Étude géomophologique des flux glaciaires dans les Alpes nord-occidentales au Pléistocène récent. Du maximum de la dernière glaciation aux premières étapes de la déglaciation

Sylvain Coutterand

▶ **To cite this version:**

Sylvain Coutterand. Étude géomophologique des flux glaciaires dans les Alpes nord-occidentales au Pléistocène récent. Du maximum de la dernière glaciation aux premières étapes de la déglaciation. Géographie. Université de Savoie, 2010. Français. NNT : . tel-00517790v2

HAL Id: tel-00517790

https://theses.hal.science/tel-00517790v2

Submitted on 16 Sep 2010 (v2), last revised 21 Sep 2010 (v3)

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.

Thèse de doctorat de géographie

Etude géomorphologique des flux glaciaires dans les Alpes nord-occidentales au Pléistocène récent

Du maximum de la dernière glaciation aux premières étapes de la déglaciation

Sylvain COUTTERAND

Soutenue le 21 juin 2010

devant le jury composé de :

Rapporteurs :	Monique Fort, Professeur, Université de Paris 7
	Philippe Schoeneich, Professeur, Université Joseph Fourier de Grenoble
Examinateurs :	Michel Marthaler , Professeur, Université de Lausanne
	Charles Le Coeur, Professeur, Université de Paris I
Directeur:	Jean Jacques Delannoy, Professeur, Université de Savoie
Co-directeur :	Gérard Nicoud, Maître de conférences

Thèse de doctorat de géographie

ETUDE GÉOMORPHOLOGIQUE DES FLUX GLACIAIRES DANS LES ALPES NORD-OCCIDENTALES AU PLÉISTOCÈNE RÉCENT

DU MAXIMUM DE LA DERNIÈRE GLACIATION AUX PREMIÈRES ÉTAPES DE LA DÉGLACIATION

Sylvain COUTTERAND

Soutenue le 21 juin 2010

à l'Université de Savoie, Le Bourget du Lac

devant le jury composé de :

Président :	Charles Le Coeur, Professeur, Université de Paris I
Rapporteurs :	Monique Fort, Professeur, Université de Paris 7
	Philippe Schoeneich, Professeur, Université Joseph Fourier de Grenoble
Examinateurs :	Michel Marthaler , Professeur, Université de Lausanne
Directeur:	Jean Jacques Delannoy, Professeur, Université de Savoie
Co-directeur :	Gérard Nicoud, Maître de conférences

Légende des images de couverture

1 - Vêlage du glacier Perito-Moreno dans le lago Argentino (Argentine).

2 -Le lac d'Aiguebelette (surcreusement glaciaire) et la dépression du seuil de l'Epine (Savoie).

3 - Glacier de l'Unteraar et modelés d'érosion glaciaire (trimlines) dans les granites de l'Aar (Suisse).

4 - Formation deltaïque (foreset bed) surmontée d'une formation loessique (Morestel, Isère)

5 - Bloc erratique de Steinhof (Seeland, Suisse).

Remerciements

Arrivé au terme de ce travail, je tiens à remercier toutes les personnes qui, de près ou de loin, ont contribué à l'aboutissement de mes recherches.

Je remercie en premier lieu les membres du jury d'avoir accepté d'y prendre part : Madame Monique Fort de l'Université de Paris Diderot et Monsieur Philippe Schoeneich de l'Institut de Géographie Alpine (Grenoble) pour leur disponibilité et leur responsabilité de rapporteurs de cette thèse ; ainsi que les membres du jury : Monsieur Michel Marthaler de l'Université de Lausanne (Suisse) et Monsieur Charles Le Coeur de l'Université de Paris I .

Je souhaite vivement remercier Jean-Jacques Delannoy et Gérard Nicoud, qui m'intégrèrent, en 2002, au laboratoire EDYTEM, UMR 5204. A ce titre, mes remerciements s'adressent également aux enseignants-chercheurs et au personnel du laboratoire EDYTEM qui m'ont accordé leur confiance dès le début de mes recherches. Je pense tout particulièrement à Jean-Jacques Delannoy, directeur de cette thèse, pour avoir validé et encadré ce thème de recherche passionnant. Je lui suis, en particulier, reconnaissant de m'avoir permis d'orienter le sujet initial vers les nouvelles problématiques apparues au fur et à mesure de l'avancement des recherches.

Ma reconnaissance va également à Philippe Schoeneich qui a su me conseiller durant ce travail et, plus particulièrement, à Gérard Nicoud. Prenant le temps de m'accompagner sur le terrain, il a largement contribué, grâce à son expérience, à l'interprétation des formations quaternaires.

Ce travail n'aurait jamais pu aboutir sans la collaboration des nombreuses personnes qui m'ont aidé lors de l'interprétation des données. Je pense tout particulièrement à Monique Beiner, à son précieux concours dans l'exercice difficile d'identification des minéraux lourds et à son accueil au sein de sa famille, durant plusieurs jours de travail.

Mes remerciements s'adressent également aux géologues : Serge Fudral, expert des faciès détritiques et notamment du flysch valaisan, le professeur Dominique Gasquet pour sa disponibilité lors de l'étape de séparation des minéraux lourds et ses précieux conseils dans l'identification des faciès granitiques, à Jean-Michel Bertrand pour sa connaissance des faciès détritiques des zones internes, à Magali Rossi et ses compétences dans la caractérisation des granites, et au professeur Christian Beck du Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines. Je remercie également les enseignants-chercheurs géographes du laboratoire EDYTEM qui ont apporté leurs compétences : Isabelle Couchoud, Fabien Hobléa, Françoise Alignol et Philip Deline.

Merci également au professeur Arnaud Pêcher de l'institut Joseph Fourrier (Grenoble) qui a largement contribué à l'identification des blocs erratiques du bassin de la Romanche.

Par ailleurs, je dois citer des chercheurs sollicités qui acceptèrent de me rencontrer. Me faisant partager leur expérience, ils ont été à l'origine d'informations précieuses : le professeur Marcel Burri (Lausanne), le professeur Maurice Gidon (Grenoble), le professeur Walter Wildi (Université de Genève), les géologues de l'Université de Lausanne, Albert Steck et Gilles Broccard, les glaciologues Emmanuel Lemeur, Michel Vallon et Luc Moreau qui m'ont prodigué conseils et remarques constructives concernant les problèmes de dynamique glaciaire.

Mes remerciements vont également aux «petites mains» : Fayçal Souffi, préparateur des lames minces de roches, Bernard Fanget, chimiste, et à sa contribution lors de la phase de séparation des minéraux lourds, à Carole Poggio, secrétaire du laboratoire, enfin à André Paillet, véritable pilier du laboratoire. Sa disponibilité et ses compétences dans la maîtrise du logiciel InDesign ont permis, par une mise en page de qualité, de mettre en valeur ce travail.

Mes remerciements s'adressent aussi à ceux qui ont contribué indirectement à la réalisation de ce mémoire, notamment les «traqueurs» de fautes d'orthographe et de «coquilles» d'ordre sémantique : mon père, Pierre Coutterand, France Harvois, Françoise Alignol, Jean Paul Roudier (journaliste en retraite) et Brigitte Larribe, ma compagne.

Je tiens notamment à exprimer ma reconnaissance aux instances et organismes suivants :

- les instances de la VAE, présidées par Pierre Faivre (directeur du CISM) réunies à l'Université de Savoie le 21 juin 2005 qui m'ont permis de reprendre un cursus universitaire ;

- l'ANFH (Association Nationale de la Formation Hospitalière), organisme à l'origine d'une grande part du financement de trois années d'études doctorales.

Enfin, je suis tout particulièrement reconnaissant à ma famille, mes parents qui m'ont apporté soutien moral et matériel. Mes pensées vont à ma compagne Brigitte avec laquelle j'ai partagé de nombreuses sorties sur le terrain et qui m'a apporté son soutien moral, acceptant les nombreux sacrifices inhérents à mon investissement.

Résumé

C'est dans le contexte spatio-temporel du dernier cycle glaciaire würmien que ce travail a été réalisé, le cadre paléogéographique correspondant à la zone intra-würmienne de Bourdier (1961). La reconstitution des flux glaciaires des Alpes nord-occidentales pendant le maximum d'englacement würmien en constitue l'objectif principal.

L'acquisition de nouvelles observations géomorphologiques a permis, dans un premier temps, la réalisation d'une cartographie paléogéographique cohérente du système glaciaire au maximum würmien, tant pour les bassins versants amont (zones d'alimentation) que pour le domaine aval (lobes de piémont). Dans un second temps, l'étude s'est attachée à déterminer l'origine des différents flux glaciaires ayant alimenté les lobes de piémont des Alpes nord-occidentales (lobe suisse du glacier du Rhône, lobe lyonnais et lobe de Moirans). Pour mener à terme ce travail, le croisement de différentes méthodes d'analyse a été nécessaire : (i) une approche glacio-morphologique permettant de déterminer l'altitude de la ligne d'équilibre glaciaire ; (ii) des analyses pétrographiques des blocs erratiques permettant d'identifier les bassins versant sources des blocs erratiques (iii) ; et des analyses des minéraux lourds contenus dans la fraction fine des tills d'ablation, complétant et confirmant les analyses pétrographiques.

Les premières étapes de la déglaciation correspondant à l'individualisation des flux issus des quatre principaux appareils du Rhône, de l'Arve de l'Isère et de la Romanche ont été reconstituées. Elles sont suivies des premiers stades du Tardiglaciaire ancien des vallées de l'Arve et du Rhône.

Enfin, une approche chronologique a été menée et notamment la datation du maximum d'englacement würmien. Elle s'appuie sur l'analyse des données disponibles et tente de dégager les grandes tendances.

Les résultats acquis apportent une importante contribution aux reconstitutions paléogéographiques et à l'étude de l'organisation des flux glaciaires lors du maximum würmien. Ces nouveaux éléments permettent une interprétation nouvelle de l'organisation du réseau glaciaire dans les Alpes nord-occidentales et remettent en cause, en particulier, la vision traditionnelle du glacier du Rhône atteignant le «complexe des moraines internes». En effet, les analyses démontrent que la totalité des glaces du lobe de piémont lyonnais provenait des zones d'accumulation de la partie interne des Alpes du nord françaises (sens géographique) : sud du massif du Mont-blanc, Beaufortin, Tarentaise et une partie de la Maurienne. De plus, elles confirment la puissance des appareilsglaciaires ayant occupé les grandes cluses des massifs subalpins (cluses d'Annecy-Faverges et de Chambéry) et soulignent le rôle essentiel des glaciers transversaux originaires de la zone centrale des Alpes dans l'alimentation du lobe de piémont lyonnais. Quant à l'alimentation du lobe de Moirans, les analyses pétrographiques et les comptages de minéraux lourds apportent la preuve d'une contribution majeure du glacier de la Romanche. Ces résultats accréditent les hypothèses esquissées au XIX^{e} siècle par certains auteurs appareils du nord des Alpes (maximum tardif) et les appareils occidentaux (maximum ancien). (Lory, 1860 ; Falsan et Chantre, 1879).

L'étude des étapes de la déglaciation souligne l'importance relative des différents appareils. Elle met notamment en évidence L'influence prépondérante et tardive du glacier isérois, dont l'importance à été bien souvent sous estimée par les auteurs.

Enfin, l'approche chronologique a été abordée et une tentative de datation du WGM a été proposée. Sans pour autant apporter de nouveaux éléments déterminants, elle permet d'envisager un diachronisme entre les extensions des appareils du nord des Alpes (maximum tardif) et les appareils occidentaux (maximum ancien).

Mots-clés : *flux glaciaires ; glacier du Rhône ; glacier de l'Arve ; glacier de l'Isère ; glacier de la Romanche ; ligne d'équilibre glaciaire ; trimline ; minéraux lourds ; bloc erratique ; pétrographie ; Pléistocène récent ; déglaciation ; chronologie.*

Abstract

Geomorphologic study of ice flows in north-western Alps during the upper Pleistocene. From the last glacial maximum to the first stages of deglaciation.

This work takes place in the spatio-temporal context of the last glacial cycle (Würm), the paleogeographic setting being the intra-würm area according to Bourdier (1961). The reconstitution of ice flows in north-western Alps during the Würm ice-surface maximum is the main scope if this study.

Thanks to the acquisition of new geomorphologic observations, a consistent palaeogeographic cartography of the glacial system during the Würm Glacial Maximum (WGM) has been achieved, for upstream watersheds (feeding zones) and downstream zones (piedmont lobes), Second, the study has been applied to determine the origin of the different ice flows that have fed the piedmont lobes in the north-western Alps (Swiss lobe of the Rhône glacier, Lyon lobe and Moirans lobe). To conduct this work, the use of several complementary methods has been necessary: (i) a glacio-morphologic approach allowing to define the altitude of the glacial equilibrium line; (ii) petrographic analyses of erratic boulders to identify from which watersheds they originate; (iii) and analysis of the heavy minerals contained in the fine fraction of ablation tills, to complete and confirm the petrographic analyses.

The first stages of the deglaciation associated with the individualization of the flows coming from the four main systems of the Rhône, the Arve, the Isère and the Romanche valleys have been reconstructed. They are followed by the first stages of the lower Late glacial of the Arve and Rhône valleys.

Lastly, a chronological approach has been conducted, in particular to date the Würm glacial maximum. It is based on the analysis of the available data and tends to expose the main trends.

The obtained results provide a significant contribution to the paleogeographic reconstructions and to the study of ice flow organization during the Würm maximum. These new data/elements allow a novel interpretation of the glacial network organization in north-western Alps and questions/challenges/disputes, in particular, the traditional vision of the Rhône glacier reaching the "internal moraines complex ". Indeed, the analyses prove that the whole ices of Lyon piedmont lobe were coming from the accumulation zones of the internal part of the French northern Alps (geographic meaning): south of the Mont-Blanc massif, Beaufortin, Tarentaise and a part of the Maurienne. In addition, they confirm the strength of the glacial systems that have filled in the big transverse valleys of the subalpine massifs (transverse valleys of Annecy-Faverges and Chambéry) and emphasise the essential role of the transverse glaciers coming from the central Alps in the feeding of the Lyon piedmont lobe. As for the feeding of Moirans lobe, the petrographic analyses and the counting of heavy minerals demonstrate a major contribution of the Romanche glacier. These results confirm the hypotheses outlined in the XIXth century by some authors (Lory, 1860; Falsan et Chantre, 1879).

The study of the deglaciation stages highlights the relative significance of the different systems. In particular, it shows the predominnace and the late influence of the Isère glacier and the significance of which being often undervalued by authors.

Lastly, a chronologic approach of the WGM has been undertaken. Although it does not provide decisive new information, it suggests a diachronism between the extension of the systems of the northern Alps (late maximum) and of the western Alps (early maximum).

Key Words : ice flows ; Rhône glacier ; Arve glacier ; Isère glacier ; Romanche glacier ; equilibrium (glacial ?)line ; trimline ; heavy minerals ; erratic boulder ; petrography ; Würm Glacial Maximum; upper Pleistocene ; deglaciation; chronology.

« Un bon croquis vaut mieux
qu'un long discours »
Napoléon Bonaparte

Planche hors-texte 1 - L'ombilic de Bourg-d'Oisans.

Sommaire

I - Cadre général 9
1. Cadre théorique et généralités 13
2. Le choix de la région étudiée 15
3. Cadre géographique et géologique 17

II - Etat des connaissances 25
1 - Les grandes synthèses 29
2 - Les études lithostratigraphiques régionales et locales ; mise en avant des stades pléniglaciaires 37
3 – Les modalités de la déglaciation 76
4 - Les problèmes de la chronologie du maximum d'englacement würmien et de la déglaciation 100
5 - Les problèmes soulevés et la problématique 119

III. Méthodologie 125
1. Terminologie employée et nomenclature 129
2. Travail documentaire 137
3. Travail basé sur l'étude du terrain 137
4. Travail de cartographie géomorphologique 159
5. Vers une connaissance des processus glaciaires actuels : la recherche d'analogues 164
6. Méthodes de datation et limites des méthodes 166
7. Méthodes de reconstitution des stades glaciaires 167

IV – Résultats 179
A - La reconstitution de flux glaciaires au maximum würmien (WGM) 183
1 - Approche globale du système glaciaire 183
2 - L'alimentation des lobes de piémont 189
3 - Diffluences et transfluences en zones d'alimentation 265
4 - Le rôle des grandes cluses des massifs subalpins - Interactions des glaciers alpins avec les massifs subalpins 288

B - Modalités de la déglaciation des Alpes nord-occidentales 333
1 – Les étapes de la déglaciation des piémonts 334
2 - Moyenne vallée du Haut-Rhône, entre l'avant pays savoyard et le bassin lémanique 344
3 - La déglaciation de la basse vallée de l'Arve, les déconnexions avec les diffluences 360
4. L'individualisation des appareils dans les autres vallées 369
5. Corrélations d'une vallée à l'autre 378

C - Le problème de la datation du WGM 381
1 – Analyses des données disponibles 381
2 – Analyse critique des méthodes de datation 385
3 – Discussions et hypothèses 389

Conclusion et perspectives 395
1 - Conclusion générale 399
2 - Les problèmes soulevés et les incertitudes 402
3 – Les perspectives des recherches 403

Planche hors-texte 2 - Val Ferret italien. Mise en évidence des trimlines du versant oriental du Massif du Mont-Blanc.

I - CADRE GENERAL DE L'ETUDE

I - Cadre général 9

1. Cadre théorique et généralités 13

Le déluge biblique 13

La théorie glaciaire 13

2. Le choix de la région étudiée 15

3. Cadre géographique et géologique 17

3. 1 - Cadre géographique 17

3. 1. 1 - Le Valais et le plateau suisse 17

3. 1. 2 - Le bassin de l'Arve 18

3. 1. 3 - Le bassin de l'Isère 19

3. 1. 4 - Le bassin de la Romanche 19

3. 1. 5 - L'avant-pays savoyard et le piémont 20

3. 1. 6 - Les grandes cluses 20

3. 2 - Cadre géologique 21

Cadre général 21

3. 2. 1 - Les zones internes 21

3. 2. 2 - La zone externe 21

3. 2. 3 - L'avant-pays alpin 21

3. 2. 4 - Les caractéristiques des grandes vallées transversales 22

Planche hors-texte 3 - Le glacier d'Aletsch (Valais, Suisse).

1. Cadre théorique et généralités

L'empreinte des glaciers du Quaternaire est omniprésente dans les paysages des Alpes. En effet, les Alpes et l'avant-pays alpin ont connu une histoire glaciaire complexe qui a fortement marqué le relief et les dépôts de fonds de vallée. Ce n'est qu'au début du XIX^{e} siècle que les scientifiques cherchèrent à interpréter les processus morphogénétiques responsables du paysage actuel.
Notre travail de recherche s'inscrit dans le cadre général de l'étude des paléoenvironnements du Quaternaire ; la théorie glaciaire en constitue le cadre théorique.

Le déluge biblique

La présence de blocs de roches de provenances éloignées jusqu'à des altitudes élevées au-dessus des vallées actuelles avait été mentionnée depuis le XVIIe siècle dans de nombreuses régions des Alpes. La taille des blocs et leurs positions inexplicables par les processus fluviatiles actuels avaient intrigué les géologues. Leur présence fut longtemps justifiée par le déluge et interprétée comme une preuve du récit biblique, les dépôts glaciaires étant désignés par «diluvium».
Si, à la fin du XVIIIe siècle, les interprétations ne faisaient plus explicitement référence à la Bible, elles restaient toutefois fortement imprégnées par la théorie diluvienne. On cherchait l'explication à travers de «grands courants», sans vraiment en dégager l'origine. A ce titre, nous mentionnerons deux passages concernant les dépôts de Corbeyrier et de Villars (Vaud, CH), (*in* Schoeneich, 1998) :
«Mais un fait que l'on observe sans aucune exception, ce sont les amas de débris, de brèches, de poudingues, de grès, de sable, ou amoncelés et formant des montagnes ou des collines, ou dispersés sur le bord externe, ou même dans les plaines qui bordent la chaîne des Alpes et qui attestent ainsi la subite et violente retraite des eaux.» (De Saussure, 1796, 1786) ; *Les blocs ont été déposés «par un grand courant atteignant une hauteur de 3 000 pieds au-dessus du Rhône»* (De Luc, 1826).

La théorie glaciaire

C'est le fameux «discours de Neuchâtel», prononcé en 1837 par Louis Agassiz devant l'Académie helvétique des Sciences naturelles qui est généralement considéré comme l'acte fondateur de la «théorie glaciaire» (Agassiz, 1838). Cette théorie, qui prétendait expliquer les énormes accumulations de graviers et de blocs erratiques par une ancienne extension des glaciers, battait en brèche les interprétations plus ou moins catastrophistes dérivées de l'idée du déluge biblique encore couramment admises. Elle fut de ce fait activement combattue. Il s'agissait donc pour les premiers défenseurs d'accumuler les preuves pour convaincre le monde scientifique du bien-fondé de leurs vues.
Nous n'exposerons pas ici dans le détail la naissance de la théorie glaciaire et l'évolution de la connaissance du Quaternaire. Nous renvoyons le lecteur à des exposés complets et accessibles dans les ouvrages suivants : *« Les périodes glaciaires »* (Time Life, 1989), *« Agassiz et les glaciers. Sa conduite de la recherche et ses mérites »* (Schaer, 2000) et *« Glaciers, mémoire de la planète »* (Coutterand et Joutty, 2009).

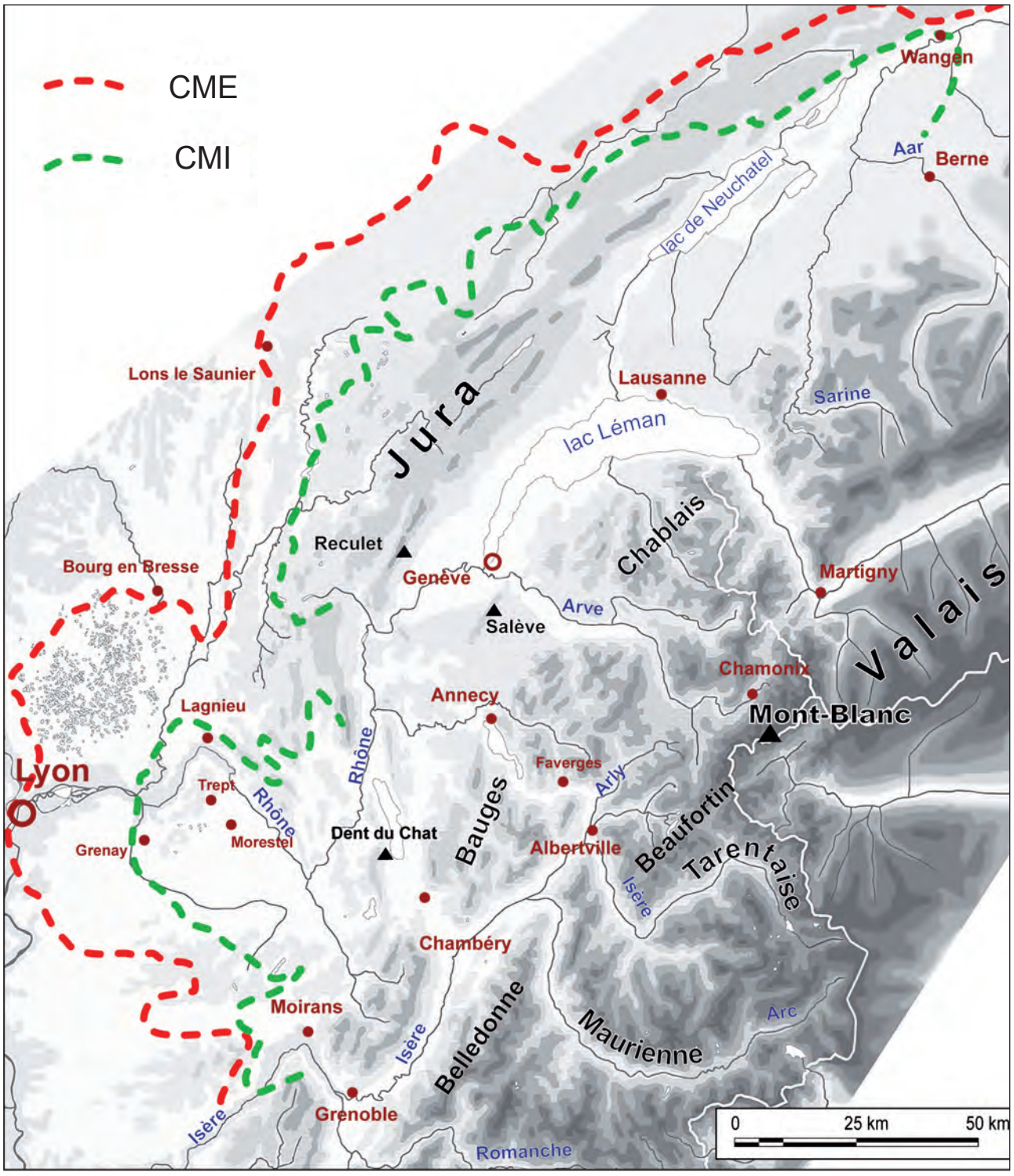


Fig. I. 1 – Le complexe des moraines externes (CME) et le complexe des moraines internes (CMI) ou zone intra-würmienne.

2. Le choix de la région étudiée

Notre recherche avait pour objet initial de reconstituer la dynamique et l'extension du glacier de l'Arve durant la dernière grande période glaciaire alpine. Rapidement, il est apparu qu'en raison des diffluences de cet appareil et de ses interconnexions avec les systèmes glaciaires isérois et rhodanien, il fallait étendre la zone de travail. Compte tenu de ce contexte, notre terrain d'étude correspond à la zone intra-würmienne de Bourdier (1961). Afin de prendre en compte l'ensemble des flux glaciaires würmiens et l'ensemble des diffluences, confluences et zones de contacts, il s'étend à la globalité du système glaciaire Rhône / Arve / Isère ***(fig.1)***. Une réflexion sera portée dans notre travail aux massifs subalpins et aux grandes cluses (Chablais, Aravis, Bauges et Chartreuse) qui, situés aux carrefours des grands appareils glaciaires, ont enregistré les stades d'englacement würmiens et les premiers stades de la déglaciation.
Une attention particulière sera néanmoins portée au massif du Mont-Blanc et au bassin de l'Arve pour les raisons suivantes :

1 - Contrairement à la plupart des vallées alpines étudiées (Rhône, Isère, Arc…), la topographie ouverte de la vallée de l'Arve et la pente relativement faible des versants ont permis une bonne préservation des formes et dépôts glaciaires et juxtaglaciaires. Cette préservation, pratiquement sans discontinuité depuis le bassin de Chamonix (moraines des fluctuations glaciaires historiques) jusqu'au bassin genevois (point de rencontre des glaciers de l'Arve et du Rhône), offre une séquence bien documentée, voire complète, de la déglaciation de cette vallée durant tout le Tardiglaciaire.

2 - La bonne conservation des morphologies glaciaires est également liée au contexte lithologique. En effet, les roches endogènes, granite et gneiss, des massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges ont permis une remarquable préservation du modelé d'érosion glaciaire ancien, indicateur géomorphologique nécessaire aux reconstitutions paléogéographiques. De plus, le granite du Mont-Blanc, la «protogine» des anciens auteurs, représente un marqueur pétrographique pour appréhender les limites d'extension des flux glaciaires de l'Arve ;

3 - Le croisement des marqueurs pétrographiques avec les données topographiques ont permis de mettre en évidence les nombreux cols et seuils de diffluences du glacier de l'Arve : seuil de Megève, cols des Montets et des Posettes, col Joly, col d'Evires (seuil des Bornes), pour ne citer que les principaux. Lors de leurs débordements, les flux ont laissé leurs empreintes géomorphologiques dans les bassins d'Annecy et de l'Arly. Les déconnexions du glacier au niveau de ces diffluences correspondent à des étapes charnières de la déglaciation du complexe glaciaire Rhône-Arve-lsère.

4 - Les nombreuses diffluences du glacier de l'Arve vers les appareils rhodaniens et isérois, ont contribué largement à l'alimentation de ces derniers. Le problème de leurs contributions à l'alimentation des lobes de piémont et notamment à celle du lobe lyonnais est soulevé.

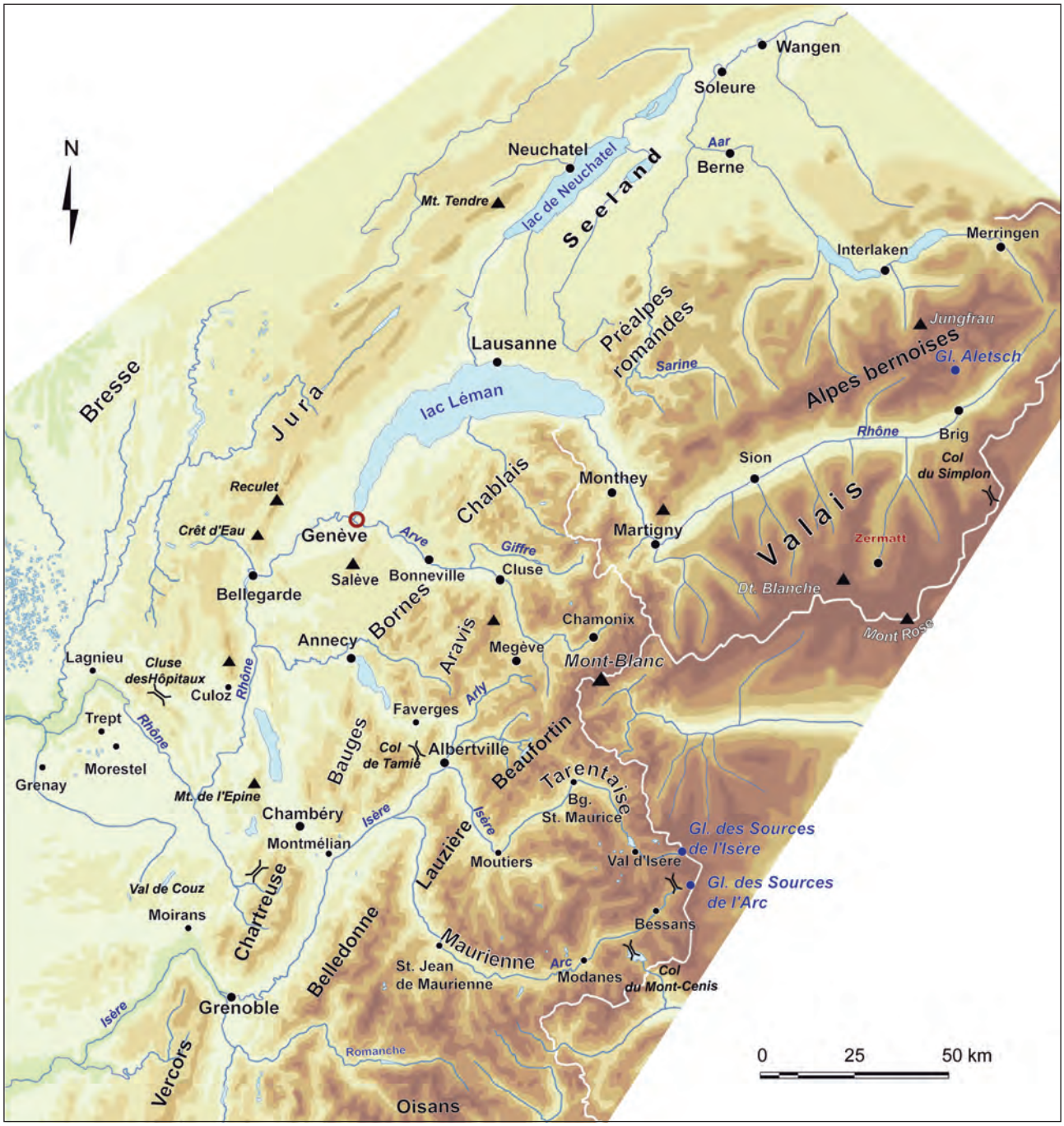


Fig. I. 2 - Cadre géographique de l'étude.

3. Cadre géographique et géologique

3. 1 - Cadre géographique

La zone étudiée (44° 51′ sud à 47° 16′ nord et 4° 50′ ouest à 8° 26′ est) englobe le N-W des Alpes françaises, une partie des Alpes suisses occidentales et le Jura méridional ***(fig.I. 2)***.

L'essentiel de la morphologie actuelle de cette région résulte de l'action des glaciers qui ont en grande partie emprunté les dépressions et vallées résultant de la glyptogenèse pliocène. La physionomie du relief de cette zone est également marquée par l'évolution post-glaciaire, notamment le comblement lacustre puis palustre des grandes dépressions.

Grands traits morphologiques et hydrographiques du terrain d'étude

Quatre grandes unités morphologiques caractérisent d'est en ouest notre terrain d'étude :

- les relief alpins supérieurs à 3000 m d'altitude : massifs du Mont-Blanc, de Belledonne, des Aiguilles Rouges, de la Vanoise, des Alpes pennines et des Ecrins ;
- les massifs préalpins et subalpins entre 3000 et 1500 m d'altitude : Préalpes romandes, Chablais, Aravis, Bornes, Bauges, Chartreuse et Vercors ;
- le bassin molassique dont les altitudes oscillent entre 1000 et 400 m ;
- le Jura.

De profondes vallées recoupent ces différentes unités : les vallées de la Romanche, de l'Arc, de l'Isère, de l'Arve, du Rhône et de l'Aar. Elles portent toutes l'empreinte des glaciations du Pléistocène et se caractérisent par une succession d'ombilics séparés par des défilés et des verrous. De profondes cluses orientées NE–SW séparent les différents massifs subalpins : cluses de Grenoble, de Chambéry, d'Annecy, de Bonneville et du Valais.
Au front des reliefs subalpins ou jurassiens et en bordure du bassin molassique, de grands et profonds lacs naturels (entre 250 et 350 m) se sont développés dans les dépressions surcreusées par les glaciers alpins : le lac du Bourget, le lac d'Annecy, le lac Léman et le lac de Neuchâtel. Alors que les eaux du lac de Neuchâtel sont tributaires de l'Aar et du Rhin, celles du Léman sont tributaires du Rhône. Quant aux lacs d'Annecy et du Bourget, ils occupent aujourd'hui des vallées «mortes».
Les grandes unités morphologiques sont ici brièvement exposées afin de prendre en compte leurs différences et leur complémentarité informationnelle pour reconstituer les flux glaciaires du Rhône, de l'Arve et de l'Isère durant la dernière glaciation.

3. 1. 1 - Le Valais et le Moyen-Pays suisse

Le Valais

La haute vallée du Rhône représente la vallée la plus large et la plus longue (avec celle de l'Inn) de l'arc alpin. On compte près de 150 km entre le glacier du Rhône (massif du Gothard) et le delta du Rhône à l'est du Lac Léman. Quant aux vallées latérales formées par les affluents du fleuve, certaines ne mesurent pas moins de 50 kilomètres, à l'image de la vallée du Grand Saint Bernard, le Val d'Entremont. Les glaciers quaternaires qui ont creusé le sillon rhodanien ont entamé profondément le relief alpin comme en témoignent les clichés satellites qui mettent en avant le travail glaciaire (Burri, 1987), ***(fig. 1. 3).***
Le Valais regroupe les plus grands appareils glaciaires des Alpes. Le glacier d'Aletsch mesure 23 km de longueur pour 84 km^2 de superficie et une épaisseur de glace qui atteint jusqu'à 900 m (Zumbuhl et Holzhauser, 1988).

Le Moyen-Pays suisse

Le plateau (en allemand Mittelland ou Moyen Pays, s'étend entre les Alpes au S-E et le Jura au N-W.
Il est principalement situé en Suisse, néanmoins il se poursuit un peu au sud de Genève pour rétrécir et disparaître dans la région de Chambéry, où convergent les Alpes et le Jura. Au N-E, il s'étend au delà du lac de Constance

Fig. I. 3 - Image satellite du sillon valaisan ; le lac Léman à l'ouest et le glacier d'Aletsch dans le Haut Valais sont bien identifiables.

en Allemagne, jusqu'en Autriche (Labhart, 1998). Il occupe environ 30 % de la surface de la Suisse et se développe sur une distance de 300 km entre Genève et le lac de Constance. Le relief du plateau, légèrement accidenté, est marqué par la présence de nombreuses collines aux altitudes comprises entre 350 et 600 mètres. La région la plus élevée se situe dans le sud du canton de Fribourg au pied des Préalpes fribourgeoises sur la ligne de partage des eaux entre Rhin et Rhône. L'altitude la plus basse se situe à Brugg au niveau de la confluence de l'Aar avec le Rhin. En son centre, le plateau est coupé par le massif du Napf, aux vallées profondes, très marqué par l'érosion fluviatile. Le réseau hydrographique a joué un grand rôle dans la formation des différents paysages du plateau, mais c'est surtout l'emprise des glaciers qui a laissé son empreinte dans le paysage.

C'est sur le Seeland (pays des lacs), que se sont avancés pendant le Pléistocène les glaciers du Rhône, de la Sarine et de L'Aar (Pugin, 1989). Cette région, caractérisée par des plaines alluviales est limitée à l'ouest par les lacs de Neuchâtel, de Morat et de Bienne, au nord par les montagnes calcaires du Jura, et au sud par le plateau molassique de l'avant-pays alpin.
La rivière de l'Aar traverse ce plateau et s'écoule vers le nord, contrainte par la chaîne du Jura. Durant les glaciations, cette vallée surcreusée, au remplissage sédimentaire pluri hectométrique (Kellerhals et Tröhler, 1976), était occupée essentiellement par le glacier du Rhône débordant du bassin lémanique, et par les émissaires de la calotte glaciaire jurassienne. Au cours du cycle glaciaire würmien, une épaisseur de glace de l'ordre de 700 m a recouvert cette région (Jäckli, 1962). La langue glaciaire s'étendait alors jusque dans la région de Wangen – Aar, où des moraines frontales sont morphologiquement très bien marquées (Nussbaum, 1910, Jäckli, 1962, Hantke, 1978,1980).

3. 1. 2 - Le bassin de l'Arve

Le bassin de l'Arve couvre une superficie de 1856 km^2, allant du sommet du Mont-Blanc (4807 m) au bassin genevois (375 m). L'altitude

moyenne de ce bassin est élevée (1427 m) et la topographie très tourmentée.
De nos jours, la glaciation est concentrée sue le seul massif du Mont-Blanc (s.s.) qui regroupe 101 glaciers pour une superficie de près de 170 km^2. Il abrite 15 glaciers de plus de 5 km^2 et parmi eux la Mer de Glace (34 km^2 et 11 km de longueur), (Vivian, 1975, 1979, 2001).
Longue de 88 km, l'Arve draine une vallée fortement sculptée par les glaciers du quaternaire. En effet, ceux-ci ont recoupé les différentes structures géologiques et imprimé dans le relief une succession de verrous et d'ombilics. Ainsi, l'Arve traverse successivement, d'amont en aval :

• l'étroit ombilic de Chamonix limité en aval par le verrou cristallin des Houches ;
• l'ombilic de Servoz entre le verrou cristallin des Houches et le verrou cristallin des Gurres ;
• le verrou cristallin des Gurres entre Servoz et Chedde ;
• l'ombilic du Fayet à Sallanches, large de 2 km et long de 10 km ;
• le verrou - défilé de Magland à Cluses, étroit de quelques centaines de mètres et long de près de 9 km ;
• l'ombilic de Bonneville, entre Cluses et le verrou du Salève, long de 28 km.

3. 1. 3 - Le bassin de l'Isère

Du point de vue géographique le bassin de l'Isère peut être délimité en trois aires : le Beaufortin, la Tarentaise et la Maurienne.

• ***Le Beaufortin*** se définit du point de vue géographique comme le bassin versant du Doron de Beaufort et de ses affluents. Il est limité par les bassins de l'Isère au sud, de l'Arly au N-W et du Bon-Nant au N-E.

• ***La Tarentaise*** correspond à la haute vallée de l'Isère, depuis sa source au glacier éponyme, jusqu'aux portes d'Albertville, ainsi qu'aux vallées affluentes. La vallée principale, tout comme les vallées adjacentes, a été calibrée par l'érosion glaciaire. Vallée tantôt ouverte, tantôt encaissée. Elle présente une succession d'ombilics et de verrous ; elle est bordée au nord par les massifs du Beaufortin et du Mont-Blanc, et au sud par le massif de la Vanoise.
Cette région présente des sommets remarquables comme le Grand Mont, l'Aiguille du Grand Fond et la Pierra Menta, dent rocheuse caractéristique. Le signal de Bisanne, avec ses 1941 m, isole le Beaufortin du val d'Arly et constitue un belvédère sur le massif du Mont-Blanc.

• ***La Maurienne,*** drainée par l'Arc, commence au glacier des sources de l'Arc situé sur la commune de Bonneval-sur-Arc. Les crêtes frontalières italiennes délimitent le bassin versant. La vallée d'abord ENE - WSW se dirige W-SW avant de s'orienter W-NW à partir de Modane ; elle conflue avec la vallée de l'Isère à Aiton.
Au-delà de la confluence avec l'Arc, l'Isère s'écoule dans le Grésivaudan, large dépression d'orientation tout d'abord NE – SW jusqu'à Ponchara, puis NNE – SSW jusqu'à Grenoble. Cette dépression sépare les massifs subalpins du massif cristallin externe de Belledonne.
Pendant les péjorations climatiques quaternaires, le Grésivaudan a été parcouru par de puissants flux glaciaires de 1000 à 1500 m d'épaisseur. Ces flux étaient canalisés à l'ouest par «le rebord subalpin». La pénétration des glaces à l'intérieur des massifs subalpins est restée limitée à quelques cols (col du Frêne dans les Bauges, col du Coq en Chartreuse).

3. 1. 4 - Le bassin de la Romanche

Il comprend les vallées de la Romanche et du Vénéon qui se réunissent dans l'ombilic du Bourg-d'Oisans. Celle du Vénéon y débouche de plain-pied, contrairement à celle de la Romanche qui est suspendue au dessus d'un gradin de confluence. La vallée du Vénéon est issue du cœur du massif des Écrins depuis le Glacier de la Pilatte.
C'est une vallée glaciaire typique taillée dans le cristallin du massif des Écrins. La présence de roches endogènes a permis une remarqua-

ble préservation du modelé glaciaire. En aval du couloir de Livet-Gavet, profonde incision entre les escarpements de Belledonne et du Taillefer, la Romanche se jette dans le Drac à Champ-sur-Drac, au sud de Grenoble après un parcours de 78 km.

3. 1. 5 - L'avant-pays savoyard et le piémont

Nous distinguerons ici deux secteurs : l'avant-pays savoyard et la région du piémont qui comprend l'Est lyonnais et le Bas Dauphiné.

L'avant-pays savoyard

L'avant-pays savoyard formé de collines et de plateaux molassiques (500 à 700 m), est compartimenté par les chaînons allongés du Gros Foug, d'Age-Mandallaz, du Vuache et du Salève (1375 m). L'avant-pays est dominé à l'est par les retombées calcaires des Bauges et des Bornes. Il comprend l'Albanais, la Semine, les Usses, le Genevois et le plateau des Bornes.

Le piémont et l'Est lyonnais

Le piémont mollassique a été fortement remodelé par l'action des glaciers de piémont qui se sont développés sur l'Est lyonnais et par leurs eaux de fusion.
Ce secteur englobe :

• au nord, la partie méridionale du plateau de la Dombe (270 à 300 m) qui domine les plaines alluviales de l'Ain, du Rhône et de la Saône. La Côtière des Dombes correspond au raccordement à ces différentes vallées ;

• à l'ouest, de Sathonay à Givors, apparaît une zone complexe de dépôts quaternaires. Cet ensemble est limité à l'ouest par une dépression longitudinale qualifiée de périphérique qui s'étend de Vaise, au N-W de Lyon, à Givors ;

• au centre, de Grenay à Lyon, se développe la morphologie classique des grandes plaines alluviales de l'Est lyonnais, séparées par les collines radiales à cœur molassique ;

• en retrait, le plateau karstique de Crémieu, domine de 200 m les bas pays rhodaniens ;

• enfin, la grande dépression qui ceinture le plateau de Crémieu ;

• plus à l'est encore, le Haut Rhône présente une succession d'ombilics parfois très profonds (plus de 220 m à Malville), séparés par des seuils et des défilés.

