier de la Balme	650 m
Glacier de Roselette	650 m
Glacier de Sales	450 m ?
Glacier des Fonts-Buet	600 m
Gl. du Giffre-Bas	700 m
Gl. de la Vogelette	600 m
Gl. du Pré des Saix	800 m
Gl. des Grands Vans	700 m
Gl. Combe de Gers	700 m
Gl. Grenier de Commune	750 m
Gl. de Salvadon	650 m
Gl. de Bossetan, stade haut	600 m
Gl. des Confins	900 m
Gl. Combe du Grand Crêt	850 m
Gl. de Doran, stade interne	800 m
Moyenne	706 m

Tableau 10. Stade de Sallanches : abaissement de la limite des neiges persistantes (par rapport à celle de 1850) des différents appareils.

Chaque appareil glaciaire constitue ici un cas particulier. C'est à peine si l'on peut relever une certaine répartition régionale. La DEP des glaciers du Haut-Giffre oscille entre 600 et 800 m. Il faut mettre à part celle du glacier de Sales qui est sujette à caution, car les limites de sa zone d'accumulation sont extrêmement difficiles à définir. Parmi les autres appareils secondaires, les plus grands et les plus raides présentent les plus fortes valeurs. La différence entre les deux glaciers principaux du Giffre, celui du Giffre-Bas et celui des Fonts-Buet, est difficile à expliquer; en effet, si leur taille varie, leur configuration est en revanche assez semblable. Les appareils des Aravis se caractérisent par une DEP très forte (800 à 900 m). Leur pente très raide n'est probablement pas étrangère à ce phénomène. De plus, ce sont de petits glaciers, plutôt étroits. Quant à ceux du Bon Nant et de

l'Arve (respectivement 700 et 800 m), ils sont fort différents l'un de l'autre. Le premier a une langue étroite, alors que le front du second s'étale largement dans le bassin de Sallanches, en amont duquel il franchit un seuil très important.

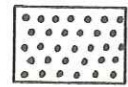
Ce stade est peut-être équivalent du Gschnitz de MAISCH (1981).

<u>Stade de Bonneville</u>	DEP
Glacier de l'Arve	1050 m
Glacier du Giffre	1200 m
Glacier du Borne	1000-1200 m
Gl. de Praz-de-Lys	850 m
Gl. du Bronze, stade interne	850-900 m
Gl. du Bargy, stade interne	950 m
Gl. de Doran, stade externe	850 m
Gl. de Bossetan, stade bas	700 m
Moyenne	943 m

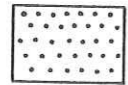
Tableau 11. Stade de Bonneville : abaissement de la limite des neiges persistantes (par rapport à celle de 1850) des différents appareils.

Les trois appareils principaux ont des valeurs nettement au-dessus de la moyenne. La cause de la différence entre le glacier de l'Arve et celui du Giffre est à chercher dans la configuration du bassin d'alimentation du Giffre; lors de ce stade, la zone d'accumulation de ce glacier est accidentée par de multiples chutes de séracs d'ampleur variable. La valeur de la DEP du glacier du Borne est imprécise, car les limites latérales de l'appareil sont très difficiles à localiser. Quant aux glaciers qui montrent une DEP inférieure à 1000 m, ce sont de petits appareils à pente variable.

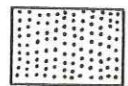
Le stade de Bonneville peut correspondre à celui de Steinach (MAISCH, 1981).



stade de Sallanches



stade de Bonneville



stade des Rocailles



sandurs et cônes paraglaciaires

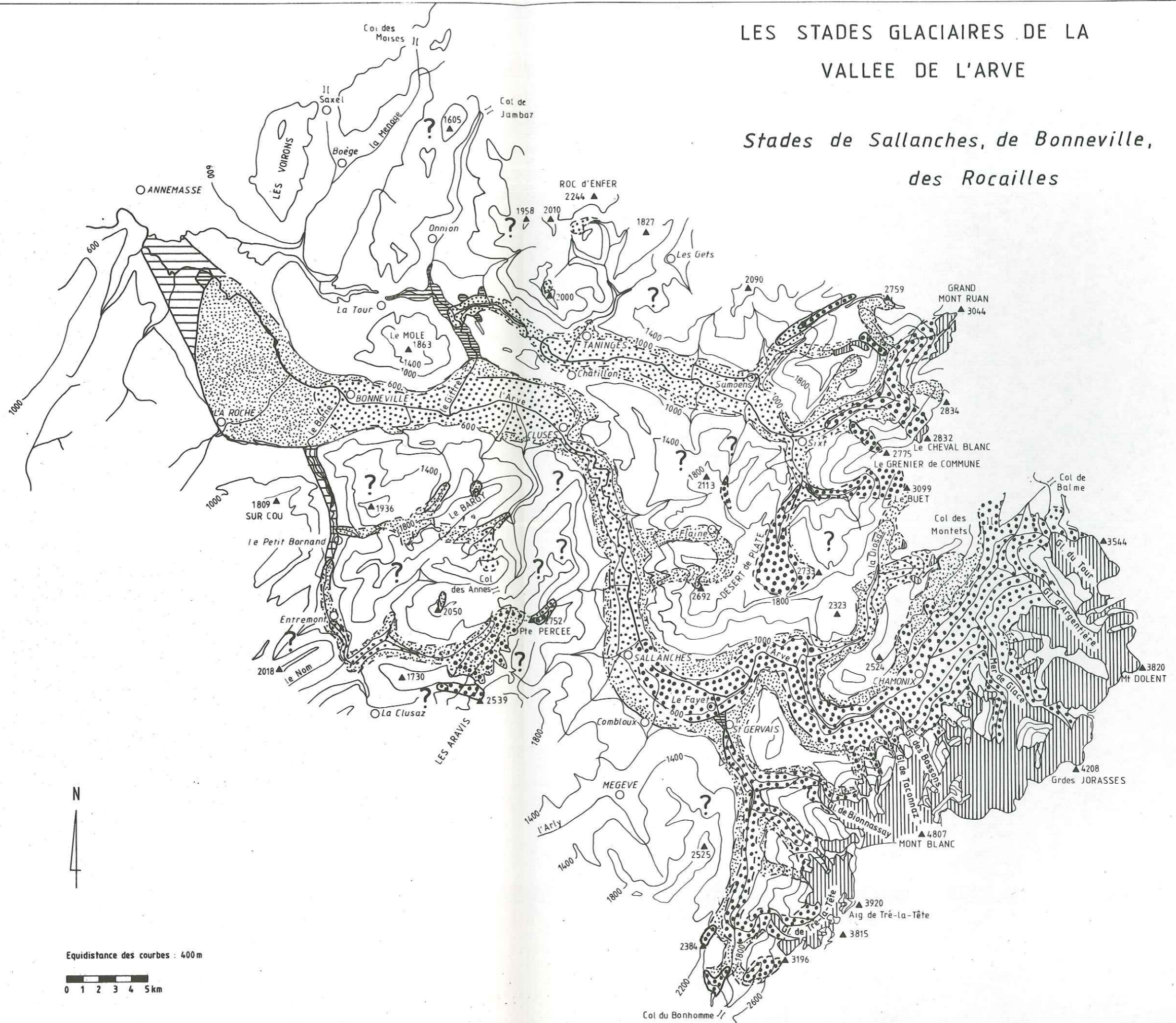


lacs de barrage

Légende de la carte 7.

LES STADES GLACIAIRES DE LA VALLEE DE L'ARVE

Stades de Sallanches, de Bonneville, des Rocailles



Equidistance des courbes : 400 m



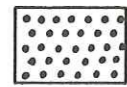
<u>Stade des Rocailles</u>	DEP
Glacier de l'Arve	1250 m
Glacier du Giffre	1200 m
Glacier du Borne	1200 m
Gl. de Châtillon (Borne)	900 m
Gl. de la Jalandre (Borne)	1000 m
Gl. du Bronze, stade externe	950 m
Gl. du Bargy, stade externe	1100 m
Gl. de Pralong-Reposoir	1000 m
Moyenne	1075 m

Tableau 12. Stade des Rocailles : abaissement de la limite des neiges persistantes (par rapport à celle de 1850) des différents appareils.

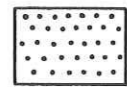
Les trois glaciers principaux ont des valeurs très proches qui sont les plus fortes de la série. La configuration de leur zone d'alimentation et, pour le glacier de l'Arve surtout, la taille de la langue dans la zone frontale, sont responsables de cet état de choses. Les autres appareils, ceux des Aravis et du Bargy, ont des valeurs un peu plus faibles : leur langue est étroite, leur pente variable. Ils ont des formes et des dimensions très diverses.

Ce stade est le premier stade de réavancée de la vallée, comparable au Bühl (MAISCH, 1982).

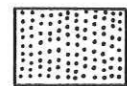
Dans cette chronologie, aucun stade n'est mis en parallèle avec celui de Clavadel (MAISCH, 1981). Il ne faut pas perdre de vue le fait que la corrélation avec les stades de MAISCH n'est fondée sur aucune datation absolue. Elle est seulement appuyée sur une certaine tendance des résultats. Une solution différente peut être envisagée. Elle est illustrée par le tableau 13.



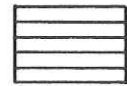
stade de Loex-Fillings



stade de la Tour



stade de la Marmotte



sandurs et cônes paraglaciers



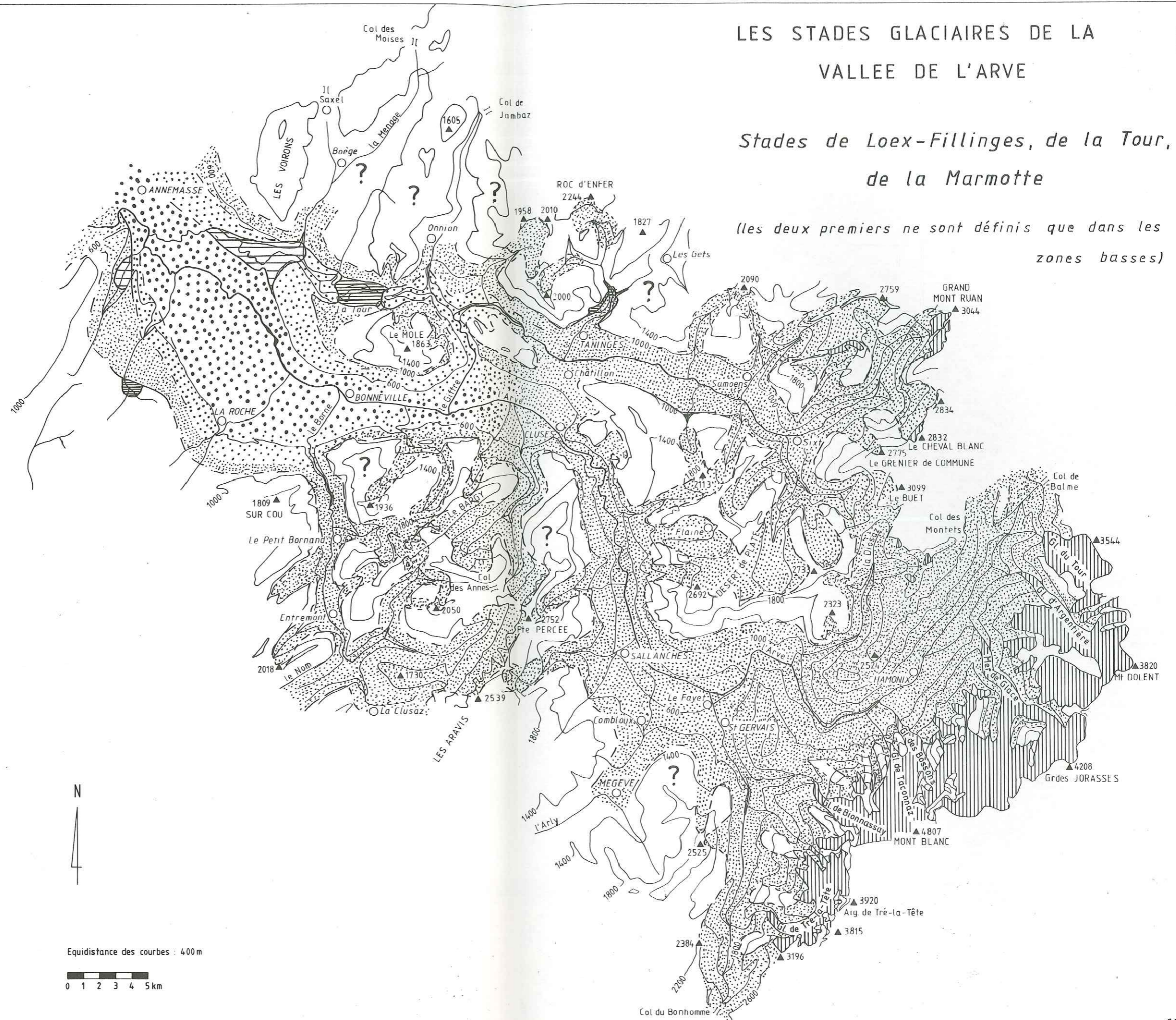
lacs de barrage

Légende de la carte 8.

LES STADES GLACIAIRES DE LA VALLEE DE L'ARVE

Stades de Loex-Fillinges, de la Tour, de la Marmotte

(les deux premiers ne sont définis que dans les zones basses)



Alpes orientales (MAISCH, 1982)		Vallée de l'Arve (Dorthe-Monachon, 1986)			
	DEP	chronologie 1	DEP	chronologie 2	DEP
Kromer E III	60-90	Frasserands	50		
Bockten E II	100-150	Tré-le-Champ	50-150	Frasserands	50
Egesen E I	170-240	Chamonix	150-300	Tré-le-Champ	50-150
Daun	250-350	Les Houches	300-650	Chamonix	150-300
Clavadel	380-470			Les Houches	300-650
Gschnitz	600-700	Sallanches	600-900	Sallanches	600-900
Steinach	700-800	Bonneville	700-1200	Bonneville	700-1200
Bühl	900-1000	Les Rocailles	950-1200	Les Rocailles	950-1200

Tableau 13. Les stades glaciaires de l'Arve : 2 chronologies possibles.

Dans l'état actuel des connaissances, je ne dispose pas d'arguments suffisamment solides pour pencher en faveur de l'une ou l'autre solution. Toutefois, ce n'est pas tout à fait un hasard si seule la première apparaît dans le commentaire des tableaux 7 à 12. Comme on l'a vu, cette chronologie se fonde essentiellement sur la tendance assez marquée des valeurs de la DEP à être plus fortes que celles obtenues par MAISCH. Dans le cas de la deuxième solution envisagée, cette tendance n'apparaît que pour les stades des Rocailles (Bühl), de Bonneville (Steinach), de Sallanches (Gschnitz), soit les stades pour lesquels la corrélation est la même dans les deux cas, ainsi que, dans une plus faible mesure, pour le stade des Houches qui correspond alors au Clavadel. Pour tous les stades postérieurs, les valeurs de la DEP sont inférieures ou égales à celles de MAISCH. Il y a là une incohérence difficile à expliquer.

La tendance à un abaissement de la limite des neiges persistantes plus fort dans la région du Mont Blanc que dans celle des Grisons est explicable. GROSS, KERSCHNER et PATZELT (1977) ont mis en évidence des variations importantes de la DEP entre les régions sèches et les régions humides pour des glaciers dont le niveau de référence (altitude de la limite des neiges persistantes en 1600-1850) se

située à 2650 m ou plus bas, particulièrement en ce qui concerne leurs stades bas, Egesen y compris. Leur conclusion est qu'on ne peut attendre des variations constantes de la DEP à l'échelle de l'ensemble des Alpes.

Remarquons au passage que les stades du Val d'Arpette de BLESS (1983) ont des valeurs d'abaissement de la limite des neiges légèrement et systématiquement plus fortes que celles de MAISCH, sauf pour le stade de Champex, qui s'inscrit dans la moyenne des valeurs de MAISCH pour le Gschnitz. Cette petite anomalie confirme le doute déjà exprimé plus haut au sujet du front du stade de Champex (cf. III.3.1.3).

Plusieurs raisons peuvent être invoquées pour expliquer la diversité des résultats. La région étudiée est hétérogène à tous points de vue. La vallée de l'Arve sans ses principaux affluents est peu massive et son altitude moyenne est basse, mais elle est dominée à l'amont par le massif du Mont Blanc, point culminant des Alpes. Le bassin du Giffre, aux altitudes extrêmes moins fortes, est surtout profondément échanuré dans sa partie supérieure. Quant à celui du Borne, il est très massif, mais n'a aucune surface importante au-dessus de 2000 m. A l'exception de celle du Borne, toutes les vallées montrent des seuils nombreux et parfois importants; par contre, à l'aval, le talweg principal a une pente extrêmement faible. Les trois régions sont également différentes au plan climatique. Si le massif du Mont Blanc est la région la plus arrosée du fait de sa situation dominante, le Giffre et les Aravis, en revanche, reçoivent probablement davantage de précipitations entre 1500 et 2500 m que le massif du Mont Blanc dans la même tranche d'altitude. Un dernier point est à relever : la longueur et la surface de la vallée de l'Arve ainsi que son amplitude altimétrique (4363 m) confèrent à cette étude un caractère absolument unique dans l'histoire récente des reconstitutions paléogéographiques des glaciers alpins. En effet, tous les chercheurs, tant zurichois qu'autrichiens, qui ont travaillé avec la méthode 2:1 l'ont fait dans des régions plus petites et donc probablement plus homogènes à bien des égards. BIRCHER (1982), qui a reconstitué les stades de la vallée valaisanne de Saas, insiste sur les problèmes que peut poser l'énergie du relief. L'amplitude altimétrique de la vallée de Saas est très forte (3800 m environ) et les reconstitutions paléogéographiques sont compliquées par des conditions topographiques particulières (multiples chutes des glaciers latéraux). Toutes proportions gardées, cette vallée présente une analogie certaine avec celle de l'Arve. BIRCHER a noté, pour un même stade, des différences d'abaissement de la limite des neiges atteignant 100 m entre les versants ouest et est.

Par ailleurs, il faut tout de même rappeler les réserves émises par GROSS, KERSCHNER et PATZELT (1977) au sujet de l'emploi de la méthode 2:1 : le calcul de la ligne d'équilibre à partir de relations de surfaces donne des valeurs de limite des neiges persistantes qui correspondent à la réalité lorsque les conditions suivantes sont remplies :

- le stade tel qu'il est repéré sur la carte doit correspondre à un état d'équilibre du glacier;
- la surface du glacier ne doit pas présenter de ruptures de pente trop importantes;
- les glaciers entourés de hauts cirques rocheux ou qui présentent de grosses chutes de séracs, une langue très raide ou suspendue, montrent des valeurs de rapports de surfaces qui s'éloignent beaucoup du modèle standard; ils sont donc peu appropriés au calcul de la ligne d'équilibre au moyen des rapports de surfaces.

De ce fait, toutes les conditions sont réunies pour faire du bassin de l'Arve une région qui ne se prête pas aux corrélations des stades par la méthode 2:1. Réciproquement, compte tenu de toutes les réserves émises plus haut, la méthode 2:1 n'est peut-être pas l'outil adapté à une reconstruction satisfaisante des stades glaciaires dans un cas comme celui de la vallée de l'Arve. Il faut donc considérer les chiffres des tableaux 7 à 12 comme des valeurs indicatives, surtout destinées à mettre en parallèle les stades de l'Arve, du Giffre et du Borne les uns avec les autres.

DEP (niv. de réf. : 0 = 1600)	ARVE	vallons latéraux	GIFFRE	vallons latéraux	BORNE	REPOSOIR	BARGY
1200 950	Rocailles		Pont-du-Giffre		Petit-Bornand Châtillon	Pralong	Lac Bénit externe
1200 700	Bonneville	Doran externe	Taninges		Entremont	Côte David	Lac Bénit interne Mollesule
900 600	Sallanches	St-Gervais La Balme Roselette Doran interne	L'Echarny Le Fardelet	Salvador Vogealette Brairet Les Allamands	Confins Lanchette		
650 300	Les Houches	Bionnay La Gruvaz Le Cugnon	Plan du Lac ?	Flaine	Combe du Grand Crêt		
300 150	Chamonix	La Pendants Lognan Bionnassay Miage N-D-de-la-Gorge	?	?	?	?	?
50-150	Tré-le-Champ	?	?	?			
50	Frasserands	?	?	?			déglacé déglacé

Tableau 14. Les stades glaciaires du bassin versant de l'Arve : tableau comparatif

3. Les glaciers de l'Arve et les autres glaciers alpins

Le tableau 15 montre les stades glaciaires de l'Arve en parallèle avec ceux d'autres régions alpines. Dans la partie gauche du tableau sont groupés les stades de trois régions distinctes, tels qu'ont pu les mettre en évidence les chercheurs de l'école zurichoise. Une datation absolue, pour l'Egesen, accompagne les stades des Grisons (MAISCH, 1981,1982). Comme on l'a vu plus haut, la vallée de Saas (BIRCHER, 1982) présente quelques analogies avec la vallée de l'Arve, malgré son éloignement relatif. Les stades du Val d'Arpette (BLESS, 1983), vallée du massif du Mont Blanc voisine de celle de Chamonix, sont exactement calqués sur ceux des Grisons. A droite du tableau sont placées deux interprétations des stades glaciaires du Valais occidental et central (BURRI, 1974, WINISTÖRFER, 1978, 1980), région proche du Mont Blanc, qui montrent une chronologie très différente de celle établie par MAISCH et al. Enfin, la chronologie des stades de Belledonne (HANNSS, 1982) illustre l'état de la question dans les Alpes françaises au Sud du bassin versant de l'Arve. Ce tableau contient une datation absolue, mais il est actuellement impossible de placer les stades de ces différentes régions dans une échelle temporelle commune.