Les collines molassiques, les plateaux de Bonnevaux et Chambaran

Cette région englobe :

• au S-E, du plateau de Crémieu au plateau de Bonnevaux, la région des «Terres froides». Elle ont été recouvertes par les glaciers quaternaires et présentent une morphologie complexe de relief monotone ;

• au centre, une vaste dépression que les glaces et leurs eaux de fusion ont incisée. Il s'agit de la trouée essentiellement iséroise de la Bièvre-Valloire ;

• au nord et au sud de celle-ci, se développent les plateaux de Bonnevaux et surtout de Chambaran inclinés d'est en ouest (de 700 à 350 m d'altitude).

3. 1. 6 - Les grandes cluses

Entre les massifs alpins et le bassin molassique se développent les massifs subalpins qui sont isolés les uns des autres par cinq profondes cluses. On distingue du nord au sud :
(i) la cluse du Rhône et le verrou de Saint-Maurice, trait d'union entre le Valais et la cuvette lémanique ; (ii) la cluse de l'Arve entre Aravis et Haut-Giffre ; (iii) la cluse d'Annecy à Ugine entre Bauges et Bornes ; (iv) la cluse de Chambéry entre Bauges et Chartreuse ; (v) enfin la cluse de Voreppe entre Chartreuse et Vercors. Il importe, à la suite de cette présentation du cadre géographique de nos recherches, de préciser le contexte géologique des trois grands appareils glaciaires que sont le Rhône, l'Arve et l'Isère.

3. 2 - Cadre géologique

Cadre général

Le terrain d'étude tel que nous venons de le délimiter est constitué de plusieurs ensembles géologiques. Trois grands secteurs peuvent être particulièrement distingués. Ils seront décrits d'est en ouest, c'est-à-dire depuis les hauts reliefs alpins à l'est jusqu'au piémont à l'ouest ***(fig. 1. 4)*** :

1 - ***Les zones internes*** ou domaine Pennique dont le front atteint, en vallée du Rhône, les environs de Martigny et en vallée de l'Isère, le voisinage de Moutiers ;

2 - ***La zone externe ou zone delphino-helvétique*** dont le front s'étend du Léman à Cluses et Grenoble. A l'est, elle est limitée par le chevauchement du front subalpin (zone dauphinoise pour les Alpes françaises, zone helvétique pour la partie suisse) ;

3 - ***l'avant-pays alpin,*** constitué par le bassin molassique, puis par la chaîne du Jura.

3. 2. 1 - Les zones internes

Elles sont formées par un ensemble de «nappes de charriage» empilées, à matériel plissé et métamorphique. On peut séparer d'est en ouest ***(fig.1. 5)*** :

• les nappes liguro-piémontaises et piémontaises, bien repérables par leur énorme masse de calcschistes (zone de schistes lustrés). Elles comprennent d'une part, des nappes ophiolitiques dont le matériel est issu de l'ancien océan alpin et, d'autre part, des nappes à matériel cristallin : (*e.g.*) massifs cristallins internes du Mont-Rose et du Grand Paradis ;

• les nappes briançonnaises, séparées en deux ensembles distincts. Le plus interne comprend du matériel cristallin (socle du Grand Saint Bernard, de la Vanoise) et des matériaux alpins sédimentaires caractérisés par d'épaisses séries permo-triasiques supportant des termes jurassiques à tertiaires en général très minces. Quant à l'ensemble le plus externe, il est bien connu, en particulier par ses formations schisto-gréseuses à anthracite du Carbonifère ;

• les nappes sub-briançonnaises, ultra-dauphinoises, delphino-helvétiques, et valaisannes. Au front des nappes précédentes, elles constituent un ensemble complexe à matériel essentiellement sédimentaire, carbonaté et détritique que l'on retrouve dans le Chablais (Préalpes Médianes plastiques et rigides, nappe de la Brèche), préalpes romandes, dans le Beaufortin (flysch valaisan) et dans la vallée de l'Arc (flysch ultra-dauphinois).

3. 2. 2 - La zone externe

Les massifs cristallins dits externes (Aar, Gothard, Mont-Blanc, Belledonne, Ecrins) en constituent son faîte orographique. Ils supportent une couverture sédimentaire alpine dont l'essentiel forme les massifs subalpins actuels (nappes helvétiques, Haut Chablais, Platée, Bornes, Bauges, Chartreuse, Vercors). Cette couverture est généralement plus marneuse et schisteuse à la base (« collines bordières » de Belledonne) et plus franchement calcaire et détritique au sommet ***(fig. I. 5)***.

3. 2. 3 - L'avant-pays alpin

Le bassin molassique

Il est représenté largement par les dépôts molassiques que l'on retrouve au front de l'arc alpin, sur une distance de plus de 800 km entre Vienne (Autriche) et Chambéry (Savoie). La sédimentation de la molasse est essentiellement détritique, progradante vers le N-W et le nord depuis les Alpes. La série débute à l'Oligocène, localement par des brèches à ciment rouge (Pierre de Vimines) et se poursuit par des marnes bariolées (molasse rouge) et des marnes gréseuses grises à gypse et minéraux alpins abondants. Viennent au-dessus les classiques sédiments marins gréso-gloconieux dont la base transgressive contient localement des conglomérats à galets taraudés (*e.g.* Bourdeau).

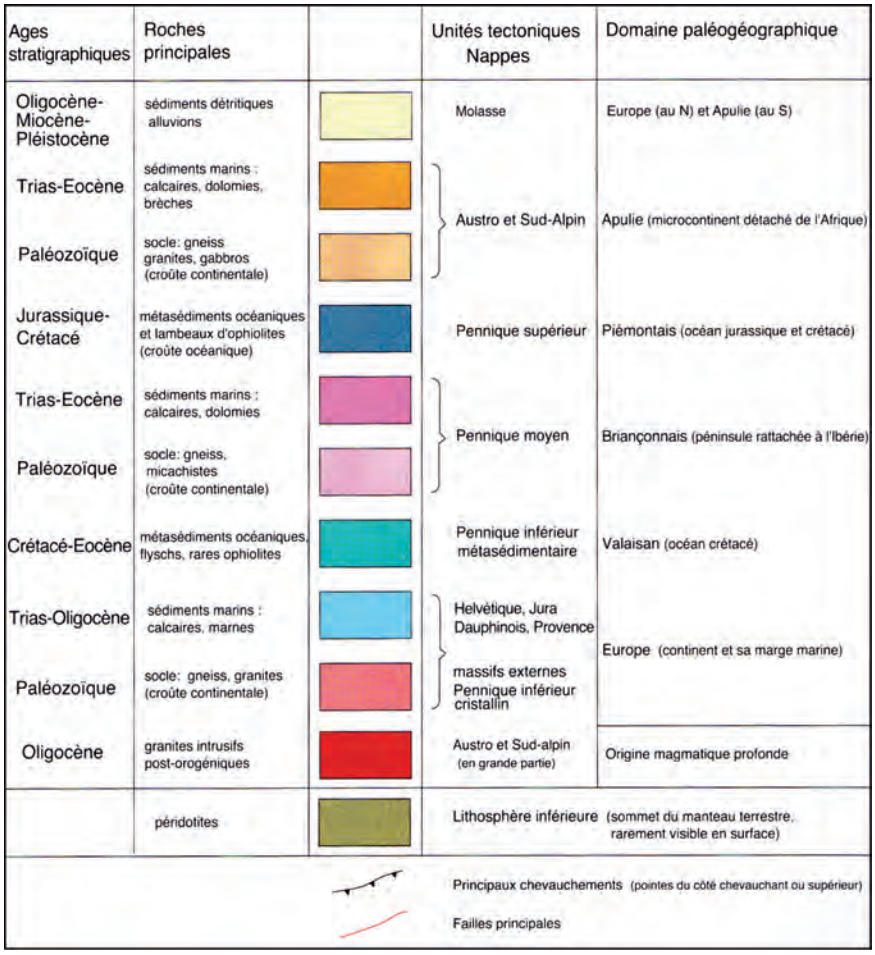


Fig. 1. 4 - Cadre géologique général, légende.

Le Jura

Les chaînons jurassiens sont bien développés au nord (Haute Chaîne). Ils se réduisent progressivement vers le sud pour disparaître sous la Chartreuse dans la cluse de l'Isère à Grenoble. Dans le secteur méridional, les structures, essentiellement calcaires, émergent des dépôts molassiques en plis anticlinaux dissymétriques (montagne de l'Epine – Mont du Chat, Chambotte – Gros Foug, i.e.).

3. 2. 4 - Les caractéristiques des grandes vallées transversales

Les cours du Rhône, de l'Arc et de l'Isère réussissent à traverser le domaine intra-alpin, recoupant les unités géologiques appartenant aux domaines internes et externes (Onde, 1938). Quant aux vallées de l'Arve et de la Romanche, elles ne recoupent que la zone externe.

Du nord au sud, on distingue :

• le bassin versant du Rhône, marqué par les unités valaisannes et les massifs préalpins dont les sédiments détritiques peuvent être éventuellement confondus ;

• le bassin de l'Arve remanie les faciès cristallins du Mont-Blanc («protogine») ;

• le bassin de l'Isère recoupe largement le domaine valaisan avec les roches vertes du Versoyen, les grès et les conglomérats du Beaufortin (e.g. : flysch valaisan) ;

• le bassin de l'Arc se distingue par les orthogneiss du massif cristallin interne du Grand Paradis et les ophiolites liguro-piémontaises ;

• quant au bassin de la Romanche, il porte l'empreinte de faciès cristallins caractéristiques (e.g. : granite du Cray à cordiérite et gneiss amphibolitiques).

La grande variété de matériel recoupé, propre à certaines unités, va constituer de précieux marqueurs des flux glaciaires. De

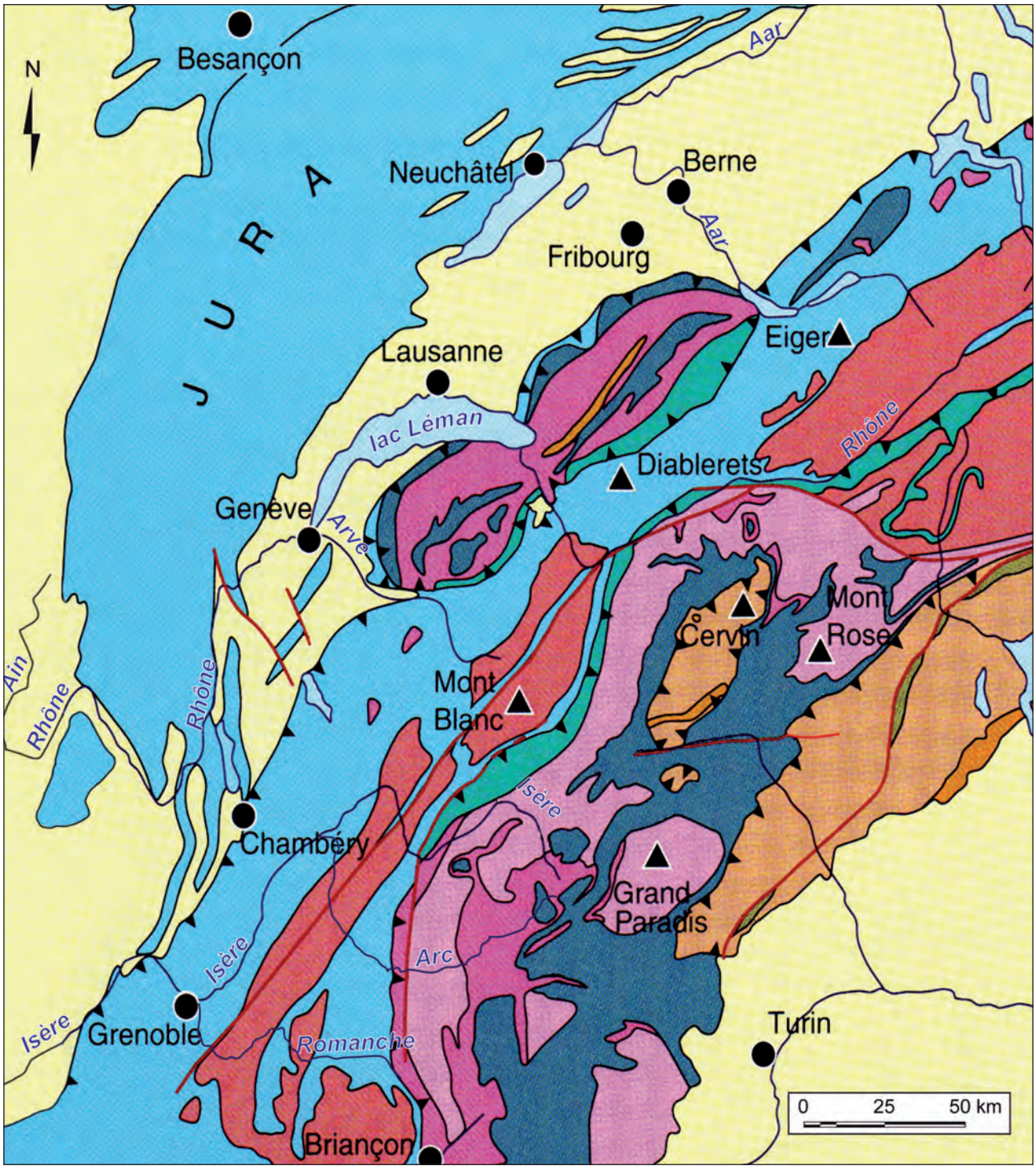


Fig. 1. 4 - Cadre géologique général du terrain d'étude (d'après Marthaller, 2001).

plus, les caractéristiques lithologiques des roches endogènes des massifs cristallins vont permettre une bonne préservation du modelé d'érosion glaciaire.

Les différences de dureté des roches dues à la lithologie ou à la disposition structurale des couches vont contribuer à la création, en chapelet, de verrous et d'ombilics très nombreux et de profondeur pluri-hectométrique.

Enfin, dans l'avant-pays alpin, la disposition structurale des chaînons calcaires jurassiens va jouer un triple rôle dans les processus glaciaires, sans jamais supporter de glaciers autochtones :

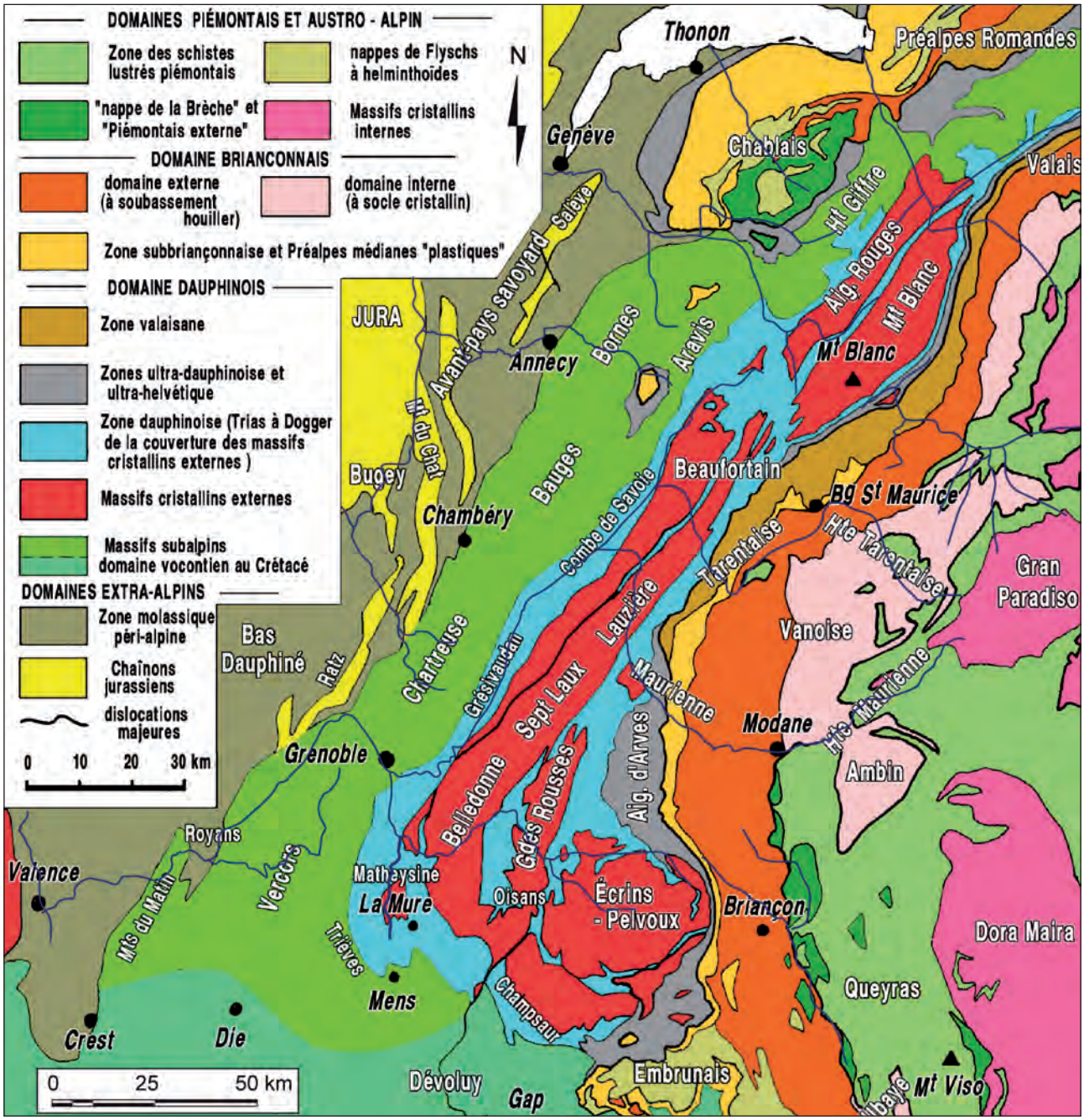


Fig. I. 5 – carte géologique Mt Blanc, Beaufortin, Tarentaise et Maurienne, d'après Gidon (2002).

• guider et conduire les flux glaciaires, lorsque ceux-ci s'écouleront parallèlement aux plis, dans les dépressions synclinales molassiques ;

• s'opposer aux courants glaciaires lorsque ceux-ci déborderont vers l'Ouest. Les verrous calcaires très résistants favoriseront les surcreusements dans les bassins molassiques ;

• ces reliefs calcaires faciliteront le tronçonnement des masses glaciaires en fusion qui stagneront en lobes inactifs dans les ombilics. Elles construiront des édifices sédimentaires à faciès typique de déglaciation (terrasses de kame, formations deltaïques…).

II. ÉTAT DES CONNAISSANCES ET PROBLÉMATIQUE

II - Etat des connaissances 25

1 - Les grandes synthèses 29
1. 1 – Les études basées sur la répartition des blocs erratiques 29
1. 2 – Les études basées sur les morpho-stratigraphies 30

2 - Les études lithostratigraphiques régionales et locales ; mise en avant des stades pléniglaciaires 37
2. 1 – Etat des connaissances du Quaternaire du bassin du Rhône 37
2. 1. 1 - Le glacier du Rhône en zone intra-alpine : le Valais et le massif du Mont-Blanc ... 37
2. 1. 2 - Le bassin lémanique et la basse vallée de l'Arve 41
2. 1. 3 - Les piémonts 46
2. 2 - Etat des connaissances du Quaternaire récent dans les vallées de l'Isère et de la Romanche 51
2. 3 – Le rôle des grandes cluses des massifs subalpins : divergences d'interprétation 53
2. 4 - Interaction des glaciers alpins avec les massifs subalpins savoyards 59
2. 4. 1 - Connaissances des héritages quaternaires dans le massif de la Chartreuse 59
2. 4. 2 - Connaissances des héritages quaternaires dans le massif des Bauges 64
2. 4. 3 - Connaissances des héritages quaternaires dans les massifs des Bornes et des Aravis ... 68
2. 4. 4 - Connaissances des héritages quaternaires dans les massifs de Platé et du Haut Giffre . 69
2. 5 - Le Jura 69

3 – Les modalités de la déglaciation 76
3. 1 – Mise en évidence des premiers stades de retraits et de récurrences 76
3. 1. 1 – Entre les «moraines internes» et le bassin lémanique. 76
3. 1. 2 – Dans la cuvette lémanique et la basse vallée de l'Arve 80
3. 1. 3 – Dans la basse Isère et les grandes cluses 88
3. 2 – Les stades ultimes dans la vallée de l'Arve 94

4 - Les problèmes de la chronologie du maximum d'englacement würmien et de la déglaciation 100
4. 1 – les données chronologiques dans les Alpes françaises 100
4. 1. 1 - Le bassin lémanique 100
4. 1. 2 – Dans l'est lyonnais 103
4. 1. 3 – Le bassin du Drac et la basse Isère 107
4. 1. 4 – Approche chronologique dans le Jura 107
4. 2 – Les données suisses 108
4. 2. 1 - Le lobe suisse du glacier du Rhône 108
4. 2. 2 - Dans le bassin rhénan et le bassin de Zurich 109
4. 2. 3 - Dans la vallée de l'Aar 112
4. 3 – Approche globale et analyses critiques récentes 114
4. 4 – La datation des stades du Tardiglaciaire 115

5 - Les problèmes soulevés et la problématique 119

Horace-Bénédict de SAUSSURE
1740-1799

Jean-André DELUC
1727-1817

Louis AGASSIZ
1807-1873

Ignace VENETZ
1788-1859

Jean de CHARPENTIER
1786-1855

Albert FALSAN
1833-1902

Alphonse FAVRE
1817-1890

Gabriel de MORTILLET
1821-1898

Edward BRUCKNER
-

Albrecht PENCK
1858-1945

Maurice LUGEON
1870-1953

Fritz NUSSBAUM
1879-1966

Planche hors-texte 4 : Quelques uns des principaux acteurs de l'étude du Quaternaire alpin.

II existe de nombreux ouvrages et publications sur le Quaternaire des Alpes du Nord. Sans pour autant citer l'ensemble de ces travaux qui ont débuté dès le XVIII[e] siècle (Boulacre, 1743 ; de Saussure, 1779-1796), le but de ce chapitre est de retracer l'évolution des diverses conceptions et des connaissances relatives à la dernière grande glaciation des Alpes du Nord, classiquement désignée sous le vocable de « Würm ». Les travaux présentés dans cet « état des connaissances » ne sont pas nécessairement évoqués dans l'ordre chronologique : ils sont organisés autour de quatre thématiques, chacune marquée par des avancées majeures dans la connaissance du Quaternaire. Cet exposé sera suivi d'une synthèse des problèmes rencontrés, mais également des incohérences soulevées.

1- Les grandes synthèses relatives au dernier cycle glaciaire würmien.

2- Les études lithostratigraphiques régionales et locales, les stades pléniglaciaires.

3- Les modalités de la déglaciation.

4- La datation du maximum d'englacement würmien et de la déglaciation, les interrogations liées à la chronologie.

5- Les problèmes soulevés.

Cette partie de notre étude a pour objectif principal de faire ressortir les principales contributions acquises au cours des différents travaux de recherche et de mettre en évidence les points faibles et incohérences en particulier à travers deux problématiques bien distinctes : (i) la reconstitution des flux glaciaires et l'alimentation des lobes de piémont (ii) le calage chronologique du maximum d'extension glaciaire würmien.

1 - Les grandes synthèses

1. 1 – Les études basées sur la répartition des blocs erratiques

Parmi les premières études ayant pour objet de définir l'extension des dépôts glaciaires, il faut mentionner les travaux liés aux inventaires de blocs erratiques :

- ceux de Charles Lory (1860, 1864, 1871), d'Albert Falsan et Ernest Chantre (1879-1880) pour la France ;
- ceux d'Alphonse Favre (1884) pour la Suisse et la Haute-Savoie.

Vers 1860-1864 à la suite de travaux dans la vallée de l'Isère, Charles Lory fut à l'origine de la théorie mono-glacialiste qui fit de nombreux adeptes parmi les scientifiques de la fin du XIX[e] siècle. A la même époque, d'autres scientifiques non moins éminents, tel que Brückner (1890), Vivien (1895) et Revil (1910), avançaient déjà vers la théorie pluriglacialiste.

Dès 1879, Falsan et Chantre dans leur importante monographie géologique reconstituent le glacier du Rhône depuis son alimentation jusqu'aux moraines terminales. Ce document s'appuie sur des observations détaillées des dépôts glaciaires et des formes d'érosion associées. C'est la seule étude du XIX[e] siècle qui tente une reconstitution paléogéographique du profil longitudinal du glacier du Rhône depuis le haut Valais jusqu'aux « moraines externes » de la Dombes. Ces travaux relevant de la théorie mono-glacialiste, la paléogéographie qu'ils proposent correspond, avec le recul actuel, au maximum d'extension glaciaire rissien (*l.s.*). Ils attribuent l'ensemble des formations glaciaires et juxtaglaciaires du piémont lyonnais à une unique glaciation à laquelle succèdent de nombreux stades de retrait. Sur la base d'études pétrographiques précises des blocs erratiques, des spectres pétrographiques des dépôts glaciaires et d'une analyse minutieuse des traces d'érosion glaciaire et en particulier des stries, ces auteurs cherchent à déterminer les directions de flux et les zones sources des divers dépôts glaciaires. C'est ainsi que Lory (1860, 1864, 1871), puis Falsan et Chantre (1879-1880) établissent une carte détaillée montrant à la fois l'origine des dépôts et les flux de glace

reconstitués. Ils attribuent l'amphithéâtre morainique de Moirans (basse Isère) aux glaciers de la Romanche et du Drac, sur la base de la présence de roches caractéristiques de l'Oisans. Ils mettent également en avant que les glaciers de l'Isère et de l'Arc avaient occupé la cluse de Chambéry et difflué par dessus la chaîne de l'Epine – Montagne du Chat. Ils sont à l'origine du concept de « glacier delphino-savoisien », alimenté par les grands glaciers des Alpes du Nord françaises ***(fig. II. 1)***.

1.2 – Les études basées sur les morpho stratigraphies

Trois études majeures et une cartographie de synthèse dominent la littérature et méritent d'être mentionnées : les travaux de Penck et Bruckner (1901, 1907), de Bourdier (1961), de Jäckli (1962, 1970) et enfin de Hankte (1978).

Penck et Bruckner (1901, 1907)

Au début du XX^{e} siècle, de nombreux auteurs se sont de nouveau intéressés à la région lyonnaise, mais c'est véritablement avec Penck et Bruckner (1901, 1907) que l'histoire du quaternaire alpin prend forme. Elle est représentée par un modèle global glaciaire, intégrant les processus fluvioglaciaires, lacustres et fluviatiles, qui a longtemps fait référence. Les interprétations de ces auteurs étaient basées sur un panel d'observations locales réalisées par les

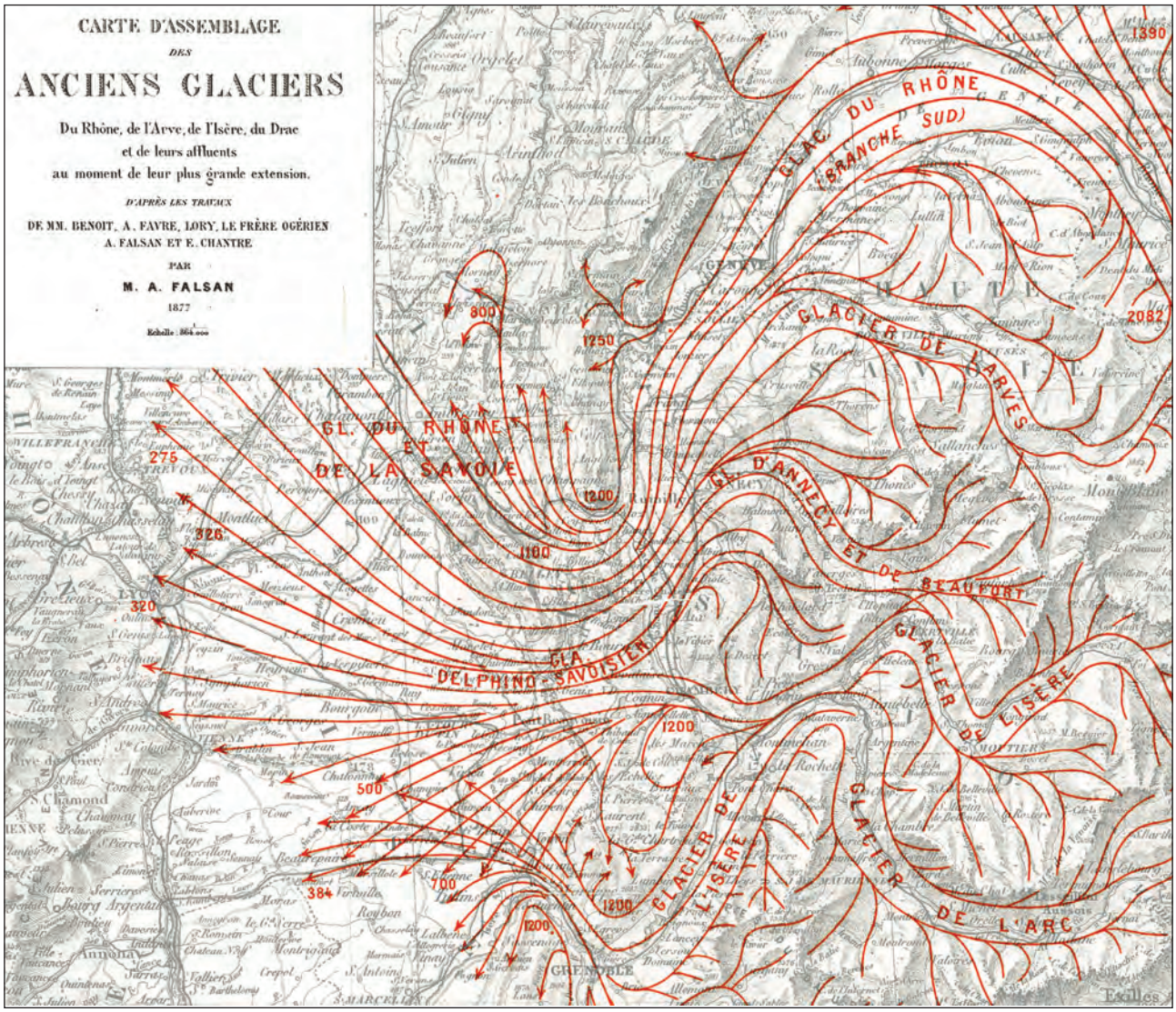


Fig. II. 1 – Extrait de la carte de Falsan et Chantre (1879-1880), représentation des flux glaciaires.

géologues régionaux. Les sites les plus remarquables ont été vérifiés par Penck. La plupart des sites ne sont malheureusement plus observables compte tenu de l'urbanisation et de l'anthropisation.
Penck et Brückner, qui s'inscrivent dans le mouvement pluri-glacialiste, subdivisent le complexe glaciaire rhodanien en deux ensembles :

• le «glacier helvétique » *(helvetischer Gletscher,* étudié par Eduard Brückner), formé par les glaciers du Rhône valaisan, de la Sarine et de l'Aar,

• le «glacier rhodanien » *(rhodanischer Gletscher,* étudié par Albrecht Penck), formé par les glaciers du Rhône, de l'Arve, de l'Isère et de l'Arc.

Les géographes allemands avancent alors l'idée de plusieurs avancées glaciaires sur le piémont lyonnais, séparées par des périodes interglaciaires. Ils distinguent deux complexes morainiques : le « Complexe des Moraines Externes « (CME), ayant une extension paroxysmale vers l'ouest et le N-W. Ils attribuent ces formations à des épisodes glaciaires anciens («Mindel, Riss », *l.s.*). Puis, en retrait de 10 à 40 km du précédent, le « Complexe des Moraines Internes « (CMI) qu'ils attribuent à la dernière glaciation (« Würm » *l.s.*), ***(fig. II. 2)***.

A la suite de Vivien (1895), Penck confirmait la superposition de deux épisodes glaciaires à Voglans (val du Bourget) et avançait la théorie d'une « glaciation ancienne » d'extension maximale (Riss) d'un grand glacier «rhodanien » regroupant ceux du Rhône, de l'Arve et de l'Isère, séparé du « grand glacier helvétique » par le relief du Vuache. Penck n'entrait pas dans les limites propres à chaque branche glaciaire, tout en acceptant les subdivisions avancées par les géologues comme Lory (1860), qui parlait du « glacier delphino-savoisien » pour la zone sud, entre Jura et Vercors. Par contre, s'agissant du «glaciaire récent » (Würm), Penck reprenait les limites et les appellations des géologues en parlant des «moraines récentes » du glacier de l'Isère, puis de celles du Rhône et, enfin, de celles des glaciers locaux du Jura. Il soulignait déjà les difficultés de séparer avec certitude, dans ces régions intra-würmiennes, les traces successives des glaciers du «Riss » et du «Würm ».

Dans ses travaux, Penck s'est appuyé sur la cartographie des dépôts pour définir les limites altitudinales atteintes par les glaces. Ces observations géométriques, prolongées à l'avant des zones englacées, lui ont permis de mettre en évidence d'autres empreintes glaciaires plus anciennes (Gunz, Mindel...) ainsi que les emboîtements fluviatiles et fluvio-glaciaires pour lesquels il a fait un parallèle avec ceux reconnus dans les bassins versants du Danube et de l'Inn.

Penck a été jusqu'à apprécier le fond des vallées «préglaciaires » à une cote de 500 m dans l'avant-pays savoyard et faisait aussi référence à l'existence de lacs de retrait glaciaire, sans que leur position chronologique soit bien énoncée, alors que les croquis, eux, sont très explicites.

La présence de lignites en Grésivaudan et dans la région de Chambéry n'a pas échappé à Penck qui les plaçait (par analogie avec la terrasse de la vallée de l'Inn) durant une période interstadiaire, entre deux oscillations du glacier de l'Isère, *« retiré »* jusqu'au débouché de la vallée de l'Arc. Le débat sur les termes *« interglaciaire »* et *« interstadiaire »* était lancé, de même que la recherche des espèces *« tempérées »* qualifiant *« l'interglaciaire vrai »*. Enfin, Penck met en avant l'existence d'alluvions de progression glaciaire du Rhône et du Fier.

Conclusion sur les travaux de Penck et Bruckner

Penck et Brückner (1909) ont ainsi relevé et synthétisé dans un même ouvrage l'ensemble des dépôts quaternaires pouvant exister. Il appartiendra aux chercheurs qui suivront de les *« agencer »* plus finement, tant topographiquement que sédimentologiquement et chronologiquement. Pour cela, ils devront agrandir l'échelle de travail.

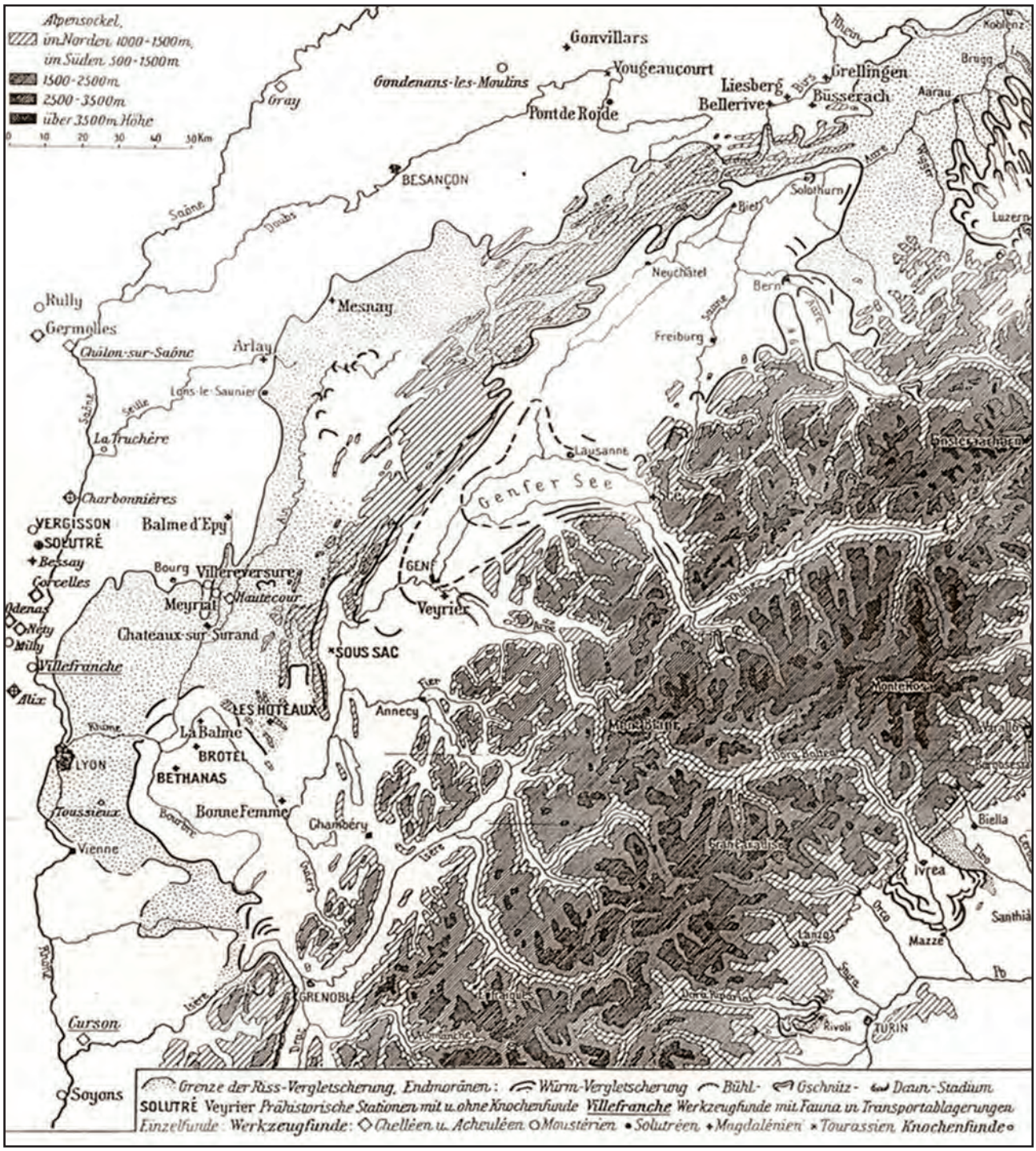


Fig. II. 2 - Carte de reconstitution paléogéographique des Alpes nord-occidentales au Quaternaire de Penck et Brückner (1909).

L'oeuvre de Penck et Brückner, de par sa qualité d'observation et de synthèse, fut longtemps considérée comme un aboutissement. De nombreux scientifiques ne cherchèrent pas à aller plus loin ; au mieux, ils apportèrent des éléments confirmant les conclusions de Penck et Brückner. Le Quaternaire était considéré, pour beaucoup, comme élucidé. De fait, on assista, dès les années 1920, à un net ralentissement des études sur le Quaternaire alpin. Il faudra attendre le milieu du XX^{e} siècle et l'avènement de nouvelles méthodes de datation pour assister à un renouveau des études.

Bourdier (1962)

C'est ce qu'a fait en partie Bourdier (1962) dans son volumineux travail sur le Quaternaire rhodanien, fortement inspiré du modèle de Penck et Brückner. Il définit ainsi deux zones d'étude : une zone extra - würmienne, limitée à l'Ouest par le « Complexe des Moraines Externes » (CME) et une zone intra - würmienne limitée par le « Complexe des Moraines Internes » (CMI) représentant le maximum d'extension des glaciers alpins pendant le dernier cycle glaciaire. Dans le tome II de la thèse de Bourdier (1962), les références bibliographiques des auteurs ayant travaillé sur ce secteur jusqu'en 1960 sont détaillées. Nous ne ferons ressortir ici que les auteurs dont les découvertes ont été déterminantes et pas toujours appréciées à leur juste valeur.
Bourdier s'appuie donc, pour la zone intra-würmienne, sur une chronologie à deux glaciations, appartenant au cycle glaciaire würmien, faute d'autres traces plus anciennes. Et comme Penck, il mentionne plus de trois glaciations dans la zone extra - würmienne, au-delà des *« moraines internes »* (ou « *récentes* » de Penck).
Bourdier a débuté ses reconnaissances par le Grésivaudan et la région de Chambéry, en vérifiant minutieusement les observations des géologues locaux et en développant des techniques plus modernes ou nouvelles : palynologie, archéologie, datations C^{14},... Ses descriptions ont été conduites par secteurs géographiques :

• dans le sillon alpin, il différencie nettement les *«argiles d'Eybens »*, déposées dans un lac glaciaire de retrait rissien, des « argiles plastiques noir-bleuâtres » qui ne semblent pas antérieures au retrait du Würm. Elles se seraient déposées dans un vaste «lac du Grésivaudan » qui devait s'étendre depuis la Combe de Savoie, jusqu'à la cuvette terminale de Moirans. Le lac actuel de Sainte Hélène, dans une petite vallée latérale entre Combe de Savoie et Grésivaudan serait, d'après Bourdier, le dernier lambeau de ce lac ayant échappé au comblement alluvial de l'Isère. Bourdier considère que la *« dynamique d'écoulement mal connue »* du glacier würmien *« a épargné quelques lambeaux de sédiments remontant au Riss-Würm et au Riss »*, que l'on retrouve aujourd'hui disposés en banquettes (Planaise, Barraux au nord, Eybens au sud) et protégés par une couverture de moraines würmiennes. Pour Bourdier, les *« argiles à varves d'Eybens »*, dépôt d'origine glaciaire et lacustre, font place à des sables qui achèvent le comblement lacustre d'un ancien lac de retrait glaciaire rissien, tout à fait comparable au *«lac du Grésivaudan »* de retrait würmien. Des alluvions fluviatiles graveleuses s'accumulent pendant « le Riss - Würm » dans l'axe de la vallée de l'Isère, tandis qu'en bordure se déposent des argiles palustres. Puis le glacier würmien *« s'avance enfin, déposant des moraines de faciès fluviatiles »*. Son retrait est marqué par une succession de bourrelets morainiques et de niveaux d'érosion d'altitude décroissante. Un schéma identique est avancé pour les régions de Chapareillan (Haut Grésivaudan) et de Chambéry où la présence d'une moraine inférieure confirme un environnement interglaciaire pour les lignites qui la surmontent. Rappelons que les lignites de la Flachère furent les premiers échantillons du Quaternaire français, en 1949, soumis à la recherche de la teneur en C^{14} aux Etats-Unis. Elles indiquaient alors un âge supérieur à 20 000 ans ;

• dans la cluse de Chambéry, devenue vallée morte depuis le retrait glaciaire würmien et séparée de la vallée de l'Isère par *«le Seuil des Marches »*. Selon Bourdier, elle est constituée de matériel *«glacio-lacustre probablement rissien »* recouvert de moraines würmiennes. C'est la présence de ce seuil qui aurait préservé le lac du Bourget de l'alluvionnement isérois ;

• dans la cluse d'Annecy, également vallée morte perchée, Bourdier fait référence au lac de retrait würmien et à son comblement occidental où «le glacier issu de la cluse d'Annecy stationnait sur des alluvions de retrait du Würm ». La localisation d'un lignite recouvert de moraine est précisément décrite à l'extrémité sud-est du lac. Il a dû, lui aussi, se « déposer dans une petite dépression marécageuse ». Un âge interglaciaire Riss-Würm lui est attribué, sans cependant exclure l'hypothèse d'un âge interstadiaire » ;

• à l'aval du bassin de Genève, les cours du Rhône et de la Valserine jurassienne, antérieurs à la dernière glaciation, sont rappelés, ayant été reconnus par Schardt (1881), puis précisés par Gignoux et Mathian (1950-1951) grâce aux travaux du barrage de Génissiat. Les tracés sont fossilisés par des alluvions caillouteuses interglaciaires Riss-Würm pour les découvreurs, que Bourdier place à la progression glaciaire du Würm.