Le modèle de MAISCH (1981, 1982) est calé dans une chronologie volontairement approximative, en particulier en ce qui concerne les stades bas (Bühl - Clavadel). Il en est de même pour les stades de la vallée de Saas (BIRCHER, 1982) et du Val d'Arpette (BLESS, 1983). Les stades du Valais occidental et central (BURRI, 1974, WINISTÖRFER, 1978, 1980) ne sont pas du tout datés de manière absolue. Quant à ceux de HANNSS (1982), ils sont calés par rapport à la chronologie établie par WEGMÜLLER (1977) sur des données palynologiques. Ils sont corrélés avec les stades classiques selon PATZELT et BORTENSCHLAGER, entre autres (in HANNSS, 1982). Or ceux-ci ne sont pas placés de la même façon dans l'échelle temporelle que ceux des Zurichois. Le seul point commun est qu'il sont tous tardiglaciaires. Dans le modèle de MAISCH se fait jour une tendance à vieillir considérablement les stades tardiglaciaires.

Comme le modèle chronologique de MAISCH (1981, 1982) a servi de référence pour l'élaboration de la chronologie relative de l'Arve, une comparaison entre les stades définis par MAISCH, BLESS et BIRCHER dans leurs régions respectives et ceux de la vallée de l'Arve est superflue. Un élément doit pourtant être souligné : au cours des stades bas (Steinach et Clavadel par exemple), les glaciers des

Grisons avaient une taille réduite en comparaison de ceux de l'Arve et du Giffre. Leurs fronts ne descendaient pas au-delà de 900 m, alors que dans l'Arve, aux mêmes époques, les langues glaciaires stationnaient entre 450 et 600 m d'altitude. Les glaciers des Grisons sont tous cantonnés dans des vallées étroites, alors que ceux de l'Arve et du Giffre occupent des vallées largement évasées et surcreusées.

L'étude de HANNSS (1982) sur la région grenobloise contient, à ma connaissance, le seul essai de synthèse récent des stades tardiglaciaires d'une partie de la vallée de l'Isère. Celui-ci ne constitue qu'un volet mineur de cette vaste étude. Les cartes qui l'accompagnent sont difficiles à lire, car les repères topographiques qu'elles contiennent sont très insuffisants. Il s'agit essentiellement des extensions glaciaires du massif de Belledonne, où les glaciers sont actuellement résiduels. L'altitude des crêtes est comparable à celle des Aravis, à la différence que la chaîne de Belledonne est plus étendue et beaucoup plus massive, ce qui explique probablement la survivance des glaciers. Les extensions tardiglaciaires dessinent de petits appareils qui atteignent à peine le pied de la chaîne (800 à 1000 m d'altitude) lors du stade Sp-A (Steinach). Les stades suivants sont cantonnés à l'intérieur des vallons secondaires, puis des cirques.

Les stades recensés par BURRI (1974) et WINISTÖRFER (1978) sont en nombre très restreint (deux et trois respectivement) et correspondent, surtout chez WINISTÖRFER, à des extensions beaucoup plus importantes que celles des Grisons ou du Mont Blanc aux mêmes stades. De plus, pour la vallée de Saas, de grosses différences apparaissent entre les cartes établies par WINISTÖRFER et celle de BIRCHER (1982). Leurs corrélations avec les stades classiques ne sont pas du tout comparables. De même, il n'y a pas de comparaison possible entre l'une ou l'autre chronologie établie pour les stades de l'Arve et les stades des Drances ou du Valais central. La chronologie des stades de BURRI et de WINISTÖRFER est certainement fautive. Entre les "moraines basses à l'extérieur des vallées" (WINISTÖRFER, 1978) et les stades récents existent assurément des traces d'autres extensions dont le relevé aboutirait à dilater cette chronologie et à vieillir les stades. C'est ce qu'a fait BIRCHER, et son schéma des stades est certainement beaucoup plus proche de la réalité.

En conclusion, il apparaît que la chronologie des stades de la vallée de l'Arve ressemble beaucoup à celle qui a été établie par l'école zurichoise et qui est actuellement valable pour diverses régions de la chaîne alpine. Ce fait tend à

MAISCH (1982) Grisons	Kromer (E III) Bockten (E II) Egesen (E I) 10790 ± 120BP Daun Clavadel Gschnitz Steinach Bühl	BIRCHER (1982) Vallée de Saas	Mattwald Saas-Grund Saas-Almagell Saas-Balen Stalden Visp	BLESS (1983) Val d'Arpette	Pierriers La Barne II La Barne I Arpette Borloz Champex	DORTHE-MONACHON (1986) Vallée de l'Arve chronol. 1	Frasserands Tré-le-Champ Chamonix Les Houches Sallanches Bonneville Les Rocailles	DORTHE-MONACHON (1986) Vallée de l'Arve chronol. 2	Frasserands Tré-le-Champ Chamonix Les Houches Sallanches Bonneville Les Rocailles	BURRI (1974) Drances	moraines intermédiaires moraines basses	WINISTÖRFER (1978) Valais Central	moraines intermédiaires (Egesen) moraines basses (Daun) moraines basses à l'exté- rieur des vallées (Gschnitz)	HANNSS (1982) Belledonne	Sp-D (Egesen) Sp-C (Daun) Sp-B (Gschnitz) Sp-A (Steinach)
-----------------------------	---	-------------------------------------	--	----------------------------------	--	---	---	---	---	----------------------------	--	---	--	--------------------------------	--

Tableau 15. Les stades glaciaires de l'Arve comparés avec ceux d'autres régions.

mettre en évidence un certain synchronisme des variations des glaciers à l'échelle des Alpes, même si l'examen détaillé des fluctuations glaciaires révèle quelques particularités régionales. Malgré des conditions spécifiques locales, les tendances climatiques varient probablement dans le même sens.

I. Conclusion générale.

Du massif du Mont Blanc au massif jurassien, la vallée de l'Arve montre une grande diversité de paysages et de caractéristiques géologiques à différents stades de leur évolution glaciaire. Mais bien que cette grande vallée ait été totalement engloutie à plusieurs reprises, les traces de ces événements sont loin d'être conservées partout. Certains endroits sont même totalement dépourvus de traces glaciaires. Erosion torrentielle, avalanches et éboulements, fortes pentes, sont les principaux phénomènes responsables de l'oblitération ou de la disparition des formes et dépôts glaciaires. Malgré tout, dans l'ensemble du massif du Mont Blanc où les glaciers actuels sont encore imposants, la morphologie glaciaire constitue l'élément dominant du paysage. Certains glaciers très sensibles aux variations climatiques, même mineures, ont un front qui évolue rapidement, ce qui permet d'observer, d'année en année, la formation des moraines. **VI CONCLUSIONS** un magnifique exemple. Quant au massif du Mont Blanc, il montre les formes glaciaires les plus abondantes et les plus fraîches de toute la vallée.

Grâce à de nombreuses journées consacrées au travail sur le terrain et à l'établissement de photographies aériennes, les formes et les dépôts glaciaires de l'ensemble de la vallée de l'Arve ont fait l'objet d'une simple moisson d'observations. Celles-ci ont été décrites très en détail et certaines ont pu être étudiées par une analyse des affaissements au moyen de méthodes morphométriques et géométriques. Elles ont été reportées sur un assemblage de cinq cartes hors-échelle et illustrées par de multiples figures. L'interprétation de ces observations parfois très précieuses permet de définir et de localiser une dizaine de stades glaciaires successifs dans la vallée principale. Les trois premiers stades de la Mermotte, de la Taz et de Loex-Fillingial, sont des stades qui débordent le cadre de la vallée de l'Arve et dont le front est indéterminable avec précision, le glacier de l'Arve et celui du Rhône étant encore probablement joints à au pied du Salève. Les sept stades suivants sont entièrement situés dans les limites de la vallée. Les vallées secondaires du Giffre et de Bozre, qui ont des crêtes moins hautes et des pentes parfois exceptionnellement fortes, ne montrent que quatre stades. Tous ont été cartographiés pour mettre en évidence les principaux aspects de la paléogéographie.

1. Conclusion générale

Du massif du Mont Blanc au bassin molassique, la vallée de l'Arve montre une grande diversité de paysages qui ont une caractéristique commune : ils doivent tous une part de leur modelé à l'influence glaciaire. Mais bien que cette grande vallée ait été totalement englacée à plusieurs reprises, les traces de ces événements sont loin d'être conservées partout. Certains endroits sont même totalement dépourvus de délaissés glaciaires. Erosion torrentielle, éboulis et éboulements, fortes pentes, sont les principaux phénomènes responsables de l'oblitération ou de la disparition des formes et dépôts glaciaires. Ailleurs, comme dans l'ensemble du massif du Mont Blanc où les glaciers actuels sont encore imposants, la morphologie glaciaire constitue l'élément dominant du paysage. Certains glaciers très sensibles aux variations climatiques, même mineures, ont un front qui évolue rapidement, ce qui permet d'observer, d'année en année, la formation des moraines. Le glacier des Bossons en est un magnifique exemple. Quant au pourtour du massif, il montre les formes glaciaires les plus abondantes et les plus fraîches de toute la vallée.

Grâce à de nombreuses journées consacrées au travail sur le terrain et à l'étude des photographies aériennes, les formes et les dépôts glaciaires de l'ensemble de la vallée de l'Arve ont fait l'objet d'une ample moisson d'observations. Celles-ci ont été décrites très en détail et certaines ont pu être affinées par une analyse des affleurements au moyen de méthodes morphométriques et granulométriques. Elles ont été reportées sur un assemblage de cinq cartes hors-texte et illustrées par de multiples figures. L'interprétation de ces observations parfois très ponctuelles permet de définir et de localiser une dizaine de stades glaciaires successifs dans la vallée principale. Les trois premiers (stades de la Marmotte, de la Tour et de Loex-Fillingses), sont des stades qui débordent le cadre de la vallée de l'Arve et dont le front est indéterminable avec précision, le glacier de l'Arve et celui du Rhône étant encore probablement jointifs à au pied du Salève. Les sept stades suivants sont entièrement situés dans les limites de la vallée. Les vallées secondaires du Giffre et du Borne, qui ont des crêtes moins hautes et des pentes parfois excessivement fortes, ne montrent que quatre stades. Tous ont été cartographiés pour mettre en évidence les principaux aspects de la paléogéographie.

Les stades recensés portent des noms locaux qui correspondent à la localisation des différents fronts glaciaires le long du talweg principal de l'Arve. D'aval en amont et du plus ancien au plus récent, on trouve les stades des Rocailles, de Bonneville, de Sallanches, des Houches, de Chamonix, de Tré-le-Champ et des Frasserands. La corrélation des stades des différents appareils, indispensable à une reconstruction paléogéographique des événements glaciaires, a été effectuée au moyen de la méthode de l'AAR, fondée sur le rapport 2:1 de la zone d'alimentation sur la zone d'ablation, qui permet de déterminer la position de la ligne d'équilibre du glacier. Pour plusieurs raisons inhérentes aux caractéristiques locales des différentes extensions glaciaires, les résultats obtenus sont discutables, mais présentent malgré tout quelques tendances générales qui, faute de mieux, autorisent une ébauche de corrélation avec les stades classiques tels que MAISCH (1981, 1982) les a définis dans les Alpes grisonnes.

2. Estimation des résultats

L'apport de cette étude couvre trois aspects complémentaires :

- Des observations détaillées et systématiques ont été effectuées sur l'ensemble de la surface étudiée, pour recenser et définir au mieux les formes et les dépôts glaciaires de surface. Jusqu'alors, seules certaines zones privilégiées avaient été étudiées, dans des optiques souvent très diverses. D'autres endroits étaient totalement négligés. Par ailleurs, les conditions d'affleurement et d'accessibilité de la morphologie de surface changent rapidement, notamment du fait de l'extension des zones construites et des modifications de la couverture végétale. Ainsi, les observations des recherches antérieures sont rarement vérifiables, ce qui augmente encore la nécessité de disposer d'un réseau dense d'observations personnelles.
- Les éléments décrits ont été cartographiés à plusieurs échelles (cartes de la morphologie glaciaire et de la roche en place à petite échelle, cartes ou esquisses morphologiques à grande échelle pour les endroits les plus complexes). Cette cartographie constitue, pour l'ensemble de la vallée, une nouveauté.

- La paléogéographie proposée, qui résulte de la synthèse des observations, est cohérente et originale, même si la discontinuité, l'éparpillement des formes et des affleurements ne permet pas une reconstitution complète des paysages. Elle est accompagnée d'une chronologie peut-être douteuse, mais dont la principale ambition est de servir de base à d'autres recherches, mieux outillées. En l'absence d'analyses palynologiques et de datations absolues, les variations climatiques dont dépendent les différents stades ne peuvent être précisées. Les résultats obtenus par la méthode 2:1 ne sont pas assez fiables pour en déduire des caractéristiques climatiques.

Pour conclure, il n'est peut-être pas inutile de rappeler le peu de moyens que j'avais à disposition pour mener à bien ce travail. Les cartes topographiques et géologiques, une couverture complète de photographies aériennes stéréoscopiques, ainsi qu'une série de cribles pour la granulométrie grossière, furent mes seuls outils. La taille du terrain est également un facteur limitatif, dans la mesure où il s'avère pratiquement impossible à une seule personne d'effectuer une recherche approfondie, du type de celles des chercheurs de l'école zurichoise, sur un terrain de près de 2000 km², au cours d'une période relativement limitée. Mais, en définitive, le seul sérieux point faible de la synthèse régionale à laquelle je suis parvenue réside dans l'absence de chronologie absolue; seules des études ultérieures ponctuelles ou locales pourront éventuellement combler cette lacune.

I. Ouvrages cités ou consultés

ACHARD R. JAYET A. (1957) : Sur l'extension respective des glaciers de l'Arve et de l'Arve, au cours de la période quaternaire du territoire de Haute-Savoie (Haute-Savoie, France). *C.R. Soc. Pays. Hist. Nat. Savoie* 4/4.

RESCHLIMANN H. (1983) : Die Gletscherreste der des Malinche, Mont Blanc, Gebirge (Val Veni, Val Ferret, Italie). *Geogr. Anz. Univ. Zürich* 13/1.

AMBERGER G. (1960) : L'autochtone de la partie Nord-Ouest du massif des Aiguilles Rouges (Haute-Savoie et Valais). *Thèse Genève*, 163 p.

AMBERGER G. (1975) : Contribution à l'étude du Quaternaire de la région lémanique : résultats de quelques sondages pratiqués à Genève. *Rel. Geol. Helv.* 71/1, 191-206.

ARMAND C. FOURNEAUX J.C. (1979) : Les formations quaternaires de la haute vallée de l'Arve. *Thèse Genève* 2013, 229-429.

VII BIBLIOGRAPHIE

ARMAND C. (1978) : Régime des eaux souterraines et paléontologie, géologie et hydrogéologie de la haute vallée de l'Arve (Haute-Savoie). *Thèse Grenoble*.

DOCUMENTS UTILISES

ARN R. (1981) : Sur les dépôts glaciaires du Signal de Borey et de la Côte (Vaud). *Rel. Geol. Helv.* 74/2, 360-368.

ARN R. (1982) : Les formations quaternaires de la Vevaise du Valais. *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.* 362/76, 133-149.

ARN R. (1984) : Contribution à l'étude stratigraphique du Pleistocène de la région lémanique. *Thèse Lausanne*, 367 p.

AUBERT D. (1979) : Les stades de retrait des glaciers du Haut-Valais. *Thèse Lausanne*, 107 p.

AUBERT D. (1981) : Les récessions néo- et postglaciaires dans le Haut-Valais. *Rel. Geol. Helv.* 74/4, 291-295.

AYRTON S. (1922) : Sur la prolongation de la page de l'érosion en France. *Rel. Geol. Helv.* 6/2, 321-328.

BACONNIES G. DOUDOUX H. NICCOUD G. (1981) : Les dépôts quaternaires des principales vallées alpines et de l'excluse pays molassique de Haute-Savoie, France. *Conséquences hydrogéologiques*. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 292, série II, 1311-1316.

BALSEINTE R. (1955) : La pluviosité en Savoie. *B.C.N.* 43, 300-331.

1. Ouvrages cités ou consultés

- ACHARD R. JAYET A. (1967) : Sur l'extension respective des glaciers du Rhône et de l'Arve, au cours de la période würmienne, au voisinage du Mont Salève (Haute-Savoie, France). *C.R. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève* 2/3.
- AESCHLIMANN H. (1983) : Zur Gletschergeschichte des italienischen Mont Blanc Gebietes : Val Veni, Val Ferret, Rutor. *Geogr. Inst. Univ. Zürich*, 106 p.
- AMBERGER G. (1960) : L'autochtone de la partie Nord-Ouest du massif des Aiguilles Rouges (Haute-Savoie et Valais). *Thèse Genève*, 103 p.
- AMBERGER G. (1978) : Contribution à l'étude du Quaternaire de la région lémanique : résultats de quelques sondages profonds exécutés à Genève. *Ecl. Geol. Helv.* 71/1, 193-206.
- ARMAND C. FOURNEAUX J.C. (1977) : Les formations quaternaires de la basse vallée de l'Arve (Haute-Savoie, France). *Arch. Sc. Genève* 30/3, 399-419.
- ARMAND C. (1978) : Régime des eaux souterraines et paléomorphologie, géologie et hydrogéologie de la basse vallée de l'Arve (Haute-Savoie). *Thèse Grenoble*, non publiée, 303 p.
- ARN R. (1981) : Sur les dépôts glaciaires du Signal de Bougy et de la Côte (Vaud). *Ecl. Geol. Helv.* 74/2, 561-568.
- ARN R. (1982) : Les formations quaternaires de la Veveyse de Fégère. *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.* 362/76, 133-149.
- ARN R. (1984) : Contribution à l'étude stratigraphique du Pleistocène de la région lémanique. *Thèse Lausanne*, 307 p.
- AUBERT D. (1979) : Les stades de retrait des glaciers du Haut-Valais. *Thèse Lausanne*, 107 p.
- AUBERT D. (1981) : Les réavancées tardi- et postglaciaires dans le Haut-Valais. *Ecl. Geol. Helv.* 74/1, 291-295.
- AYRTON S. (1972) : Sur la prolongation de la nappe de Morcles en France. *Ecl. Geol. Helv.* 65/2, 321-326.
- BACONNAIS G. DOUDOUX B. 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. Sc. fr., Paris*, t. 292, série II, 1313-1318.
- BALSEINTE R. (1955) : La pluviosité en Savoie. *R.G.A.*, 43, 300-355.

- BALSEINTE R. (1966) : Climats montagnards et stations climatiques d'altitude en France. *Thèse, Paris*, 2 tomes, 669 p.
- BAUSSART M. CARBONELL M. CABAZAT C. (1965) : Etude photogrammétrique des glaciers du Mont Blanc. Recherche d'une classification. - Etude de l'évolution de 1939 à 1958. *Ann. Géophys.*, 21/3, 450-461.
- BECKER J. (1952) : Etude palynologique des tourbes flandriennes des Alpes françaises. *Mém. Serv. Carte géol. Alsace et Lorraine*, 11, 61 p.
- BELLIÈRE J. (1980) : Massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges. Structure et pétrologie du socle. *Géol. Alp.*, 56, 237-249.
- BENEVENTE E. (1926) : Le climat des Alpes françaises. *Mém. Off. Nat. Météo. Fr.*, Paris, 14, 435 p.
- BERTHOIS L. (1975) : Etude sédimentologique des roches meubles. Les roches sédimentaires tome 1. *Doin, Paris*, 278 p.
- BERTRAND J. (1970) : Etude pétrographique des ophiolites et des granites du flysch des Gets. *Arch. Sc., Genève*, 23/2, 279-542.
- BERTRAND M. (1892) : Le Môle et les collines du Faucigny (Haute-Savoie). *Bull. Serv. carte géol. Fr.* 32/4, 345-395.
- BESCHEL R. (1950) : Flechten als Altersmasstab rezenter Moränen. *Zeitschr. Gletscherk.* 1/2, 152-161.
- BIRCHER W. (1982) : Zur Gletscher- und Klimageschichte des Saastales. *Phys. Geogr., Zürich*, 9, 233 p.
- BIROT P. (1981) : Les processus d'érosion à la surface des continents. *Masson, Paris*, 605 p.
- BLACHE J. (1933) : Etudes morphologiques en Savoie. *R.G.A.* 21/3, 543-568.
- BLACHE J. (1959) : Sur un réseau d'auges glaciaires. *R.G.A.* 47/3, 289-292.
- BLANCHARD R. (1919) : Altitude moyenne des régions naturelles des Alpes françaises. *R.G.A.* 7, 245-308.
- BLANCHARD R. (1938) : Les Préalpes françaises du Nord (Les Alpes occidentales, t. 1). *Tours*, 335 p.
- BLANCHARD R. (1941) : Les Cluses préalpines et le Sillon alpin (Les Alpes occidentales, t. 2). *Arthaud, Paris*, 355 p.

- BLANCHARD R. (1943) : Les grandes Alpes françaises du Nord (Les Alpes occidentales, t. 3). *Arthaud, Paris*, 348 p.
- BLANCHARD R. (1956) : Essai d'une synthèse (Les Alpes occidentales, t. 7). *Arthaud, Paris*, 605 p.
- BLAVOUX B. OLIVE P. (1978) : Le Quaternaire de la région de Thonon. *Guide-book INQUA, ETH Zürich*, 78-86.
- BLESS R. (1982) : Postglaziale Schwankungen des glacier d'Argentièr. *Phys. Geogr., Zürich*, 1, 187-194.
- BLESS R. (1984) : Beiträge zur spät- und post-glazialen Geschichte der Gletscher im nordöstlichen Mont Blanc Gebiet. *Phys. Geogr., Zürich*, 15, 116 p.
- BOILLOT G. (s.d.) : Travaux pratiques de pétrographie sédimentaire. *C.D.U., Paris*, 56 p.
- BOISVERT J.J. (1955) : La neige dans les Alpes françaises. *R.G.A.* 43, 357-434.
- BOREL J.L. JORDA M. MONJUVENT G. (1984) : Variations climatiques, morphogénèse et évolution de la végétation post-würmiennes dans les Alpes françaises. In *Les Alpes, 25e congrès international de géographie PARIS-Alpes*, 43-53.
- BOULTON G.S. (1974) : Processes and patterns of glacial erosion. In *Glacial Geomorphology*, éd. D.R. Coates, Allen & Unwin, London, 41-87.
- BOULTON G.S. (1975) : Processes and patterns of subglacial sedimentation : a theoretical approach. In *Ice Ages : Ancient and Modern*, Wright & Moseley éd, Seel House Press, Liverpool, 7-42.
- BOULTON G.S. (1978) : Boulder shapes and grain-size distributions of debris as indicators of transport paths through a glacier and till genesis. *Sedimentology*, 25, 773-799.
- BOULTON G.S. EYLES N. (1979) : Sedimentation by valley glaciers; a model and genetic classification. In *Moraines and Varves*, C. Schliüchter éd, Balkema, Rotterdam, 11-23.
- BOURDIÈRE F. (1961) : Le bassin du Rhône au Quaternaire. *CNRS, Paris*, 364 p.
- BOURGIN A. (1947) : Lacs d'altitude des Alpes françaises. *R.G.A.* 35/4, 739-745.
- BOURRIT T. (1773) : Description des glaciers, glaciers et amas de glace du Duché de Savoie. *Imp. du Bonnant, Genève*, 136 p.
- BOWEN D.Q. (1978) : Quaternary geology. *Pergamon Press, Oxford*, 221 p.