De ce travail de reconstitution paléogéographique du glacier würmien par Bourdier, ***(fig. II. 3)*** nous relevons plusieurs incohérences : il envisage notamment une diffluence du glacier du Rhône vers le glacier de l'Arve par la vallée du Trient et la haute vallée de

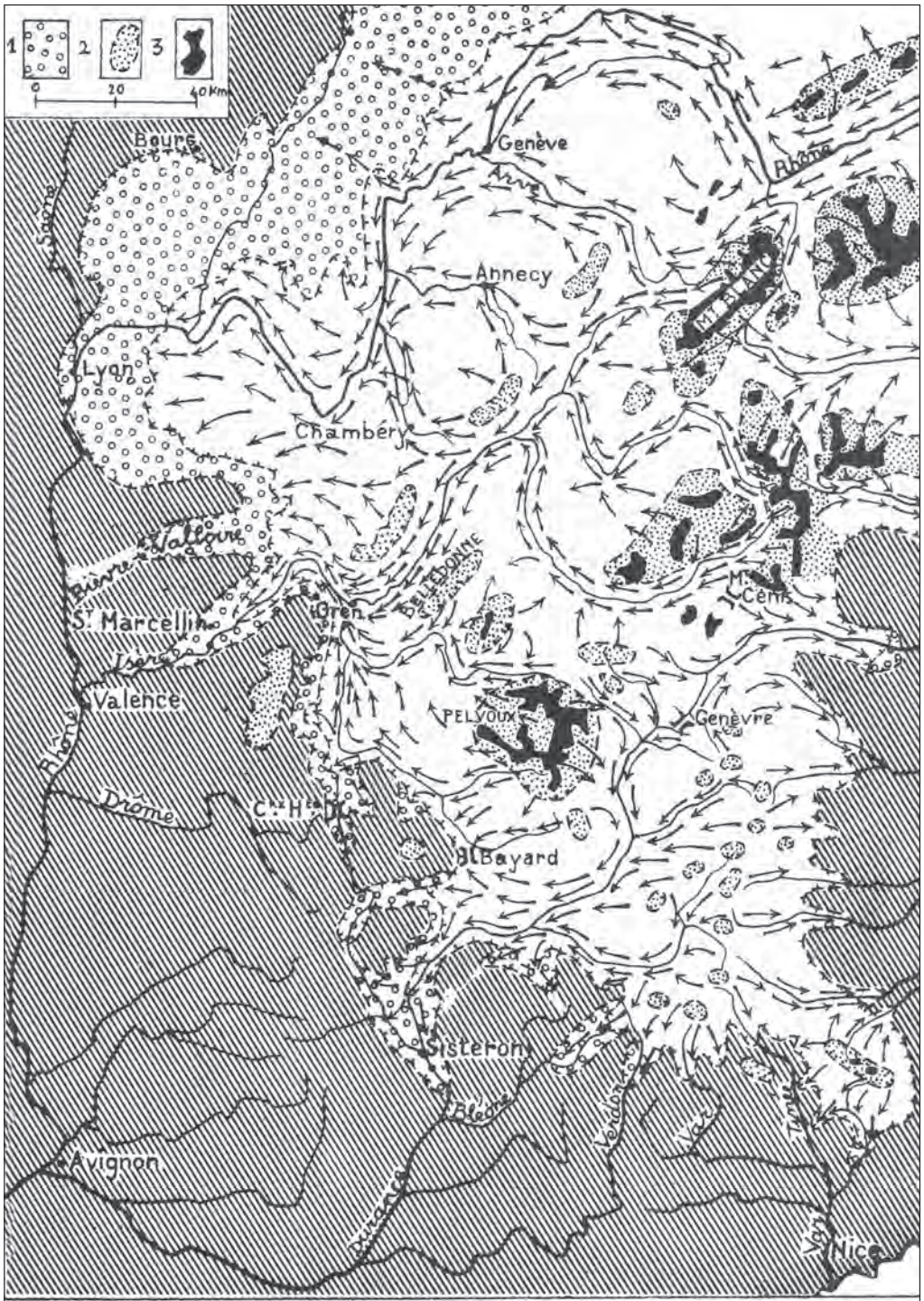


FIG. 2. — L'extension des glaciers quaternaires dans la partie Sud-Ouest de la chaine alpine (d'après E. de Martonne, 1942, p. 163, modifié). 1. — Zones où les glaciations anciennes ont eu une extension supérieure à celle du Würm. 2. — Principaux centres d'alimentation des glaciers. 3. — Zones d'alimentation et d'extension des glaciers actuels.

Fig.II. 3 – Carte générale de Bourdier (1962) : « l'extension des glaciers quaternaires dans la partie sud-ouest de la chaîne alpine », inspirée de De Martonne (1942), reconstitution des principaux flux glaciaires.

l'Arve (hypothèse reprise plus tard par Achard et Jaillet ; 1967). Sur ce point, Bourdier semble méconnaître les travaux précédents de Corbin et Oulianoff, (1929,1931). De même, Bourdier balaie, faute de faits probants, la notion de «Néo-Würm » de Kilian (1911). Celui-ci définissait un retour des glaciers pendant la déglaciation en s'appuyant sur ses observations effectuées dans le secteur du Fort de l'Ecluse, complétées par des arguments topographiques et géomorphologiques...

Conclusion sur les travaux de Bourdier

Les travaux de Bourdier apportent peu de modifications majeures ni d'évolution du modèle proposé par Penck et Bruckner. Par contre, en discernant mieux l'aspect chronostratigraphique des grandes formations quaternaires (grâce à l'étude des végétations interglaciaires et interstadiaires), il tente de préciser les *« relations paléogéographiques entre les vallées et les cluses »*. Toutefois, un flou subsiste souvent entre les descriptions des événements et leur transcription sur les coupes. De même, dans son texte, il parle d'un grand glacier würmien à flux multiples pas toujours bien démontrés. Il fait déposer *« des moraines würmiennes »*, avec des faciès glaciaires ambigus allant de l'argile compact à blocaux à des faciès caillouteux ou argileux plus ou moins lités.
Quant aux massifs subalpins, ils n'ont pour Bourdier qu'un faible intérêt, si ce n'est à travers la présence de blocs erratiques perchés témoignant de l'invasion des glaciers alpins anciens et le développement des glaciers locaux à la fin du Würm *« après la décrue du grand glacier würmien »*.
Plus tard, complétant cette grande synthèse, Monjuvent (1978) a proposé une étude portant sur le glacier du Drac, Campy (1982) une synthèse du Jura (à l'exception du Jura méridional) puis, Mandier (1984), une étude portant sur les fronts glaciaires de la région lyonnaise.

Jäckli (1962, 1970)

On doit à Jäckli une synthèse paléogéographique de la Suisse de la dernière période glaciaire. Compilant les données à sa disposition, l'auteur publie une carte (planche 6) au 1 : 550 000 dans l'Atlas de la Suisse ***(fig. II. 4)***.

Ce document remarquable par sa qualité, malgré quelques manques de précision, reste jusqu'à aujourd'hui, une référence cartographique du maximum d'englacement würmien de la Suisse et des régions limitrophes.

Hantke (1978)

De 1978 à 1983, Hantke publie une synthèse en trois volumes sur le Quaternaire des Alpes suisses et françaises du Nord. Il s'agit en fait avant tout d'une compilation de toute la littérature disponible, qu'il tente de raccorder en un tout cohérent. Il propose ainsi une reconstitution de stades basée sur des critères d'altitude, sans attributions chronologiques. Pour le glacier du Rhône, il apporte peu d'informations supplémentaires par rapport aux travaux de Nussbaum (1910).

L'oeuvre de Hantke apparaît comme une mise à jour de celle de Penck et Brückner (1909), avec les mêmes qualités (vision d'ensemble inhérente à la compilation de toutes les données disponibles) et les mêmes défauts (manque de fiabilité de certaines données non contrôlées sur le terrain, corrélations basées sur les seuls critères d'ordre de succession ou d'altitude). En ce qui concerne la déglaciation, on note que l'auteur a tenté des corrélations d'une vallée à l'autre ; malheureusement, elles relèvent d'une grande imprécision et certains des stades du Tardiglaciaire s'avèrent bien hypothétiques.

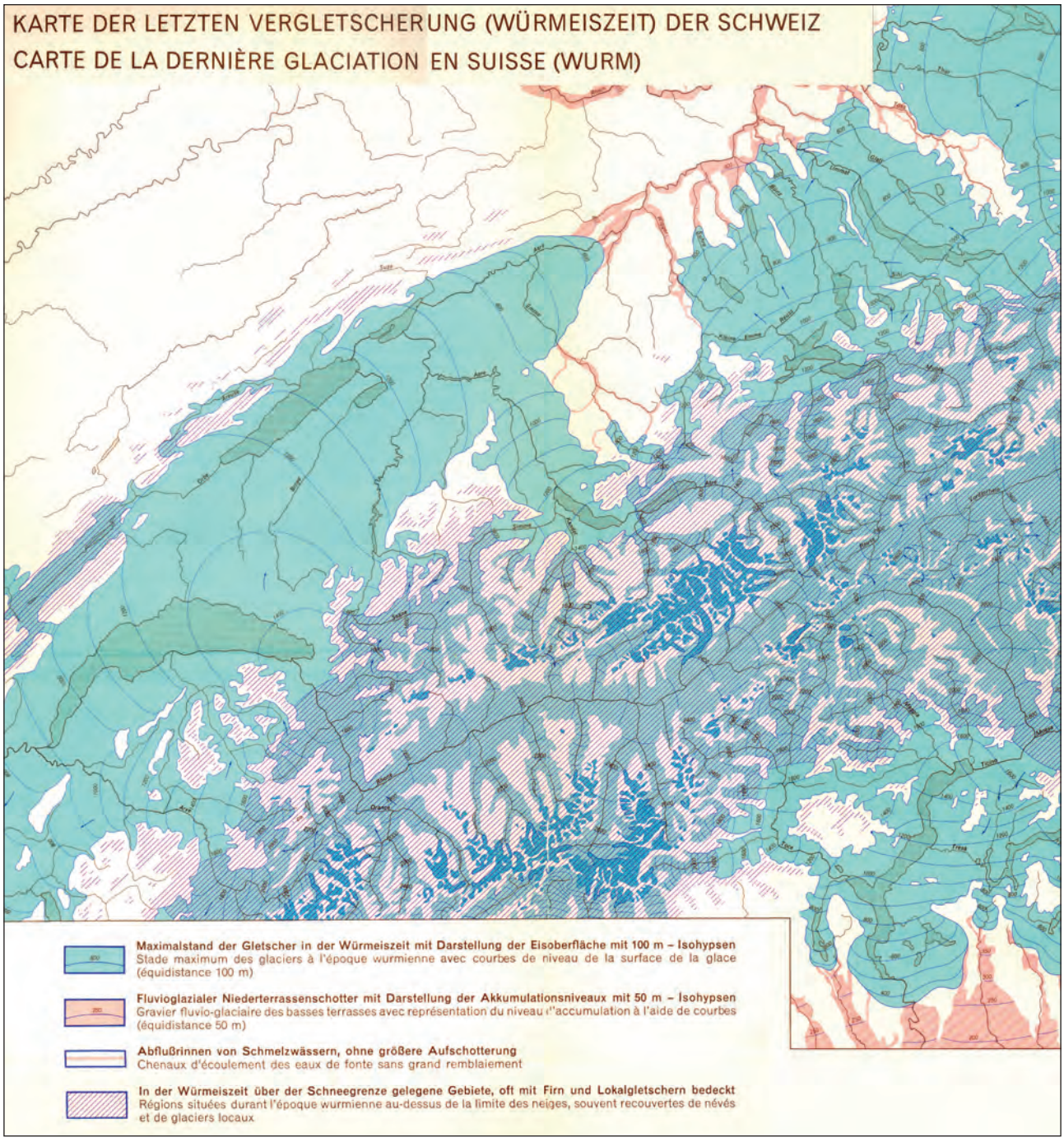


Fig.II. 4 – Carte de Jäckli, version de 1962, (Eclogae Geol. Helv.).

2 - Les études lithostratigraphiques régionales et locales ; mise en avant des stades pléniglaciaires

Par la suite, les recherches se sont de plus en plus focalisées sur des secteurs plus réduits en étant par conséquent plus précises et plus fournies. Ces études ont paradoxalement rendu plus difficiles les corrélations entre les différentes régions englacées durant le Würm.

2. 1 – Etat des connaissances du Quaternaire du bassin du Rhône

A l'examen de la littérature, force est de constater l'importance que les auteurs accordent à cet appareil alors que son voisin le glacier isérois draine plusieurs bassins versants équivalents en surface à celle du bassin du Rhône, en amont de la cuvette lémanique. A travers cette analyse, nous tenterons de distinguer tant les points forts que les contradictions reflétées par les études relatives au glacier du Rhône depuis son bassin d'accumulation jusqu'aux deux lobes de piémont traditionnellement attribués à cet appareil.
Le glacier du Rhône prend naissance dans le Valais (massif de l'Aar, Suisse). Son bassin versant atteint près de 8 000 km^2 en amont de Genève. Au Pléistocène récent, cet appareil, d'une longueur de près de 300 km, disposait d'un bassin d'accumulation dont les trois quarts étaient situés au-dessus de 2 000 m d'altitude (Bourdier, 1962). Tout comme les glaciers du Rhin et de l'Inn, ce glacier s'est largement étalé à l'extérieur du massif alpin. Les travaux de Mandier (1984), entre autres, ont montré qu'il a atteint la bordure du Massif Central au sud de Lyon (à 150 m d'altitude) et a envahi le sud de la Bresse (Dombes).
Les travaux réalisés par Campy (1982) et R. Arn (1984) ont confirmé les conclusions de Dupaquier (1890) qui avait mis en avant l'altitude atteinte par les glaces alpines en contact avec le Jura (Mont Suchet et Aiguille de Baulme) au Pléistocène supérieur (Würm). Dans ce modèle, le glacier würmien du Rhône n'aurait pas franchi les crêtes jurassiennes. Il se heurtait au versant méridional du Jura, qui était alors recouvert d'une calotte de glace autochtone (Campy, 1982) et se divisait en deux puissants lobes. Néanmoins, le front morainique externe indique qu'au Pléistocène moyen, le glacier du Rhône est allé bien au-delà des témoins de la dernière glaciation ; ce qui laisse supposer qu'à cette période, la surface de la glace était plus élevée : environ 200 m plus haut dans le bassin genevois (Campy, 1992).

2. 1.1 - Le glacier du Rhône en zone intra-alpine : le Valais et le massif du Mont-Blanc

Dans l'ensemble, la plupart des auteurs sont unanimes pour reconstituer la paléogéographie du glacier du Rhône dans la cuvette lémanique et sur le Seeland.
Il n'en est pas de même en amont du bassin lémanique : la reconstitution paléogéographique du glacier du Rhône au maximum würmien dans cette région reste toujours très hypothétique et sujette à discussions. La topographie du couloir glaciaire Martigny - Villeneuve a contraint la dynamique d'écoulement du glacier du Rhône, rendant d'autant plus difficiles les interprétations paléogéographiques (communication personnelle Christian Schlüchter). Dans une étude remarquable, *« les Invasions glaciaires dans le bassin de Léman »*, Gagnebin (1937) cite les écrits de Brückner (1909) : *« le glacier du Rhône atteignait l'altitude de 1450 m. dans la région de Villeneuve et du Bouveret, et recouvrait le Mont Bénant »*. Le même auteur cite, entre autres, les blocs erratiques à l'altitude de 1 650 m, au-dessus de Troistorrents et sur le flanc méridional du Chansot. Dans le cadre de travaux de reconstitutions paléogéographiques, Achard et Jayet (1967), envisagent une surface des glaces à l'altitude de 1 600 m au niveau du Pas de Morgins. De nombreux auteurs avancent qu'au niveau de l'élargissement de la vallée à Monthey, le glacier du Rhône a émis une diffluence par le Pas de Morgins en direction du massif du Chablais. L'hypothèse est initialement émise par Penck et Brückner (1909), puis par d'autres scientifiques, Gagnebin, (1937), Burri (1963), Jäckli, (1962 ,1970). En effet la présence de dépôts glaciaires allochtones au Pas de Morgins et

dans la vallée d'Abondance conforte cette hypothèse. Au-dessus de l'ensellement du Pas de Morgins, Blanchard, (1938) *in* Chaline, (1985), mentionne un bloc erratique à l'altitude de 1620 m, donc 250 m plus haut que le col. La position du bloc erratique permet d'imaginer une altitude maximale de la glace encore plus élevée. Cependant, l'auteur remarque à juste titre que cet élément pourrait témoigner d'une glaciation plus ancienne (il n'y a pas ou peu de critères de différenciation géomorphologique d'un erratique à l'autre).
Au début des années 1960, Burri, (1962) réalise une synthèse des données géologiques de la région de Thonon, puis en 1963, dans une note remarquable « *le Quaternaire des Dranses* », il apporte sa contribution concernant l'altitude atteinte en Chablais par le glacier du Rhône : « *Il est difficile de déterminer l'altitude à laquelle le glacier du Rhône s'est élevé. Il venait mêler ses glaces à celles de glaciers latéraux. Nous ne connaissons que l'altitude de blocs erratiques rhodaniens abandonnés sur les versants. Ces blocs ont- ils été abandonnés lors de la dernière glaciation ? C'est ce que nous ignorons. La chose est cependant probable, les blocs erratiques plus anciens ayant sans doute été enlevés par l'érosion des temps interglaciaires ou remaniés par les glaciers latéraux. Le glacier atteindrait ainsi plus de 1600 m dans la région de St- Maurice. La pente de sa surface devait être extrêmement faible : on retrouve des blocs à la même altitude plus en aval, au-dessus de Troistorrents. Des études menées en Chablais, dans la vallée d'Abondance, nous ont montré que le glacier du Rhône avait franchi le col du Pas de Morgins. Les blocs que l'on trouve plus en aval sont à une altitude moindre, mais ceci est dû au remaniement postérieur. Il y a cependant encore des blocs à 1500 m, au-dessus de Corbeyrier, et à 1400 m, au-dessus de Villeneuve* ».

Se basant sur la présence de dépôts glaciaires, Achard et Jayet (1967) concluent que le glacier du Rhône aurait atteint une altitude voisine de 1800 m à Martigny, permettant d'envisager un écoulement des glaces du Rhône vers la Haute-Savoie. Cette hypothèse est maintenant abandonnée, et déjà, en leur temps, Corbin et Oulianoff, (1929, 1931, 1934) auteurs d'une superbe carte géologique du massif du Mont-Blanc au 1/20 000, font paraître deux articles consacrés aux captures glaciaires de la haute vallée de l'Arve. 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 du glacier du Tour par les cols de Balme, des Posettes, des Montets et du glacier d'Argentière dont l'axe d'écoulement se prolonge par le col des Montets. Ces deux appareils alimentaient donc le glacier du Rhône à partir du moment où leur surface dépassait environ 1600 m d'altitude sur les flancs de la haute vallée de l'Arve. L'interprétation est reprise par De Martonne (1931), qui, sans doute influencé par l'axe d'écoulement de la Mer de Glace, envisage la diffluence d'une partie de ce vaste bassin glaciaire vers le glacier du Rhône.

En Valais, dans les zones d'alimentation, où seules les formes d'érosion prédominent et rendent difficile la reconstitution paléogéographique, c'est un des pionniers de la théorie glaciaire, Agassiz (1838), qui tente de reconstituer les paléosurfaces glaciaires. Plus tard, dès le début du XXe siècle, pour compléter leurs reconstitutions paléogéographiques dans les zones centrales des Alpes, Penck et Bruckner (1909) ont appliqué une méthode basée sur la cartographie et l'interprétation des formes d'érosion glaciaire. La méthode consiste à utiliser la limite supérieure du modelé d'érosion glaciaire. Cette limite, désignée sous l'appellation de « *schliffgrenze* » par Penck et Bruckner, a été redéfinie sous le terme de « *trimline* »par Thorp (1981).

Plus récemment, K. Arn (1998) s'est attaché aux formes d'érosion glaciaire du Binntal (Haut Valais), bien préservées dans le relief grâce à la lithologie (orthogneiss). De cet excellent travail, sur lequel nous reviendrons dans notre étude, on lui doit la mise en évidence des diffluences du glacier du Rhône par l'Albrunnpass (2409 m) et le Geisspfadpass (2474 m) vers les grands appareils glaciaires italiens.
Cette méthode de cartographie des trimlines (ou schliffgrenze), a été appliquée dans la haute vallée du Rhône (vallée de Conches), au centre de la Suisse (Florineth et Schülchter, 1998 ;

Kelly *et al.*, 2004) et dans la région du massif du Mont-Blanc (Coutterand et Buoncristiani, 2006). Du travail de Florineth (Florineth et Schülchter, 1998, 2000) nous retiendrons la reconstitution de trois « *icedomes*», le premier centré sur la haute vallée de l'Inn (Engadine), le second, sur la haute vallée du Rhin (Surselva) et le dernier, centré sur le village d'Oberwald dans la haute vallée du Rhône, la surface glaciaire atteignant l'altitude de 2800 m ***(fig. II. 5)***. A l'examen des dépôts glaciaires allochtones et surtout des formes d'érosion sur les principaux cols délimitant le bassin versant du Rhône, Florineth met en exergue les débordements des glaces rhodaniennes par de nombreux cols et dépressions, vers les bassins versants voisins : Grimsel Pass, vers le glacier de l'Aar, Furka Pass, vers le glacier de la Reuss et Nufenenpass (2478) vers les glaciers drainant le versant méridional des Alpes.

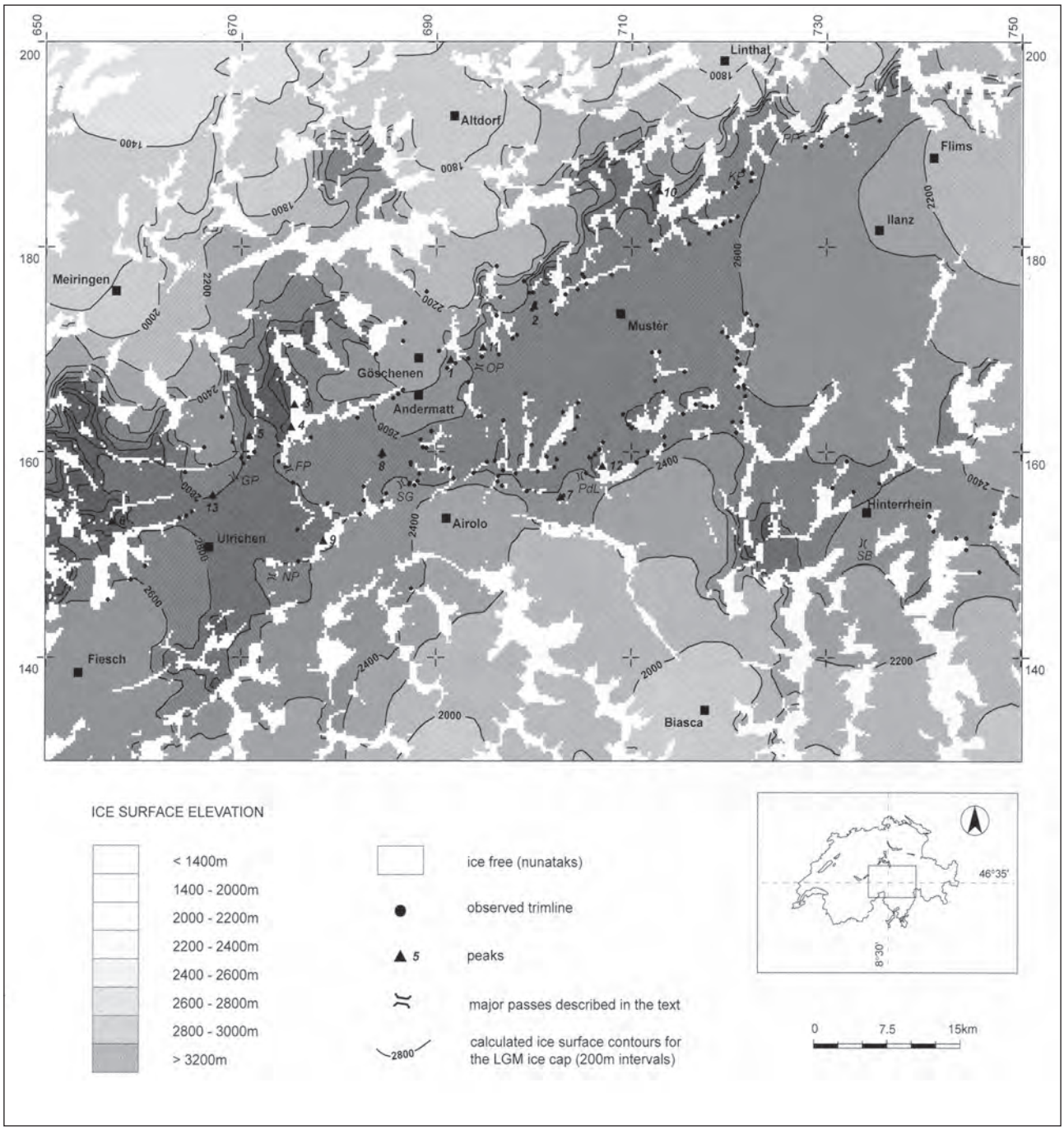


Fig. II. 5 – Reconstitution paléogéographique de la haute vallée du Rhône (Goms) et du Rhin (Surselva), (Florineth et Schülchter, 1998).

La thèse de M. Kelly (2003) s'appuie, comme les travaux de ses prédécesseurs, sur la cartographie des formes d'érosion. Elle reconstitue la paléogéographie du dernier maximum glaciaire du glacier du Rhône et des appareils occupant les vallées latérales jusqu'à Martigny ***(fig. II. 6)***. Dans une publication récente (Kelly *et al.*, 2004), elle synthétise cette reconstitution dans laquelle elle démontre le fonctionnement de plusieurs diffluences et débordements du glacier principal du Rhône. A la confluence des glaciers d'Aletsch et du Rhône, la surface des deux appareils atteignait près de 2600 m à la verticale de Brig. Elle réexamine les formes d'érosion du col du Simplon et confirme ainsi la diffluence d'une partie du glacier du Rhône par le col du Simplon (2 040 m), hypothèse déjà envisagée par Penck et Brückner (1909) puis Jäckli (1962, 1971). Mentionnant les diffluences du glacier du Rhône par l'Albrunnpass (2409 m) et le Geisspfadpass (2474 m), l'auteur s'appuie sur les travaux de Arn (1984). On retiendra de ce travail quelques incohérences, en particulier une reconstitution paléogéographique qui montre une surface du glacier du Rhône déprimée face aux diffluences précitées (Binntal).

Enfin, notre travail (Coutterand et Buoncristiani, 2006), appliqué à grande échelle, tente d'apporter par des levées de terrain précises des éléments nouveaux à la reconstitution paléogéographique. L'étude du modelé d'érosion glaciaire et la cartographie des trimlines, observées sur les roches endogènes des massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges ont permis de reconstituer une surface minimale de l'englacement. Cette reconstitution paléogéographique met en évidence cinq zones d'accumulation, réparties dans la périphérie du massif du Mont-Blanc, et démontre, par les altitudes atteintes par la surface de l'englacement, la mise en place d'importantes diffluences rayonnant vers les bassins de l'Isère et du Rhône. Dans la haute vallée de l'Arve, nous avons démontré la présence d'une puissante

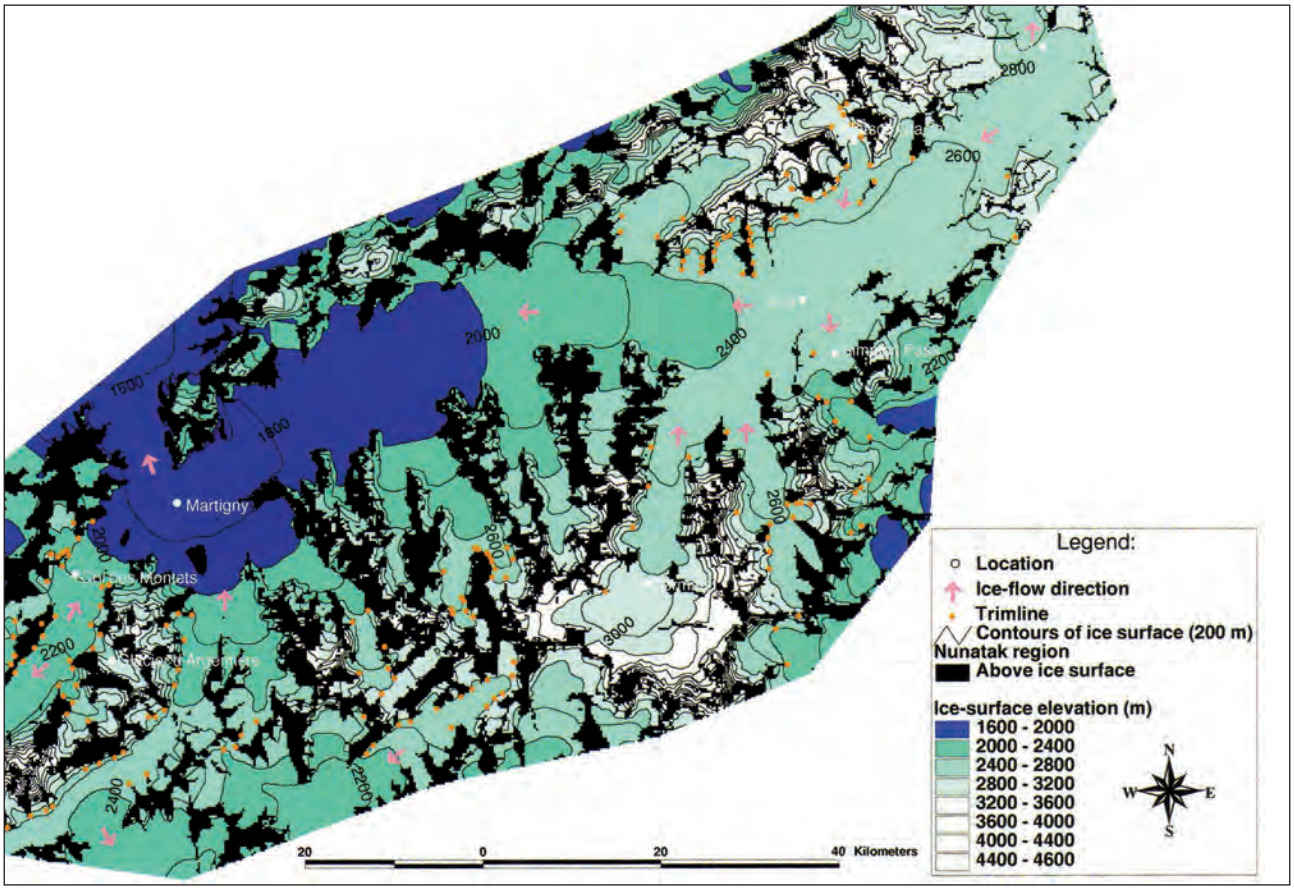


Fig. II. 6 - Reconstitution paléogéographique du Valais d'après Kelly (Kelly et al. 2004).

zone d'accumulation « *icefield* » atteignant l'altitude de 2500 m sur l'ombilic du Tour. Cette zone d'accumulation constituait un obstacle à l'écoulement des glaces valaisannes, contraignant le glacier du Rhône à s'écouler vers le nord. Nos conclusions confirment les hypothèses avancées en leur temps par Corbin et Oulianoff, (1929,1931, 1934), puis par De Martonne (1931).

Cependant, dans la région du massif du Mont-Blanc, quelques divergences d'interprétation persistent entre les auteurs (Kelly *et al.* 2004 ; Coutterand et Buoncristiani, 2006) ; elles concernent notamment le sommet de l'Arpille de la Ravoi**re** (2085 m) qui émerge largement des glaces dans la reconstitution de Kelly. Les auteurs (Buoncristiani, communication personnelle) nous ont confié que leur modèle de reconstitution (SIG), basé sur la cartographie des trimlines, s'est raccordé avec la surface du glacier principal du Rhône issue de la carte paléogéographique de Jäckli (1970) sans y apporter de corrections. Nos observations en Valais et dans les vallées latérales laissent apparaître quelques incohérences dans le document de Kelly *et al.,* et des divergences d'interprétation. Elles seront exposées et discutées dans le cadre de notre travail.

Conclusion sur le glacier du Rhône en zone intra-alpine

L'analyse de la littérature montre que les auteurs sont unanimes pour reconstituer la paléogéographie du glacier du Rhône dans la cuvette lémanique. En revanche, l'analyse des travaux réalisés en zone d'accumulation souligne les nombreuses divergences d'interprétation car, dans ces régions où seules les formes d'érosion dominent, le problème réside dans l'interprétation de la géomorphologie qui est sujette à une grande marge d'erreur compliquant d'autant plus les reconstitutions.
De plus, à l'examen de la cartographie paléogéographique, on relève de nombreuses incohérences entre les interprétations des différents auteurs, en particulier celles relatives aux diffluences identifiées.

2. 1. 2 - Le bassin lémanique et la basse vallée de l'Arve

Le bassin lémanique, berceau de la théorie glaciaire alpine, a vu les premiers travaux scientifiques se pencher sur la reconstitution du glacier du Rhône. Nous rappellerons qu'Elie de Beaumont (1829) y a défini « l'alluvion ancienne », niveau repère de la stratigraphie du Quaternaire genevois. La genèse de cette «alluvion ancienne» a fait l'objet de nombreuses hypothèses aux implications souvent contradictoires : fluvio-glaciaire typique (Lagotala, 1953) ou glaciaire morainique (Jayet, 1945, 1969).
En Chablais, les blocs erratiques de Bex et de Monthey et la terrasse de kame de Villars-Chesières ont été parmi les arguments déterminants ayant convaincu De Charpentier (1841) puis Agassiz (1843) de l'existence d'une « *lointaine époque glaciaire* » ***(cf. § I. 1)***. Du temps de Blanchet (1844) et de Morlot (1854, 1858), le Léman était le site à la pointe de la recherche sur le Quaternaire et servait de référence pour les autres bassins.
Après l'œuvre de Penck et Brückner (1909), on ne peut que constater la rareté d'études traitant du Quaternaire dans cette région. Seuls quelques géologues, continuèrent à travailler sous l'impulsion de Maurice Lugeon, Elie Gagnebin puis Elie Badoux.
Kilian et Revil (1918) réinterprètent les résultats d'Aeberhardt (1903) et considèrent les alluvions de la Côte comme graviers de progression du glacier würmien, qui déposa sa moraine par-dessus. Ils reconnaissent ensuite un interstade (Bois de la Bâtie), suivi d'une dernière glaciation (néo-würmien) d'extension ouest, limitée au bassin genevois.
Jeannet (1923) corrèle les alluvions de la Côte (canton de Vaud) avec la Hochterrasse (graviers de fonte de la grande glaciation : Riss selon le schéma conventionnel). Il considère comme « würmienne » la moraine qui les surmonte et qui forme les hauteurs de Bougy. Ce sont les fluctuations du glacier würmien qui ont donné lieu aux dépôts des charbons et des graviers inter-stratifiés dans cette moraine. Cet auteur distingue encore une moraine plus récente tapissant le versant de la Côte jusqu'à

une altitude ne dépassant pas 600 m.

Bien après les travaux de Morlot (1858), Gagnebin (1937) identifie dans la basse vallée des Dranses (Chablais) des dépôts morainiques qu'il associe à deux grandes glaciations ***(fig.II. 7)***. Il attribue au Würm le glaciaire supérieur, dans lequel il place les dépôts interstadiaires qu'il n'a pu observer, mais dont l'existence lui a été rapportée par les travaux antérieurs de Favre (1867). Au sujet des graviers de la Côte, Gagnebin (1937) les rattache à l'alluvion ancienne et pense qu'ils se sont déposés au front et sur les flancs du glacier würmien lors de son avancée. Le glacier en crue aurait ensuite recouvert les alluvions fluvioglaciaires.

Achard et Jayet (1967), dans leurs essais de reconstitution du maximum würmien du bassin lémanique, avancent que la surface du glacier atteignait l'altitude d'environ 1 000 m entre la montagne du Vuache et le mont Salève. Ils suggèrent que la surface des glaces rhodaniennes aurait été inférieure à celle du glacier de l'Arve.
Toujours en 1967, Achard et Jayet se livrent à une analyse pétrographique détaillée des dépôts glaciaires du Salève (1 375 m) et de ses abords. L'identification pétrographique et la répartition des matériaux erratiques présentent évidemment un grand intérêt pour la reconstitution de l'influence respective des courants glaciaires alpins à proximité de Genève. Malgré l'optique monoglacialiste des auteurs, cette étude est intéressante pour la cartographie des dépôts inférieurs à 1 200 m. L'étude des matériaux permet de distinguer la part des apports des glaciers de l'Arve et du Giffre. L'étude d'un gisement situé 700 m au NW de la Croisette est révélateur du débat de l'époque : *« les matériaux erratiques allochtones proviennent essentiellement du domaine du glacier de l'Arve… le courant glaciaire en provenance du Mont-Blanc pourrait en effet avoir débordé en quelques points la chaîne du Salève, et que le glacier de l'Arve pouvait se maintenir à un niveau légèrement supérieur à celui du glacier du Rhône, grâce probablement à la plus grande proximité de sa zone d'alimentation ».*

En 1970, Gangloff présente dans sa thèse une étude morphologique très précise du bassin

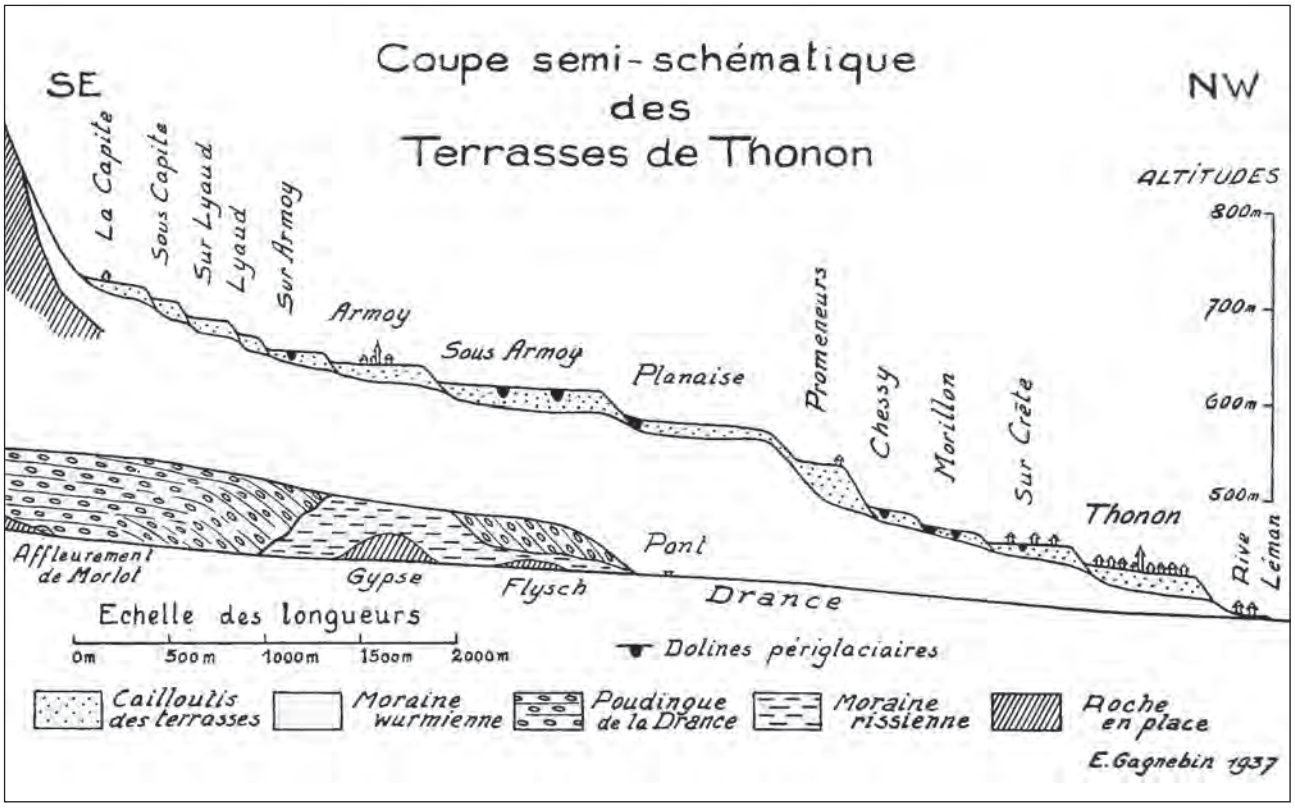


Fig. II. 7 – Interprétation de la coupe de la Dranse et des terrasses de Thonon (Gagnebin, 1937).

de Genève où les dépôts paraglaciaires et glacio-lacustres consécutifs à la déglaciation würmienne sont particulièrement bien décrits. La litho-stratigraphie proposée est la suivante, de la base vers le sommet :

• alluvions d'un cône fluvio-glaciaire (Challex), attribuées «au maximum» du début du Riss ;

• alluvions fluvio-glaciaires de progression glaciaire rissienne (fond du sillon de Valleiry-Montfleury). Cet épisode n'est pas reconnu côté territoire français ;

• moraine rissienne observée en de rares points du sillon ;

• ravinements et présence de paléosols et altérations attribués à «l'interglaciaire Riss-Würm» ;

• complexe de « l'alluvion ancienne » qui est ici subdivisé en des sédiments fluviatiles à la base et en alluvions fluvio-glaciaires. Cette «alluvion ancienne» correspond à un «sandur» construit sur le front d'un glacier progressant vers Genève sur des lignites, témoins du comblement d'un lac postglaciaire (lignite de Montfleury). Au fur et à mesure de l'avancée du glacier le sandur se développe ;

• le dépôt des « argiles à varves et pollens » de Cartigny, attribuées à un «interstade du Würm I- II» serait l'expression d'une récession. Celle-ci précède *« la grande englaciation du Würm »* qui suit avec l'arrivée de *« deux langues de glace »* débordant les cols du Mont Sion et le débordement vers l'Ouest, au *« Méso-Würm »*. Les glaces atteignent alors 1100m d'altitude au niveau du Fort de l'Ecluse. Ce glaciaire dépose une moraine de fond.

Monjuvent (1977) apporte lui aussi sa contribution paléogéographique : *« Le glacier du Rhône était en provenance du Valais par la dépression du Léman qu'il a surcreusée de plusieurs centaines de mètres en dessous du niveau de la mer. Il était donc contenu dans le bassin par la chaîne du Reculet-Grand-Crêt-d'Eau, mais franchissait la montagne de Vuache et le Mont-Sion pour s'écouler vers le sud »*.

En 1978, dans sa contribution à l'étude du Quaternaire de la région lémanique, Amberger, géologue cantonal, précise *« l'alluvion ancienne »* dans son contexte géométrique à l'aide des coupes de sondages géotechniques. Manifestement «troublé» par les résultats, l'auteur fait ressortir *«une complexité plus importante que prévue»*, avec une *« hétérogénéité et une variabilité locale extrême »* des dépôts, en même temps que *« l'absence de lois stratigraphiques simples des dépôts glaciaires »*. Les hypothèses glaciaires de Jayet (1966) ne lui apparaissent pas satisfaisantes pour étayer ses observations. Aussi, s'abstient-il de toute proposition génétique et chronologique, rejetant même *« une fois pour toutes»* le schéma de Penck et Bruckner bâti sur *« quatre pseudo-glaciations »* !

Pour réaliser sa *« contribution à l'étude stratigraphique du Pleistocène de la région lémanique »*, Arn (1984) s'appuie sur ses données de terrain et sur des coupes-type réparties sur l'ensemble de la dépression lémanique. Il y applique les techniques sédimentologiques, palynologiques et isotopiques. Arn reconnaît trois grandes glaciations dont les deux dernières ont laissé des traces dans le «Canton de Genève». La litho-chronostratigraphie qu'il propose pour le «Canton de Genève» est une synthèse des informations déjà existantes, qu'il corrèle avec celles obtenues en Chablais savoyard, en adret lémanique, en moyen pays et en Jura vaudois. Il fait ainsi apparaître de la base au sommet :

• une moraine rissienne (Sous –Terre) ;

• des marnes à lignites, qui datent plus des interstades du Würm précoce que de l'interglaciaire Riss-Würm ;

• des graviers (Bois de la Bâtie) qui auraient participé au remplissage d'une ancienne vallée (sillon de Cartigny). Ils sont liés à la progression ou au stationnement d'un glacier du Rhône et/ou de l'Arve dans le bassin de Genève durant tout ou partie du Würm ancien et moyen ;

• une moraine de fond, dans la seule partie nord - est du «Canton de Genève», attribuée au Würm récent lors de l'extension maximale des glaciers de «durée étonnamment courte». Dans le «Canton de Genève» (Cartigny-Aurilly), deux à trois épisodes morainiques traduisent au moins deux phases d'englacement séparées par une phase de retrait. Il s'agirait d'une *« oscillation modeste de la progression glaciaire générale du Würm récent »* ;

• un remplissage lacustre et glacio-lacustre de la vallée de l'Aire au Tardiglaciaire.

Arn (1984 ; ***fig. II. 8)*** représente les variations d'altitude de la bordure glaciaire rhodanienne au cours du Würm et résume les grands traits de l'histoire lémanique selon ses propres interprététations. L'auteur avance alors un âge récent à l'extension glaciaire maximale du glacier rhodanien au Würm, celle qui aurait édifié les «moraines internes» de Grenay. Aucune des oscillations würmiennes antérieures au Würm récent n'auraient dépassé Genève. Ces résultats s'opposent assez catégoriquement à ceux obtenus par Mandier (1984) dans le domaine du «*complexe des moraines internes*» où, rappelons-le, un glaciaire würmien ancien (stade de Belligneux) et un glaciaire würmien récent (Grenay B et C), sont séparés par une «*grande décrue glaciaire*».
Les travaux de Maystre et Vergain (1992), appliqués à la partie occidentale du bassin molassique genevois, contribuent à apporter des informations sur la stratigraphie des sédiments glaciogéniques. L'histoire glaciaire qu'ils avancent est fondée sur la géométrie des unités ***(fig. II. 9)***. Les auteurs montrent que la région genevoise a enregistré trois avancées glaciaires dont une serait antéwürmienne, les deux autres correspondraient alors au modèle à deux stades : stades de Grenay et de Genève.

Dans leur étude de la partie occidentale du bassin molassique genevois, Maystre et Vergain (1992) proposent une cartographie détaillée des dépôts quaternaires atteignant par endroits une épaisseur de plus de 120 mètres. Les nombreux sondages et forages profonds, ainsi qu'une analyse sédimentologique des divers faciès reconnus, leur permettent d'apporter des précisions concernant la géométrie et l'extension des dépôts et de retracer l'histoire glaciaire de la région. Huit unités ont pu être distinguées. Les auteurs suggèrent que la région genevoise a enregistré trois avancées glaciaires, séparées par des optima climatiques pendant lesquelles une végétation a pu s'installer.
Selon Monjuvent coauteur de la notice de la carte géologique «*Annemasse*», (Kerrien *et al.*, 1998), les glaciers rissiens ont creusé leur auge, puis abandonné les vallées en laissant une moraine de fond dont il ne reste que de rares

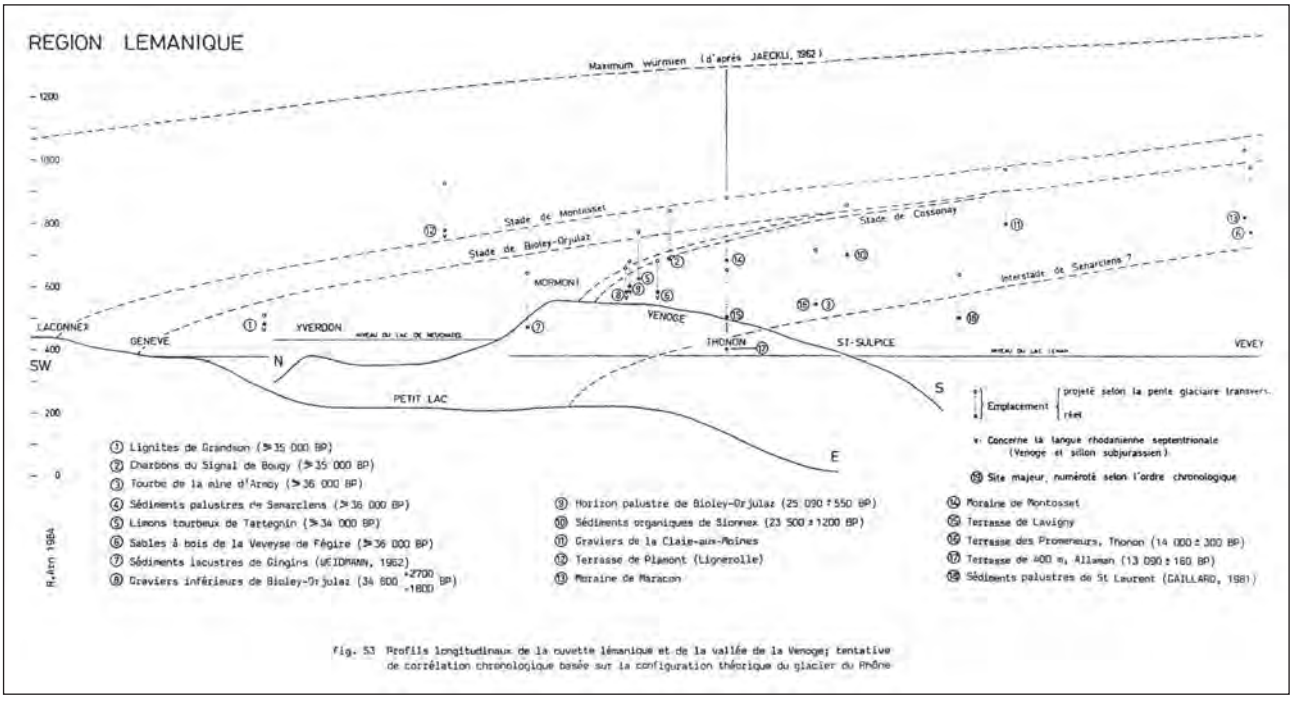


Fig. 53 Profils longitudinaux de la cuvette lémanique et de la vallée de la Venoge; tentative de corrélation chronologique basée sur la configuration théorique du glacier du Rhône

F*ig. II. 8 – Représentation des fluctuations glaciaires rhodaniennes au cours du Würm dans la cuvette lémanique (Arn, 1984).*

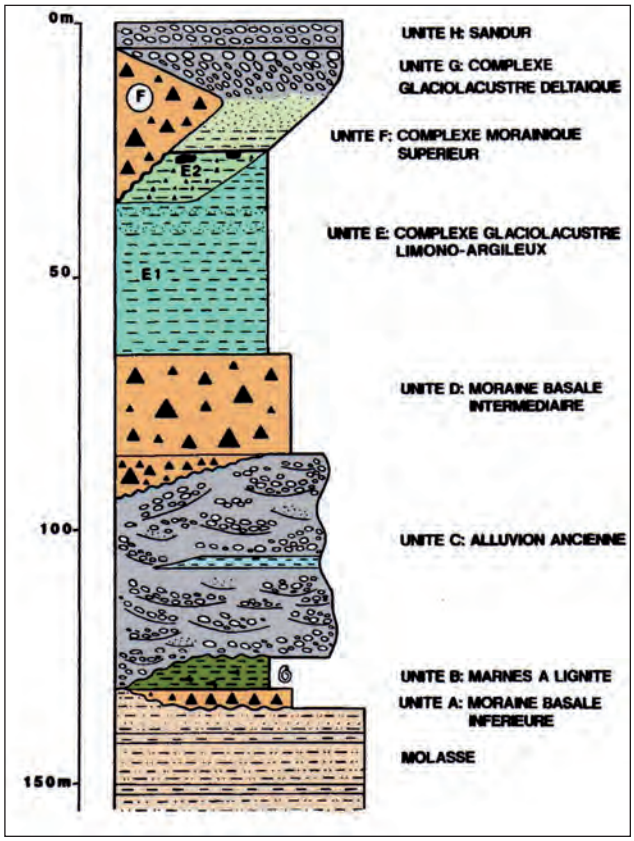


Fig. II. 9 – Stratigraphie de la partie occidentale du bassin molassique genevois (Maystre et Vergain, 1992).

lambeaux. L'interglaciaire Riss-Würm n'aurait pas laissé pour eux de dépôts connus.
La crue glaciaire du Würm se serait traduite par l'arrivée de grandes masses de cailloutis de *« l'alluvion ancienne »*, déposées en un vaste sandur par les torrents issus des fronts glaciaires et comblant le réseau hydrographique. Le glacier lors de son maximum *« s'étend jusqu'à Lagnieu et Grenay »*. Il atteignait alors une altitude de 1 200 à 1 300 m sur la feuille Annemasse et aurait contribué au surcreusement des vallées et du lac.
À partir de nombreuses données lithostratigraphiques et radiométriques, Triganon (Triganon *et al.*, 2005) propose une synthèse stratigraphique des dépôts quaternaires du plateau de Gavot (Thonon). L'auteur reconnaît une couverture morainique unique (basal till) atteignant l'altitude de 1 300 m qu'elle interprète comme témoin de la première crue majeure du glacier du Rhône. Il s'agirait de l'extension paroxysmale wurmienne de cet appareil, celui-ci débordait au nord et au sud de la cuvette lémanique, comme en témoignent les complexes morainiques de Wangen (lobe suisse) et de Grenay (lobe lyonnais).

La basse vallée de l'Arve adjacente, a vu s'exprimer d'abord des géologues et des géographes à la recherche des stades glaciaires terminaux de Penck et Bruckner. La capture du Giffre a focalisé également les travaux des géomorphologues et des hydrologues (Cholley, 1925 ; Nordon, 1927 ; Perret, 1931, 1944 ; Blanchard 1941). .
En 1966, Jayet décrit dans le Viaison, sur le flanc oriental du Salève, une série de dépôts glaciaires et paraglaciaires de 50 m de «puissance». Il y repère une moraine «*rissienne*» à la base, suivie de sables et de limons stratifiés, à lignites et mollusques, qu'il attribue à l'interglaciaire Riss-Würm, le tout étant recouvert par des «*moraines caillouteuses profondes*» et des «*moraines argileuses à blocs et galets striés*» du Würm.
Pour sa part, Armand (1978), dans sa thèse consacrée à la géologie et à l'hydrogéologie de cette basse vallée de l'Arve, a utilisé les techniques géophysiques. Elles lui ont permis de restituer la forme du substratum molassique et l'épaisseur des dépôts quaternaires. Il attribue, avec Fourneaux (1977), à la glaciation rissienne le creusement de sillons dans la molasse. En caractérisant par la cartographie, la sédimentologie et la pétrographie un certain nombre d'affleurements et de formes superficielles, Armand avance qu'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 (1968) puis Achard et Jayet (1968) ; il en déduit une reconstitution paléogéographique du retrait glaciaire würmien et propose une chronologie relative qu'il tente de corréler avec celle de la région de Thonon.
Dans sa thèse sur les formations tertiaires et quaternaires de la région d'Annemasse, Karnay (1980) décrit un grand nombre de coupes, sans recourir pour autant à des analyses sédimentologiques. Le schéma paléogéographique qu'il propose ne fait intervenir qu'une glaciation rissienne et une glaciation

wurmienne, suivie de stades de retrait. Prudent, il ne propose aucune 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 oriental ont été déposés lors du maximum rissien, qui seul a vu le Salève totalement englacé. Selon l'auteur, lors du maximum würmien, le glacier de l'Arve ne dépassait pas 700 m d'altitude contre le flanc oriental du Salève puisque la langue de Monnetier-Mornex, esquissée par l'auteur, ne diffue pas sur le versant genevois. Les sommets des Voirons, de Vouan et des Brasses émergeaient largement. Dans cette hypothèse, le glacier de l'Arve serait incapable de franchir le seuil des Bornes pour s'écouler en direction d'Annecy. Sur le plateau des Bornes, l'altitude du delta de la Marmotte, dépôt juxtaglaciaire de retrait situé près de la Chapelle-Rambaud à 900 m (Dorthe-Monachon, 1986), s'avère incompatible avec le stade de la cluse de Monnetier. De plus, il est impossible de concilier ce maximum würmien de l'Arve avec un glacier du Rhône débordant au Nord et au Sud de la cuvette lémanique. Dans son travail de reconstitution des « flux glaciaires au Würm » réalisé sous la direction de Mandier, Ponserre (1999) tente de distinguer les influences glaciaires sur le plateau des Bornes. Il attribue aux glaciers du Giffre les dépôts du versant oriental du Salève et avance judicieusement que le glacier de l'Arve s'écoulait sur la partie orientale du plateau des Bornes.

Conclusion sur le bassin lémanique et la basse vallée de l'Arve

Grâce à la richesse géomorphologique du bassin lémanique et l'abondance des témoins abandonnés par le glacier würmien, la paléogéographie du maximum würmien a pu être correctement reconstituée malgré les différences d'interprétation. Une des controverses porte sur la mise en place des grandes unités stratigraphiques et sur le nombre d'invasions glaciaires au cours du dernier cycle glaciaire würmien.
Les études relatives à la basse vallée de l'Arve, zone de contact glaciaire « Arve-Giffre-Rhône » sont déjà anciennes. On retiendra que malgré quelques divergences d'interprétations paléogéographiques du maximum würmien, la majorité des auteurs propose une large diffluence du glacier de l'Arve sur le plateau des Bornes en direction du bassin de l'Albanais. Une seule reconstitution des flux sur le plateau des Bornes met en évidence les influences respectives des glaciers du Giffre et de l'Arve.

2. 1. 3 - Les piémonts

Le lobe suisse du glacier du Rhône

Le plateau suisse, occupé par les lacs de Neuchâtel, de Morat et de Bienne, est une région remarquable par ses nombreux affleurements et sa morphologie glaciaire. De nombreux chercheurs l'ont parcouru, dont deux pionniers de la géologie glaciaire : De Charpentier (1838, 1841), auteur de la première carte du *« Terrain erratique de la vallée du Rhône »*, ***(fig. II. 10)*** et Louis Agassiz (1840). Ce dernier fit le rapprochement entre les mélanges sédimentaires observés sur le plateau suisse et les moraines des glaciers actuels. Il en déduisit que de grands glaciers avaient, par le passé, occupé une partie importante du plateau molassique.

Les limites septentrionales du lobe glaciaire au stade de Wangen sont matérialisées dans le relief par des rides morainiques subparallèles. Celles-ci couvrent le versant oriental du Jura et sont associées à de nombreuses terrasses de kame. La marge latérale droite du lobe glaciaire est soulignée par un till d'ablation qui drape un substratum constitué de molasse d'eau douce ***(fig. II. 11)*** (Du Pasquier, 1891, 1892 ; Nussbaum, 1910). Les édifices morainiques construits sont rares ou très érodés.

En 1892, Louis du Pasquier publie une note, dans laquelle il reconstitue la paléogéographie du lobe suisse. En s'appuyant sur l'altitude décroissante des constructions morainiques et du matériel erratique présent sur les flancs du Jura, il restitue avec une grande précision le profil longitudinal du glacier. De plus, il s'attache à préciser la lithologie des blocs er-

Fig. II. 10 – Carte des dépôts quaternaires du bassin du Rhône de De Charpentier (1838), réalisée d'après la position des blocs erratiques.

ratiques et reconnaît des roches du Valais, «les schistes chloriteux, les arkésines, les gneiss d'Arolla» et des «protogines» du Mont-Blanc.
Ainsi, durant le dernier cycle glaciaire würmien, le glacier du Rhône s'étendait jusqu'à la région de Wangen (Jäckli, 1962 ; Jayet, 1966 ; Hantke, 1983) où il entrait en contact avec le Glacier de l'Aar. Les moraines frontales sont morphologiquement très bien marquées et regroupées dans le « *Stade de Wangen* » (Nussbaum, 1910 ; Jackli, 1962 ; Hantke, 1983).
De volumineux blocs erratiques marquent les limites latéro-frontales droites et frontales du glacier sur le Mittelland. Leur position a contribué à la reconstitution de la langue du glacier du Rhône qui s'est avancée à plus d'une centaine de kilomètres depuis la cuvette lémanique. Du point de vue pétrographique, les blocs du Steinhof et du Steinenberg sont constitués, notamment, d'orthogneiss à hornblende, «Arkesin». Ils ont été décrits et identifiés par Nussbaum (1910), puis Ledermann (1978). Ces auteurs leur attribuèrent une origine du Val de Bagnes en Valais, consécutive à un écroulement («rockfall»), puis à un transport supra-glaciaire.
Le complexe des moraines frontales et des terrasses fluvioglaciaires associées de la région située entre Solothurn et Wangen a été subdivisé en trois stades par les auteurs

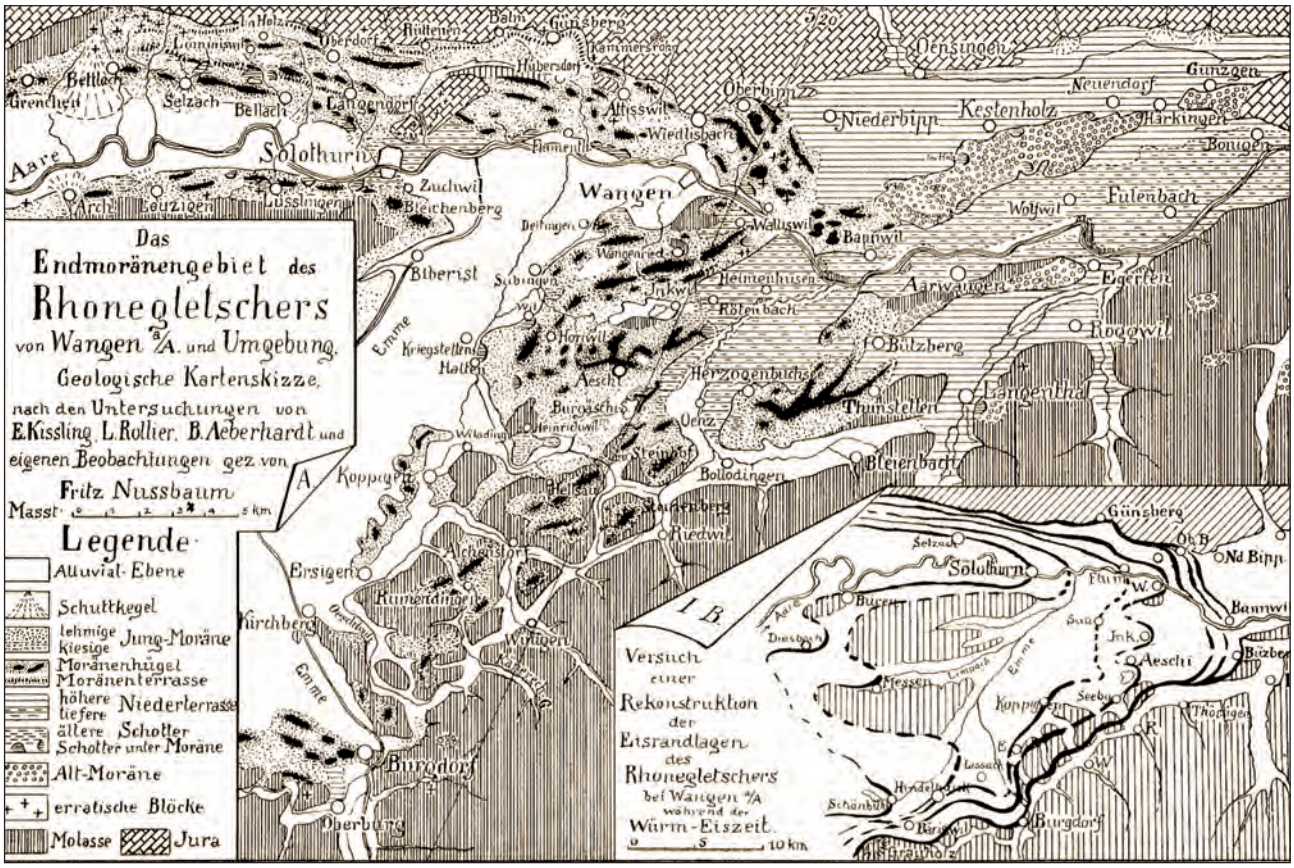


Fig. II. 11 – Cartographie du complexe des moraines würmiennes frontale du lobe suisse (Nussbaum, 1910).

(Nussbaum, 1910, 1911 ; Furrer, 1949 ; Hantke, 1977 ; Ledermann, 1978). Le stade de Wangen correspond à l'extension maximale würmienne, puis, en retrait, les stades de Brâstenberg et de Solothurn.

Conclusion sur le lobe suisse du glacier du Rhône

De nombreux travaux précurseurs ont permis de préciser la paléogéographie du lobe suisse du glacier du Rhône. Seules quelques incertitudes subsistent dans la région du contact glacier alpin / Jura. De ces études, on retiendra le travail basé sur l'identification pétrographique des blocs erratiques. En ce qui concerne l'alimentation du lobe de piémont, les auteurs sont unanimes. Depuis les précurseurs, ils concluent à une alimentation par le Valais. Ce postulat revêt une importance capitale et nous verrons, lors de la reconstitution des flux et de l'alimentation du lobe de piémont lyonnais, les implications qui en découlent.

Le lobe lyonnais

Depuis le milieu du XIX^{e} siècle, presque tous les auteurs (Falsan et Chantre, 1879 ; Penck et Bruckner, 1909) s'accordent à voir sur la région lyonnaise l'action de plusieurs glaciers successifs. Le dernier, le glacier würmien, a édifié le « *complexe des moraines internes* » de Grenay. Il est responsable des grands couloirs fluvio-glaciaires de l'est-lyonnais : vastes sandurs mis en place au front des « *moraines internes*», qui ont découpé en lanières les moraines d'ablation abandonnées par les glaciers plus anciens.
Les auteurs suivants tentent de compléter et d'affiner ces interprétations. Ainsi, pour Doncieux (1913), Deperet (1913) et Roman (1926), il y aurait eu successivement à Lyon un glacier mindélien qui aurait édifié les grands cordons morainiques externes de Sathonay à Fourvière et à Millery. Les eaux de fusion se seraient écoulées par la vallée périphérique de Vaise à Givors, tandis que le glacier rissien, pour sa part, de moindre extension, serait resté can-

tonné en rive gauche du Rhône, à l'ouest, et au nord, en contrebas de la Dombes. Journaux (1956), puis Gigout (1969) reprennent cette ancienne interprétation, en ne la modifiant que très peu. Bourdier (1962) pense aussi à deux glaciations lyonnaises qu'il rattache au Riss et au Mindel ou à deux Riss séparés par un grand interstade. A l'opposé, reprenant l'hypothèse monoglacialiste de Jayet (1966), David (1967) pense que tout le glaciaire lyonnais ne s'explique que par une seule grande avancée, celle du Würm, suivie d'un grand nombre de stades de retrait dont le cinquième et dernier correspondrait au « *complexe des moraines internes* » (CMI) de Grenay et le deuxième au « *complexe des moraines externes* » (CME) de Fourvière.

La phase d'avancée maximale du glacier wurmien est fixée à partir des moraines frontales vers l'Ouest et par le caractère perché des plus hauts niveaux de terrasses fluvioglaciaires.C'est ainsi que, dès 1905, Penck et Brückner avaient remarqué que des moraines récentes dépassent en certains points les vallums internes. La colline de Béligneux, constituée de moraines récentes peu altérées, est surmontée par une formation deltaïque (265 m) déposée dans un lac de barrage glaciaire s'étendant vers le Nord jusqu'au plateau de la Dombes.

Mandier, dans sa thèse (1984) établit une morphostratigraphie (stades A à E). Il analyse en détail les traces de l'avancée maximale würmienne (stade A), dont les témoins ont été identifiés au-delà des arcs morainiques frontaux de Grenay à Lagnieu (stades B, puis C et D).
Le stade A, longtemps considéré comme un stade de retrait du Riss car situé sur une plateforme entre le plateau rissien de la Dombes et la terrasse würmienne de la Valbonne, est alors rattaché au Würm ancien. C'est essentiellement sur des arguments pédologiques (épaisseur des altérites) que repose l'argumentation de Mandier (1984).
L'étude stratigraphique de l'Est lyonnais proposée par Mandier permet de distinguer les cinq stades majeurs ***(fig. II. 12)*** :

- un stade d'avancée maximale du glacier calé stratigraphiquement sur le Würm ancien. C'est le stade A ou stade de Béligneux ;
- deux stades, B et C de stationnement et de récession, aux moraines frontales bien dessinées (Grenay), auxquelles se raccordent topographiquement de très grandes surfaces tendues d'accumulation fluvioglaciaire ;
- un important stade de régression à la fois spatiale et altitudinale ; c'est le stade D ou stade de Charvieu ;
- un stade de décrépitude, stade E, où la dynamique de sédimentation est générée par la fusion des lobes de glaces mortes de Loyettes et de La Verpillère ;
- les quatre dernières phases (B, C, D, E) seraient séparées de la première par un grand interstade et calées stratigraphiquement par Mandier sur le Würm récent après corrélations basées sur diverses méthodes d'approche (pédologie, pétrographie, morphologie).

Récemment, Mandier (2003), propose une reconstitution paléogéographique du lobe lyonnais. Il part du concept que les grands glaciers würmiens alpins sont comparables aux glaciers actuels de l'Alaska. Mandier propose alors d'établir un parallèle entre le lobe de piémont du glacier du Malaspina (Alaska) et le lobe lyonnais : *« Le lobe du glacier du Malaspina s'apparente parfaitement au glacier de piémont du Rhône au maximum würmien ; en effet, si on prend comme référence la courbe de la surface du Malaspina, glacier de piémont identique en dimensions à celui du Rhône au Würm, on constate en partant de l'altitude de 260m à Grenay, que l'altitude théorique de la surface aurait dû atteindre une altitude d'environ 980 m au débouché du Rhône sur le piémont où convergent les différents courants de glace, altitude tout à fait cohérente avec celle nécessaire au franchissement du seuil de l'Epine situé 15 km plus à l'Est »*. II en est de même pour le glacier Columbia, que l'auteur envisage comme analogue à celui de l'Isère au Würm, par sa pente 11 à 13 % et sa largeur dans la Combe de Savoie et le Grésivaudan (6 à 7 km).

Cette comparaison permet effectivement une approche topographique. Néanmoins, il faut garder à l'esprit que le lobe de piémont du Malaspina est aujourd'hui en décrue. De ce fait,

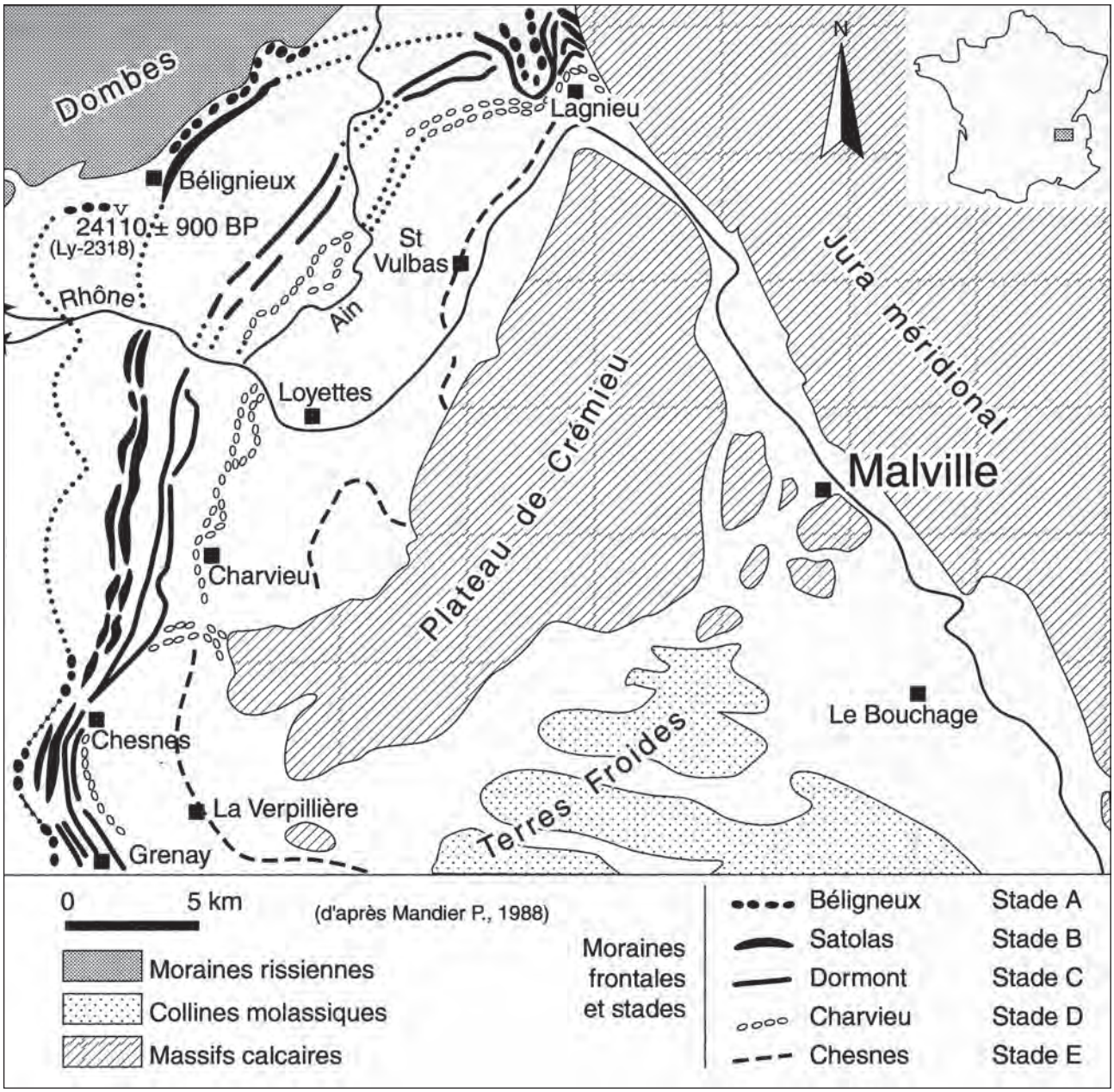


Fig. II. 12 – Cartographie du complexe des moraines internes (CMI) ; stades A ; B ; C ; D ; E (Nicoud d'après Mandier, 1984).

le profil longitudinal de sa surface est moins prononcé qu'en période de crue.

L'alimentation du lobe lyonnais a traditionnellement été attribuée au seul glacier du Rhône. Cette hypothèse a été réexaminée et évoquée par Philippe Schoeneich dans le cadre de la sortie de l'AFEQ 2002. Il publie une note en annexe au livret-guide à travers laquelle il remet en cause l'appellation de glacier du Rhône pour le lobe lyonnais. Il considère la disproportion entre la zone d'accumulation (en amont du bassin lémanique) et l'étendue attribuée aux deux lobes de piémont du glacier du Rhône, l'un vers la Suisse, l'autre vers Lyon. Schoeneich (2002) considère que les apports des glaciers affluents pour les deux lobes ont été négligeables. Pour le lobe suisse, il s'agit des glaciers du Jura, de la Sarine et de l'Aar. Il précise que le glacier de la Sarine ne devait pas contribuer à l'alimentation du glacier du Rhône. De même, le glacier de l'Aar n'aurait qu'à peine conflué avec le glacier du Rhône sans contribuer directement à l'alimentation du lobe terminal de Wangen (Nussbaum,

1910 ; Kelly *et al.*, 2004). Dans ce schéma, le lobe suisse aurait été alimenté essentiellement par la glace issue du Valais. Cette hypothèse semble confirmée par les données pétrographiques (Nussbaum 1910 ; Ledermann, 1978 ; Kelly *et al.* 2004).

S'agissant du lobe lyonnais, il paraît peu vraisemblable à Schoeneich que les glaciers savoyards de l'Arve, de l'Isère, et de l'Arc n'aient connu qu'un développement limité au sillon subalpin, alors que leur voisin est censé déborder à la fois sur le moyen-pays suisse et la région lyonnaise. Les hypothèses de Lory (1860, 1864, 1871) et de Falsan et Chantre (1879-1880) doivent être reconsidérées, à savoir que le lobe lyonnais a été formé en partie par les glaciers savoyards qui, après avoir rempli le sillon subalpin, auraient débordé dans l'avant-pays alpin par les cluses d'Annecy, de Chambéry et de Grenoble. L'apport de glace depuis la région genevoise serait le fait du glacier de l'Arve et du glacier du Rhône, dont l'importance relative aurait été surestimée par de nombreux auteurs.
Enfin, cette hypothèse est reconsidérée tardivement par Mandier (2003) qui suggère une alimentation du lobe lyonnais par les glaciers du Rhône, de l'Arve et de l'Isère pendant la phase d'extension maximale (stade A). Durant le stade D, seules les glaces iséroises, complétées par les apports du glacier de l'Arve, auraient contribué à l'alimentation du lobe lyonnais. Malgré tout, aucune donnée pétrographique ni glaciologique ne vient étayer son ultime hypothèse.

Conclusion sur le lobe lyonnais

Tous les auteurs sont aujourd'hui unanimes : du point de vue stratigraphique, on distingue cinq stades majeurs bien définis par Mandier ; un stade d'avancée maximale le stade A (stade de Béligneux) ; deux stades, B et C, bien dessinés ; un important stade de régression (stade D) ; enfin un stade de décrépitude, (stade E), où la dynamique de sédimentation est générée par la fusion des lobes de glaces-mortes de Loyettes et de La Verpillère. Les quatre derniers stades (B, C, D, E) seraient séparés du premier (A) par un grand interstade après corrélations basées principalement sur des critères pédologiques.

Si la paléogéographie du lobe lyonnais semble bien contrainte au niveau des fronts, en amont, au niveau des contacts avec le sud Jura (Valromey, cluse des Hôpitaux) les études sont inexistantes.

La question de l'alimentation du lobe lyonnais, à nouveau soulevée, reste encore sans réponse dans l'état actuel des connaissances. Du point de vue pétrographique, aucun élément déterminant ne permet de conclure. L'appellation de « glacier du Rhône « est couramment admise pour désigner le lobe de piémont lyonnais. L'excellent travail des précurseurs qui envisageaient un apport conséquent des glaciers savoyards est tombé dans l'oubli avant d'être reconsidéré récemment, sans études complémentaires.

2. 2 - Etat des connaissances du Quaternaire récent dans les vallées de l'Isère et de la Romanche

La Combe de Savoie et la basse Isère

Ici encore, c'est sur l'analyse pétrographique des blocs erratiques et des spectres pétrographiques des dépôts glaciaires que Lory (1860-1864, 1871), puis Falsan et Chantre (1879-1880) attribuèrent l'amphithéâtre morainique de Moirans aux glaciers de la Romanche.
Plus tard, cette interprétation fut partiellement remise en question par les travaux de Vivian et Ricq (1969) qui attribuèrent les dépôts glaciaires würmiens de la basse vallée du Drac à une diffluence du glacier de l'Isère. Monjuvent (1978) considérait que le glacier isérois était beaucoup plus puissant que celui de la Romanche. Celui-ci, incapable d'envahir l'ombilic grenoblois aurait été contenu dans l'ombilic de Vizille. L'auteur en conclut hâtivement que «*seul le glacier isérois a difflué dans les basses vallées du Drac et de la Gresse*» ; il s'appuyait entre autre sur la caractérisation des minéraux lourds réalisée par Vivian et Ricq (1969)

et négligeait la puissance du glacier de la Romanche malgré l'importance du vaste bassin versant drainé par cet appareil glaciaire.
La paléogéographie du maximum würmien de l'ombilic de Grenoble et de la basse Isère a pu être reconstituée grâce à plusieurs travaux, et ce malgré l'indigence des témoins géomorphologiques hérités du glacier isérois. C'est sous Chamrousse que plusieurs cordons morainiques, témoins du maximum würmien isérois, ont été pour la première fois découverts (Gignoux et Moret, 1952) : la grande moraine latérale des Marais aux Seiglières (1 100 et 1 200 m d'altitude). D'après Monjuvent (1978), toutes les pentes situées au-dessous de 1 200 m sont recouvertes de tills sur une grande épaisseur. On y distingue une morphologie typique avec un système de crêtes morainiques bien individualisées ***(fig. II. 13)***. Dans sa thèse (1978) sur le bassin du Drac, Monjuvent développe des notions jusqu'à ce jour seulement esquissées par quelques auteurs antérieurs. A partir d'études morphologiques, Monjuvent détaille l'érosion glaciaire et replace les ombilics et les verrous dans leur cadre litho-structural.

L'étude des puissants dépôts würmiens du Trièves et du Beaumont permet à l'auteur de préciser les notions de dépôts glacio-lacustres (longtemps confondus avec des moraines argileuses) et d'obturation glaciaire. Faisant suite aux interprétations de Penck (1907) et de Bourdier (1962) qui faisaient référence à l'existence de lacs de retrait glaciaire, Monjuvent envisage que l'épais remplissage de l'ombilic de Grenoble soit de nature lacustre. C'est la première fois que les paléogéographies lacustres associées aux appareils glaciaires sont mises aussi bien en avant. Elles décrivent nettement, et pour la première fois, un environnement

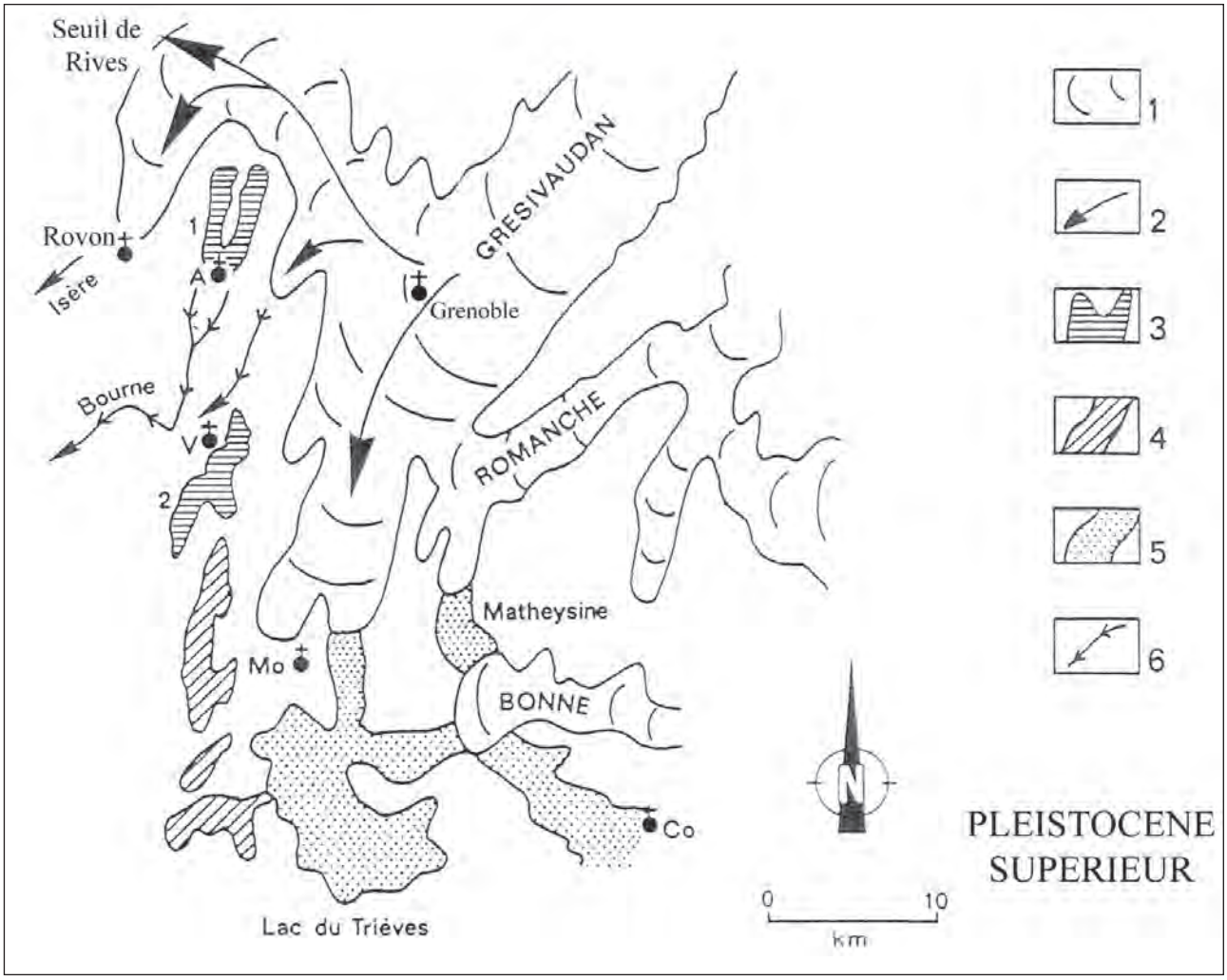


Fig. II. 13 – Reconstitution paléogéographique du maximum würmien «Würm II» (Monjuvent, 1978).

sédimentaire glaciaire et toutes les variétés de faciès qui en résultent.

Conclusion sur la Combe de Savoie et la basse Isère

De nombreuses études se sont attachées à la paléogéographie du maximum würmien entre l'ombilic de Grenoble et la basse Isère ; celle-ci est maintenant bien précisée et contrainte par de vastes constructions morainiques.
En revanche, la paléogéographie du glacier isérois en amont de l'ombilic de Grenoble n'a jamais été abordée. Nous verrons plus loin les implications qui découlent de l'altitude atteinte par les glaces iséroises dans la Combe de Savoie.

Une autre incertitude relève de la reconstitution des contacts glaciaires Romanche / Isère et des flux dans l'ombilic de Grenoble. Aucun auteur n'a cherché à estimer la puissance relative des deux appareils en contact, fait qui semble récurrent chez les auteurs qui font abstraction de la dynamique glaciaire dans leurs travaux et conclusions, négligeant la surface des zones d'accumulation. Le volume de glace issu du bassin de la Romanche semble largement sous-estimé et sa zone d'ablation limitée au seul ombilic de Vizille et à la diffluence de la Mathésine.