- BOZONNET R. (1981) : Contribution à l'étude géomorphologique de la haute montagne tempérée : l'exemple du massif du Mont Blanc. *Thèse, Grenoble*, 139 p., non publiée.
- BOZONNET R. BRAVARD Y. CHARDON M. (1983) : Le Mont Blanc. *Trésors de la Savoie, Montmélian*, 287 p.
- BRAUN A.F. (1974) : Eine sedimentologische Ableitung der Eisrandschwemmkegel aus der Obermoräne (Untersuchungen an rezenten Gletschern in den Schweizer Alpen). *Ecl. Geol. Helv.* 67/1, 155-161.
- BRAVARD J.P. (1977) : Mouvements de masse et érosion sur le plateau des Bornes (Haute-Savoie). *R.G.A.* 65, 79-90.
- BRAVARD Y. (1970) : Le réseau hydrographique du piedmont des Alpes françaises du Nord. *Izvest. geogr. Inst. Sofija*, 14, 175-186.
- BRUN A. (1966) : Révision de la stratigraphie des dépôts quaternaires dans la basse vallée de la Dranse (Haute-Savoie). *Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn.*, 2/8/5, 399-404.
- BULLER A.T. McMANUS J. (1973) : The quartile-deviation/median diameter relationships of glacial deposits. *Sedimentary geology*, 10, 135-146.
- BURRI M. (1963) : Le Quaternaire des Dranses. *Bull. Labo. Géol. Uni. Lausanne*, 142, 34 p.
- BURRI M. (1974) : Histoire et préhistoire glaciaires des vallées des Drances (VS). *Ecl. Geol. Helv.*, 67/1, 135-154.
- BURRI M. (1977) : Sur l'extension des derniers glaciers rhodaniens dans le bassin lémanique. *Bull. Labo. Géol. Uni. Lausanne*, 223, 9 p.
- BURRI M. (1980) : Phénomènes glaciaires. In *L'environnement naturel de l'homme préhistorique, Cours de la Soc. suisse Préhist. et Archéol.*, Genève, 12 p.
- CAILLEUX A. TRICART J. (1959) : Initiation à l'étude des sables et des galets. *C.D.U., Paris*, 3 tomes.
- CAMPY M. (1982) : Le Quaternaire franc-comtois. Essai chronologique et paléoclimatique. *Thèse d'Etat Besançon*, 575 p.
- CHALINE J. (1972) : Le Quaternaire. *Doin, Paris*, 338 p.
- CHARDONNET J. (1938) : La vallée de Montjoie et la bordure Sud-Ouest du Mont Blanc. Etude morphologique. *Ann. Géogr.*, 47/268, 345-360.

- CHINN T.J.H. (1979) : Moraine forms and their recognition on steep mountain slopes. In *Moraines and Varves*, éd. Ch. Schlüchter, Balkema, Rotterdam, 51-59.
- CHOLLEY A. (1925) : Les Préalpes de Savoie (Genevois, Bauges) et leur avant-pays. *Colin, Paris*, 755 p.
- CONARD G. (1931) : Morphologie de la vallée de Chamonix et de ses abords. *Ann. Géogr.*, 40, 396-410.
- CORBEL J. (1962) : Neiges et glaciers. *Colin, Paris*, 223 p.
- CORBEL J. (1963) : Glaciers et climats dans le massif du Mont Blanc. *R.G.A.*, 51, 321-360.
- CORBEL J. LE ROY LADURIE E. (1963) : Datation au C 14 d'une moraine du Mont Blanc. *R.G.A.*, 51/1, 173-177.
- CORBIN P. OULIANOFF N. (1929) : Le glacier du Tour (massif du Mont Blanc), ancien tributaire du glacier du Rhône. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 29, 147-151.
- CORBIN P. OULIANOFF N. (1931) : Influence de la structure tectonique sur les captures des glaciers. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 31/1, 237-243.
- CORBIN P. OULIANOFF N. (1934) : Complément aux observations concernant les dépôts glaciaires de Charamillon (au-dessus du village du Tour dans le massif du Mont Blanc). *C.R. Soc. géol. de Fr.*, 3, 35-36.
- COUTEAUX M. (1983) : Géomorphologie et évolution phytogéographique tardiglaciaires et holocènes aux Deux-Alpes (Isère, France) : contribution pollenanalytique. *R.G.A.*, 71, 143-163.
- COUVERT DU CREST R. (1971) : Une vallée insolite : Chamonix, le Mont Blanc, la Savoie. *Gardet, Annecy + CNRS*, 2 tomes, 293 et 213 p.
- DEBELMAS J. (1970) : ALPES, Savoie et Dauphiné. *Guides géologiques régionaux, Masson, Paris*, 213 p.
- DEBELMAS J. (1974) : Géologie de la France. *Doin, Paris*, 544 p.
- DEBELMAS J. (1979) : Découverte géologique des Alpes du Nord. *Ed. BRGM*, 84 p.
- DEBELMAS J. USELLE J.P. (1966) : La fin de la nappe de Morcles dans le massif du Haut Giffre. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7/8, 337-343.
- DEBRAND-PASSARD S. COUBOULEIX S. LIENHARDT M.J. (1984) : Synthèse géologique du Sud-Est de la France. *Mém. BRGM*, 125 et 126.

- DELEAU P. (1971) : Le lac d'Annecy et le glacier de Beaufort-Roselend. *C.R. Soc. Géol. Fr.*, 3, 161-163.
- DELEAU P. (1973) : Le glaciaire et les terrasses du bassin de l'Arve dans la région de la Roche-sur-Foron. *Suppl. Bull. Soc. Géol. Fr.*, 15/3-4, 90-92.
- DELEAU P. (1976) : Les phénomènes de capture à St-Jean-de-Sixt (Haute-Savoie). *C.R. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève*, 11/1-3, 92-96.
- DELEBEC QUE A. (1909) : Sur l'origine de la Plaine des Rocailles. *C.R. Acad. Sc. fr. série D*, 149, 1022-1023.
- DORTHE-MONACHON C. (1984) : Alpes, in MONJUVENT G., chap. Quaternaire, *Synthèse géologique du Sud-Est de la France*, *Mém. BRGM* 125, 547-548.
- DOUXAMI M.H. (1902) : Les phénomènes glaciaires et post-glaciaires du Massif de Platé (Haute-Savoie). *Ann. Soc. Linn. Lyon*, 16 p.
- DOUXAMI M.H. (1905) : Une excursion à Mègevette. *Rev. Savoie.*, 46, 135-143.
- DOUXAMI M.H. (1906) : Observations sur quelques phénomènes torrentiels du bassin de l'Arve (Haute-Savoie). *Ann. Soc. Linn. Lyon*, 26 p.
- DOUXAMI M.H. (1910) : Observations géologiques aux environs de St-Gervais-Les-Bains (Haute-Savoie). *Rev. Savoie.*, 51, 247-254.
- DREIMANIS A. (1979) : The problems of waterlain tills. In *Moraines and Varves*, éd. C. Schlüchter, Balkema, Rotterdam, 167-177.
- DREIMANIS A. VAGNERS U.J. (1969) : Lithologic relation of till to bedrock. In *Quaternary geology and climate*, éd. H.E. Wright, Washington, 93-98.
- DUBOIS C. et G. (1940) : Etude pollenanalytique des tourbières de la vallée de Chamonix. *Rev. Sc. Nat. Auv.*, 6/3-4, 53-80.
- EMBLETON C. KING C.A.M. (1975) : Glacial geomorphology. *Arnold, London*, 573 p.
- EMBLETON C. KING C.A.M. (1975) : Periglacial geomorphology. *Arnold, London*, 203 p.
- ETUDES GLACIOLOGIQUES. (1920-1927). *Ministère de l'Agriculture, Direction générale des eaux et forêts, Service des Forces hydrauliques, Paris, Imp. Nationale*, t. III, IV, V, VI.
- EVENSON E.B. SCHLÜCHTER Ch. RABASSA J. éd. (1983) : Tills and related deposits. *Balkema, Rotterdam*, 454 p.

- FAVRE A. (1843) : Considérations géologiques sur le Mont Salève et sur les terrains des environs de Genève. *Mém. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève*, 10, 49-162.
- FAVRE A. (1848) : Recherches géologiques faites dans les environs de Chamounix, en Savoie. *Bibl. Univ. Genève*, 25 p.
- FAVRE A. (1849) : Notice sur la géologie de la vallée du Reposoir en Savoie. *Biblio. Univ. Genève*, 7 p.
- FAVRE A. (1867) : Recherches géologiques dans les parties de la Savoie du Piémont et de la Suisse voisines du Mont Blanc. *Masson, Paris*, 3 tomes, 816 p.
- FAVRE A. (1884) : Carte du phénomène erratique et des anciens glaciers du versant Nord des Alpes suisses et de la chaîne du Mont Blanc. *C.R. Acad. Sci. Fr. série D*, 99, 599-602.
- FLINT R.F. (1971) : Glacial and Quaternary Geology. *Wiley, New York*, 892 p.
- FOUCAULT A. RAOULT J.F. (1980) : Dictionnaire de géologie. *Guides géologiques régionaux, Masson, Paris*, 331 p.
- FRANCIS E.A. (1975) : Glacial sediments : a selective review. In *Ice Ages : Ancient and Modern*, éd. Wright & Moseley, Seel House Press, Liverpool, 43-68.
- FRENZEL B. (1980) : Das Klima der letzten Eiszeit in Europa. In *Das Klima*, éd. H. Oeschger et al., *Springer, Berlin*, 45-63.
- FURRER G. GAMPER-SCHOLLENBERGER B. SUTER J. (1980) : Zur Geschichte unserer Gletscher in der Nacheiszeit - Methoden und Ergebnisse. In *Das Klima*, éd. H. Oeschger et al., *Springer, Berlin*, 91-107.
- GAGNEBIN E. (1937) : Les invasions glaciaires dans le bassin du Léman. *Bull. Soc. vaud. Sc. Nat.*, 59/243, 335-416.
- GALIBERT G. (1962) : Recherches sur les processus d'érosion glaciaire de la Haute Montagne Alpine. *Bull. Assoc. Géogr. fr.*, 303-304, 8-46.
- GALIBERT G. (1964) : Mécanique de versant et stabilité des pentes dans les massifs du Mont Blanc et des Mischabel. *Bull. Assoc. Géogr. fr.* 324-325, 2-23.
- GALLART F. (1981) : Morphométrie des galets : quelques perfectionnements à la méthode d'A. Cailleux. *Rev. Géomorph. dyn.*, 30, 95-110.
- GAMPER M. (1982) (éd.) : Beiträge zur Quartärforschung in der Schweiz. *Phys. Geogr., Zürich*, 1, 257 p.