2. 3 – Le rôle des grandes cluses des massifs subalpins : divergences d'interprétation

Une reconstitution récente des flux glaciaires dans les Alpes françaises nord-occidentales a été proposée par Buoncristiani et Campy (2002). Fruit d'une compilation de données, elle souffre d'une échelle beaucoup trop petite pour obtenir des données précises sur tel ou tel secteur. Cette représentation cartographique des flux présente par ailleurs quelques incohérences. Les auteurs ont, semble-il, négligé la contribution des grandes cluses des massifs subalpins, évacuateurs de glaces. A l'examen de ce document, on notera que le flux majeur du glacier du Rhône, démesurément long, est principalement issu du bassin lémanique, que le flux du glacier de l'Arve est largement surestimé en comparaison du flux isérois. Enfin, le glacier de la Romanche semble, une fois de plus, limité à la seule diffluence de la Mathésine ***(fig. II. 14).***

Dans la cluse de Chambéry et le val de Bourget

L'organisation des flux glaciaires est décrite de manière très contradictoire par les différents auteurs.

La recherche systématique des blocs erratiques et de leur dispersion altitudinale fut un des supports les plus utilisés dans le passé pour définir l'extension des diffluences glaciaires pléistocènes autour des massifs préalpins (Falsan et Chantre, 1879 ; Revil, 1910). Pourtant, les résultats de ces travaux n'ont pas permis de définir avec précision l'organisation des courants glaciaires dans la région de Chambéry. D'une manière générale, l'origine des glaces ayant occupé la cluse et le Val du Bourget, pose problème, aussi bien pour le Pléistocène moyen que pour le Pléistocène supérieur.

D'après quelques auteurs (Blache, 1931 ; Veyret, 1945 ; Bourdier, 1962 ; Vivian et Ricq, 1965) au Quaternaire moyen et récent, le complexe glaciaire Rhône-Arve venait envahir le val du Bourget depuis le nord alors que d'autres (Falsan, 1870 ; Chantre, 1880) pensent au contraire que le glacier de l'Isère entrait en contact avec le flux rhodanien (*l. s.*) au nord d'Aix-les-Bains. Nous allons faire état de ces deux scénarii.
La majorité des auteurs (Blache, 1931 ; Veyret, 1945 ; Bourdier, 1961) atteste que le glacier Rhône-Arve, supposé plus puissant, venait envahir l'ensemble du Val du Bourget jusqu'au massif de la Chartreuse. Selon Veyret (1945), ce sont les glaces stagnantes de l'Albanais (complexe Rhône-Arve) qui auraient déposé les formations glaciaires qui coiffent les banquettes actuellement perchées. Le glacier isérois traversait la cluse de Chambéry et remontait seulement le plateau de Vérel - Pragondran guidé

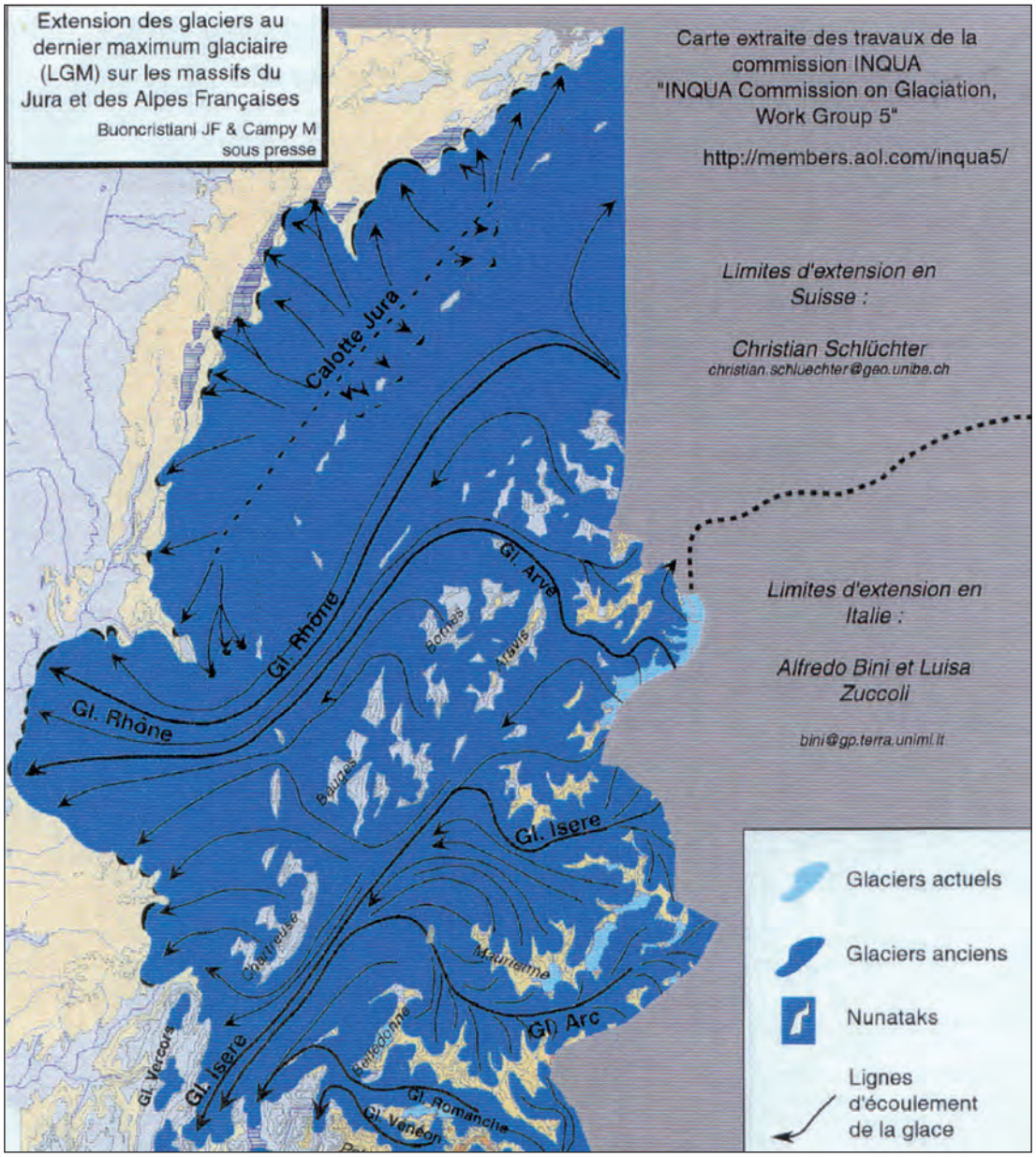


Fig. II. 14 - Représentation des flux glaciaires (Jura et Alpes nord-occidentales) par Buoncristiani et Campy (2002)

par la barre tithonique de Lémenc. Par opposition, Falsan (1874) postulait qu'au maximum d'extension glaciaire, la diffluence iséroise pénétrait dans le Val du Bourget où elle rencontrait le flux «*rhodanien*». Le géologue Chantre (1880) retrouve dans les anciennes carrières de Lémenc (Chambéry) des blocs calcaires polis et couverts de stries dirigées du S-E vers le N-W indiquant clairement le sens d'écoulement du glacier qui s'avançait vers le lac du Bourget. D'après cet auteur, le système «rhodanien» était alors repoussé vers le nord par une branche du glacier de l'Isère qui venait par la cluse de Chambéry dans les environs d'Aix-les-Bains ; hypothèse qui était confortée par les observations de Falsan et Chantre (1879) qui font référence aux stries préservées sur les calcaires de la colline de Châtillon au nord du lac du Bourget. Elles sont orientées du S-E vers le N-W.

Pour le Pléistocène moyen, l'ensemble des auteurs s'accorde à penser que les deux flux glaciaires venaient se rencontrer dans le Val du Bourget, sans pouvoir préciser la situation géographique de ce contact. En fait, le schéma de pensée des auteurs était fondé sur l'impor-

tance relative qu'ils attribuaient à chacun des grands appareils alpins. Quelle que soit l'origine exacte du flux glaciaire, les glaces s'évacuaient en empruntant deux exutoires : une partie débordait par le col de l'Epine (987 m) (Hobléa, 1986, 1997 ; Chapron, 1999 ; Mandier, 2003), alors que l'autre partie remontait la vallée de Couz entre la montagne de l'Epine et la Chartreuse pour alimenter la cuvette de Saint-Laurent-du-Pont (Biju-Duval *et al.*, 1985). Dans sa thèse, Bourdier (1962) affirme que la diffluence du glacier de l'Isère a joué un rôle déterminant dans la construction des accumulations glaciaires chambériennes.

Vivian et Ricq (1966) tentent à leur tour de préciser le modèle de circulation glaciaire dans la région du Val du Bourget en s'appuyant sur la morphologie, la sédimentologie et l'étude des minéraux lourds. Malheureusement, leur démonstration n'est guère plus convaincante. Elle fait uniquement intervenir une juxtaposition de glaces actives et mortes, tantôt iséroises, tantôt rhodaniennes, suivant les hauteurs de glaces appuyées sur les versants vers 300, 500 et 1000 m d'altitude. La mise en place des alluvions et des moraines daterait d'une même période, avec des faciès d'accumulation différents, durant la déglaciation finale würmienne d'âge non précisé.
En 1999, les travaux de Chapron apportent des précisions attendues sur la position des glaces pour cette période. A partir de l'interprétation des profils sismiques du remplissage du lac du Bourget et du substratum, l'auteur a identifié des constructions morainiques actuellement immergées et proposé le scénario suivant. Selon lui, deux moraines iséroises du Pléistocène supérieur sont clairement identifiables par la sismique dans le bassin du Bourget :

• la moraine inférieure (unité l a), présente dans l'ensemble du bassin ; elle présente un changement latéral de faciès au pied du verrou de Châtillon. Cet obstacle topographique marquerait un stade de stationnement du glacier de l'Isère à l'extrémité nord du lac ;

• la moraine supérieure (unité Ib) ne se développerait que dans la moitié sud du lac et correspondrait au «*stade de Brison Saint-Innocent*». Elle constituerait l'enregistrement de la dernière avancée du glacier de l'Isère dans le val du Bourget.

Conclusion sur la cluse de Chambéry et le val de Bourget

L'ensemble des auteurs s'accorde à définir un flux isérois qui pénètre dans la cluse de Chambéry au Quaternaire moyen et récent sans en préciser l'extension. Les principales divergences portent sur la puissance des appareils et sur la situation géographique des zones de contacts glaciaires dans le val du Bourget
On remarquera que la plupart des interprétations ont toujours été influencées par le concept traditionnel d'un glacier du Rhône au flux majeur, dominant les autres glaciers. Les auteurs, partant du principe que cet appareil était à l'origine des constructions morainiques de l'Est lyonnais, la part à attribuer aux flux qui empruntaient la cluse de Chambéry depuis le Grésivaudan devenait alors négligeable. A contrario, les études récentes mettent en avant l'existence d'un flux isérois occupant l'ensemble du val du Bourget.

Dans la cluse d'Annecy

Les auteurs ont recherché dès le milieu du XIX^{e} siècle à identifier l'origine des glaces susceptibles d'avoir occupé la cluse d'Annecy – Faverges. Nous allons tenter de dégager les principales tendances et hypothèses avancées.
Les premières études sont précoces : en 1855, Gabriel de Mortillet écrivait : « *Les nombreux blocs erratiques, les roches primaires, granite, talcschistes du versant ouest du Crêt du Maure et du vallon de Sainte-Catherine au Semnoz viennent de la vallée de Beaufort. Derrière le château d'Annecy, les stries sont dans le sens du lac* » (Mortillet, 1855) ; nous interpréterons du S-E vers le N-W. Quelques années plus tard, Falsan et Chantre (1879) pensent que «*les glaciers de la région d'Annecy étaient repoussés au Nord par le glacier de l'Isère, le glacier de l'Arve fut donc forcé de contourner au Nord le Salève*». Deleau (1964) réexamine cette hypothèse et écrit : « *Nous savons maintenant, qu'au contraire, le glacier de l'Arve, bloqué par le glacier du Rhône, a franchi le*

col d'Evires en direction d'Annecy».
Les travaux de Falsan et Chantre ont été analysés et complétés par Pillet (1885) qui avance : *« le bassin du lac d'Annecy était occupé par un autre glacier partant du sud du Mt Blanc ; A. Falsan et A. Favre le font venir des vallées d'Ugine, de Beaufort et aussi de la Tarentaise… A mesure que les hautes montagnes de Beaufort ou de Tarentaise amenaient des glaces plus puissantes, elles ont du se superposer aux glaciers calcaires, dépasser les crêtes des Bauges et arriver près d'Annecy par les vallées de Tamié, de Doucy, de Leschaux, de Cusy, des Déserts »*. Plus d'une centaine d'années ont passé, et les interprétations de ces auteurs se révèleront précieuses dans le déroulement de nos recherches.

En 1905, Marc Leroux apporte sa contribution en rappelant l'existence, derrière le château d'Annecy et vers le Crêt du Maure, de blocs erratiques de *« leptinite passant au gneiss »* dont l'origine, (Falsan, 1889), pouvait être la région de Beaufort. Ces blocs erratiques provenaient du « *déversement sur le territoire d'Annecy d'une branche latérale du glacier de l'Isère… le glacier de l'Isère recevait à Albertville tout le système descendant de la chaîne alpine à l'est de Beaufort. Il poussait sa nappe vers le nord-ouest, par Ugine, la vallée de Faverges, vers le lac d'Annecy. Il franchissait le col de Tamié et le col de Leschaux* ». Le même auteur (1910) mentionne la présence de nombreux blocs erratiques au Crêt du Maure et, en particulier, une brèche polygénique provenant de la haute Tarentaise. Sur l'emplacement de la «*Visitation*», il observe une moraine de fond à blocs et insiste notamment sur la présence de stries d'origine glaciaire, longues de 5 à 6 m, orientées S-E / N-W dans la direction de l'écoulement de la glace.
L'hypothèse de la diffluence du glacier de l'Arve par le seuil de Megève est ancienne. Suggérée par Kilian et Révil (1916-1917), elle est confirmée par Putz (1934) dans une note traitant du haut Val d'Arly. Ce n'est que bien plus tard que Blanchard (1941, in Coutterand et Buoncristiani, 2006) écrit : «*tributaire du glacier de l'Isère, le glacier de l'Arve diffluait par le seuil de Megève et la vallée de l'Arly*». Plus récemment, Nicoud (Nicoud et Manalt, 2001) confirme cette hypothèse ; il considère qu'une branche secondaire du glacier de l'Arve diffluait par le seuil de Megève (altitude 1100 m), puis *« elle a envahi la cluse d'Annecy par le sud-est »*.

Quant à Bourdier (1962), il fait intervenir un glacier, issu de la cluse, stationnant plus à l'Ouest sur l'emplacement de l'ancien cône de déjection du Fier, «*pendant le retrait du Würm*» (cf. § III). Il suggère que la vallée morte située entre Sillingy et la vallée des Usses était alors occupée par l'émissaire de cette langue glaciaire.

Deleau (1969, 1964, 1974) a beaucoup réfléchi sur l'évolution quaternaire de la vallée d'Annecy, après que Bourdier (1961) eut fait une rapide synthèse des travaux antérieurs. Ceux-ci traitaient de la sédimentation à l'époque postglaciaire würmienne dans la région d'Annecy. Deleau a parcouru, dans un premier temps, la dépression molassique au nord d'Annecy. Il en fait une synthèse morphologique alambiquée et donne un aperçu sur l'évolution du lac d'Annecy (1969) : « *la dernière grande glaciation, venue du Mont Blanc et de l'Arve par le col d'Evires, a laissé des moraines latérales* » étagées contre les versants entre 900 et 735 m d'altitude, et des « *moraines centrales minces à éléments alpins* ». A ce propos, force est de constater que la présence de moraines médianes n'est que très rarement vérifiée dans l'héritage géomorphologique post-glaciaire. Deleau poursuit : les glaciers locaux repoussaient les glaces alpines au-delà de Naves. A cet instant, le lac d'Annecy, était occupé par « *un culot de glace* », qui séparait le glacier de l'Arve au nord, du glacier de Beaufort au sud. Puis, s'appuyant sur des terrasses « *morphologiques* » constituées tantôt de moraines aplanies, tantôt de «fluvioglaciaire de retrait», Deleau fait évoluer trois «glaciers locaux» issus du Parmelan, de la Filière-Daudens et du Vieran-Usses supérieures qu'il abaisse en fonction des «terrasses» identifiées. L'emboîtement des «terrasses» résulterait de «périodes interglaciaires», d'où la «succession de «trois stades glaciaires» séparés par «2 interglaciaires». Les glaciers locaux auraient envahi la dépression du lac d'Annecy pour réellement la surcreuser au cours du «*premier stade glaciaire local* ». Le lac d'Annecy

qui en a résulté atteignait la cote de 480 m *« confirmée par l'altitude des terrasses du Chaparon »*, que l'auteur place après le premier stade local. Ce *« grand lac »* avait trois émissaires : la cluse de Chaumontet vers les Usses à l'ouest et la cluse de Faverges vers l'Arly au sud, ces deux exutoires fonctionnant en même temps. Cette prééminence de glaciers locaux est tout à fait surprenante et semble peu crédible.

Citons toujours Deleau (1971, 1974) dans une étude appliquée à la pétrographie des dépôts glaciaires de la cluse Faverges-Annecy. Il postule que *« ce n'est pas le glacier de l'Arve qui occupait la dépression d'Annecy mais un glacier venant de l'Est, de Beaufort - Roselend »*. En effet, l'auteur émet l'hypothèse que le glacier du Beaufort - Roselend occupait la région d'Annecy. *« Le glacier du Beaufort - Roselend était repoussé vers Albertville par le glacier de l'Isère descendant de la Tarentaise et envoyait une branche vers Ugine - Faverges et se heurtait à celui de l'Arve au nord de la dépression »*. Il envisage que ce glacier ait atteint au moins la cote de 700-740 m. Cette cote nous paraît largement sous-estimée, compte tenu des altitudes atteintes par le glacier würmien isérois à Grenoble (Monjuvent, 1978). De plus, il n'évoque aucune confluence avec le glacier isérois dans la cluse d'Annecy. Les comptages pétrographiques opérés dans la dépression éliminent selon lui toute alimentation issue de l'Arve. C'est bien une alimentation du Beaufortin (schistes lustrés et micacés ; *« leptinites »* ; granites ; gneiss ; brèches polygéniques) qui est proposée par l'auteur.

Les conclusions émises par Deleau ne sont pas toujours convaincantes, mais son schéma a un sens si l'on réinterprète les «stades glaciaires locaux» comme des stades de décrue glaciaire d'un glacier de l'Arve et/ou d'un glacier de «Beaufort», postérieurement au maximum würmien.

En 1997, Négrel se penche sur les dépôts glaciaires et tente d'analyser des flux détritiques de la cluse d'Annecy (Négrel *et al.*, 1997). En s'appuyant sur la caractérisation isotopique (O^{18} / C^{13} ; Sr^{87} / Sr^{86}) des fractions carbonatées et silicatées des flux détritiques intervenant dans le remplissage de la dépression de la cluse du lac d'Annecy, l'auteur tente de découvrir les origines des divers tills et sédiments fluvio-glaciaires de la cluse d'Annecy:
L'auteur considère en effet que la sédimentation détritique de type glaciaire procédant par mélanges mécaniques n'altère pas la signature isotopique des différentes fractions carbonatées constitutives et, par là même, génère des formations dont l'homogénéité isotopique n'est fonction que des proportions de mélange. La distribution des valeurs de Argon/Strontium (Ar/Sr) permettrait alors de séparer les tills en trois familles distinctes. Négrel met ainsi en évidence trois influences glaciaires principales dans le bassin annécien pour la glaciation würmienne :

- un glaciaire nord Rhône - Arve à forte composante molassique ;
- un glaciaire local reflétant strictement la couverture carbonatée mésozoïque à dominante crétacée ;
- un glaciaire méridional plus marqué par des apports lointains (calcaires marins jurassiques et/ou calcaires chattiens).

La carte de reconstitution des flux, proposée à l'issue de cette étude ***(Fig. II. 15)***, soulève de nombreuses interrogations qui seront exposées dans ce travail.

Dans son mémoire de maîtrise, traitant des *«flux glaciaires au Würm»*, Ponserre (1999) s'attarde lui aussi sur la cluse d'Annecy – Faverges. Il envisage plusieurs hypothèses sur la provenance des glaces ayant occupé cette dépression. Il écrit, entre autres, que *« le conflit probable des flux entre l'Arve, descendant des gorges de l'Arly d'une part, l'Isère et le Beaufort-Roseland d'autre part, rendent les interprétations difficiles. Plusieurs comptages pétrographiques permettent de supposer qu'au début du maximum würmien, la cluse d'Annecy était alimentée par le glacier du Beaufort-Roseland, mais l'arrivée plus tardive dans la région d'Ugine des glaces de l'Arve transfluant par Megève complique ce schéma »*.

L'auteur envisage deux scénarii possibles :

- les glaces de l'Arve confluent avec celles du Beaufort - Roselend en direction d'Annecy.
- les glaces de l'Arve l'emportent et obs-

truent la vallée, obligeant les glaces de Beaufort-Roselend à rejoindre celles de l'Isère.
L'auteur retiendra la seconde hypothèse.

Conclusion sur la cluse d'Annecy

Cette analyse fait état de grandes divergences d'interprétation. En ce qui concerne l'identification des flux qui ont emprunté la cluse d'Annecy au maximum würmien, aucun consensus ne semble se dégager parmi les auteurs. Les travaux anciens basés sur l'interprétation de la pétrographie des blocs erratiques avaient identifié clairement les flux issus du Beaufortin et de l'Arly. Les études récentes font état de la prépondérance des glaciers locaux et surtout du glacier de l'Arve via la diffluence du col d'Evires. Certains auteurs en arrivent à des interprétations absconses s'opposant aux interprétations plus anciennes. En fait, la

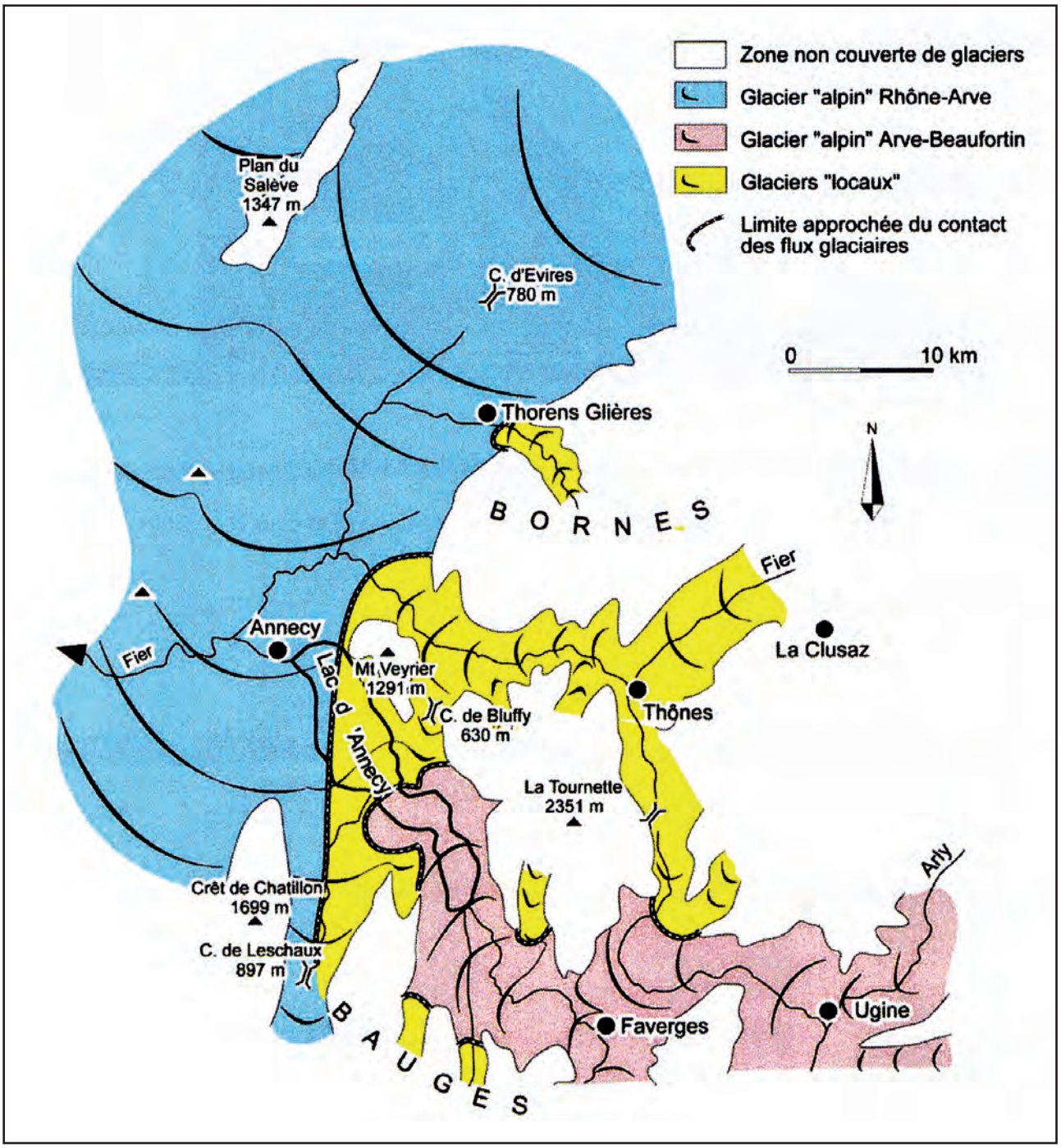


Fig. II. 15 – Interprétation des contacts glaciaires dans la cluse d'Annecy (Négrel, 1997).

conception des flux glaciaires de cette région est une fois de plus influencée, tout comme dans le val du Bourget, par le concept désormais traditionnel d'un glacier Arve/Rhône très puissant qui ne laisse que peu de place aux flux s'écoulant par la cluse d'Annecy-Faverges. Ces derniers seraient pourtant sensés drainer les vastes zones d'alimentation de l'est de la Savoie et de la Haute-Savoie.

2. 4 - Interaction des glaciers alpins avec les massifs subalpins savoyards

Il s'agit ici de déterminer l'altitude atteinte par la surface des glaciers sur les flancs des grandes vallées pendant le dernier cycle glaciaire, et ainsi d'envisager la mise en place potentielle de diffluences et de transfluences. Les données précises sont malheureusement rares. Des travaux de Fourneaux (1976), ressort l'hypothèse selon laquelle la vallée de l'Isère n'a cessé de s'approfondir au cours des glaciations pléistocènes. Le creusement progressif à chaque avancée est estimé en cumulé à 1200 mètres environ, voire sans doute plus dans les ombilics (Audra, 1994). C'est pourquoi, l'extension de l'appareil isérois est essentiellement contrôlée par les valeurs d'enfoncement de la vallée de l'Isère.
Seuls les dépôts würmiens ont été relativement bien conservés sur les versants. On les retrouve jusque vers 1300 mètres d'altitude sur le bord subalpin de la Combe de Savoie et du Grésivaudan. Il est confirmé que les glaciations du complexe rissien ont été plus étendues que celles du Würm, et que l'altitude atteinte par les glaces dans les grandes vallées a dépassé celle du Würm (Delannoy, 1998), sans toutefois atteindre les crêts sommitaux karstifiés. En revanche, il semble bien que les glaciations iséroises antérieures au Riss aient pu venir en contact avec les parois des karsts urgoniens coiffant la rive droite du sillon alpin. En prenant l'exemple de la grotte Vallier (1520 m) située sur la façade N-E du Vercors, Audra (1994) a démontré comment les glaciers du Pléistocène inférieur avaient pu alimenter des cavités perchées encadrant l'entrée de la cluse de Grenoble. Pour l'auteur, « *il semblerait que des glaciers du Pléistocène moyen ou ancien aient atteint des altitudes supérieures au maximum rissien reconnu. Cela pourrait s'expliquer par un creusement moindre du talweg de l'Isère à ces époques reculées* » (Audra, 1994).

2. 4. 1 - Connaissances des héritages quaternaires dans le massif de la Chartreuse

Les études géomorphologiques *(l.s.)* réalisées sur la Chartreuse sont peu nombreuses et souvent anciennes. Les premières études sur le Quaternaire remontent aux monographies régionales réalisées par Falsan et Chantre (1879), Blache (1931) et Blanchard (1938). Ces travaux correspondent soit à des inventaires thématiques (localisation des blocs erratiques), soit à des descriptions de géomorphologie structurale.
Plus récemment, le massif a fait l'objet de plusieurs études ciblées privilégiant l'étude croisée du karst et de la géomorphologie glaciaire (Mugnier, 1979 a-b ; Chardon, 1980, 1982, 1984 ; Lismonde et Delannoy, 1990 ; Audra *et al.*, 1993). Toutefois, les travaux les plus poussés réalisés sur la Chartreuse portent essentiellement sur l'organisation des systèmes karstiques du massif (Baudoin, 1984 ; Marchand, 1985 ; Audra, 1994). Le Quaternaire appliqué à l'ensemble du massif n'a pour ainsi dire jamais été développé. D'une manière générale, les observations géomorphologiques glaciaires de détail sont peu nombreuses et ne concernent que des secteurs géographiques très localisés (Moret, 1935 ; Masseport, 1953 ; Bravard, 1958 ; Tanitte, 1969 ; Bocquet *et al.*, 1973 ; Chardon, 1980 ; Biju-Duval et Hannss,1985 ; Recorbet, 1993 ; Monjuvent, 1995 ; Fonteymont, 1998 ; Philippe, 1995, 2002 ; Debombourg, 2003).
Force est de constater la rareté des études traitant de la problématique des glaciers locaux dans le massif de la Chartreuse. Lorsque la question est abordée, elle ne fait jamais l'objet d'une étude à part entière (Blache, 1931 ; Blanchard, 1938 ; Bravard, 1958 ; Tanitte, 1969 ; Chardon, 1980, 1982, 1984 ; Marchand, 1985 ; Lismonde et Delannoy, 1990 ; Monjuvent, 1995). Cependant, la lecture de ces travaux permet de souligner la présence d'un glaciai-

re autochtone en Chartreuse interprété selon deux schémas opposés :

• le premier minimise l'extension des glaces locales (Blache, Blanchard, Bravard) ;
• le second accorde une place majeure aux glaciers autochtones sur les hauteurs de la Chartreuse (Dent de Crolles, Alpes, Alpette, Granier), sous la forme de calottes peu actives (Chardon, Lismonde et Delannoy).

Au début des années 1980, les données de terrain sont réinterprétées. Elles permettent, d'une part, de revoir l'organisation du système glaciaire de la Chartreuse dans son ensemble et, d'autre part, d'affirmer que les glaciers locaux n'étaient pas à négliger dans les reconstitutions paléogéographiques quaternaires de ce massif. A partir de ce mode de réflexion, les auteurs ont abouti à deux modèles d'extension des glaces distincts : l'un est basé sur une confluence généralisée des glaciers locaux dans les bassins des deux Guiers, l'autre propose un système de glaciers locaux limités à leurs bassins versants.

Un système de glaces coalescentes

Selon Monjuvent (1995), la glaciation locale en Chartreuse a été suffisamment importante pour bloquer les invasions de glace alpine au Quaternaire. D'après l'auteur, l'ensemble des glaciers issus des hauts plateaux orientaux (de l'Alpette à la Dent de Crolles), ainsi que ceux descendus des sommets internes les plus élevés (Grand Som, Chamechaude, Charmant Som) auraient conflué dans les bassins de Saint-Pierre-d'Entremont et de Saint-Pierre-de-Chartreuse. De plus, cette forte concentration de glace locale n'aurait concerné que la partie est du massif. En effet, il indique qu'à l'ouest de l'alignement Outheran - Charmant Som, «les hautes crêtes ne semblent pas avoir été englacées, sauf peut-être très localement autour de la Grande Sure».
A cette théorie de coalescence des glaces locales dans les grandes dépressions du massif vient donc s'opposer la seconde hypothèse qui suppose un système glaciaire composé de plusieurs appareils locaux au fonctionnement indépendant.

Un système caractérisé par des glaciers locaux individualisés

Parmi les travaux les plus récents, certains auteurs considèrent une extension des glaciers locaux beaucoup plus compartimentée en comparaison du schéma glaciaire précité (Tanitte, 1969 ; Chardon, 1982 ; Marchand, 1985 ; Lismonde et Delannoy, 1990). Lors des maxima glaciaires, les glaciers locaux se seraient développés sur les reliefs au-dessus de la limite des neiges permanentes, estimée par les auteurs entre 1300 et 1500 m. Ces glaciers se présentaient suivant deux types :

• soit sous la forme de calottes glaciaires débordant par les «cirques» de la Plagne, du Guiers Vif et du Guiers Mort ; les langues divergentes se déversaient en direction des bassins correspondants (Epernay, Saint-Pierre-d'Entremont et Saint-Pierre-de-Chartreuse). Dans ce cas, les langues glaciaires principales fonctionnaient en émissaires des calottes qui recouvraient la série des hauts plateaux de la bordure orientale du massif (du Granier à la Dent de Crolles) ;
• soit sous la forme de langues glaciaires issues des principaux sommets (Outheran, Grand Som, la Scia, Charmant Som, Roc d'Arguille et Chamechaude).

D'après Chardon (1969) et Tanitte (1982), en Chartreuse septentrionale, le glaciaire autochtone a été peu développé du fait de la faiblesse de la superficie des bassins-versants d'altitude. Nous mentionnerons l'analyse de Chardon (1981) «*pendant les grandes phases glaciaires, la limite des neiges permanentes se situait (...) sans doute vers 1300 mètres en Chartreuse. Pendant la dernière phase glaciaire dite Würm III (- 25000 -15 000), les glaciers avaient une extension plus réduite et se localisaient au-dessus de 1500 m*». Ces hypothèses sont confirmées par les travaux récents de Le Darz (non publiés), qui situent la position de la ligne d'équilibre glaciaire à 1250 ± 50 m d'altitude.

Le problème des diffluences du glacier alpin dans le massif de la Chartreuse a été peu abor-

dé.
Lors des maxima glaciaires du Quaternaire moyen et ancien (Riss, *l.s.* et antérieur), la glace alpine pouvait pénétrer par de nombreux seuils dans le massif de la Chartreuse. Dans la partie nord du massif, seuls les cols du Granier (1134 m) et de la Cluse (1169 m) sont concernés. Tous les auteurs sont unanimes. Une diffluence alpine aurait emprunté le col du Granier. En revanche, le rôle du col de la Cluse n'est pas encore bien défini. Pour Blache (1931) et Y. Bravard (1958), le col de la Cluse aurait servi d'exutoire aux eaux de fonte de la langue du Granier, alors que pour Lismonde et Delannoy (1990) il aurait permis l'écoulement d'une partie de cette diffluence vers le vallon de Corbel.
Dans la partie sud du massif, le schéma de fonctionnement est moins clair et les hypothèses abondent. Certains auteurs, tels que Blache (1931) et Y. Bravard (1958), estiment que seuls les cols de basses altitudes situés sur la retombée septentrionale ont laissé passer les glaces alpines (col de Vence, 782 m ; Clémencières, 622 m ; la Placette, 587 m). A l'opposé, Marchand (1985), Lismonde et Delannoy (1990), puis Audra (1994), affirment que l'ensemble des cols de la bordure orientale dont l'altitude est inférieure à 1500 m a été le siège de diffluences glaciaires ; ainsi les cols du Coq (1434 m) et de la Faîta (1430 m) auraient fait transiter de la glace allochtone vers la dépression de Saint-Hugues et de Saint-Pierre-de-Chartreuse. Enfin, d'après Chardon (1980), les glaces iséroises auraient envahi les bassins du Sappey-en-Chartreuse et de Sarcenas en se déversant par les cols de Bens (1110 m) et de Palaquit (1154 m), mais sans atteindre le col de Porte (1326 m) comme le supposait Monjuvent (1995).

La carte ***(fig. II. 16)***, établie à partir des dépôts morainiques attribués au Pléistocène moyen, permet de localiser les principaux points de diffluences des glaces alpines dans l'intérieur du massif et le col des Egaux (958 m) depuis le val de Couz, et surtout le col du Granier (1134 m) depuis la cluse de Chambéry. La langue diffluente occupant la vallée des Entremonts venait, semble-t-il, mourir au niveau de St-Pierre d'Entremont vers 640 m d'altitude.

Pour le Pléistocène récent (Würm *l.s.*), la détermination des seuils de diffluence est plus tranchée. Les auteurs sont néanmoins partagés ; certains (Bravard, 1958 ; Chardon, 1982 ; Monjuvent, 1995) avancent que l'altitude maximale des glaces alpines, qu'ils estiment entre 1000 à 1100 m, se situait nettement en-dessous du niveau des cols à l'exception de la retombée septentrionale (Vence, Clémencières, la Placette). De ce fait, seul le fonctionnement du col du Granier pose problème pour ce dernier épisode glaciaire. Etant donné l'altitude supposée de la glace alpine, les auteurs précités considèrent qu'il n'y a pas eu de diffluence alpine par ce col au Pléistocène supérieur ***(fig. II. 17)***.
Une remarque s'impose : en effet, cette hypothèse est en totale contradiction avec les reconstitutions paléogéographiques du glacier isérois au niveau de Grenoble. Celles-ci, bien contraintes par de vastes constructions morainiques, présument d'une surface glaciaire atteignant une altitude d'environ 1150 m (Gignoux et Moret, 1952 ; Bourdier, 1962 ; Monjuvent, 1978). De ce fait, 40 km en amont de Grenoble, au niveau de Montmélian, la surface du glacier isérois ne pouvait que dépasser largement cette cote, permettant la mise en place d'une diffluence par le col du Granier. En regard de ces travaux, seule l'hypothèse maximaliste de Gidon (1995, 2002) nous agrée, tout en émettant quelques réserves ***(cf. § VI)***. Celui-ci conçoit une limite altitudinale des glaces alpines bien plus élevée (1400 m), illustrée par sa reconstitution paléogéographique ***(fig. II. 18)*** *«l'extension des glaces autour du massif de la Chartreuse lors du maximum d'extension de la dernière glaciation»*. L'auteur représente deux diffluences alpines : l'une se déversant par le col du Granier en direction du bassin de Saint-Pierre-d'Entremont, et la seconde par le col du Mollard (1320 m) vers le village du Désert.

La topographie du massif est caractérisée par les gorges profondes du Guiers Vif et du Guiers Mort qui recoupent le relief de façon transversale. Or ces gorges suscitent de nombreuses interrogations. En effet, leur fonction-

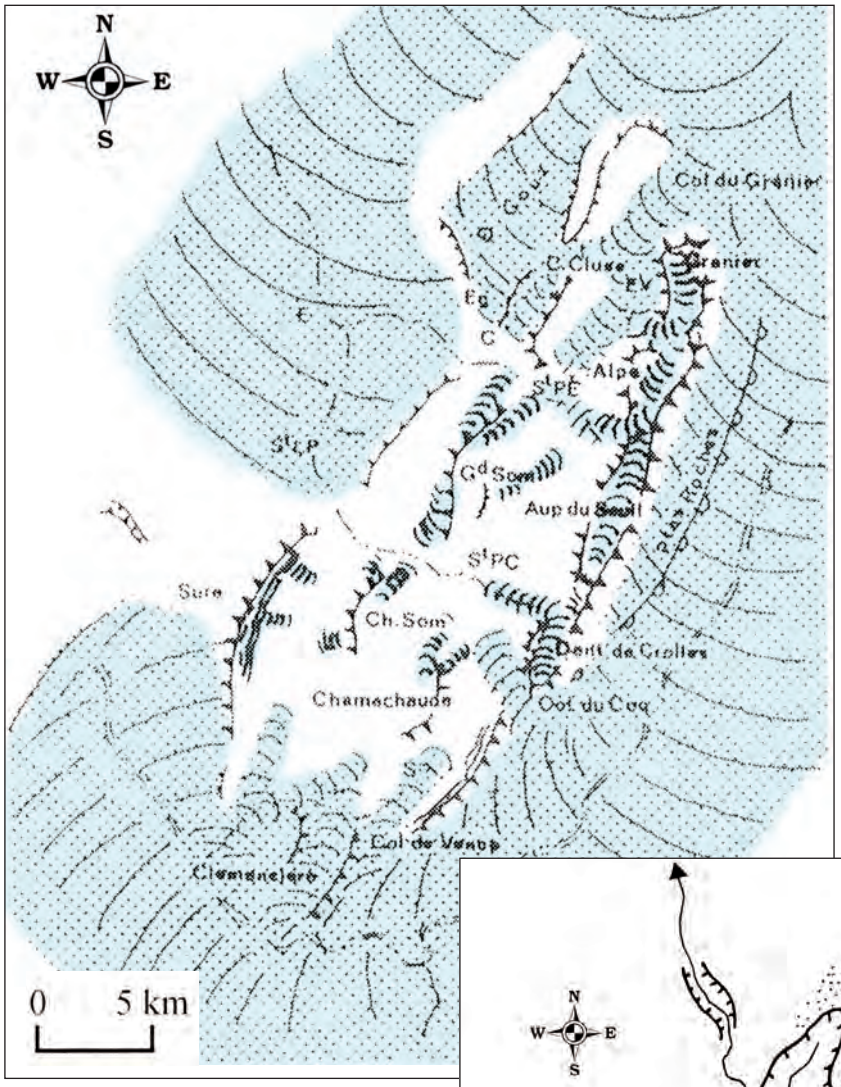


Fig. II. 16 – Carte schématique des diffluences en Chartreuse au Pléistocène moyen (Delannoy, 1998), colorisée.

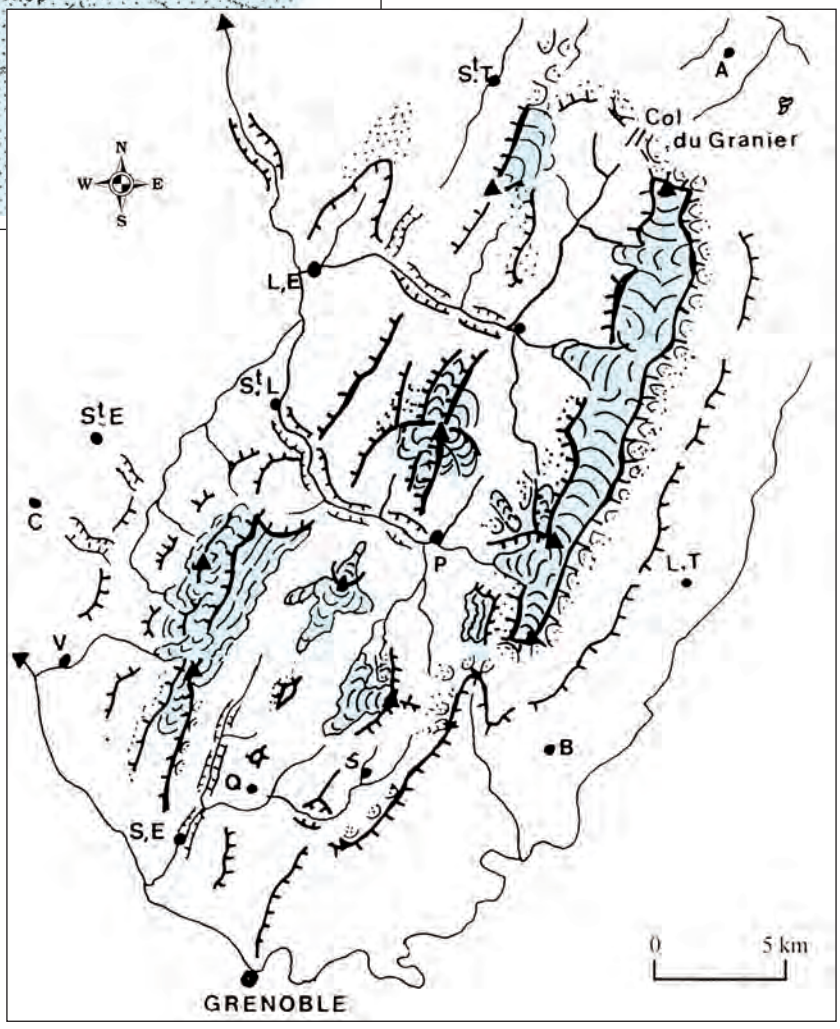


Fig. II. 17 – Carte schématique de l'englacement au Pléistocène récent en Chartreuse, d'après Chardon (1982), colorisée.

nement lors des épisodes froids quaternaires est encore mal connu :

• ces gorges ont-elles servi d'exutoire aux glaces locales ou de déversoir pour les glaces alpines ?