- GAMS H. (1950) : Die Alleröd-Schwankung im Spätglazial. *Zeitschr. Gletscherk.*, 1/2, 162-171.
- GARNIER M. (1967) : Climatologie de la France. Sélection de données statistiques. *Mém. Météorol. Nat., Paris*, 50, 294 p.
- GAUDET F. (1975) : Les cours d'eau alpins de régime glaciaire. *Thèse Lille III*, 417 p.
- GEOLOGY OF SWITZERLAND, A guide-book (1980). Collectif en deux volumes. *Commission géologique suisse, Bâle*. 104 et 134 p.
- GODEFFROY C. (1840) : Notice sur les glaciers, les moraines et les blocs erratiques des Alpes. *Biblio. Univ. Genève*, 18, 112 p.
- GOGUEL J. PACHOUD A. (1978) : Les mouvements de terrain du versant sud du massif de Platé (Haute-Savoie, France). *Bull. BRGM, section 4*, 3, 201-214.
- GOLDTHWAIT R.P. éd. (1975) : Glacial deposits. *Benchmarks Papers in Geology 21*, Halsted Press, New York, 464 p.
- GORCEIX C. (1916) : Etude géologique et morphologique des Bassins du Borne et du Nom aux environs de St-Jean-de-Sixt. *Rev. Savoisi.*, 45-52.
- GORCEIX C. (1918) : Sur une anomalie des vallées du Borne et du Nom à St-Jean-de-Sixt (Haute-Savoie). *R.G.A.*, 6/3, 341-369.
- GROSS G. KERSCHNER H. PATZELT G. (1977) : Methodische Untersuchungen über die Schneegrenze in alpinen Gletschergebieten. *Zeitschr. Gletscherk. Glazialgeol.*, 12/2, 223-251.
- HAMELIN L.E. COOK E.A. (1967) : Le périglaciaire par l'image. *Presses Uni. Laval, Québec*, 237 p.
- HANSS CH. (1982) : Spätpleistozäne bis Postglaziale Talverschüttungs- und Vergletscherungsphasen im Bereich des Sillon Alpin der Französischen Nordalpen. *Mitteilungen der Kommission für Quartärforschung der Österreichischen Akademie der Wissenschaften*, 4, 213 p.
- HANSS CH. WEGMÜLLER S. (1977) : Zur Altersstellung würmkaltzeitlicher Lokalgletschermoränen im Devoluy und in der Belledonne (Französische Alpen). *Zeitschr. Gletscherk. Glazialgeol.*, 12/2, 205-222.
- HANTKE R. (1980) : Eiszeitalter. t. 2, *Ott, Thun*, 702 p.

- HERTIG P. (1983) : Les variations des glaciers. Etude des glaciers des bassins de la Drance de Bagnes et de la Drance d'Entremont (VS). *Institut de Géographie de Lausanne*, 23 p., non publié.
- HEUBERGER H. (1954) : Gletschervorstöße zwischen Daun- und Fernastadium in den nördlichen Stubai Alpen (Tirol). *Zeitschr. Gletscherk. Glazialgeol.*, 3, 91-98.
- HEUBERGER H. (1968) : Die Alpengletscher im Spät- und Postglazial. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 19, 270-275.
- HOINKES H. (1968) : Glacier variation and weather. *Journ. of Glaciol.*, 7/49, 3-19.
- HOLZHAUSER H. (1984) : Zur Geschichte der Aletschgletscher und des Fiescher-gletschers. *Phys. Geogr.*, Zürich, 13, 448 p.
- HURNI J.P. (1982) : Des glaciers et de leur AAR. *Mémoire de licence Uni. Lausanne*, 45 p., non publié.
- JAECKLI A. (1962) : Die Vergletscherung der Schweiz im Würmmaximum. *Ecl. Geol. Helv.*, 55/2, 285-294.
- JALUT G. (1969) : La végétation dans les Vosges, le Jura, les Alpes septentrionales et les Pyrénées pendant le Tardiglaciaire et le Post-glaciaire. *Etudes françaises sur le Quaternaire, 8e Congrès INQUA, Paris*, 116-124.
- JANIN B. (1968) : Le Col du Grand-St-Bernard. Climat et variations climatiques. *Thèse Grenoble*, 150 p.
- JAYET A. (1945) : Origine et âge de l'alluvion ancienne des environs de Genève. *C.R. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève*, 62, 27-31.
- JAYET A. (1946) : Les stades de retrait würmiens aux environs de Genève. *Ecl. Geol. Helv.*, 39/2, 238-244.
- JAYET A. (1956) : Une conception nouvelle de la genèse morphologique du plateau genevois. *Le Globe*, 95, 31-55.
- JAYET A. (1966) : Résumé de géologie glaciaire régionale. *Chapuis, Genève*, 56 p.
- JAYET A. (1967) : Démonstration de l'âge würmien de l'erratique élevé du Salève entre 1000 et 1300 m (Haute-Savoie, France). *C.R. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève*, 2/1, 24-34.
- JOHNSON P.G. (1983) : Rock glaciers. A case for a change of nomenclature. *Geograf. Ann.*, 65 A/1-2, 27-34.

- KARNAY G. (1980) : Etude géologique des formations tertiaires et quaternaires de la région d'Annemasse (Haute-Savoie). *Thèse Orléans*, 161 p.
- KERSCHNER H. (1978) : Zur Rekonstruktion eines spätglazialen Gletscherstandes mit Hilfe eines rechnerisch esmittelten Zungenlängsprofiles. *Zeitschr. Gletscherk. Glazialgeol.*, 14/1, 119-123.
- KILIAN W. (1914) : Les formations fluvio-glaciaires de la région du Faucigny (Haute-Savoie). *C.R. Soc. Géol. Fr.*, 14, 167-169.
- KILIAN W. (1916) : Sur l'âge exact de la "Plaine des Rocailles" près de la Roche-sur-Foron (Haute-Savoie) et sur les stades fluvio-glaciaires du Genevois-Faucigny. *C.R. Acad. Sc. fr. série D*, 163, 474-478.
- KILIAN W. (1923) : Sur les dépôts glaciaires des environs de Genève. *C.R. Soc. Géol. Fr.*, 179-180.
- KILIAN W. REVIL J. (1918) : Etudes sur la période pleistocène (Quaternaire) dans la partie moyenne du bassin du Rhône. *Allier, Grenoble*, 168 p.
- KING. C.A.M. (1966) : Techniques in geomorphology. *Arnold, London*, 342 p.
- KING C.A.M. (1974) : Morphometry in glacial geomorphology. In *Glacial Geomorphology*, éd. D.R. Coates, Allen & Unwin, London, 147-162.
- KINZL H. (1932) : Die grössten nacheiszeitlichen Gletschervorstösse in der Schweizer Alpen. *Zeitschr. Gletscherk. Eiszeitforschung und Geschichte des Klimas*, 20/1/3, 269-397.
- LE ROY LADURIE E. (1967) : Histoire du climat depuis l'an mil. *Flammarion, Paris*, 376 p.
- LLIBOUTRY L. (1964 et 1965) : Traité de glaciologie. *Masson, Paris*, 2 tomes.
- LOMBARD A. (1936) : Les formations quaternaires de la vallée du Giffre-Bas (Haute-Savoie). *Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn.*, 9/2, 209-220.
- LOUP J. (1963) : Altitudes moyennes et coefficients d'aération dans le Valais. *R.G.A.* 51, 5-18.
- LUC de J. A. (1837) : Mémoire sur les roches calcaires innombrables éparses dans les environs de la Roche. *Soc. Phys. Hist. Nat. Genève*.
- LUC de J. (1839) : Note sur les glaciers des Alpes. *Biblio. Univ. Genève*, 141-146.
- LUC de J. (1839) : Sur les blocs de granit épars dans les vallées qui entourent la chaîne du Mont Blanc. *Bull. Soc. Géol. Fr. série I*, 10, 363-375.

- LUGEON M. (1896) : La région de la Brèche du Chablais (Haute-Savoie). *Baudry, Paris*, 108 p.
- MAILLARD G. (1889) : Note sur la géologie des environs d'Annecy, la Roche, Bonneville et de la région comprise entre le Buet et Sallanches (Haute-Savoie). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 1/6, 1-57.
- MAIRE R. (1976) : Recherches géomorphologiques sur les karsts haut-alpins des massifs de Platé, du Haut-Giffre, des Diablerets et de l'Oberland occidental. *Thèse 3e cycle, Nice*, 458 p., non publiée.
- MAIRE R. (1984) : Un exemple de karst haut-alpin : le Désert de Platé, Haute-Savoie. Carte géomorphologique au 1:25 000. *Karstologia*, 3, 25-33.
- MAISCH M. (1981) : Glazialmorphologische und Gletschergeschichtliche Untersuchungen im Gebiet zwischen Landwasser- und Albulatal (Kt. Graubünden, Schweiz). *Phys. Geogr., Zürich*, 3, 215 p.
- MAISCH M. (1982) : Zur Gletscher- und Klimageschichte des alpinen Spätglazials. *Geogr. Helv.*, 2, 93-104.
- MAIZELS J.K. (1973) : Le glacier des Bossons - Quelques aspects caractéristiques de l'environnement proglaciaire. *R.G.A.*, 61, 427-447.
- MAIZELS J.K. (1979) : Proglacial aggradation and changes in braided channel patterns during a period of glacier advance : an alpine example. *Geograf. Ann.*, 61/1-2, 87-101.
- MANDIER P. (1984) : Bas-Dauphiné, Rhône moyen, Dombes. In MONJUVENT G., chap. Quaternaire, *Synthèse géologique du Sud-Est de la France, Mém. BRGM*, 125, 548-552.
- MARTIN S. (1977) : Analyse et reconstitution de la série des bilans annuels du glacier de Sarennes, sa relation avec les fluctuations du niveau de trois glaciers du massif du Mont Blanc (Bossons, Argentière, Mer de Glace). *Zeitschr. Gletscherk. Glazialgeol.*, 13/1-2, 127-153.
- MARTONNE de E. (1925-1927) : Traité de géographie physique. *Colin, Paris*, 1517 p.
- MARTONNE de E. (1926) : Les Alpes : Géographie générale. *Colin, Paris*, 217 p.
- MARTONNE de E. (1931) : Sur l'ancien écoulement des glaciers de la vallée de Chamonix vers le Valais. *C.R. Soc. Géol. Fr.*, 4, 33-35.
- MARTONNE de E. (1942) : La France I : France physique. In *Géographie Universelle t. VI*, Colin, Paris, 463 p.