• dans le cas où ces gorges auraient permis de faire transiter les glaces alpines, dans quel sens circulaient-elles ?

Au Quaternaire récent, les auteurs sont unanimes pour affirmer que les glaces alpines ont bloqué les deux cluses de la Chartreuse. Cependant, l'utilisation de ces gorges en tant qu'exutoire des glaces locales est suggérée par Monjuvent (1995, 2002).

Conclusion sur le massif de la Chartreuse

Cette synthèse des connaissances acquises sur le massif de la Chartreuse a permis de souligner beaucoup de questionnements n'ayant pas trouvé de réponses satisfaisantes chez les auteurs. La simple comparaison avec le massif subalpin des Bauges montre qu'un long chemin reste à parcourir pour atteindre un niveau de connaissance équivalent sur la Chartreuse. Un facteur essentiel permet d'expliquer cette lacune de données : les caractéristiques géologiques et la couverture forestière du massif en font un terrain d'étude complexe. Les auteurs mentionnent d'ailleurs à plusieurs reprises les difficultés qu'ils rencontrent au cours de leurs recherches. La controverse porte essentiellement sur la puissance des diffluences du glacier alpin au maximum du Würm ; la mise en place de ces diffluences est directement liée à l'altitude atteinte par les glaces alpines, sujet toujours soumis à controverse.

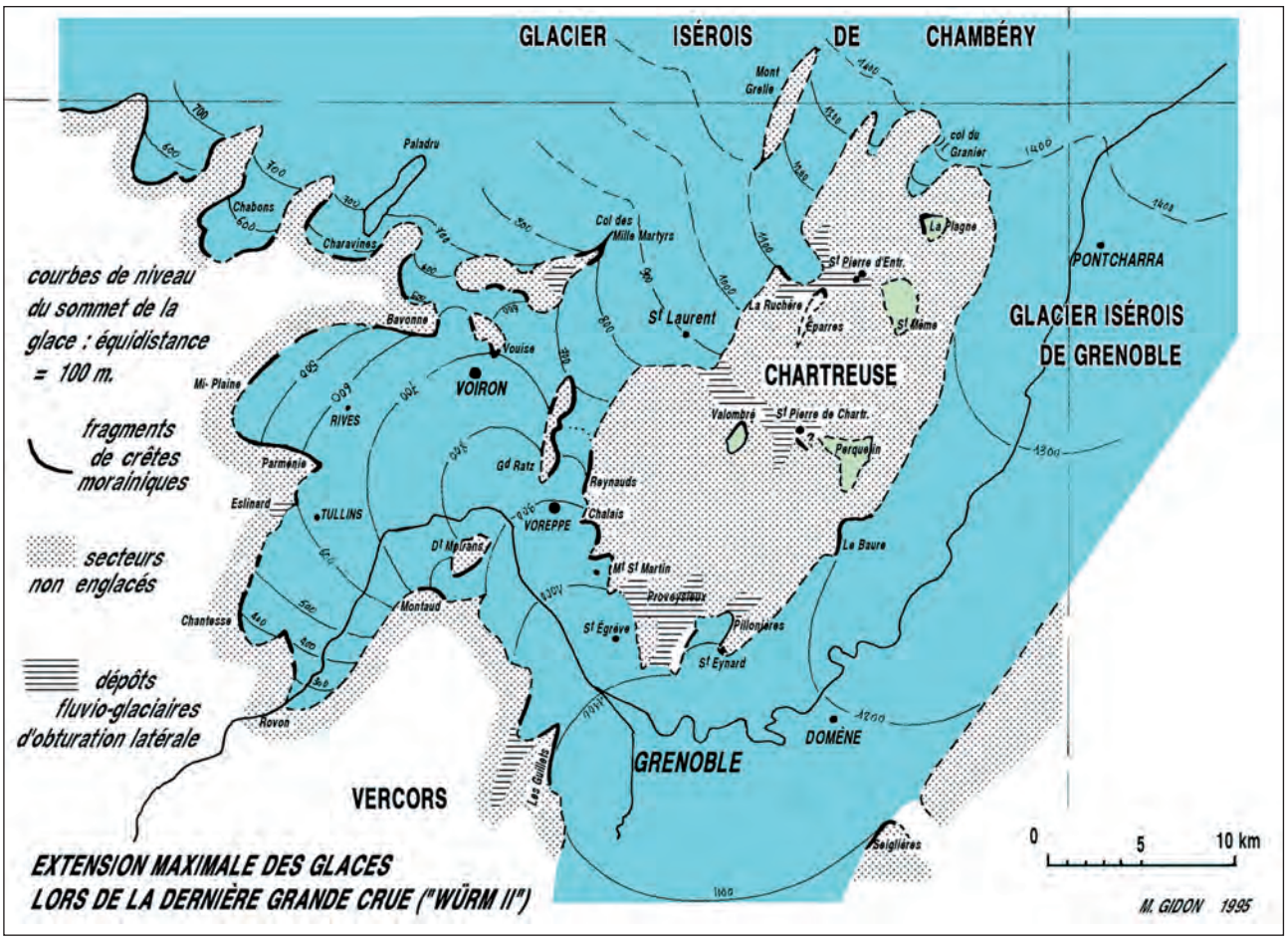


Fig. II. 18 – Reconstitution paléogéographique du glacier de l'Isère et du massif de la Chartreuse au maximum d'englacement du Würm (Gidon, 1995, 2002).

2. 4. 2 - Connaissances des héritages quaternaires dans le massif des Bauges.

Les études et travaux publiés sur la géologie du Quaternaire réalisées dans ce massif sont bien plus abondants que ceux sur la Chartreuse. En précurseurs, Revil et Combaz (1913) dressèrent une première synthèse, reprenant des travaux de Pillet (1883), Hollande (1896) et Lugeon (1900).

À l'examen de la littérature, un consensus semble ici régner parmi les auteurs sur l'importance des glaciations anciennes dans la région chambérienne et en Bauges. Il n'en est pas de même pour les invasions glaciaires du Pléistocène récent dont les extensions suscitent une véritable controverse. En effet, tout le monde s'accorde à reconnaître l'indigence des témoins géomorphologiques abandonnés par les glaciers les plus anciens. Seuls, quelques témoins du Pléistocène moyen (Riss, *l.s.*) sont observables sous la forme de blocs erratiques dispersés. On les rencontre dans le massif des Bauges entre 1 200 m et 1 400 m d'altitude environ (Revil et Combaz, 1913).

Cette carence en dépôts relatifs au glaciaire ancien est expliquée par le fait que chaque glaciation s'est superposée à la précédente en éliminant, en remaniant ou en recouvrant les formes et les dépôts hérités.

Ainsi, aux alentours de Chambéry, la glaciation würmienne, de cote altitudinale déprimée en regard des glaciations du Pléistocène moyen qui l'ont précédée, n'a masqué les traces des glaciations antérieures que jusqu'aux environs de 1 000 à 1 200 m d'altitude.
La controverse actuelle porte sur la valeur de cette «altitude limite». Un examen des différents points de vue permettra de nous éclairer.
Dans le massif des Bauges, malgré des avis pour le moins partagés en ce qui concerne la dernière glaciation, les auteurs s'accordent pour confirmer un contexte morphologique plus favorable au développement d'un englacement autochtone, limité sur les plateaux monoclinaux de l'ouest du massif, mais plus développé dans les vallées perchées des Bauges orientales. Malgré tout, la bordure orientale des Bauges offre également de nombreux cols à moins de 1 200 m d'altitude, ayant pu servir de seuils de diffluence pour les glaces iséroises au sud-est, et les glaces «arviennes» (Doudoux, 1969, 1973 ; Doudoux et Nicoud, 1984), au nord. Ces diffluences ne font aucun doute pour le Pléistocène inférieur et moyen, témoins les blocs erratiques reconnus jusqu'à plus de 1400 m. En revanche, pour le Würm, la question est sujette à débat et reste posée comme dans le massif de la Chartreuse.

L'étude des dépôts quaternaires dans le massif des Bauges fait ressortir les interrogations suivantes :

- le massif a-t-il été envahi par les glaces alpines au cours du dernier cycle glaciaire ?
- quelle était l'altitude maximale atteinte par les glaciers alpins au maximum würmien ?

De cette analyse, nous distinguerons deux courants de pensée : (i) les auteurs partisans de puissantes diffluences alpines ; (ii) les auteurs partisans de diffluences limitées :

Les auteurs partisans de puissantes diffluences alpines par les cols des Bauges méridionales

Reprenant l'hypothèse de Revil et Combaz (1912), Perrier (1958, 1960) fixe le seuil de transfluence des glaces alpines à la cote altitudinale de 1 200 mètres environ. Il considère que la vallée du Noyer, située au nord du col de Plaimpalais (1173 m), aurait été le siège d'une diffluence du glacier alpin à l'intérieur des Bauges.
Son hypothèse vient corroborer le point de vue de P. Gidon (1969) qui remarque la présence d'une moraine fraîche entre 1 250 et 1 280 m d'altitude sous la Tour des Ebats au Revard. D'après lui, cette moraine, plaquée sur une pente supérieure à 30°, contenait des éléments de roches locales mais également quelques blocs cristallins enrobés dans une matrice gris-bleuâtre.

Pour Zamolo (1980), les glaces «*alpines*» würmiennes ont atteint dans la région de Chambéry une altitude maximale «*proche de 1200 mètres*». L'auteur ajoute qu'une telle cote «*implique né-*

cessairement un débordement du glacier sur les Bauges par les cols du Marocaz et des Prés », hypothèse confirmée par la présence de moraines à éléments cristallins au col des Prés (1135 m). Dans les Bauges orientales, secteur étudié par Durand (1988) et Dusseau (1992), ***(fig II. 19)***, des placages morainiques à proportion d'éléments alpins non négligeable (> 15 %) ont été mis en évidence et identifiés jusqu'à 1100 à 1200 mètres d'altitude. Dusseau signale même des placages à caractère isérois sous les parois occidentales du crêt de l'Arclusaz : entre 1300 et 1350 mètres d'altitude sous le col de Tré-le-Truit vers l'extrémité nord de la paroi, et jusqu'à 1440 m d'altitude sur l'arête reliant le sommet de la Dent d'Arclusaz au col du Potat. Dusseau, dans son hypothèse «maximaliste» pour le Würm ancien alpin, envisage un glacier isérois suffisamment puissant en amont de la Dent d'Arclusaz pour franchir le col du Haut du Four, situé à 1518 m sur le rebord oriental des Bauges non loin d'Albertville ***(fig II. 19).*** Cette hypothèse nous agrée. Beaudevin (2001) envisage dans sa reconstitution paléogéographique du bassin de l'Isère que la surface du glacier würmien a pu atteindre l'altitude de 1750 – 1800 m sur Albertville. Selon Dusseau, si les dépôts contemporains de cette diffluence iséroise par la très haute vallée du Chéran ne sont plus visibles, c'est parce qu'ils ont été entièrement repris par le glacier local du haut Chéran au Würm récent. Seul un témoin aurait été conservé à 990 m d'altitude au lieu-dit les Jarses, révélé par l'ouverture de la piste menant dans le val d'Arclusaz au début des années 1990. Selon Dusseau (1992), cette coupe est d'autant plus intéressante que, par dessus la moraine iséroise (15 % de cristallins et quartzites) attribuée au courant diffluant issu du haut-Chéran, s'étend une moraine locale entièrement calcaire, attribuée à une langue glaciaire locale issue du haut-Chéran. Or, entre les deux formations, se situe un paléosol qui a «permis» d'attribuer la moraine iséroise

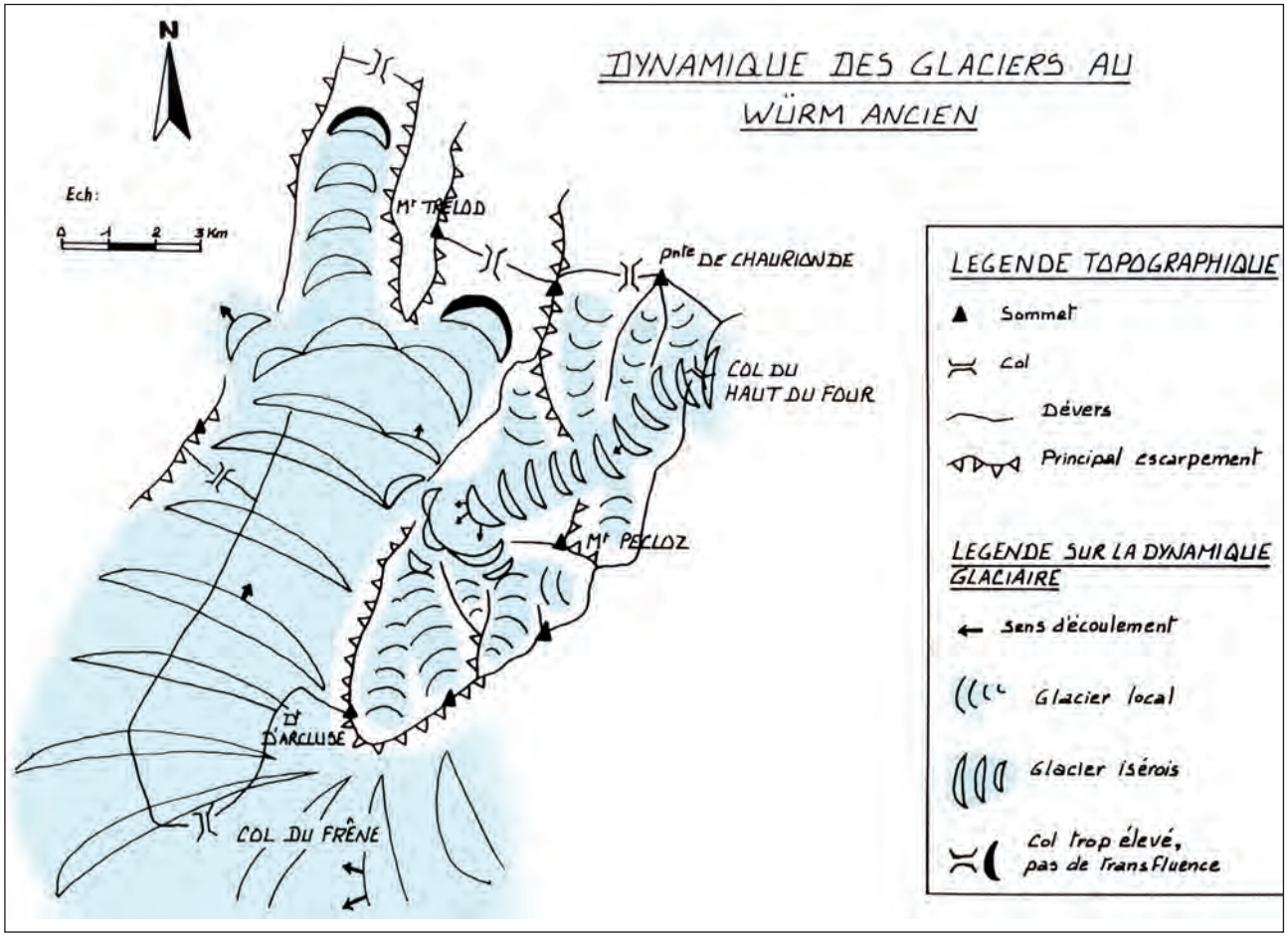


Fig.II. 19 – Carte schématique des flux au Würm ancien (Dusseau, 1992), colorisée.

au Würm ancien et la moraine autochtone à un épisode glaciaire plus récent ***(fig. II. 20)***. Dans le val d'Arclusaz, on retrouve cette configuration à 1260 m d'altitude, avec deux types de moraines, iséroise et locale. Le dépôt isérois est sédimentologiquement proche du placage précédent (Hobléa, 1986), tandis que la moraine locale diffère pétrographiquement de la précédente, et présente les caractères des moraines abandonnées par la langue locale issue du coeur du val d'Arclusaz (Dusseau, 1992). Le Würm récent se distinguerait donc ici par une diffluence des glaces alpines limitée, dans les Bauges du S-E, aux cols du Frêne et de Maroccaz ***(fig. II. 21)***.

Les auteurs partisans de diffluences limitées des glaciers alpins

Dans sa thèse sur l'hydrogéologie de la haute vallée du Chéran, Nicoud (1973) parle des dépôts alpins würmiens issus du col du Frêne (950 m) et exclut toute autre possibilité de diffluence, la glace alpine n'ayant pas dépassé selon lui, les 1 100 m d'altitude.

Doudoux et Nicoud (1984) et Nicoud (1993), postulent qu'au cours de la dernière glaciation, les glaciers « alpins » sont restés cantonnés dans les vallées périphériques ***(fig. II. 22)*** : vallée de l'Isère, cluse d'Annecy, dépression molassique du front du massif. L'intérieur du massif des Bauges avait de ce fait connu uniquement une glaciation würmienne autochtone. Les glaciers locaux, tels ceux du haut-Chéran, sont estimés comme «relativement puissants». Seules, deux langues de glace alpines (glacier de l'Arve ?) auraient pénétré dans les Bauges occidentales, via le col de Leschaux (897 m) au-dessus du bassin annécien, et dans la basse vallée du Chéran depuis l'Albanais, les deux appareils se rejoignant dans le bassin de Lescheraines (580 m).

Globalement, les chercheurs chambériens réfutent la thèse de la diffluence de glace d'origine alpine par les cols des Bauges méridionales, au Würm récent.

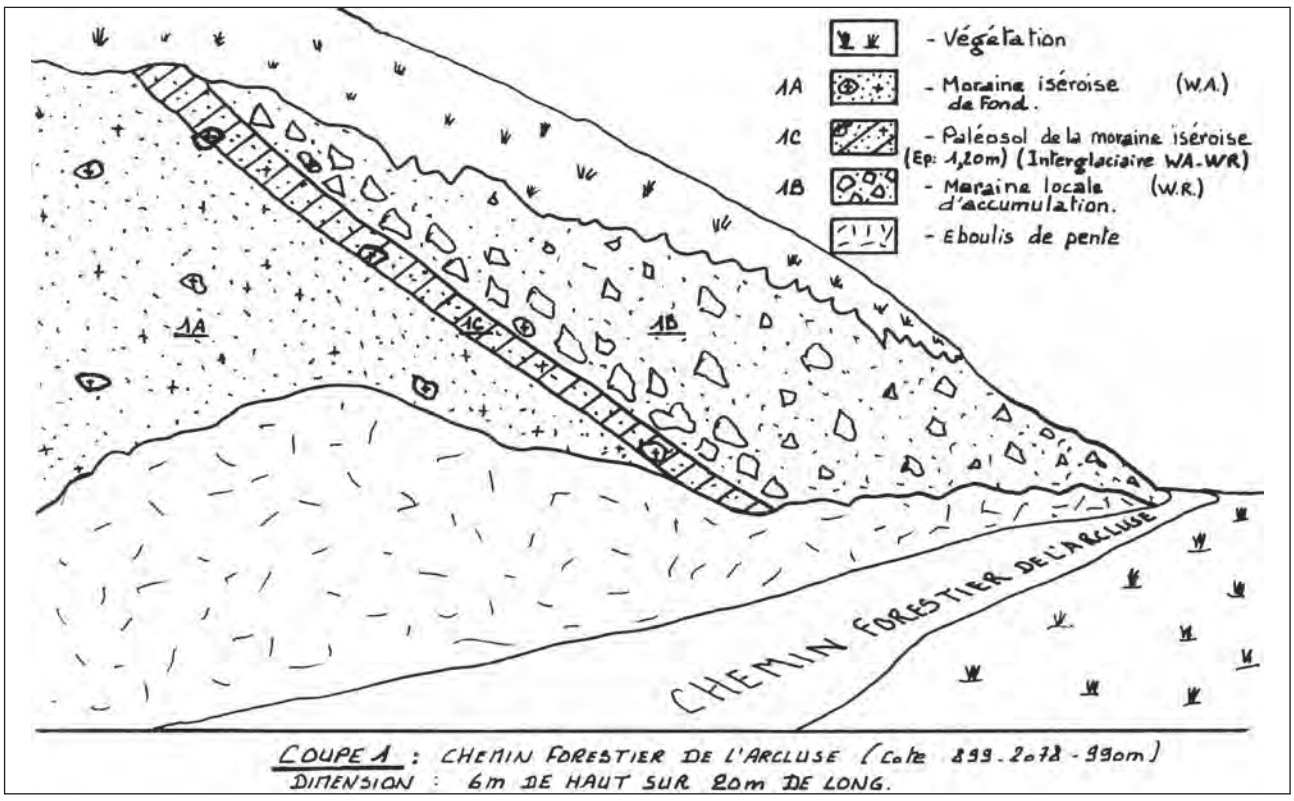


Fig. II. 20 – Coupe du chemin de l'Arclusaz : moraine Iséroise (Würm ancien) et moraine locale (Würm récent), (Dusseau, 1992), colorisée.

Conclusion sur le massif des Bauges

L'analyse des travaux menés dans le massif des Bauges permet de distinguer plusieurs points qui font l'unanimité parmi les auteurs :

• les Bauges ont une position géographique particulière à l'égard des flux glaciaires et notamment vis-à-vis du glacier isérois ;

• la situation proximale vis-à-vis des grandes zones d'accumulation et son dispositif structural très ouvert ont favorisé une large pénétration des glaciers alpins dans toutes les grandes vallées du massif sans construction de fronts morainiques bien marqués. Il semble que seules les avancées et les épisodes de retrait des glaciers locaux ont permis la construction d'édifices sédimentaires dans les vallées baujues.

La question de l'altitude atteinte par les diffluences du glacier isérois dans ce massif est toujours sujette à controverse ; de nombreuses hypothèses se dégagent en fonction des périodes considérées (Würm ancien ou Würm récent), et en fonction des auteurs, ces derniers ne parlant pas toujours de la même période ce qui complique d'autant les interprétations. Toutefois, il se dégage deux épisodes d'englacement würmien bien individualisés :

• Une phase ancienne, attribuable au Würm ancien, caractérisée par un englacement allochtone et la mise en place de puissantes diffluences du glacier isérois ;

• Une phase récente, attribuable au Würm récent, caractérisée par un englacement autochtone.

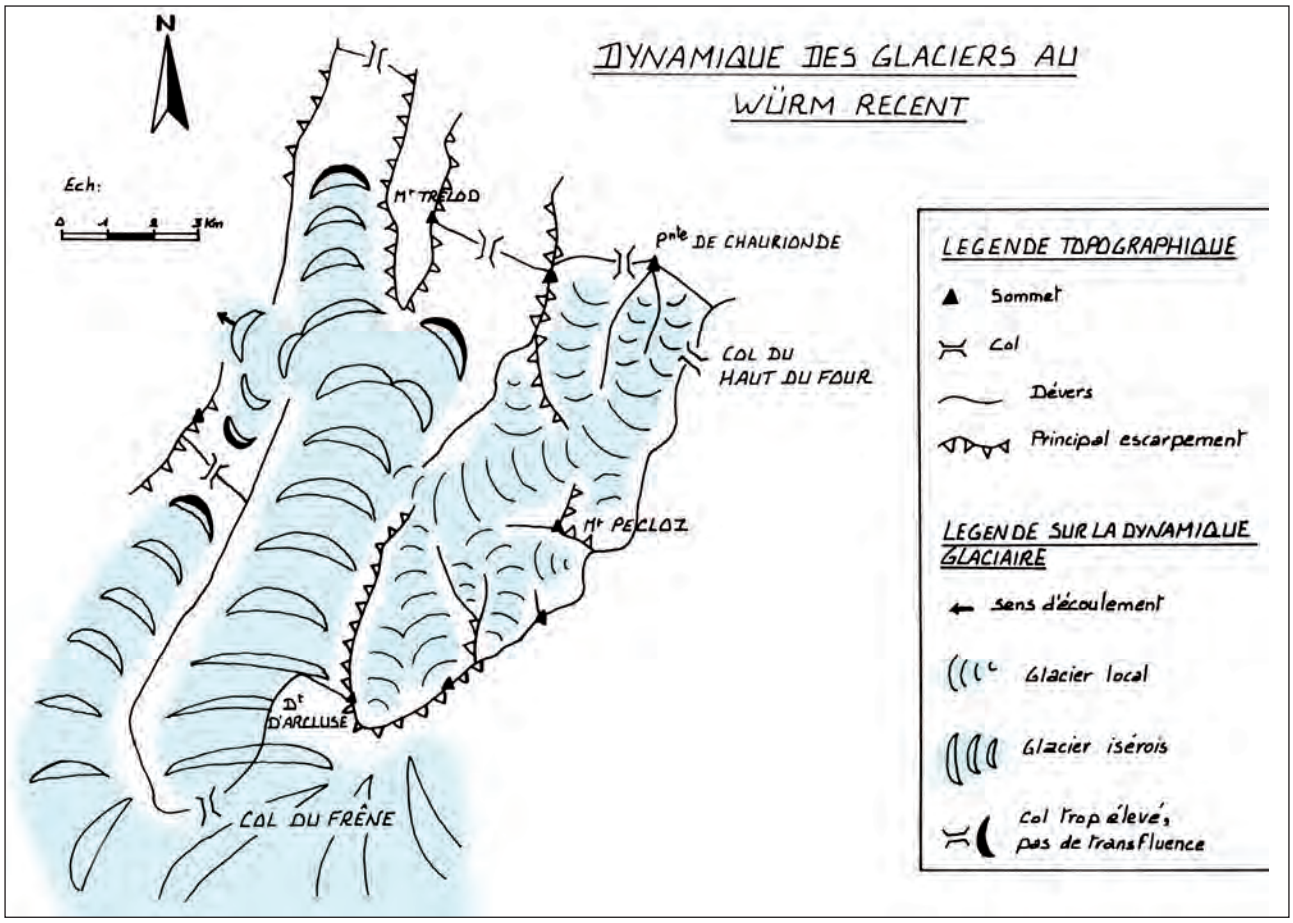


Fig. II. 21 – Carte schématique des flux au Würm récent (Dusseau, 1992), colorisée.

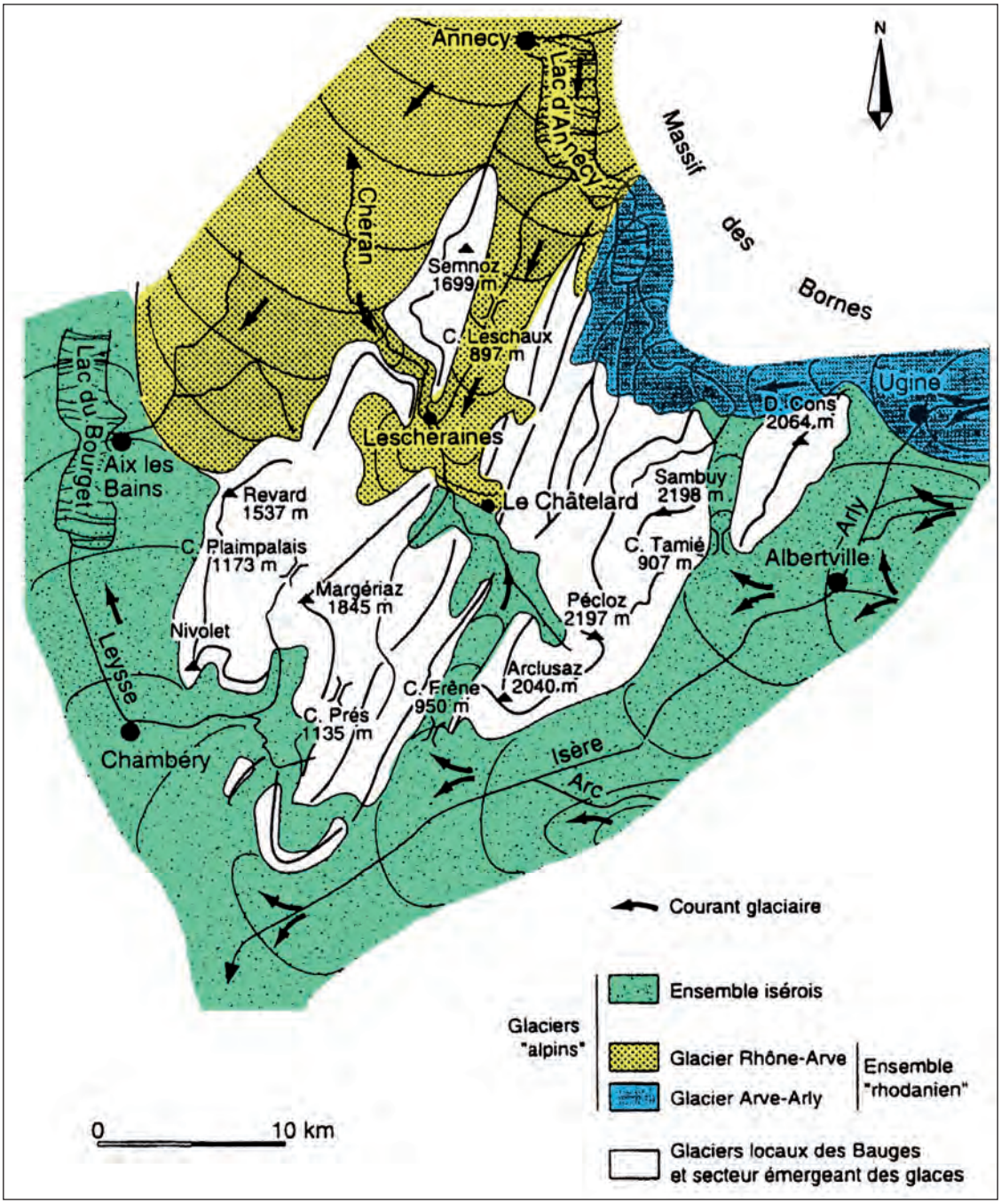


Fig. II. 22 – Carte schématique de l'interprétation des flux en Bauges (Doudoux et Nicoud, 1984).

2. 4. 3 - Connaissances des héritages quaternaires dans les massifs des Bornes et des Aravis

Force est de constater l'indigence de la littérature traitant du Quaternaire dans ces deux massifs subalpins. Malgré tout, à l'examen des écrits disponibles, on retiendra quelques informations. Dorthe-Monachon (1986), dans son travail sur le Tardiglaciaire du bassin de l'Arve et des vallées latérales, s'est attardée aux vallées du Borne et du Foron du Reposoir. Elle reconnaît plusieurs stades de retrait au cours du Tardiglaciaire et étudie la pétrographie des moraines du glacier du Borne.

2. 4. 4 - Connaissances des héritages quaternaires dans les massifs de Platé et du Haut Giffre

Douxami (1902) publie une note consacrée à l'englacement autochtone du massif de Platé pendant le Würm. L'auteur s'attarde sur les appareils glaciaires du Giffre et de l'Arve en contacts avec les glaciers locaux. S'appuyant sur des arguments géomorphologiques, il reconnaît une topographie générale très émoussée en dessous de 2000 m d'altitude, contrastant avec celle des crêts constitués de calcaires massifs à la topographie très découpée. Il écrit : *« Au-delà de Chedde, le glacier de l'Arve recevait à gauche le grand glacier de la vallée de Montjoie-Saint-Gervais, dont les moraines ont été signalées jusqu'à l'altitude de 2055 mètres. Il résulte de ces différentes observations, que la masse de glace qui remplissait la vallée de l'Arve de Servoz à Cluses devait s'élever jusqu'à une altitude supérieure à 2000 mètres ».*

Maire (1990) reprend, sous un titre générique, l'essentiel de sa thèse de doctorat. Il étudie la karstogenèse quaternaire des massifs de Platé et du Haut Giffre. Il démontre que les karsts haut-alpins ont évolué, à intervalles réguliers, sous d'importantes masses de glace au cours des épisodes glaciaires du Pléistocène.

A partir de 25 analyses U/Th sur spéléothèmes (CERAK, 1987) contemporains de séquences de concrétionnement, l'auteur met en évidence les principales fluctuations paléoclimatiques entre 0 et 250-300 ka. Elles présentent une bonne concordance avec la chronologie océanique. La distribution des âges U/Th, la position des séquences varvées et la courbe des stades isotopiques (numérotés de 1 à 8) montrent la succession suivante :

1 - Tardiglaciaire-Holocène (0 -15 ka ; MIS 1) ; phase de réchauffement (concrétionnement) ;

2 - un creux bien marqué entre 20 et 30 ka (Würm récent ; MIS 2) ; phase froide, apparemment «sèche» ;

3 - interstade vers 30-40 ka (Würm ancien/ Würm récent ; MIS 3) ; réchauffement et concrétionnement ;

4 - nouveau creux entre 40 et 60 -70 ka (Würm ancien ; MIS 4) ; phase glaciaire, sans doute plus humide qui façonne de nombreux dépôts détritiques grossiers (galets scellés par des stalagmites de 33-38 ka) ;

5 - interglaciaire important et bien identifié par U/Th 70 et 130 ka (Riss-Würm, s.l ou Eémien ; MIS 5) ; concrétionnement abondant ;

6 - creux très marqué entre 130 et 170 ka caractérisé par des sédiments varvés (scellés par des concrétions du Riss-Würm) : phase glaciaire correspondant Riss (s.s.), ou Riss récent (MIS 6) ;

7 - interglaciaire très important entre 170 et 210 ka (MIS 7) ;

8 - creux très marqué antérieur à 210 ka (MIS 8).

Cette étude souligne remarquablement la succession des épisodes glaciaires du Pléistocène moyen et récent du massif de Platé et du haut Giffre.

Quand au bassin du Giffre, il est rapidement esquissé dans les travaux de Dorthe-Monachon (1986) qui concernent le Tardiglaciaire.

2. 5 - Le Jura

En 1982, Campy publie son «*essai chronologique et paléoclimatique*» sur le Quaternaire franc-comtois. Ce travail, bien qu'intéressant l'extrême limite de notre terrain d'étude, fait référence. Il s'appuie sur l'utilisation de méthodes croisées pour l'étude des formations quaternaires détritiques : cartographie, sédimentologie, préhistoire, datations isotopiques et reconstitutions paléogéographiques. Des résultats obtenus, nous retiendrons plus particulièrement la caractérisation des faciès morainiques, l'établissement d'un modèle de marge glacio-lacustre, les limites d'extension des glaces alpines et l'approche chronologique.

Le chaînon jurassien a subi un fort englacement au Quaternaire, tant par les glaces locales que par les glaces alpines. Le modèle d'englacement a été étudié par de nombreux auteurs : Aubert (1965), Campy (1982) et Robert Arn (1984). En s'appuyant sur une étude détaillée des dépôts glaciaires, ces auteurs ont réalisé une cartographie précise des témoins

morphologiques situés dans le massif jurassien. A la périphérie du Jura, deux complexes morainiques ont été reconnus : le complexe des moraines externes (CME) rattaché aux maxima des glaciations du Pléistocène moyen et le complexe des moraines internes (CMI) qui nous intéresse, rattaché au dernier cycle glaciaire würmien.

Le Complexe Morainique Interne (CMI)

Du NE au SW de la chaîne jurassienne, le CMI ***(fig. II. 23)*** est connu avec précision sur plus de 200 km (Campy, 1982 et Mandier, 1984). Il est situé en retrait d'une vingtaine de kilomètres du CME. Ce complexe morainique a fait l'objet d'études morphologiques et sédimentaires approfondies. Il est constitué de vallums morainiques frontaux bien individualisés, notamment dans la partie centrale (Frasne, Champagnole, Doucier, Orgelet) et méridionale (Lagnieu) tandis que son cortège pétrographique varie entre la zone nord et la zone sud :

• du nord à la cluse de Nantua, le matériel est composé exclusivement de calcaires d'origine jurassienne ;

• de la cluse de Nantua vers le sud, les moraines contiennent du matériel d'origine alpine.

A partir de cette analyse pétrographique des moraines, Campy a pu mettre en évidence deux flux glaciaires distincts qui ont alimenté le CMI : l'un jurassien sur le rebord ouest et l'autre alpin sur le rebord sud du Jura. En revanche sur le rebord oriental du massif, on trouve les deux types de dépôts : à la fois du till local apporté par un glacier venant de l'ouest et du till alpin apporté par un appareil venant de l'est. Cette cartographie des dépôts morainiques en fonction de leur composition sédimentaire a permis de mettre en évidence qu'au cours du Pléistocène supérieur, les glaciers jurassiens et alpins étaient en contact sur la retombée orientale du Jura.

L'interprétation des constructions morphologiques du CMI a montré que le plateau du Jura était recouvert par une calotte de glace dont l'extension a varié au cours du Quaternaire. A chacune des péjorations climatiques, ce glacier prenait naissance dans les combes synclinales à l'ouest de crêtes orientales dont le sommet (Crêt de la Neige) culmine à 1718 m d'altitude ; la glace s'écoulait alors sur le flanc ouest du Jura sous la forme de courts émissaires bien individualisés. D'après Campy (1982), le glacier jurassien occupait exclusivement la partie centrale du plateau au Pléistocène moyen, alors qu'il a pu se développer, à la fois, vers le nord et vers le sud au Pléistocène récent. Le manque de conservation et souvent l'absence d'édifices morainiques situés à ses extrémités ne permettent pas de définir son extension avec certitude. Cependant, au sud, la Cluse de Nantua, dont la partie la plus occidentale a été étudiée par Campy, a été envahie par une langue glaciaire jurassienne. Deux complexes glacio-lacustres emboîtés (Cessiat, Izernore) «*témoignent*» de deux avancées successives du front glaciaire, «*la deuxième nettement en retrait par rapport à la première ...*» à moins qu'elle ne corresponde à un stationnement au cours du retrait glaciaire. Hormis les plateaux karstifiés des massifs subalpins (Tanite, 1982), le Jura est le seul massif (proche du massif alpin) à avoir été recouvert par un glacier de «type calotte» au Quaternaire. Les raisons qui permettent d'expliquer la présence et le développement de cette épaisse couverture de glace sur le chaînon du Jura sont multiples.

Les conditions d'alimentation de la calotte jurassienne ont été envisagées par Daniel Aubert (1965), puis par Campy (1982) :

• du point de vue topographique, le Jura est propice à la rétention de la neige par retard de fonte (Aubert, 1965). En effet, le relief est caractérisé par une topographie tabulaire et des vallées synclinales peu profondes (900 à 1000 m) qui sont séparées par des reliefs anticlinaux ; ces combes mal drainées sont devenues des pièges à neige au Quaternaire. L'accumulation de la glace a ainsi pu se faire sur de grandes épaisseurs pour submerger petit à petit les reliefs avoisinants. Une calotte glaciaire continue s'est donc installée, générant une amélioration des conditions d'alimentation par le phénomène d'autocatalyse (Aubert, 1965). Par la suite, un écoulement radial de type calotte a pu s'établir. Les estimations de

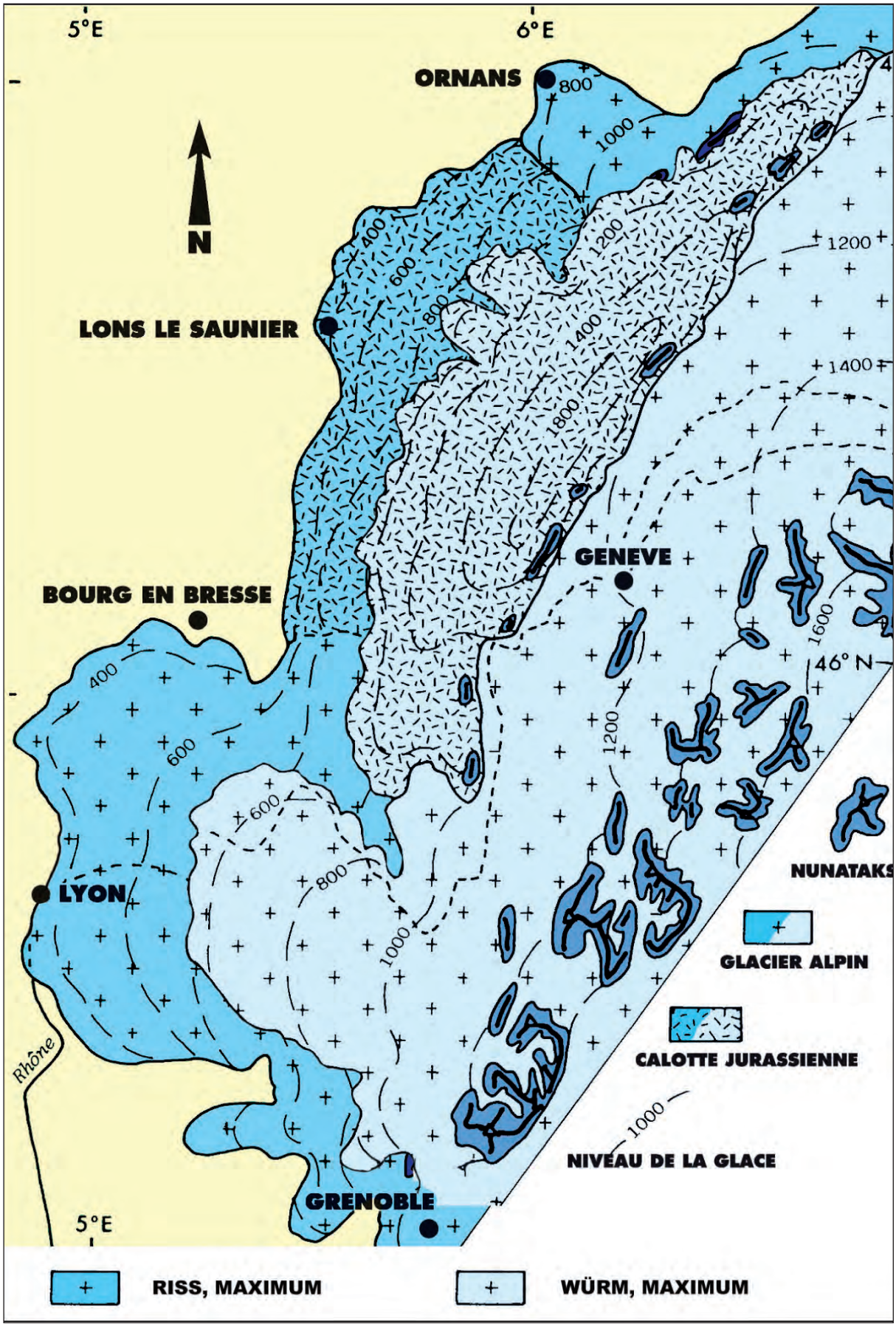


Fig. II.23 - Les Complexes Morainiques Externes (CME) et Internes (CMI), (Campy, 1982), colorisé Coutterand, 2004.

l'altitude de la calotte jurassienne et de la limite des neiges permanentes ont été abordées au cours des travaux de Daniel Aubert (1965) et M. Campy (1982), puis de Buoncristiani (1997). Ces auteurs se sont appuyés sur plusieurs éléments qui ont permis de l'évaluer :

• à l'est, Aubert a observé des blocs erratiques (calcaires crétacés) sur le Mont Tendre (1679m) ; il a ainsi démontré que la calotte jurassienne avait submergé ce sommet lors des péjorations climatiques quaternaires ***(fig. II. 24)*** ;

• à l'ouest, les édifices morainiques indiquent que les langues glaciaires descendaient jusqu'à 500 m d'altitude. M. Campy constatant que la calotte s'écoulait sur une distance de 35 km a envisagé une pente moyenne de 5 % ; il en déduit alors que le sommet de la calotte se situait entre 1800 et 2000 m d'altitude. ***(fig. II. 25)***.