- MAYR F. (1964) : Untersuchungen über Ausmass und Folgen der Klima- und Gletscherschwankungen seit dem Beginn der postglazialen Wärmezeit. Ausgewählte Beispiele aus den Stubaier Alpen in Tirol. *Zeitschr. Geomorph.*, Neue Folge, 8, 257-285.
- MAYR F. (1969) : Die postglazialen Gletscherschwankungen des Mont Blanc-Gebietes. *Zeitschr. Geomorph.*, Suppl. Band 8, 31-57.
- MAYR F. HEUBERGER H. (1968) : Type Areas of Late Glacial and Post-Glacial Deposits in Tyrol, Eastern Alps. *University of Colorado Studies, Series in Earth Sciences*, 7, 143-165.
- MEJEAN P. (1928) : Le bassin de Bonneville (Haute-Savoie). *R.G.A.*, 16/1, 1-168.
- MONACHON C. (1979) : Essai de reconstitution de la paléogéographie des stades glaciaires dans la vallée des Fares, Iséables, VS. *Bull. Labo. Géol. Uni. Lausanne*, 238, 9 p.
- MONJUVENT G. (1978) : Le Drac. Morphologie, stratigraphie et chronologie quaternaires d'un bassin alpin. *Thèse, Grenoble*, 433 p.
- MONJUVENT G. WINISTÖRFER J. (1980) : Glaciations quaternaires dans les Alpes franco-suissees et leur piedmont. *Géol. Alp.*, 56, 251-282.
- NORDON A. (1927) : L'évolution du cours du Giffre entre Taninges et St-Jeoire (Haute-Savoie). *R.G.A.*, 15/2, 306-316.
- ONDE H. (1939) : L'aération des massifs montagneux et son évaluation. *R.G.A.*, 27, 447-453.
- ONDE H. (1948) : Observations glaciologiques en Suisse et en Savoie, il y a un siècle. *R.G.A.*, 36/3, 399-409.
- ONDE H. (1951) : Moyen-Pays suisse et Avant-Pays savoyard. *R.G.A.*, 39/1, 57-95.
- PARDE M. (1925) : Le régime du Rhône I : Etude générale. *Inst. Et. rhod.*, Lyon, 887 p.
- PATZELT G. (1972) : Die Spätglazialen Stadien und postglazialen Schwankungen von Ostalpengletschern. *Ber. Deutsch. Bot. Gesell.*, 85/1-4, 47-57.
- PATZELT G. (1973) : Die postglazialen Gletscher- und Klimaschwankungen in der Venedigergruppe (Hohe Tauern, Ostalpen). *Zeitschr. Geomorph.*, suppl. Band 16, 25-72.
- PAYOT P. (1950) : Au royaume du Mont Blanc. *Plancher, Bonneville*, 305 p.

- PAYOT V. (1887) : Note sur la marche des glaciers de Chamonix. *Rev. savoie.*, 5, 150-155.
- PAYOT V. (1890) : Variations périodiques des glaciers de la chaîne du Mont Blanc. *Rev. Savoie.*, 80-85 et 131-138.
- PENCK A. BRÜCKNER E. (1909) : Die Alpen im Eiszeitalter. *Tauschnitz, Leipzig*, 3 vol., 1199 p.
- PERRET R. (1931) : Evolution morphologique du Faucigny. *Barrère, Paris*, 163 p.
- PERRET R. (1931) : Problèmes de l'histoire d'une vallée du Faucigny (Giffre et Menoge). *Bull. Assoc. Géogr. fr.*, 48-49, 42-50.
- PERRET R. (1944) : Différences glaciaires et captures fluviales en Faucigny. *Bull. Assoc. Géogr. fr.*, 159, 19-28.
- POIREL J. (1968) : Quelques réflexions au sujet des moraines internes et des moraines de fond. *Rev. Géomorph. dyn.*, 3/18/1, 17-26.
- PORTMANN J.P. (1957) : Les méthodes d'étude pétrographique des dépôts glaciaires. *Geol. Rundschau*, 45, 411-454.
- PUTZ H. (1934) : Le Haut val d'Arly. *R.G.A.*, 22/4, 719-743.
- READING H.G. éd. (1978) : Sedimentary environments and facies. *Blackwell Scientific Publications, Oxford*, 557 p.
- RENDU (Chanoine) (1840) : Théorie des glaciers de la Savoie. *Mém. Soc. Roy. Acad. Savoie*, 10, 7-126.
- REYNAUD C. (1981) : Excursion dans le Bassin genevois sur le Tardi-glaciaire würmien. *Livret-guide, Réunion à Genève de l'Association des Palynologues de langue française*.
- REYNAUD C. (1982) : Etude stratigraphique, sédimentologique et palynologique du Pléistocène supérieur au Sud du bassin genevois. *Thèse, Genève*, 190 p.
- REYNAUD C. CHAIX L. (1981) : Modalité et chronologie de la déglaciation fini-würmienne au pied du Salève (Haute-Savoie, France). *Notes Labo. Paléont. Uni. Genève*, fasc. 8/3, 19-40.
- REYNAUD L. (1977) : Glaciers fluctuations in the Mont Blanc area (french Alps). *Zeitschr. Gletscherk. Glazialgeol.*, 13/1-2, 155-166.
- RIVIERE A. (1977) : Méthodes granulométriques. Techniques et interprétations. *Masson, Paris*, 170 p.

- ROSSET J. (1956) : Description géologique de la chaîne des Aravis entre Cluses et le Col des Aravis (Haute-Savoie). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 53/247, 1-147.
- SAUSSURE de H.B. (1779-1796) : Voyages dans les Alpes. *Neuchâtel*, 8 volumes.
- SCHLÜCHTER Ch. (1973) : Die Gliederung der letzteiszeitlichen Ablagerungen im Aaretal südlich von Bern (Schweiz). *Zeitschr. Gletscherk. Glazialgeol.*, 9/1-2, 123-141.
- SCHLÜCHTER Ch. (1976) : Geologische Untersuchungen im Quartär des Aaretals südlich von Bern. *Mat. Carte géol. de la Suisse*, 117 p.
- SCHLÜCHTER Ch. (1976) : Grundmoräne versus Schlammoräne - Two types of lodgement till in the Alpine Foreland of Switzerland. *Boreas*, 6, 181-188.
- SCHLÜCHTER Ch. (1978) : Guidebook, Symposium Moraines and Varves, INQUA, Zürich. *Commission on Genesis and Lithology of Quaternary deposits*, 92-1 2.
- SCHROEDER-LANZ H. éd. (1983) : Oscillations fini- et postglaciaires des glaciers : formes glaciaires et périglaciaires. *Balkema, Rotterdam*, 409 p.
- SESIANO J. (1982) : Le glacier des Bossons : la forte crue de 1981-1982 et une estimation de sa vitesse sur 30 ans. *R.G.A.*, 70/4, 431-438.
- TAILLEFER F. (1964) : Le modelé post-würmien des hautes montagnes françaises. *Rev. Géogr. Pyrénées et S-O.*, 129-138.
- TRICART J. (1965) : Principes et méthodes de la géomorphologie. *Masson, Paris*, 496 p.
- TRICART J. CAILLEUX A. (1962) : Le modelé glaciaire et nival (Traité de géomorphologie t. III). *Sedes, Paris*, 508 p.
- TRICART J. CAILLEUX A. (1965) : Introduction à la géomorphologie climatique (Traité de géomorphologie t. I). *Sedes, Paris*, 306 p.
- TRICART J. CAILLEUX A. (1967) : Le modelé des régions périglaciaires (Traité de géomorphologie t. II). *Sedes, Paris*, 512 p.
- TRICART J. SCHAEFFER R. (1950) : L'indice d'éroulé des galets, moyen d'étude des systèmes d'érosion. *Rev. géomorph. dyn.*, 1, 151-179.
- VALLOT C. (1922) : Sur les variations de longueur des glaciers de la vallée de Chamonix. *R.G.A.*, 10, 167-179.

- VERGER F. (1963) : Les techniques d'analyse granulométrique. *Mém. Doc. CNRS*, 9/1, 61 p.
- VEYRET P. (1951) : Le recul des glaciers. *La Montagne, rev. du CAF*, 335, 105-111.
- VEYRET P. (1959) : L'eau, la neige, la glace, le gel et la structure dans l'évolution morphologique de la région de Chamonix (massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges). *R.G.A.*, 47/1, 5-36.
- VEYRET P. (1969) : L'auge de Chamonix : une vallée glaciaire d'un type particulier. *R.G.A.*, 58, 559-570.
- VEYRET P. (1981) : Les glaciers du massif du Mont Blanc (versant nord) en 1978, 1979, 1980. *R.G.A.*, 69, 385-391.
- VEYRET P. et G. (1979) : Atlas et géographie des Alpes françaises. *Flammarion, Paris*, 316 p.
- VEYRET P. BRAVARD Y. GABERT-DELAY J. JULIAN M. GABERT P. (1969) : Le Quaternaire dans les Alpes françaises. *Etudes françaises sur le Quaternaire, 8e congrès INQUA, Paris*, 11-18.
- VIAL R. (1975) : Le Quaternaire dans le Bas-Chablais (Haute-Savoie). Les derniers épisodes de retrait glaciaire. *Géol. Alp.*, 51, 129-144.
- VIOLETT-IE-DUC E. (1876) : Le massif du Mont Blanc. *Baudry, Paris*, 280 p.
- VIOLETT-IE-DUC, centenaire de la mort à Lausanne (1979). *Exposition au Musée historique de l'Ancien-Evêché, Lausanne*, 293 p.
- VIVIAN R. (1967) : Le glacier d'Argentière. *R.G.A.*, 55/3, 579-582.
- VIVIAN R. (1967) : Le glacier du Tour. *R.G.A.*, 55/3, 583-586.
- VIVIAN R. (1970) : Tré-la-Tête - Bionnassay. *R.G.A.*, 58, 421-427.
- VIVIAN R. (1971) : Glacier du groupe des Volnets, glaciers de Miage et des Dômes. *R.G.A.*, 59, 607-614.
- VIVIAN R. (1975) : Les glaciers des Alpes occidentales. *Allier, Grenoble*, 513 p.
- WAEBER M. (1943) : Observations faites au glacier de Tré-la-Tête à l'occasion de l'aménagement d'une prise d'eau sous-glaciaire. *R.G.A.*, 31/3, 319-343.
- WEGMÜLLER S. (1977) : Pollenanalytische Untersuchungen zur spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte der französischen Alpen (Dauphiné). *Haupt, Bern*, 185 p.

WETTER W. : Spät- und postglaziale Gletscherschwankungen im Mont Blanc-Gebiet: Untere Vallée de Chamonix - Val Montjoie (en préparation).

WINISTÖRFER J. (1977) : Paléogéographie des stades glaciaires des vallées de la rive gauche du Rhône entre Viège et Aproz. *Bull. Murith.*, 94, 1-72.

WINISTÖRFER J. (1980) : Late pleistocene and holocene glacier extents in the Alps of Central Valais, *Geogr. Helv.*, 35/5 (numéro spécial), 53-56.

WINISTÖRFER J. (1980) : Le Tardi- et le Postglaciaire alpin. *L'environnement naturel de l'homme préhistorique. Cours de la Soc. suisse Préhist. et Archéol.*, Genève, 7 p.

ZIENERT A. (1965) : Gran Paradiso - Mont Blanc : Prähistorische und historische Gletscherstände. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 16, 202-225.

2. Cartes utilisées

2.1. Cartes topographiques

IGN 1 : 50 000 : XXXIV-28 Douvaine
XXXIV-29 Annemasse
XXXIV-30 Annecy-Bonneville
XXXV-XXXVI-29 Samoëns-Pas de Morgins
XXXV-30 Cluses
XXXV-31 St-Gervais-les-Bains
XXXVI-30 Chamonix
XXXVI-31 Mont Blanc

IGN 1 : 25 000 : XXXIV-28 Douvaine 7-8
XXXIV-29 Annemasse 1-2
3-4
5-6
7-8
XXXIV-39 Annecy-Bonneville 1-2
3-4
5-6
7-8
XXXV-XXXVI-29 Samoëns-Pas de Morgins 1-2
3-4
5-6
7-8
XXXV-30 Cluses 1-2
3-4
5-6
7-8
XXXV-31 St-Gervais-les-Bains 1-2
3-4
5-6
7-8
XXXVI-30 Chamonix 1-2
5-6
XXXVI-31 Mont Blanc 1-2

2.2. Cartes spéciales

AS planche 6 au 1 : 550 000, la Suisse durant la dernière période glaciaire.

AS planche 12 : Climat et temps II

(Office fédéral de la topographie, Wabern).

Carte tectonique de la Suisse au 1 : 500 000 (Commission géologique suisse, 1980).

2.3. Cartes géologiques

BRGM 1 : 50 000 XXXV-31 St-Gervais-les-Bains (avec notice)
XXXVI-31 Mont Blanc (avec notice)

1 : 80 000 160 B Annecy (avec notice)
160 T Vallorcine-Mont Blanc (avec notice)

Atlas géologique de la Suisse au 1 : 25 000, feuille 1301 Genève (n° 48) (avec notice)

3. Photographies aériennes

IGN Annemasse - Samoëns-Pas de Morgins (1976)

XXXIV-29 Clichés 11-13
20-23
35-42
49-57
65-72

Annecy-Bonneville (1968)

XXXIV-30 Clichés 19-34
35-41
141-176
191-198

Samoëns-Pas de Morgins (1971)

XXXV-XXXVI-29 Clichés 4-7
30-39
65-76
79-91

Cluses (1970)

XXXV-30 Clichés 1-67
69-94
101-144

St-Gervais-les-Bains (1970)

XXXV-31 Clichés 1-16
27-44
47-62
71-78

Chamonix (1970)

XXXVI-30 Clichés 1-16
21-34
44-58
74-98

Chamonix-Mont Blanc (1967)

XXXVI-31 Clichés 5-9
12-17
25-28
41-44
50-51

Liste des abréviations utilisées

Ann. Géogr. : Annales de Géographie.

Ann. Géophys. : Annales de Géophysique.

Ann. Soc. Linn. Lyon : Annales de la Société Linnéenne de Lyon.

Arch. Sc. : Archives des Sciences.

AS : Atlas de la Suisse.

Ber. Deutsch. Bot. Gesell. : Berichte der Deutschen Botanischen Gesellschaft.

Biblio. Univ. : Bibliothèque Universelle.

Bull. Assoc. Géogr. fr. : Bulletin de l'Association des Géographes français.

Bull. Labo. Géol. Uni. Lausanne : Bulletin des Laboratoires de Géologie, Minéralogie, Géophysique et du Musée géologique de l'Université de Lausanne.

Bull. Murith. : Bulletin de la Murithienne.

Bull. Serv. Carte géol. Fr. : Bulletin du Service de la Carte géologique de la France.

Bull. Soc. Géol. Fr. : Bulletin de la Société géologique de France.

Bull. Soc. vaud. Sc. Nat. : Bulletin de la Société vaudoise des Sciences naturelles.

C.D.U. : Centre de Documentation Universitaire.

C.R. Acad. Sc. fr. : Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences françaises.

C.R. Soc. Géol. Fr. : Comptes-Rendus de la Société géologique de France.

C.R. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève : Comptes-Rendus de la Société de Physique et d'Histoire Naturelle de Genève.

Ecl. Geol. Helv. : Eclogae Geologicae Helvetiae.

Geograf. Ann. : Geografiska Annaler.

Geogr. Inst. Univ. Zürich : Geographisches Institut der Universität Zürich.

Geogr. Helv. : Geographica Helvetica.

Géol. Alp. : Géologie Alpine.

Geol. Rundschau : Geologische Rundschau.

Inst. Et. rhod. : Institut d'Etudes rhodaniennes.

IGN : Institut Géographique National.

Izvest. Geogr. Inst. Sofija : Izvestija Geografskija Institut Sofija

Journ. of Glaciol. : Journal of Glaciology.

Mat. Carte Géol. de la Suisse : Matériaux pour la Carte Géologique de la Suisse.

Mém. BRGM : Mémoires du BRGM.

Mém. Doc. CNRS : Mémoires et Documents du CNRS.

Mém. Météorol. Nat. : Mémorial de la Météorologie Nationale.

Mém. Off. Nat. Météo. Fr. : Mémorial de l'Office National de Météorologie de la France.

- Mém. Serv. carte géol. Alsace et Lorraine : Mémoires du Service de la carte géologique d'Alsace et de Lorraine.
- Mém. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève : Mémoires de la Société de Physique et d'Histoire Naturelle de Genève.
- Mém. Soc. Roy. Acad. Savoie : Mémoires de la Société Royale Académique de Savoie.
- Notes Labo. Paléont. Uni. Genève : Notes du Laboratoire de Paléontologie de l'Université de Genève.
- Phys. Geogr. : Physische Geographie.
- R.G.A. : Revue de Géographie Alpine.
- Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn. : Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique.
- Rev. Géogr. Pyr. et S-O. : Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest.
- Rev. Géomorph. dyn. : Revue de Géomorphologie dynamique.
- Rev. Savoie. : Revue Savoisienne.
- Rev. Sc. Nat. Auv. : Revue des Sciences Naturelles d'Auvergne.
- Soc. suisse Préhist. et Archéol. : Société suisse de Préhistoire et d'Archéologie.
- Zeitschr. Geomorph. : Zeitschrift für Geomorphologie.
- Zeitschr. Gletscherk. Glazialgeol. : Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie.

LISTE DES FIGURES

1. Graphique montrant les enveloppes composites des relations entre la déviation des quartiles et le diamètre moyen des particules, permettant de comparer les distributions glacières avec celles d'autres environnements.
2. Limites géographiques de la région étudiée.
3. Hauteurs annuelles de pluies en cm. Moyennes de la période 1901-1940.
4. Carte des unités structurales.
5. Le front des Bossons en août 1979.
6. Le front des Bossons en août 1980.
7. Le front des Bossons en août 1981.
8. Le front des Bossons en août 1982.
9. Le front des Bossons en août 1984.
10. Le front des Bossons en août 1985.
11. Les stades glaciaires des Alpes grisonnes selon MAISCH (1982).
12. Les stades glaciaires du Val d'Arpette selon BLESS (1983).
13. La moraine de Tré-le-Champ vue de l'aval.
14. Esquisse morphologique de la haute vallée de l'Arve.
15. Morphologie glaciaire des environs de Bionnassay.
16. Morphologie de la haute vallée du Bon Nant.
17. Crêtes de la Balme vues de l'aval.
18. Crêtes de la Balme vues de l'amont.
19. Vue d'une partie de la coupe axiale du cône de Tresse.
20. Le cône de Tresse vu d'en face.
21. Coupe naturelle dans les Pyramides de St-Gervais.
22. La plaine de l'Arve entre Chedde et Sallanches.
23. Les formes glaciaires de la région de Combloux.
24. Les dépôts glaciaires du Fardelet, dans le Giffre-Haut.
25. Coin de glace fossile dans la moraine de fond, au-dessus de Taninges.

26. Esquisse morphologique de la région de Bossetan.
27. Coupe de Rond sur Taninges.
28. Profils stratigraphiques dans la coupe de Dessy.
29. Esquisse morphologique de la région de Pont-du-Giffre.
30. Coupe de la gravière de Viviers.
31. Coupe de la rive droite du Giffre sur Pont-du-Giffre.
32. Coupe des Combes sur Pont-du-Giffre.
33. Morphologie et dépôts glaciaires dans la région de St-Jeoire.
34. Le complexe morainique des Confins.
35. La vallée du Borne en aval des Aravis.
36. Coupe du Mosset, en amont du Petit-Bornand.
37. Morphologie glaciaire de la région de Pralong (Reposoir).
38. Le cirque glacio-karstique du Lac Bénit, dans le Bargy.
39. Esquisse morphologique du lac Bénit et de la haute vallée du Bronze.
40. La crête morainique latérale de Mollesule.
41. Coupe de Bois des Fournets.
42. Coupe de la gravière de Vozerier.
43. Vue générale de la coupe de Doucet.
44. Fragment de la coupe de Doucet, orienté dans l'axe de la vallée.
45. Le vallum de la Tour vu de l'aval en rive gauche.
46. Sommet de l'affleurement de Pont-de-Fillings.
47. Coupe sur la Menoge à la Forge.
48. Détail du delta de la Marmotte.
49. Carte de localisation des affleurements analysés.
50. Diagramme triangulaire de la pétrographie.
51. Diagramme triangulaire des indices d'émoussé.
52. Graphique mettant en relation le diamètre médian et la déviation des quartiles pour les échantillons étudiés.

LISTE DES TABLEAUX

1. Quelques données morphométriques.
2. Pentés des principaux talwegs.
3. Précipitations moyennes annuelles.
4. Principaux glaciers du bassin versant de l'Arve.
5. Récapitulation des stades glaciaires du bassin versant de l'Arve selon les différents auteurs.
6. Analyse pollinique des dépôts lacustres de St-Jeoire.
7. Stades élevés de la vallée de Chamonix : abaissement de la limite des neiges persistantes (par rapport à celle de 1850) des différents appareils.
8. Stade de Chamonix : abaissement de la limite des neiges persistantes (par rapport à celle de 1850) des différents appareils.
9. Stade des Houches : abaissement de la limite des neiges persistantes (par rapport à celle de 1850) des différents appareils.
10. Stade de Sallanches : abaissement de la limite des neiges persistantes (par rapport à celle de 1850) des différents appareils.
11. Stade de Bonneville : abaissement de la limite des neiges persistantes (par rapport à celle de 1850) des différents appareils.
12. Stade des Rocailles : abaissement de la limite des neiges persistantes (par rapport à celle de 1850) des différents appareils.
13. Les stades glaciaires de l'Arve : 2 chronologies possibles.
14. Les stades glaciaires du bassin versant de l'Arve : tableau comparatif.
15. Les stades glaciaires de l'Arve comparés avec ceux d'autres régions.