L'estimation de la limite des neiges permanentes reste basée sur des interprétations antérieures : d'après les anciens auteurs, la ligne de névé se situait entre 950 et 1200 m pour l'avancée glaciaire maximale du Pléistocène supérieur ; une valeur de 1000-1100 m a été proposée par Buoncristiani (1997).

Relations paléogéographiques avec le glacier alpin

Les observations de terrains ont mis en avant que le glacier local et le glacier du Rhône ont connu un développement synchrone durant les maxima glaciaires. Depuis la fin du XIX^{e} siècle, différentes études ont proposé des altitudes du contact du glacier du Rhône sur le versant oriental du Jura :
1240 m selon Dupasquier (1892) ; 1200m pour Penck et Bruckner (1909) ; 1000 m pour J. Favre (1924) ; 1050 à 1150 m selon Muhlethaler (1932) ; 950 à 1000 m pour Nussbaum et Gygax (1935) ; 1100 m pour Tricart (1956) ; 1200-1240 m d'après Campy et Arn (1988), ***(fig. II. 26)***.

On retiendra de cette énumération que les auteurs ont souvent travaillé sur des secteurs distants les uns des autres rendant toute corrélation délicate. On doit à Dupasquier (1892), puis à Campy et Arn (1988) les seules reconstitutions d'ensemble qui leur ont permis de proposer des valeurs aujourd'hui confirmées (Spring, 2003 ; Burckard et Spring, 2004) et admises par la communauté.

A la suite des travaux d'Aubert (1965) et de Campy et Arn (1988), tous les auteurs sont unanimes : au cours de la dernière glaciation *« compte-tenu de la fraîcheur et de la morphologie des dépôts»,* la puissante calotte jurassienne s'est opposée à la pénétration des glaces alpines qu'elle *« maintient à une certaine distance du versant ».*
La paléogéographie du glacier du Rhône en contact avec le Jura semble bien contrainte, mais, au sud de la Chautagne, à proximité du

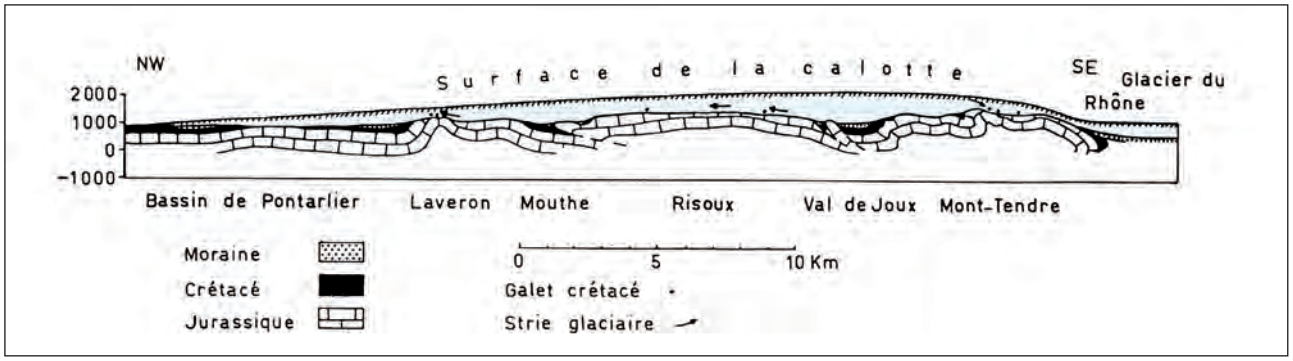


Fig. II. 24 – Profil transversal (NW-SE) de la calotte jurassienne (Aubert, 1965), colorisé.

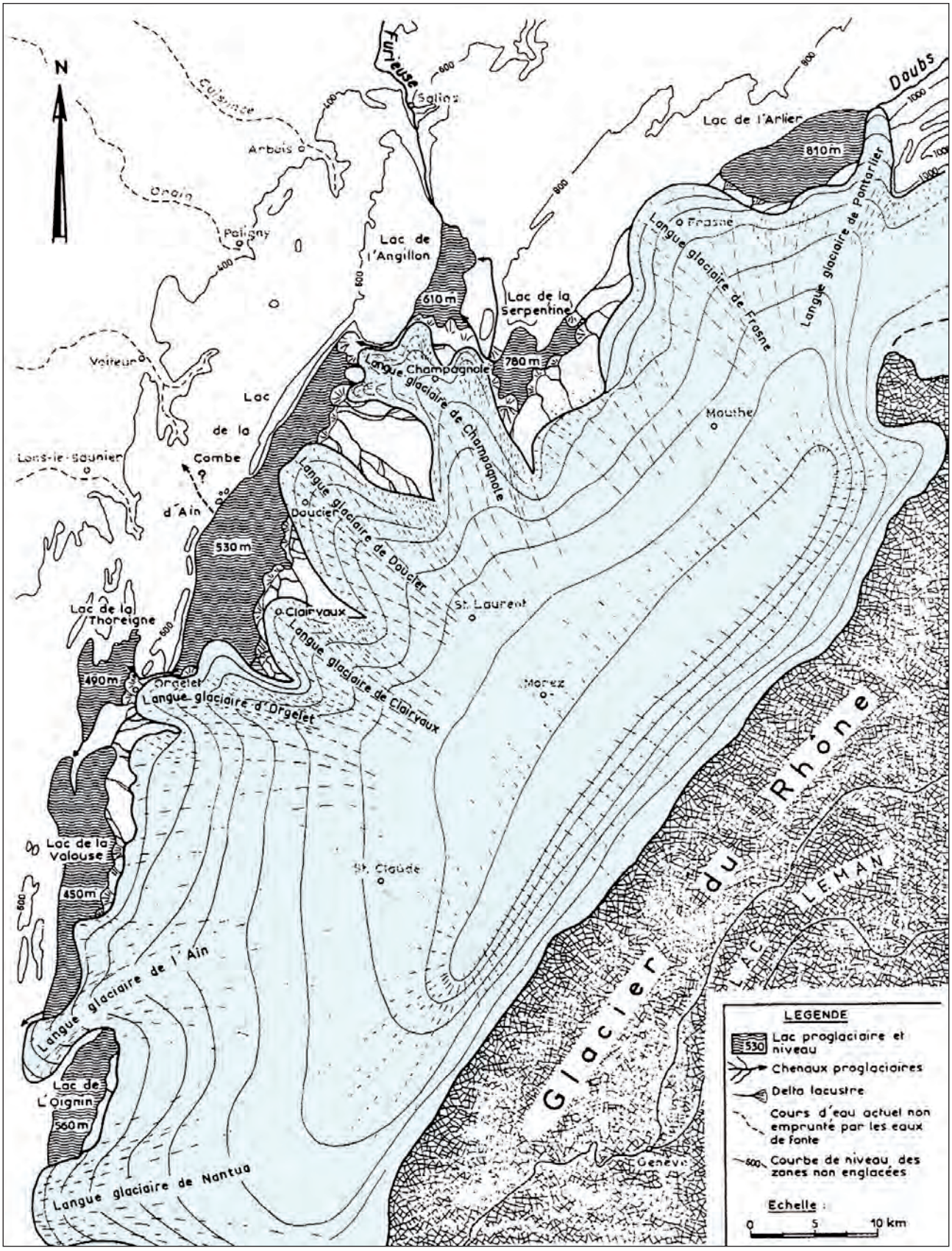


Fig. II. 25 – Paléogéographie de la calotte jurassienne au Pléistocène récent (CMI), (Campy, 1982), colorisée.

lobe lyonnais, la carte proposée par Campy et Arn (1989 , 1991) montre quelques incohérences : comment concilier un glacier du Rhône stationnant à l'altitude de 600 m entre le lac du Bourget et la retombée sud du Grand Colombier avec un glacier, qui ne peut être qu'isérois atteignant une altitude de 1 100 ± 50 m (Gidon, 2002) en contact avec la montagne du Chat et la Charvaz ? De plus, ce glacier du Rhône dans son extension sur le piémont est censé déborder sur le sud Jura à une altitude minimale de 940 – 870 m (moraines d'Innimond et de Serin) (Richard et Ruffaldi, 1999), puis recouvrir le plateau de Crémieu.

Enfin, dans le Jura méridional, des travaux plus récents réalisés dans la grotte de «Sous les Sangles» par Lignier (2001) ont permis de préciser le fonctionnement de la Cluse des Hôpitaux en période glaciaire. Située à 473 m d'altitude sur le versant sud de la Cluse des Hôpitaux, cette cavité karstique a piégé des matériaux morainiques issus des massifs cristallins alpins (Lignier et Desmet, 2002). Les analyses sédimentaires ont, en outre, démontré qu'au Pléistocène, le glacier du Rhône a emprunté ce passage à plusieurs reprises.

Conclusion sur le Jura

De cette présentation de l'évolution paléogéographique du Jura, il ressort un certain particularisme du massif vis-à-vis du fonctionnement de l'englacement autochtone :

- la région Franche-Comté a connu un fonctionnement glaciaire atypique avec le développement d'un glacier de calotte unique ;
- la structure tabulaire du Jura ainsi que sa position septentrionale lui confèrent des conditions orographiques et météorologiques particulières que l'on ne retrouve pas dans les massifs subalpins situés plus au sud ;
- l'organisation des flux glaciaires autour du massif a été favorable à la construction de systèmes morainiques bien individualisés pour le Pléistocène moyen et supérieur. L'étude de ces enregistrements morphologiques permet de reconstruire précisément l'extension des glaces (l.s.), même pour les glaciations anciennes ;
- les maxima glaciaires entre les glaces locales et les glaces alpines seraient synchrones. Malgré tout, à la fin du Pléistocène supérieur la calotte jurassienne était encore présente alors que le glacier du Rhône s'était déjà retiré.
- enfin, la paléogéographie du glacier du Rhône en contact avec le Jura est bien contrainte dans le bassin lémanique. En revanche, la paléogéographie proposée en contact avec le sud Jura montre des incohérences : s'agit-il du glacier du Rhône ou d'un autre appareil ?

Conclusion générale

Cet aperçu des connaissances du dernier cycle glaciaire des Alpes nord-occidentales est le résultat d'études réalisées depuis plus d'un siècle. Il souligne, d'une part, les points forts confirmés par les travaux récents et, d'autre part, de nombreuses incertitudes et incohérences.

Les points forts et les certitudes

- la paléogéographie des trois lobes de piémont de Wangen, de l'Est lyonnais et de

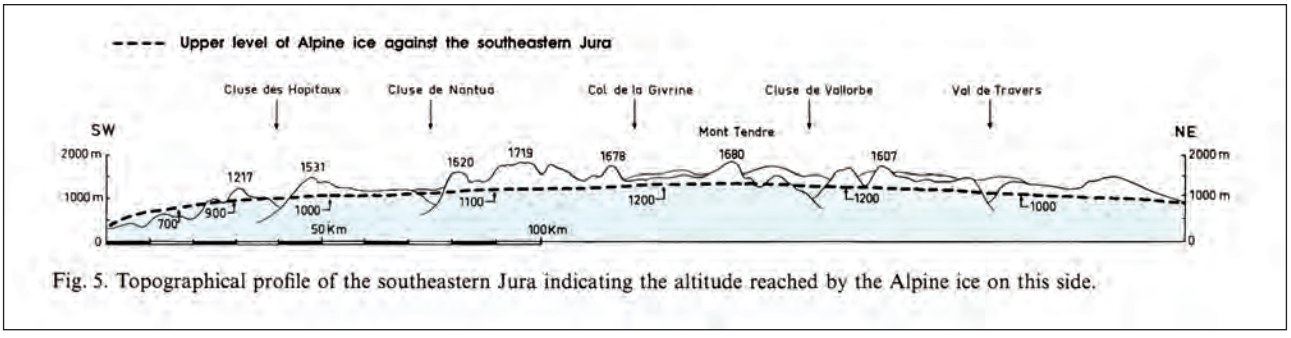


Fig. 5. Topographical profile of the southeastern Jura indicating the altitude reached by the Alpine ice on this side.

Fig. II. 26 – Profil du glacier du Rhône en contact avec le versant oriental du Jura (Campy et Arn, 1988), colorisée.

Moirans est bien contrainte et fait globalement l'unanimité.

• en ce qui concerne leur alimentation, seule celle du lobe de Wangen du glacier du Rhône relève d'un consensus : les auteurs concluent à une alimentation par le Valais ;

• dans le bassin lémanique, la paléogéographie du maximum würmien a pu être précisément reconstituée et les contacts avec le Jura bien précisés.

Les incertitudes et les incohérences

• du point de vue des reconstitutions paléogéographiques, les études réalisées en zone d'accumulation soulignent les nombreuses divergences entre les auteurs, principalement liées aux différentes interprétations de la géomorphologie. De fait, les cartographies paléogéographiques présentent de nombreuses incohérences, notamment lors de la mise en évidence des diffluences ;

• les reconstitutions paléogéographiques de la zone intra-würmienne font état de nombreuses incertitudes et, notamment, en amont du lobe lyonnais, au niveau des contacts du glacier alpin avec le Jura méridional (Valromey, cluse des Hôpitaux), les études étant inexistantes. De plus, les reconstitutions soulèvent des incohérences concernant le profil longitudinal du glacier alpin ; sommes-nous en présence du même appareil ?

• la paléogéographie du glacier isérois en amont de l'ombilic de Grenoble n'a été que rarement abordée et doit être reconsidérée, la mise en place des diffluences dans les Bauges et la Chartreuse dépendant des altitudes atteintes par le glacier isérois ;

• la question de l'alimentation du lobe lyonnais, attribuée traditionnellement au seul «glacier du Rhône», reste à ce jour sans réponse. Du point de vue pétrographique, aucun élément déterminant ne permet de conclure. Une large contribution des appareils ayant occupé les grandes cluses pourrait être reconsidérée ;

• une autre incertitude relève de la reconstitution, dans l'ombilic de Grenoble, des contacts et des flux responsables de l'alimentation du lobe de Moirans. Le volume de glace issue du bassin de la Romanche semble largement sous-estimé par les auteurs et sa zone d'ablation ne pourrait être limitée au seul ombilic de Vizille et à la diffluence de la Mathésine ;

• des incertitudes concernent la puissance des appareils ayant occupé les grandes cluses d'Annecy / Faverges et de Chambéry. De même, la direction des flux n'est pas toujours précisée, des travaux récents aboutissant à des interprétations aberrantes et controversées ;

• la conception des flux glaciaires de la région étudiée est influencée par le concept, désormais traditionnel, d'un glacier Arve/Rhône très puissant qui ne laisse que peu de place aux appareils du Beaufortin, de la Tarentaise et de la Maurienne censés drainer de vastes zones d'accumulation ;

• enfin, en ce qui concerne les massifs subalpins, les auteurs sont unanimes pour envisager de larges diffluences des glaciers alpins dans le Chablais et dans les Bauges. La controverse porte sur les altitudes atteintes par les glaces allochtones, et donc sur la puissance des diffluences.

3 – Les modalités de la déglaciation

3. 1 – Mise en évidence des premiers stades de retraits et de récurrences

Les premiers travaux traitant du retrait des glaciers würmiens ont été appliqués au bassin lémanique dès le début du XIX^{e} siècle. Ce n'est que beaucoup plus récemment que les chercheurs se sont penchés sur la déglaciation du lobe de piémont lyonnais et du vaste domaine intermédiaire (entre les « *moraines internes* » et la cuvette lémanique). Un descriptif exhaustif est nécessaire car il implique de nombreuses interprétations du calage chronologique du maximum würmien et des étapes ultérieures de la déglaciation. Dans ce chapitre sont traités les différentes hypothèses dans les trois secteurs géographiques suivants :
1 – Entre les « moraines internes » et le bassin lémanique.
2 – Dans la cuvette lémanique et la basse vallée de l'Arve.
3 – Dans la basse Isère et les grandes cluses.

3. 1. 1 – Entre les « moraines internes » et le bassin lémanique

Dans son travail sur les glaciations quaternaires du Jura, le géomorphologue Tricart (1965) a contrarié les modèles jusqu'alors établis. Il reconnaît une influence prépondérante des *« glaces préalpines »* qui *« remontant le Rhône depuis la dépression du Bourget, bloquaient l'écoulement des glaces genevoises vers le sud et contre le Crêt d'Eau »*, ce qui lui permet de démontrer l'invasion du Jura par les glaces alpines issues de la dépression lémanique, tant au Würm qu'au Riss. L'optimum d'extension des glaces würmiennes se situe, pour l'auteur, au Würm I. Après une récession au «Würm I-II», une réavancée importante, mais non maximale, se serait produite au «Würm II». Elle aurait été responsable de phénomènes d'obturations glaciaires dans les bassins et les vaux jurassiens méridionaux (Arinthod, Nantua, Saint Claude...). Toujours d'après Tricart, les sédiments lacustres argileux, sableux ou deltaïques de la région de Bellegarde plus tardifs (fin du Würm) se seraient déposés dans *« un lac d'obturation glaciaire bloqué par les glaces préalpines stationnées entre la cluse de Chambéry et Seyssel ».*

On s'étonne aujourd'hui que ces hypothèses, considérées longtemps comme marginales, n'aient pas eu l'impact escompté au sein de la communauté scientifique : *« glaces qui remontant le Rhône depuis le Bourget, bloquaient l'écoulement des glaces genevoises »* et *« un lac d'obturation glaciaire bloqué par les glaces préalpines stationnées dans le Val du Bourget à Seyssel »*. Nous reviendrons plus loin ***(cf. § IV)*** sur ces propos novateurs.
Si cette reconstitution des grands courants glaciaires peut surprendre, en ne s'appuyant sur aucun argument pétrographique et géométrique, l'idée des lacs d'obturation glaciaire au retrait du Würm, voire du Riss, paraît avec le recul, justifiée. En particulier, le lac de retrait glaciaire würmien, responsable du dépôt des deltas de Bellegarde, est à rapprocher de celui proposé auparavant par Gignoux et Mathian (1952) pour déposer les épaisses *« moraines à faciès glacio-lacustres »*.
Ainsi, sans être exprimée explicitement, la présence dans la région de Bellegarde de dépôts issus de la déglaciation transparaît de plus en plus avec les travaux de Gignoux-Mathian (1952), de Tricart (1965) puis de Bravard (1970) et ses accumulations marginales d'un glacier du Rhône en récession. Nous verrons plus loin toute l'importance spatiale et géomorphologique de ces dépôts et de leur implication paléogéographique dans les modalités de la déglaciation (Enay, 1981 ; Nicoud, 1982 ; Monjuvent et Nicoud, 1988 ; Monjuvent, 1988 ; Campy *et al.*, 1990).

Entre les *« moraines internes »* et le Val du Bourget, aucune formation quaternaire attribuable à des périodes plus anciennes que le Würm (l.s) n'est reconnue. Les travaux de Enay (1981) sur les formations glaciaires dans

l'Ile Crémieu, de Sapey-Triomphe (1984) sur la géomorphologie et l'hydrogéologie de la région d'Aoste, et de Monjuvent (1988) sur la déglaciation rhodanienne ont tous montré la puissance et la diversité des faciès des formations de retrait glaciaire. Dans sa synthèse, Monjuvent (1988) caractérise *« 10 étapes de stationnement glaciaire suivies chacune de 8 étapes de retrait et d'une déglaciation finale »*. Chronologiquement, cette déglaciation paraît largement antérieure au Tardiglaciaire, sans que son âge puisse être actuellement estimé. Selon cet auteur, la déglaciation s'est caractérisée par *« la scission de la glace en de nombreux lobes de glace morte isolés, de dimensions très variables, responsables d'obturations glacio-lacustres »* (Monjuvent, 1988).

Mandier (1984) a également signalé, en contrebas du plateau de Crémieu, des *« lobes secondaires de glace »*. En 1988, il fait sienne l'idée des glaces mortes et confirme la persistance de *« culots de glace »* au Pléni-Würm supérieur dans la région de Creys-Malville.

Une évolution des paléo-lacs alpins, consécutifs à tous les retraits glaciaires réellement identifiés, a été dressée dans ses grandes lignes par Monjuvent et Nicoud (1987). Certains lacs ont disparu par comblement, d'autres par invasion glaciaire et, enfin, certains subsistent encore ***(fig. II. 27)***.
Monjuvent et Nicoud (1988) publient la toute première étude consacrée à la déglaciation würmienne sur un vaste secteur compris entre le bassin lémanique et le piémont lyonnais. S'appuyant sur de nombreuses observations de terrain, coupes, forages et sur une interprétation précise des formes de dépôts glaciaires, les auteurs proposent une reconstitution des phases de la récession du glacier du Rhône au cours du dernier cycle glaciaire (Würm, *l.s.*).
Nous retiendrons de cette note quelques éléments essentiels. Entre les «moraines internes» (Grenay, Lagnieu), et le lac Léman, on observe successivement :

1. un complexe frontal de *«moraines internes»*, d'âge indéterminé ;

2. une couverture morainique unique à l'aval de la cuvette genevoise, accompagnée et suivie d'une série de dépôts glacio-lacustres directement liés à la déglaciation ;

3. une série de profonds surcreusements comblés par des dépôts lacustres (Malville, Basses Terres Dauphinoises) ou non (Le Bourget, Léman) sur des épaisseurs pluri-hectométriques ;

4. à l'amont de Genève, un épais complexe de dépôts morainiques, lacustres et palustres superposés dans lesquels plusieurs interstades ont été reconnus.

Leur connaissance des constructions détritiques internes à la cuvette lémanique leur permet d'envisager que les moraines *«internes»* et celles du plateau savoyard sont antérieures à l'interstade lémanique le plus ancien. Ils considèrent que les dépôts morainiques et glacio-lacustres savoyards correspondent à une seule avancée glaciaire suivie de sa déglaciation et que le glacier du Rhône a oscillé dans les seules limites de la cuvette lémanique durant le dernier Pléniglaciaire.

Une reconstitution de la déglaciation «finiwürmienne», dont le flux glaciaire majeur est, d'après les auteurs, constitué par le glacier du Rhône, a été proposée par Campy *et al* (1990). Considérant qu'aucun arc morainique majeur pouvant marquer un ou plusieurs épisodes de stabilité du front glaciaire au cours du retrait n'existe, les auteurs envisagent qu'après avoir atteint son extension maximale *(Complexe des moraines internes)*, la fonte du glacier ne se serait pas effectuée par un recul progressif de son front, mais par l'ablation de la glace rendue morte dans cette partie de l'arc alpin, par manque d'alimentation en aval des grandes vallées (Nicoud, 1985 ; Mandier, 1988 ; Campy *et al.,* 1990). La présence de bassins successifs, séparés de seuils plus ou moins transverses, aurait entraîné le découpage du glacier en îlots individualisés. Des formations juxtaglaciaires se sont développées durant cette fonte sur place. L'étagement des formations sur les versants des bassins topographiques leur permet de proposer trois stades de l'évolution paléogéographique de la fonte du glacier würmien ***(fig. II. 28)***. Par contre, en amont des grandes vallées, les glaciers auraient reculé progressivement (Monjuvent et Nicoud, 1988). En

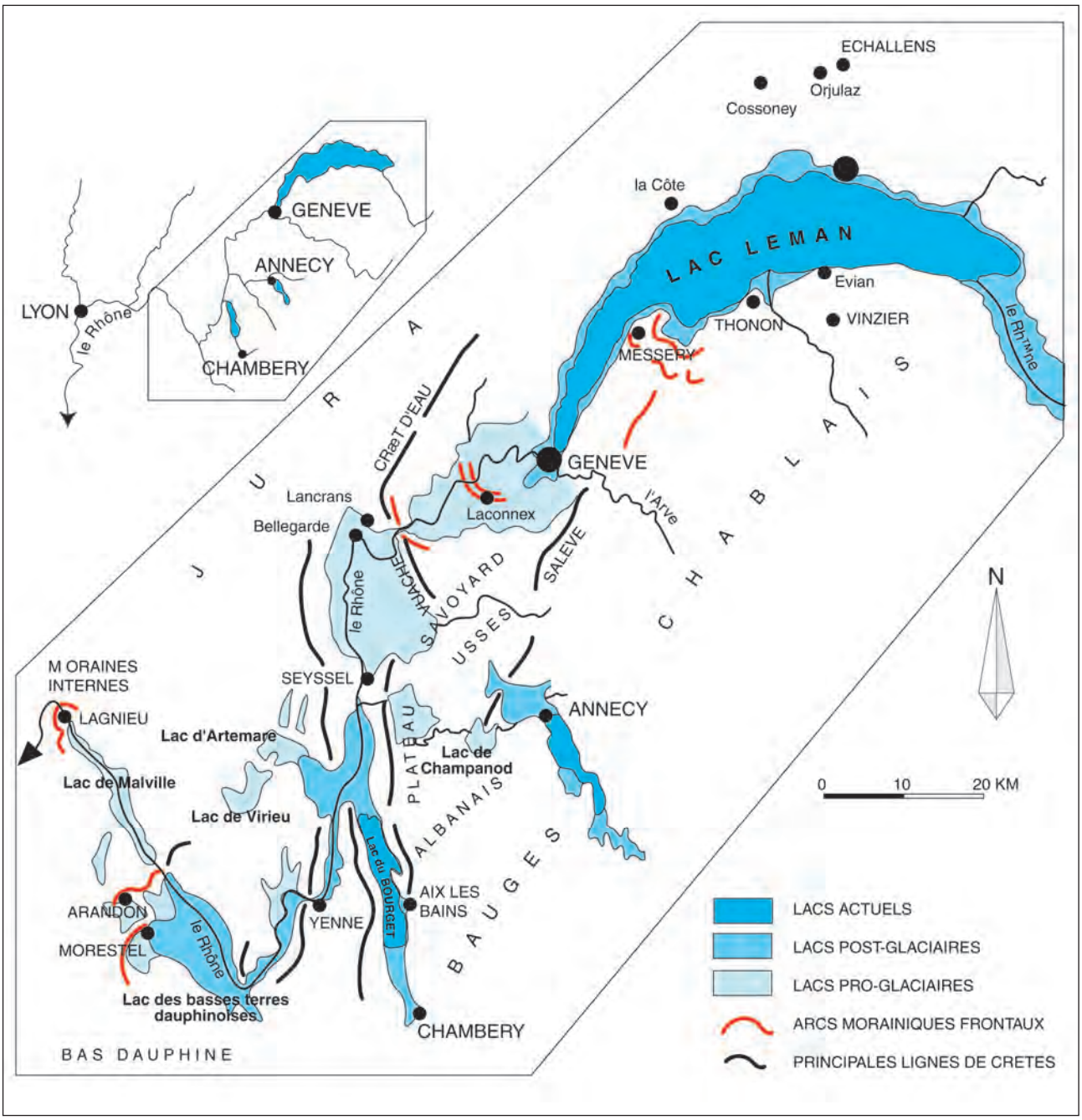


Fig.II. 27 – Les grands lacs würmiens (Monjuvent et Nicoud (1987).

1991, des travaux plus récents (Piegay, 1989 ; Mandier et Piegay, 1991) ont mis en évidence plusieurs stades de récession du glacier rhodanien postérieurement au stade de Lancin défini par Enay (1981). Trois stades ont été reconnus : ceux de Champolimard, de Chavannes et de Morestel. Les stades de Champolimard et de Morestel sont interprétés comme des stationnements, voire de petites réavancées, de glaciers capables de construire des arcs morainiques frontaux. Malgré tout, aucun indice stratigraphique ne permet aux auteurs de démontrer une éventuelle récurrence. Le stade de Morestel, le plus important, représente le dernier stade reconnu sur le piémont.

Conclusion sur la déglaciation entre les moraines internes et le bassin lémanique

L'analyse de ces différentes études fait ressortir un obstacle majeur : la plupart des auteurs sont imprégnés par le schéma traditionnel

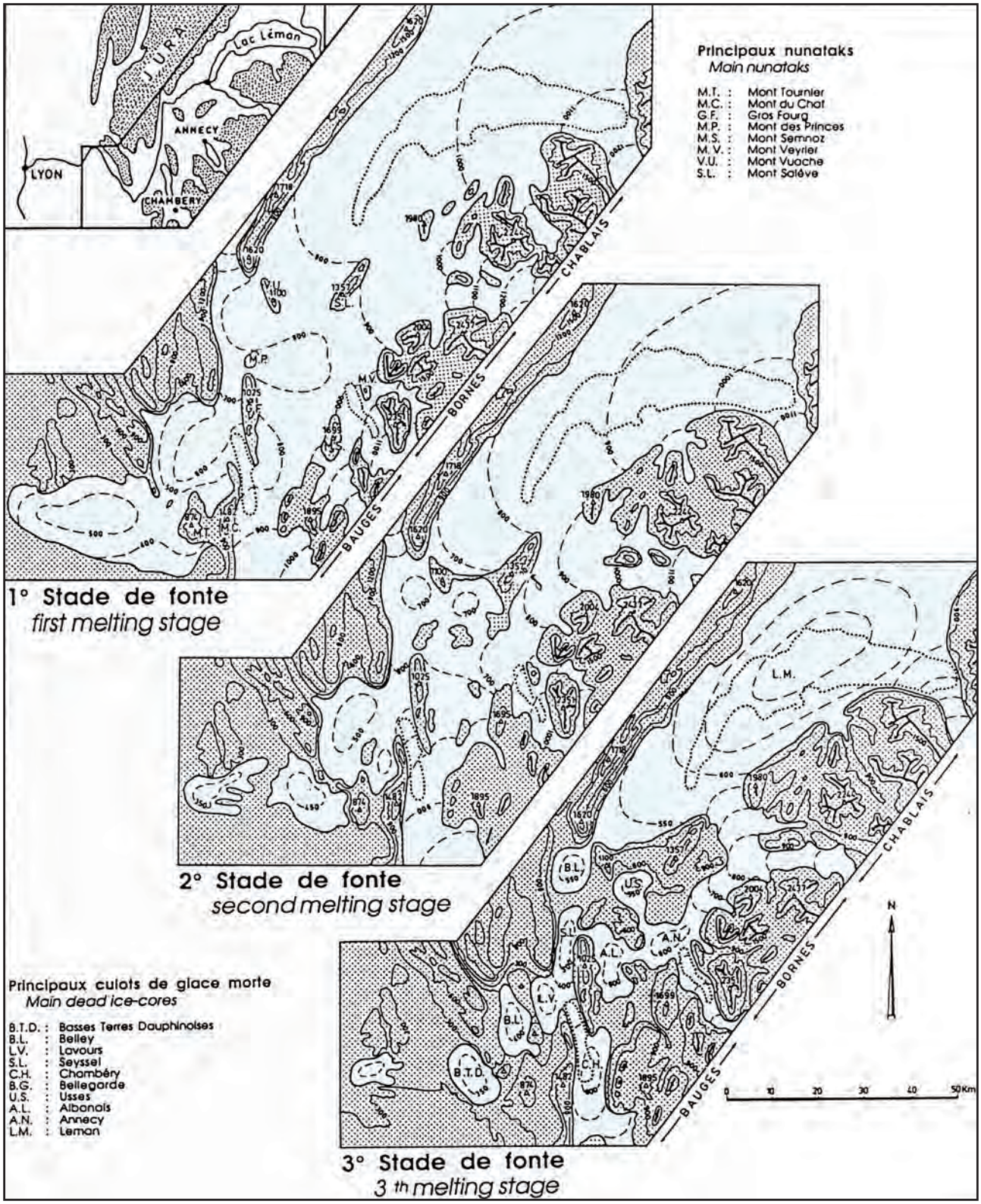


Fig. II. 28 - Les trois étapes majeures de la déglaciation (Campy et al., 1990), colorisé.

d'un glacier du Rhône, démesurément long, atteignant le complexe des moraines internes de l'Est lyonnais, le flux majeur étant principalement issu de la cuvette lémanique. *Ipso facto*, ce schéma a guidé l'ensemble des travaux portant sur un vaste domaine intermédiaire compris entre la montagne du Vuache et le val du Bourget. Les recherches concernant la déglaciation ont permis aux auteurs de reconstituer des zones encore englacées, séparées par les reliefs structuraux. De fait, les études ont toutes conclu à une scission en culots de glace morte et à une «*fonte sur place des glaces inactives*», voire à une sublimation du glacier du Rhône. Aucune suggestion n'a été formulée sur l'origine possible de ces glaces (actives ou mortes) et malheureusement, les auteurs ont, dans l'ensemble, négligé l'implication des grandes cluses des massifs subalpins et leur éventuel rôle d'évacuateur des glaces issues des hauts reliefs alpins.

La compréhension des processus du retrait würmien passe nécessairement par l'identification des flux glaciaires ayant contribué à l'alimentation du lobe de piémont lyonnais, puis à l'individualisation de ces flux lors des premières phases de la déglaciation.

3. 1. 2 – Dans la cuvette lémanique et la basse vallée de l'Arve.

Dans la cuvette lémanique

Les études menées dans cette région démontrent la grande richesse géomorphologique représentée par des formations superficielles quaternaires extrêmement variées. L'exceptionnelle préservation des dépôts glaciaires et leur grand nombre sont dus aux récurrences tardives du glacier du Rhône dans le bassin lémanique, à l'apport latéral de la Dranse et aux positions proximales des fronts successifs du glacier.
L'existence d'un stade du glacier du Rhône limité à la cuvette lémanique a été exposée la première fois par Blanchet (1844), qui définissait ainsi sa «*deuxième extension*» des glaciers. Il se basait sur l'existence de dépôts de graviers stratifiés jusqu'à d***es*** «*altitudes de 630 pieds au-dessus du lac*», et qu'il interprétait comme des terrasses de kame. Morlot (1854 a et b, 1859), dans son système bi-glacialiste, en fait explicitement «sa» seconde extension glaciaire, qu'il considère comme séparée de la première par des graviers «*diluviens*». Penck et Brückner (1909) regrouperont les deux extensions dans la dernière glaciation, considérant le «stade lémanique» comme un stade de retrait de la dernière glaciation. Si l'appartenance des deux stades à la dernière glaciation reste admise, la discussion porte, cette fois, sur la position chronologique des deux extensions à l'intérieur de la dernière glaciation. Tous ces auteurs considèrent ce second stade comme le témoin d'un stationnement durable du glacier du Rhône dans la cuvette lémanique, associé à des terrasses de kame larges et bien développées, suivi d'une succession d'étapes de retrait marquées par des terrasses étagées. Les principaux témoins géomorphologiques plaidant en faveur d'un stade durable sont le plateau de Bière, les terrasses de Villars, Luan et Châtel-St-Denis (Penck et Brûckner 1909), les terrasses de kame de Thonon (Blanchet, 1843 ; Morlot, 1859 ; Gagnebin, 1937 ; Monjuvent et Nicoud, 1988) et le complexe détritique du plateau de Gavot (Triganon *et al.*, 2005). Des représentations de ce stade sont données par Blanchet (1844), Penck et Brückner (1909), Burri (1977, 1986, reprises dans 1987 et 1990) et Gallay (1988). Arn (1984) propose un profil en long du glacier (livret guide IGCP 378).

Au cours des années 1960, Marcel Burri, entreprend une étude approfondie des terrains quaternaires en région lémanique (1962, 1963, 1977). Convaincu que les terrains qui composent le plateau d'Evian contiennent les éléments pour résoudre la chronologie glaciaire rhodanienne, il retourne sur les affleurements étudiés par Gagnebin (1933, 1937). Il multiplie les observations et analyse en détail des profils de l'aval vers l'amont du cours de la Dranse. Grâce à un horizon-référence, le conglomérat des Dranses, il propose une corrélation des différents niveaux affleurants et décrit les formations suivantes, de la base vers le sommet ***(fig. II. 29)*** :

• les conglomérats des Dranses, témoignage d'une progression glaciaire précoce ;

• puis un premier complexe morainique ;

• des formations non glaciaires recouvrant ces moraines, et composées d'une succession d'argiles marneuses et de tourbes ;

• puis, au-dessus, des moraines de fond peu altérées.

Burri découvre également, en contact avec le substratum, des lambeaux d'une moraine ancienne qu'il attribue au Riss. Il conforte ainsi l'hypothèse de Morlot (1854, 1859) et de Gagnebin (1937) envisageant la présence de dépôts appartenant à deux glaciations distinctes. Mais, plus important, il envisage deux extensions glaciaires majeures au sein de la glaciation wurmienne, et séparées par une période interstadiaire (caractérisée par des dépôts argilo-sableux au Pont de la Douceur).

Les analyses polliniques effectuées sur des niveaux prélevés au Pont de la Douceur (Villaret et Weidmann *in* Burri, 1963), révèlent la présence d'assemblages polliniques où prédominent des herbacées steppiques *(Poacées, Artemisia, Hekanthemiurri)* accompagnées de taxons forestiers pionniers *(Pinus, Betulà)*. En revanche, aucun taxon méso et/ou thermophile n'est observé : Burri propose alors que cette végétation a pu se développer au cours d'un interstade würmien.

Plus tard, de nouvelles analyses polliniques sur ces sables intramorainiques (Brun, 1977) confirmeront les résultats de Villaret et Weidmann. D'après Burri (1963, 1977), la première avancée majeure sur le plateau d'Evian serait attribuable au Würm ancien, la seconde au Würm récent.

Il observe également, au-dessus du premier complexe morainique, des argiles litées dans la partie haute des gorges de la Dranse. Ces dépôts ne sont pas recouverts par de la moraine rhodanienne mais, parfois (vers l'amont), par une moraine locale. Il en conclut que ces argiles de type rythmites se seraient déposées

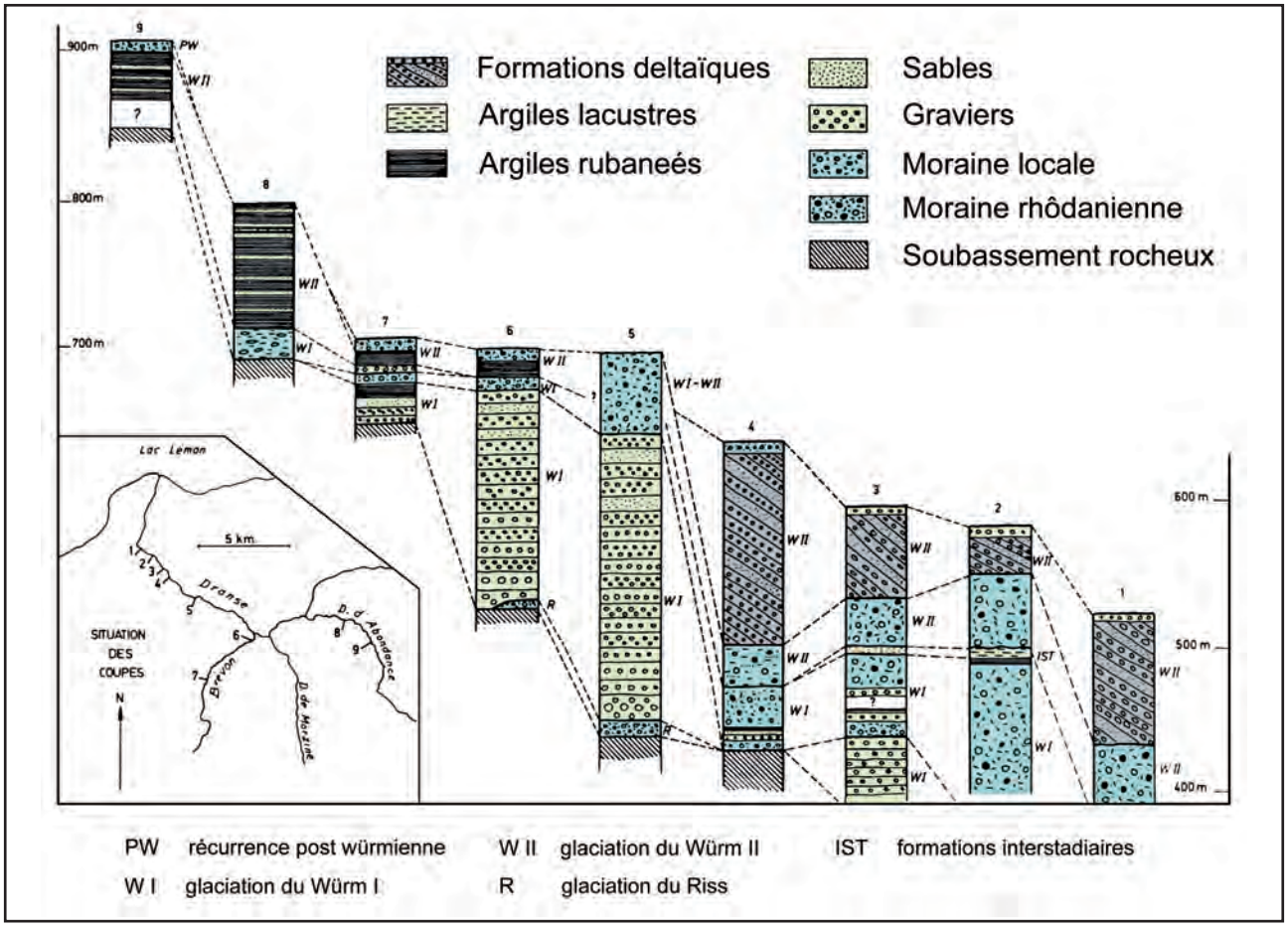


Fig. II. 29 – Coupe du conglomérat des Dranses (Buri, 1963), colorisé.

dans une série de paléolacs proglaciaires, *« les paléolacs des Dranses »* (Burri, 1963), ***(fig. II. 30)***, barrés par un glacier du Rhône qui a obturé les vallées des Dranses à la cote 850 m (Burri, 1963, 1977 ; Olive, 1981). Burri propose une *« esquisse du dernier glacier rhodanien »* ne dépassant pas Genève ***(fig. II. 31)***.

Cette altitude maximale atteinte par le retour du glacier sur le plateau d'Evian ne permet pas d'envisager une extension débordant la cuvette lémanique. Burri en conclut que le glacier du Rhône avait atteint le Piémont lors de sa première extension, au cours du Würm ancien. Cette hypothèse sera reprise par Blavoux (1988), Monjuvent et Nicoud (1988), puis Nicoud *et al.* (1993), tandis que R. Arn (1984), lui, considère ce stade comme un stade de retrait.

En 1970, Gangloff présente une étude morphologique du bassin de Genève où les dépôts paraglaciaires et glacio-lacustres consécutifs à la déglaciation würmienne sont particulièrement bien décrits. De cette étude, nous retiendrons le modèle de récession glaciaire que nous retrouverons dans l'avant-pays savoyard. De plus, quelques interprétations novatrices pour l'époque retiennent l'attention : l'auteur décrit un glacier du Rhône débordant le seuil du Mont Sion au sud de la cuvette lémanique sous la forme de *« deux langues glaciaires parallèles »*. Nous reviendrons sur ce point dans la troisième partie de notre travail. L'étude de Gangloff semble, à priori, ignorée des chercheurs suisses qui ont travaillé plus tard dans le bassin genevois.

Arn (1984), sur la base d'arguments sédimentologiques, montre que le glacier du Rhône a atteint plusieurs fois une extension équivalente

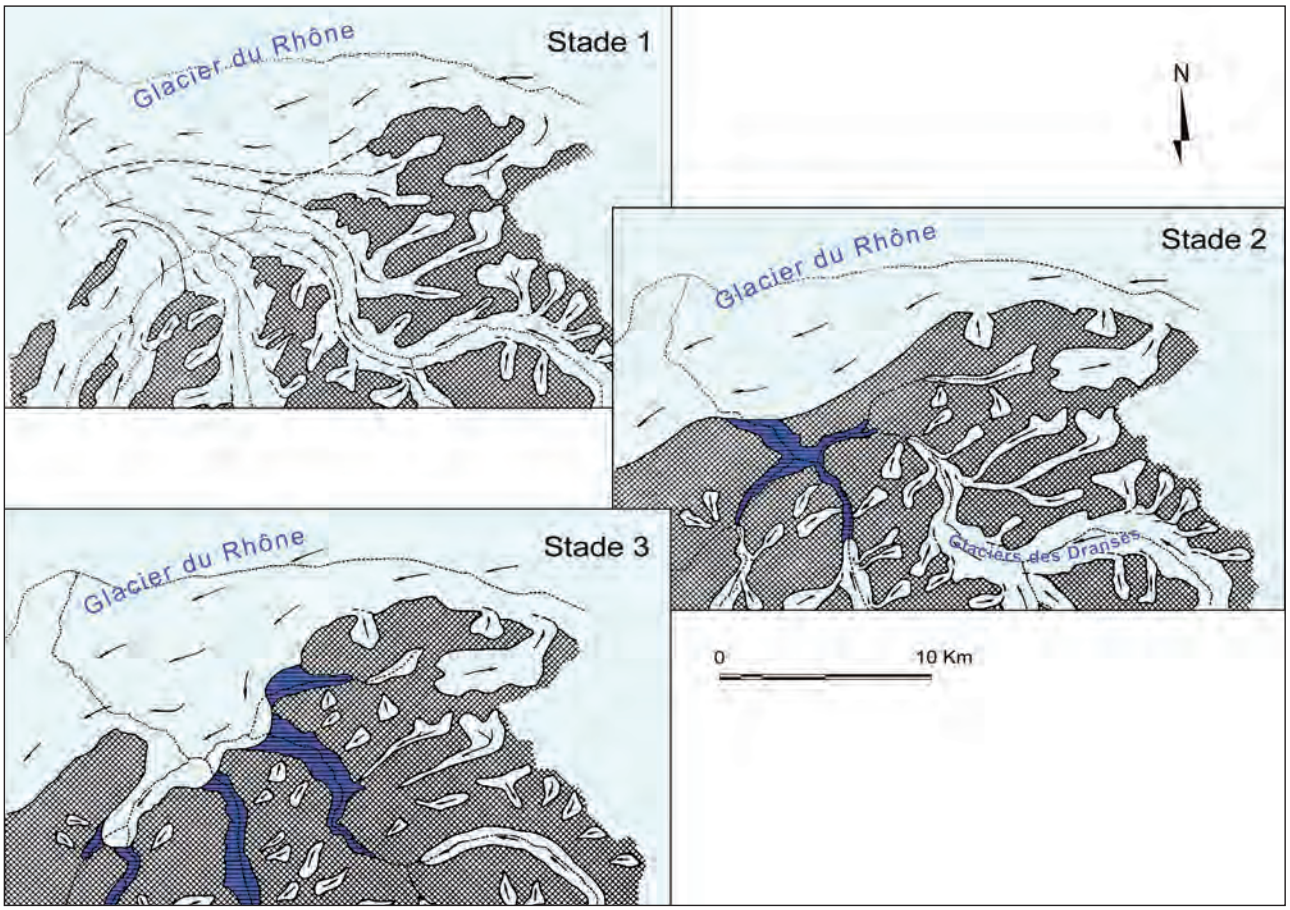


Fig. II. 30 – Essai de reconstitution des divers stades d'englacement pendant le dernier cycle glaciaire. Stade I : «Würm I» glaciers du Rhône et locaux à leur maximum ; stade 2 : «Würm II» glacier du Rhône en expansion, barrages glaciaires des vallées des Dranses, glaciers locaux à leur maximum ; stade 3 : «Würm II» glacier du Rhône en fin de progression, glaciers locaux en retrait (Burri, 1963), colorisé.

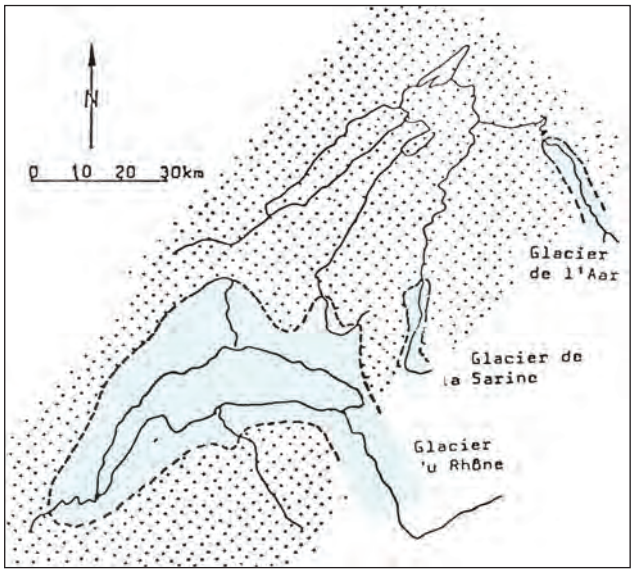


Fig. II. 31 – Carte schématique de Burri du glacier du Rhône au stade de Genève (1977), colorisée.

au « stade lémanique », avant et après le maximum, et définit plusieurs stades « locaux » : les stades de Cossonay et de Bioley-Orjulaz antérieurs au maximum, l'accumulation du plateau de Bière et le stade de Montosset définis comme des phases de retrait.

Grâce aux études hydrogéologiques entreprises par la Société des Eaux d'Evian au début des années 1960, des sondages mécaniques effectués dans la couverture quaternaire de la rive sud du lac Léman ont permis de multiplier les observations, et de décrire des stratigraphies complètes (depuis le substratum jusqu'à la surface). Entre 1964 et 1970, de nombreux forages et sondages entièrement carottés ont été étudiés par Blavoux (1966). Plus tard, de nouveaux forages sont réalisés (Blavoux, 1978). A partir des descriptions des unités lithologiques, de nouvelles analyses palynostratigraphiques (Blavoux et Brun, 1966 ; Brun, 1977) et de datations (Balkalowicz *et al.*, 1970 ; Dray, 1971 ; Blavoux *et al.*, 1980), les premières interprétations chronologiques suivantes sont proposées (Blavoux, 1966 ; Blavoux et Brun, 1966 a, 1966 b ; Blavoux et Dray, 1971) :

• une première avancée maximale avant 35 000 BP, atteignant probablement l'altitude de 1300 m sur le plateau de Gavot ;

• une période de décrue glaciaire, au cours du Würm moyen, marquée par des dépôts lacustres à tourbeux intercalés dans la moraine. Blavoux (1988) pense que le Léman était proche de sa cote actuelle au cours de ces interstades ;

• une ré-avancée pendant le Würm récent, ne dépassant pas l'altitude de 850 m sur le plateau de Gavot.

Dans leur étude de la partie occidentale du bassin molassique genevois, Maystre et Vergain (1992) proposent une cartographie détaillée des dépôts quaternaires atteignant par endroits une épaisseur de plus de 120 mètres. Les nombreux sondages et forages profonds, ainsi qu'une analyse sédimentologique des divers faciès reconnus, leur permettent d'apporter des précisions concernant la géométrie, l'extension des dépôts et de retracer l'histoire glaciaire de la région. Huit unités ont pu être distinguées, une chronologie basée sur la stratigraphie est proposée. Les auteurs suggèrent que la région genevoise a enregistré trois avancées glaciaires, séparées par des optima climatiques pendant lesquels une végétation a pu s'installer :

• la première avancée glaciaire responsable de la moraine basale inférieure (unité A). Celle-ci est surmontée stratigraphiquement par des marnes à lignites (unité B) déposées lors d'un optimum climatique. Ces unités ont pu se déposer au Würm précoce ou avant le Würm (interglaciaire) ;

• la seconde avancée glaciaire est à l'origine de la formation d'un sandur proglaciaire durant le Würm précoce (alluvion ancienne: unité C). Au paroxysme de la deuxième avancée glaciaire, le glacier du Rhône recouvre complètement *« l'alluvion ancienne »* laissant la Moraine intermédiaire (unité D) comme trace de son passage lors du Würm moyen ;

• le retrait du glacier permet la formation d'un lac. Des limons s'y déposent (complexe glacio-lacustre limono-argileux. unité E) durant des périodes en alternance froides et tempérées ;

• la dernière avancée du glacier du Rhône dépose un niveau à blocs au sommet de l'unité E (complexe glacio-lacustre limono-argileux) et un complexe morainique supérieur

(unité F). Cette dernière avancée peut être mise en parallèle avec la récurrence de Genève ou celle de Laconnex identifiée par de nombreux auteurs (Burri, 1986 ; Monjuvent et Nicoud, 1988 ; Moscariello *et. al.,* 1998 ; Triganon *et al*., 2003).

Dans son étude sédimentaire de la partie occidentale du bassin lémanique, Moscariello (Moscariello, 1996 ; Moscariello *et al*., 1998) suggère que les stades de Laconnex et de Genève témoignent d'une déglaciation à la fin du Würm dans un lac proglaciaire de niveau variable, respectivement d'altitude 470, 430 et 405 m. Une étude du retrait du glacier du Rhône dans la rade de Genève, puis dans le Petit Lac Léman, met en évidence deux stades supplémentaires, respectivement distants de 12 et 18 km à l'est de Genève ***(fig. II. 32)***.

Pour les auteurs de la notice de la carte géologique BRGM «Annemasse» (Charollais *et al.*, 1998), le glacier se serait retiré par étapes successives selon la séquence suivante :

• séparation des glaciers du Rhône, de l'Arve et du Giffre ;

• apparition du lac Léman à la cote 435 m, qui recouvrait alors totalement l'emplacement de l'agglomération genevoise;

• dépôts lacustres et d'alluvions fluvio-glaciaires dans l'espace libéré ;

• le glacier stationne à Annemasse et occupe encore en partie le Petit Lac. Le lac alors en comblement stationne à un niveau de 420 m d'altitude ;

• le petit lac atteint ensuite la cote de 400 m d'altitude car le Rhône aurait incisé sa gorge en aval, provoquant une baisse du niveau du lac. L'évolution n'est plus sous influence glaciaire directe.

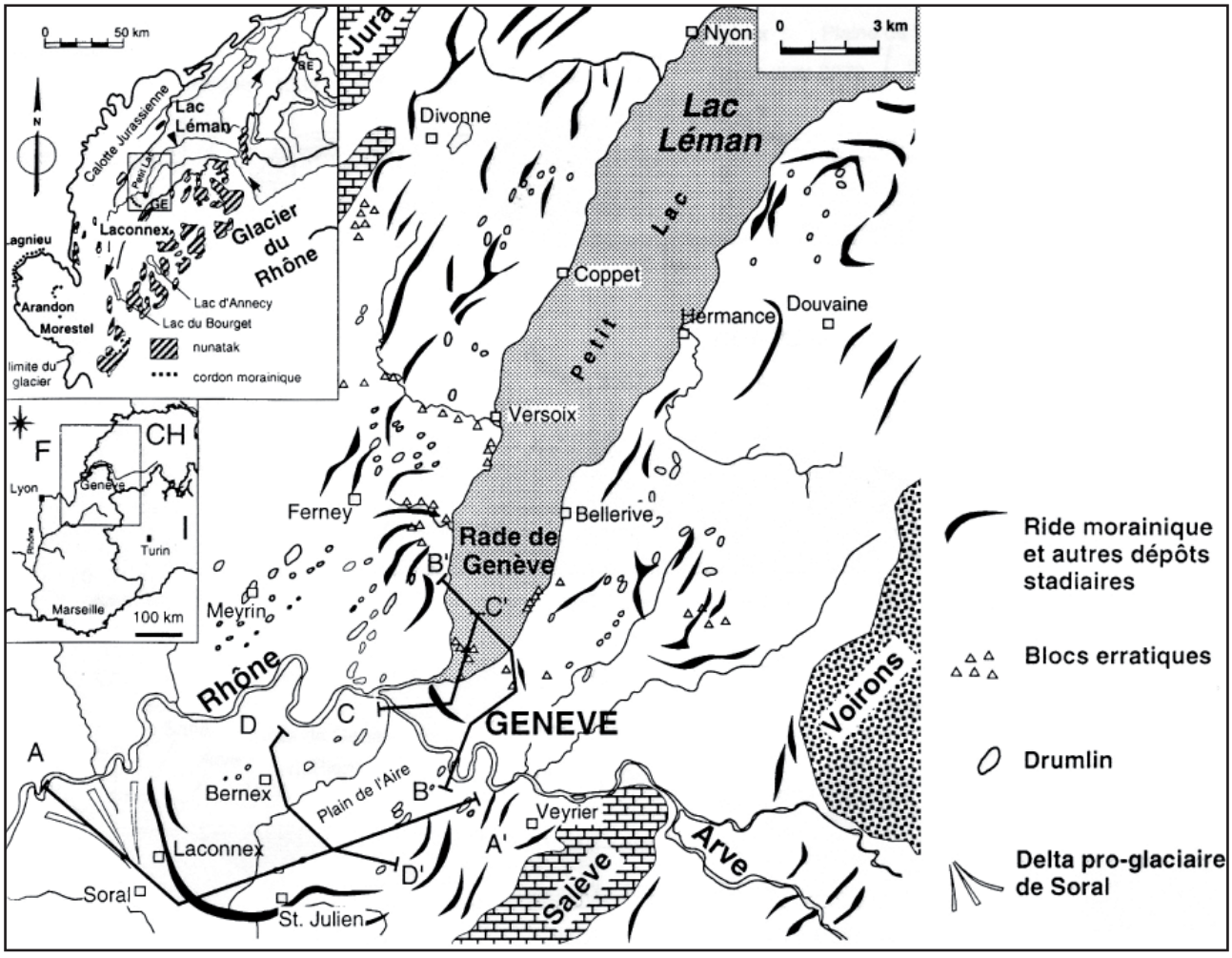


Fig. II. 32 – Cartographie des moraines frontales des trois stades internes au bassin lémanique (Moscariello et al., 1998).

La terrasse supérieure de la Bergue (500 - 510 m) près de Cranves-Sales se serait formée pendant le retrait glaciaire. Elle montre des alluvions très grossières épaisses de quelques mètres en provenance du glacier du Rhône par le chenal de Cranves-Sales, dont elle était le débouché. Mais la continuité entre la terrasse et le chenal a été interrompue par des apports plus récents issus de ce chenal. Ces apports ont raviné la terrasse de la Bergue et édifié une terrasse inférieure.
A la fin du retrait glaciaire, le chenal de Machilly a fonctionné. La nappe caillouteuse des alluvions fluvio-glaciaires d'Annemasse - Gaillard a transité essentiellement par le chenal de Machilly, vallée actuellement morte, parcourue par le Foron. Les matériaux provenaient du plateau morainique de Saint-Didier-Bons.
Nous retiendrons que, pour ces auteurs, les *« alluvions anciennes »* sont des alluvions de progression du glacier Würmien ; il n'y a qu'une glaciation au Würm, *« elle s'étend jusqu'à Lyon »* et est suivie d'un retrait sans oscillations transgressives enregistrées dans le bassin lémanique.

Les travaux récents de Triganon (Triganon, 2002 ; Triganon *et al.*, 2005) sur les terrains quaternaires de la rive méridionale du Léman avaient pour objectif d'établir la géométrie des formations quaternaires de ce secteur et du haut plateau de Vinzier. Vingt trois nouveaux forages, dont de nombreux carottés atteignant le substratum, ont été réalisés selon deux transects E- W et un transect N-S.

À partir de ces données lithostratigraphiques et de calages radiométriques, Triganon (2002) propose la reconstitution suivante ***(fig. II. 33)*** :

- une première crue majeure du glacier du Rhône antérieure à 38 000 BP;
- une décrue importante, suivie par la mise en place d'un lac dont la cote se situerait autour de 400 m d'altitude ;
- une seconde réavancée du glacier rhodanien, plus modeste, ne dépassant pas la région genevoise ;
- un second retrait glaciaire par étapes ;
- une dernière nouvelle crue glaciaire désignée par Triganon sous le terme de *« récurrence du Petit Lac »* ;
- puis, une déglaciation définitive du bassin lémanique.

Enfin, en 2005, David Dupuy, dans sa remarquable thèse de géophysique lacustre, analyse les différentes unités sédimentaires entre le delta du Rhône et le Petit Lac. En s'appuyant sur une campagne de «sismique réflexion» 3D, il tente de préciser l'organisation des unités sédimentaires d'âge quaternaire. L'identification, puis l'analyse des sédiments glaciogèniques dont l'épaisseur maximale atteint 150 m au centre du lac, ont permis à l'auteur de retracer la chronologie relative des différentes avancées glaciaires. Dans la zone d'Evian, il met en évidence la présence de lentilles de sédiments glacio-lacustres perchées sur le flanc de la cuvette lémanique. En corrélant les données de forages, Dupuy conclut qu'il s'agit du complexe inférieur de la pile sédimentaire d'Evian. Celui-ci serait un dépôt de kame associé à un lac périglaciaire.
L'observation de dépôts glaciolacustres logés sur le talus sud de la cuvette lémanique, précisée par des acquisitions 2D puis un jeu de données 3D, permet de reconnaître le prolongement sous-lacustre des formations décrites autour d'Evian et étudiées en détail grâce aux forages réalisés pour les Eaux d'Evian (Triganon *et al.*, 2006).
Ce travail souligne l'existence des dernières transgressions glaciaires dans le lac Léman. La plus récente des surfaces de contact glaciaire a été cartographiée : son front (réavancée tardive) se situe dans le Petit Lac et sa position lui permet de la corréler au stade de Nyon (Moscariello, 1998). D'autres érosions glaciaires plus profondes témoignent d'autres stades glaciaires plus anciens.

Une récente étude réalisée par Anne Guyomard (Guyomard *et al.*, 2007) sur les formations superficielles de la moyenne vallée de l'Ugine, en limite méridionale du plateau de Gavot, complète la chronologie quaternaire du bassin lémanique. À partir de données cartographiques, de forages et de profils géo-électriques, l'auteur met en évidence le schéma

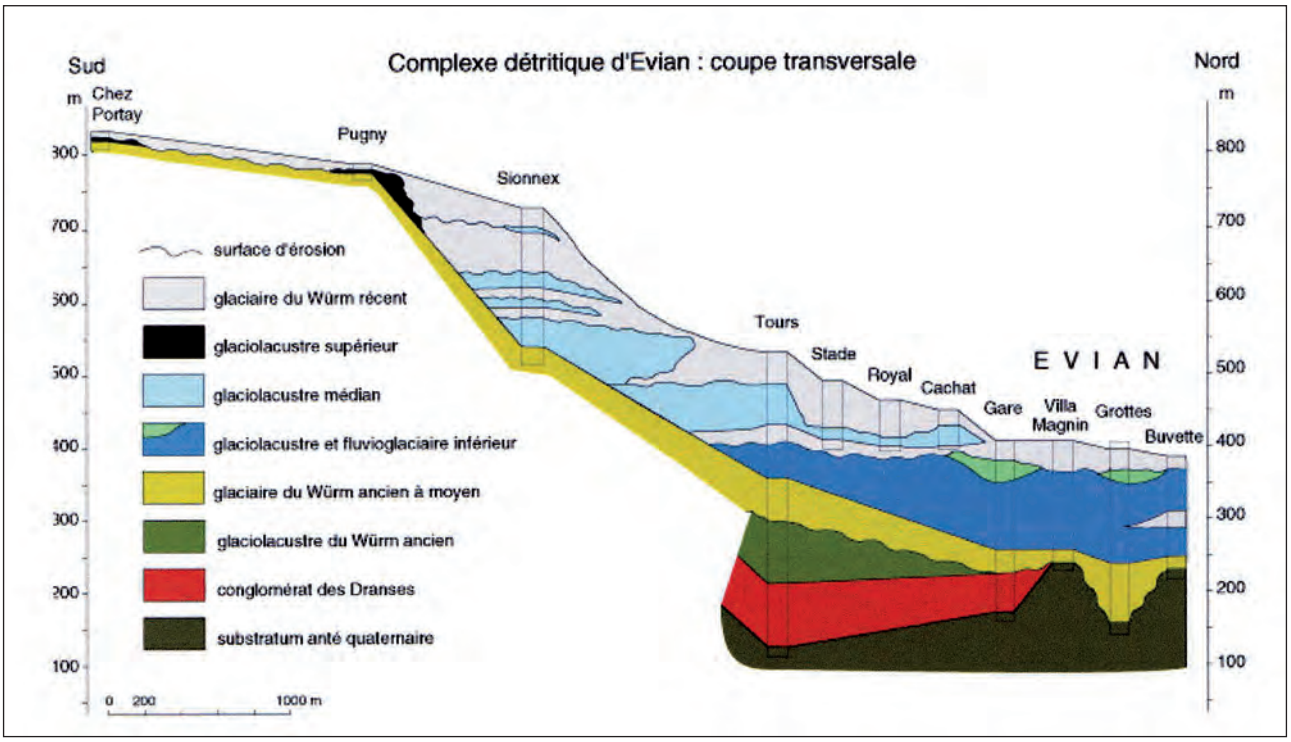


Fig. II. 33 - Synthèse stratigraphique des dépôts quaternaires de la région (Triganon, 2002).

suivant, de la base au sommet :

• des dépôts sablo-graveleux à caillouteux interglaciaires antérieurs à la glaciation würmienne et équivalents aux *« conglomérats des Dranses »* ;

• un dépôt de tills de fond rhodaniens correspondant à l'extension maximale locale du Würm, dépassant l'altitude de 1 250 m ;

• des dépôts graveleux fluvio-glaciaires accompagnant le retrait des glaciers du maximum d'extension glaciaire et contemporains du complexe inférieur glacio-lacustre du plateau de Gavot (Triganon, 2002) ;

• enfin, des dépôts lacustres laminés (Burri, 1963), associés à la récurrence glaciaire du stade de Genève et contemporains du complexe supérieur du plateau de Gavot (Triganon, 2002).

Ces trois études récentes confirment et affinent la stratigraphie mise en évidence par leurs prédécesseurs. Elles s'intègrent remarquablement dans la stratigraphie du Quaternaire lémanique maintenant bien établie (Burri, 1986 ; Monjuvent et Nicoud, 1988 ; Maystre et Vergain, 1992 ; Triganon *et al.*, 2005).
La question de la position du front glaciaire correspondant au «*stade lémanique*» a fait l'objet de nombreuses hypothèses ; plusieurs fronts glaciaires ont été définis entre Yvoire et l'aval de Genève :

• Forel (1888, 1892) démontre l'existence d'une ride de dépôts glaciaires entre Yvoire et le centre du Petit Lac qu'il définit comme une moraine frontale sous-lacustre ;

• Penck et Brückner (1909) font correspondre leur stade «lémanique» à la moraine sous-lacustre d'Yvoire, et rattachent le stade de Laconnex à un stade plus étendu atteignant encore le pied du Jura.

Du point de vue paléogéographique, le «stade lémanique» atteindrait une altitude de l'ordre de 1250 m à Villars, dans le Chablais, déterminant l'accumulation des très larges terrasses d'obturation de Gryon-Villars-Chesières (Schoeneich 1997), 1 200 m à Luan, 1000 m aux Avants, 975 m au Vallon de Villard et peut-être la terrasse de Châtel-St-Denis, puis, sur la Côte vaudoise les terrasses de Bière et de Montosset (Arn, 1984). Sur la rive française lui correspondrait le sommet de l'accumulation d'Evian et de Thonon vers 850 m (Monjuvent et Nicoud 1988, Nicoud *et al.*, 1993). Dans la région gene-

voise, plusieurs fronts glaciaires sont échelonnés (Jayet, 1945 ; Moscariello, 1996 ; Moscariello *et. al.*, 1998). Burri (1986) en a proposé une représentation en perspective très cohérente ***(fig. II. 34)***.

Conclusion sur la cuvette lémanique

Depuis maintenant un siècle et demi, les nombreux travaux réalisés dans le bassin lémanique font ressortir la pluralité « des glaciations würmiennes » définie par Morlot (1854), précisée par Penck et Brückner (1909), puis Bourdier (1962).
La plupart des auteurs sont unanimes pour reconnaître deux grandes avancées majeures du glacier du Rhône pendant le cycle glaciaire würmien : l'une paroxysmale débordant au nord et au sud de la cuvette lémanique ; l'autre, récurrente, désignée sous l'appellation de stade lémanique.
Ainsi, postérieurement au maximum würmien, le glacier du Rhône remplissait la cuvette lémanique sans en déborder. Cette fluctuation transgressive est identifiée sous l'appellation de «stade lémanique» et doit être considérée comme une unité bien distincte du point de vue stratigraphique. En effet, tous les témoins relevés par les auteurs se rapportent à une extension glaciaire majeure, mais non paroxysmale, responsable d'une série d'oscillations dont deux dernières récurrences significatives, limitées au Petit Lac (Fior, 2006).

Dans la basse vallée de l'Arve

En 1963, Corbel reconstitue une histoire de la déglaciation. Illustrant le début du Tardiglaciaire, il propose, pour la basse vallée de l'Arve würmienne, un glacier appuyé largement sur les montagnes voisines, celles du Salève et des Voirons : le « *stade de la cluse du Salève* ».

Armand (1978), propose un schéma de la déglaciation de la basse vallée de l'Arve : entre le moment du maximum qu'il attribue au « *Würm II* » et l'Holocène, le retrait glaciaire s'effectuant par paliers successifs. Armand illustre ce retrait au moyen de six schémas paléogéographiques. Les quatre premiers concernent l'édification successive de forma-

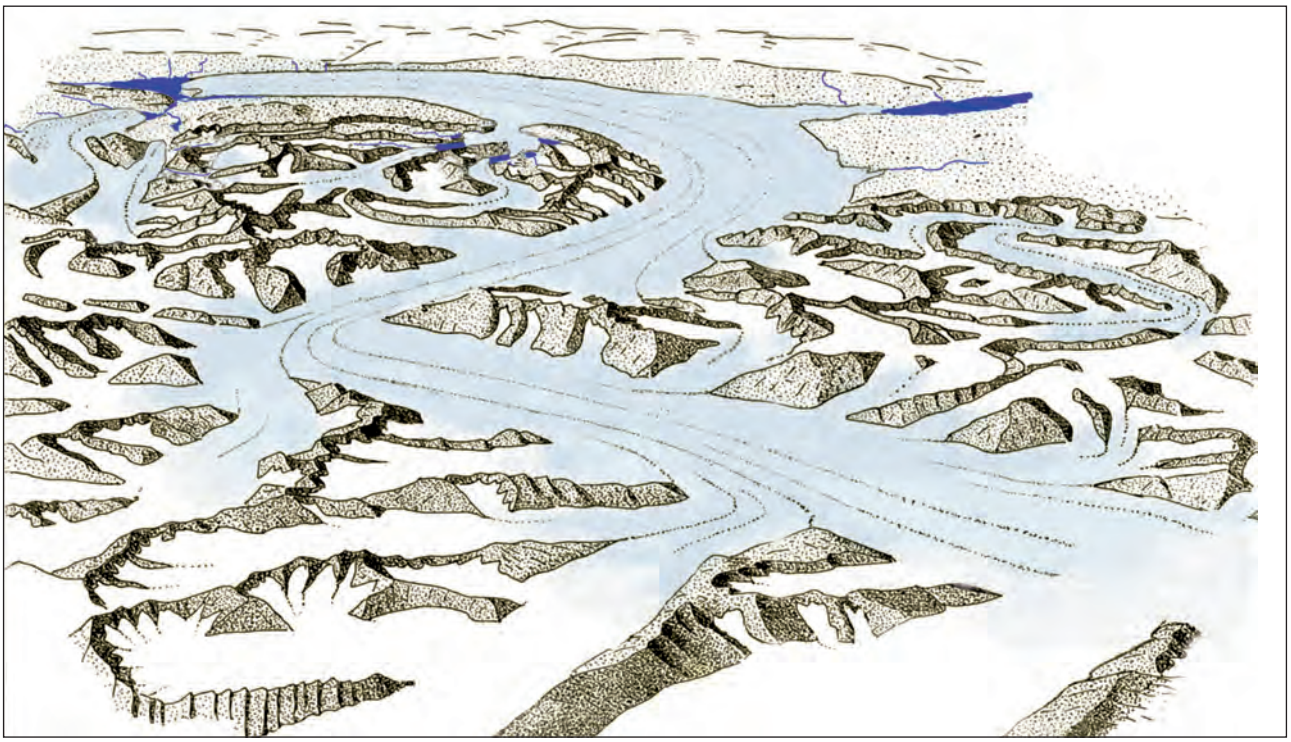


Fig. II. 34 – Représentation en perspective du stade lémanique (Burri, 1986), colorisée.

tions juxtaglaciaires (constructions morainiques et terrasses de kame), attribuées, sous toutes réserves, à la déglaciation succédant au maximum würmien «*Würm II*» ; les deux derniers relèvent d'un retour des glaciers au «*Würm III*» (correspondant au Pléniglaciaire supérieur) avec le stade des Rocailles qu'Armand attribue à une récurrence glaciaire ***(fig. II. 35)***. Le retrait définitif des glaces est à l'origine de l'édification de la terrasse de Contamine-sur-Arve.

Il revient à Dorthe-Monachon (1986) de proposer, dans sa thèse, un essai de reconstitution paléogéographique de l'ensemble de la vallée de l'Arve, grâce à l'étude des morphologies glaciaires. Après une analyse bibliographique détaillée, elle propose un retrait à partir d'un stade haut à 900-950m, postérieur à l'extension maximale. Ce stade «*de la Marmotte*», attesté par des dépôts deltaïques de la Chapelle Rambaud sur le plateau molassique des Bornes, souligne que le glacier diffluait encore en direction d'Annecy par les cols d'Evires et du Sappey. Suit un retrait par étapes (La Tour, Loex, Fillinges, ...) marqué par des dépôts lacustres paraglaciaires. Le stade «*des Rocailles*», correspond à un glacier de l'Arve «*définitivement individualisé*». Le retrait glaciaire vers l'amont s'est poursuivi par étapes successives soulignées par des accumulations morainiques. Aucune scission de l'appareil glaciaire en lobes de glace morte n'est envisagée par cet auteur.

Au cours de la réalisation de la carte géologique Annemasse 1/50000 (Charollais *et al.*, 1998), Monjuvent redéfinit la lithostratigraphie des dépôts et leur paléogéographie, en relation avec ceux du bassin genevois. Il fait ressortir huit étapes de la fusion glaciaire würmienne à l'aval de Bonneville. Dans ce document, aucun élément ne permet d'avancer une chronologie absolue entre le maximum würmien et les stades de retrait.

3. 1. 3 – Dans la basse Isère et les grandes cluses.

Dans la vallée de l'Isère

A partir des observations morphologiques et stratigraphiques dressées dans le bassin du Drac jusque dans la cluse de Grenoble, Mon-

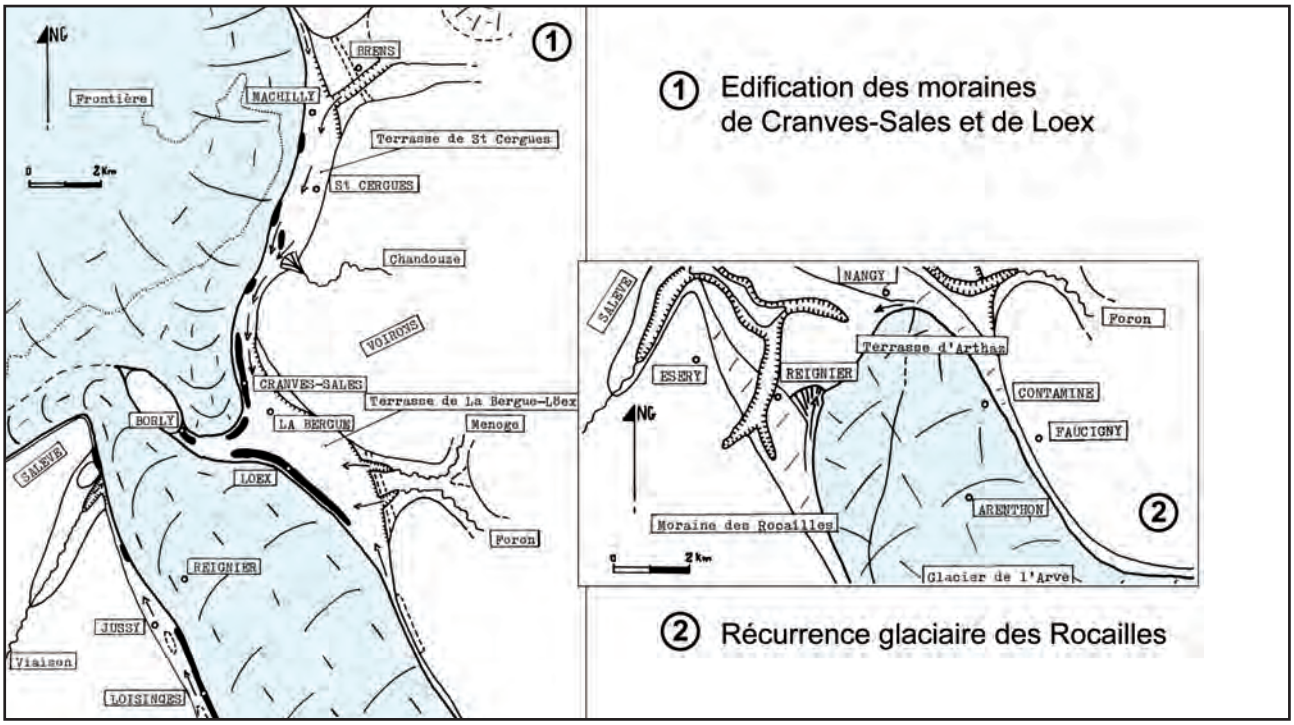


Fig. II. 35 – Les stades ultimes du dernier Pléniglaciaire de la basse vallée de l'Arve (1) et le stade récurrent des Rocailles (2), reconstitués par Armand (1978), colorisé.

juvent (1978) propose l'existence de deux avancées glaciaires. S'agissant du Würm, une seconde avancée, moins importante, attribuée au Würm III, n'aurait pas dépassé Grenoble.
C'est pendant l'interstade Würm I-II que se seraient constituées les banquettes de la Combe de Savoie (Planaise) et du Haut-Grésivaudan (Barraux). Le lignite de ces banquettes correspondrait à une phase interstadiaire, (ce que suggérait Penck, contrairement à Bourdier). Les argiles d'Eybens, traversées par un sondage carotté (INQUA, 1969), sont rattachées, de ce fait, à l'interglaciaire Riss-Würm. Les alluvions sus-jacentes (graviers deltaïques de la Gâche ou de Champagnier) et les lignites se seraient déposés dans un lac d'obturation glaciaire würmien «*créé par un bouchon de glace morte dans la cluse de Grenoble*», consécutif au retrait glaciaire de la grande avancée du «*Würm II*». Ces sédiments seront, à leur tour, recouverts par la moraine de la récurrence des glaciers de l'Isère et de la Romanche au «*Würm III*», sans érosion majeure. Les recherches de terrain n'ont pas permis de retrouver les cordons morainiques frontaux associés à ce stade ultime dans la basse Isère. Du point de vue morphologique, l'interprétation des formes de retrait permet de reconstituer l'extension des glaciers. Au SE de Grenoble, les moraines de Poisat sont considérées comme les témoins de l'avancée maximale du glacier isérois lors de cette nouvelle extension. Un lac d'obturation de niveau supérieur (245 m) se serait alors établi temporairement dans le Grésivaudan ***(fig. II. 36)***. Une terrasse de kame contemporaine se serait mise en place au niveau du Crey d'Eybens : cette formation recélait des éléments ligneux datés par Hannss (1973). Toutes ces données conduisent les auteurs à fixer la limite de ce front glaciaire au niveau de Grenoble. D'autres accumulations morainiques identifiées sur le plateau de Champagnier sont attribuées au glacier de la Romanche qui aurait atteint Uriage à la même période (Monjuvent, 1978). Les moraines de Poisat témoigneraient donc de la dernière avancée du glacier isérois dans l'ombilic grenoblois. D'après Fourneaux (1976), il s'agirait de la «récurrence post-wurmienne».

Sondages récents dans la vallée de l'Isère

En 1999, les données acquises à partir du forage destructif (GMB1) réalisé dans la région de Grenoble (Montbonnot) permettent d'envisager une dynamique très différente des flux glaciaires au Pléistocène supérieur (Nicoud *et al.*, 2002). Ce forage, profond de 536 m, a atteint la cote - 318 m NGF. Il met en évidence une série glacio-lacustre à lacustre recouverte par un épisode fluviatile, le tout reposant sur le plancher morainique de la dernière glaciation. La sédimentation lacustre semble continue et aucun niveau d'érosion ni intercalation de till ou de «*drop stones*» ne sont identifiés. Aucune récurrence lors du comblement lacustre n'aurait eu lieu d'après ces données. Mais les auteurs (communication personnelle G. Nicoud) n'excluent pas l'idée d'un retour du glacier isérois, limité à l'ombilic de Grenoble, pendant le LGM (MIS 2) ; l'analyse des «*cuttings*» ne permettant pas d'être décisif dans l'identification des sédiments.

Conclusion sur la déglaciation de la vallée de l'Isère

De ce bref aperçu sur les étapes de retrait glaciaire dans l'ombilic de Grenoble, nous retiendrons que la récurrence du glacier isérois et du glacier de la Romanche dans les ombilics de Grenoble et de Vizille est avérée par différentes constructions morainiques et deltaïques.
Ce retour des glaciers de l'Isère et de la Romanche, postulé par les auteurs, serait en accord avec la chronologie relative suggérée par les différentes études dans l'ensemble de l'arc alpin : bassin de Laragne pour le glacier de la Durance (Jorda *et al.* 1988), bassin lémanique pour le glacier du Rhône (Monjuvent et Nicoud, 1988 ; Moscariello et. al. 1998 ; Triganon *et al.*, 2003), vallée de l'Aar pour le glacier de l'Aar (Beck et Rutsch, 1958 ; Schlüchter, 1976, 1981) ; bassin de Constance pour le glacier du Rhin (Schreiner 1992 ; Keller et Krayss, 1980,1994 ; de Graff et de Jong, 1995).

Dans la cluse d'Annecy-Faverges

Cette grande cluse a fait l'objet de nombreuses études sédimentologiques (Van Rensbergen, 1996 ; Manalt, 1998) qui ont permis de proposer différents scénarii du retrait glaciaire dans cet ombilic.
Dans le cadre d'une étude de la sédimentation des grandes dépressions occupées par les lacs subalpins, Van Rensbergen (1996), tente d'interpréter les étapes importantes de la déglaciation des grandes cluses. L'auteur définit cinq stades de récession dans la région d'Annecy ***(fig. II. 37 et II. 38)***. Au troisième stade, la diffluence du glacier de l'Arve par le seuil des Bornes (col d'Evires) serait toujours active et atteindrait l'ombilic d'Annecy alors que la diffluence de l'Arly et du Beaufortin serait en retrait au S-E du verrou de Talloires/Duingt. On retiendra de ce travail la part prépondérante donnée par l'auteur aux glaciers de l'Arve et du Rhône.
Toujours à propos de la cluse d'Annecy, Manalt (1998) désigne l'appareil glaciaire occupant la cluse d'Annecy / Faverges sous le nom de glacier de l'Arly (du nom des gorges qu'il traverse). Selon l'auteur, à Ugine, ce glacier se séparait en deux courants de glace : l'un en direction de la dépression d'Annecy par la cluse de Faverges, l'autre en direction d'Albertville pour rejoindre le glacier de l'Isère. ***(fig. II. 39)***.

Conclusion sur la déglaciation de la cluse d'Annecy

A l'examen de la littérature relative à la déglaciation de la dépression d'Annecy, on constate que les récents travaux n'ont pas tenu compte des études anciennes basées sur de solides identifications pétrographiques et interprétations géomorphologiques des dépôts glaciaires. Ces auteurs sont tombés dans l'écueil lié au concept traditionnel d'un glacier de

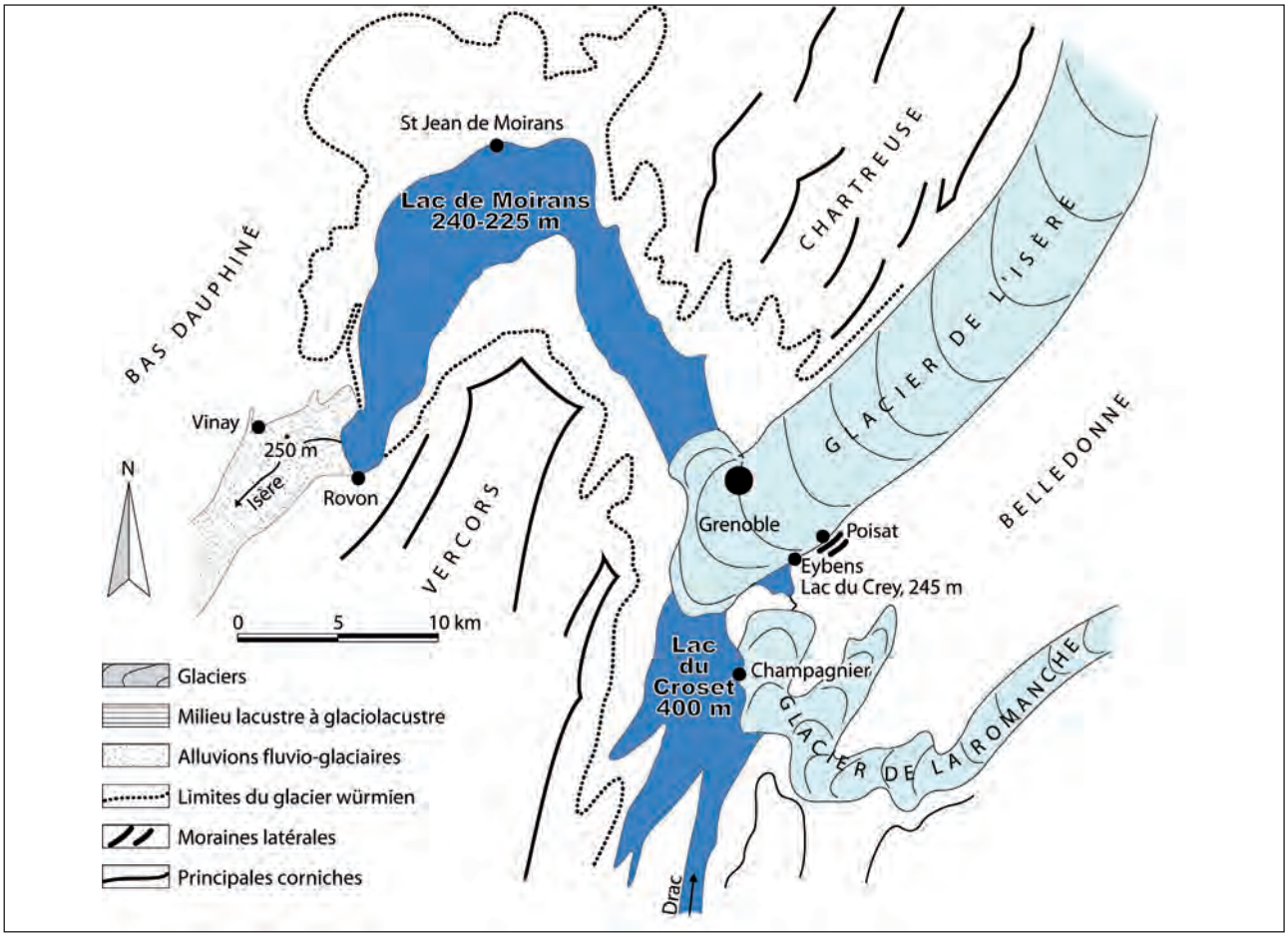


Fig. II. 36 – Carte de la récurrence du glacier de l'Isère au «Würm III» (Monjuvent, 1978).

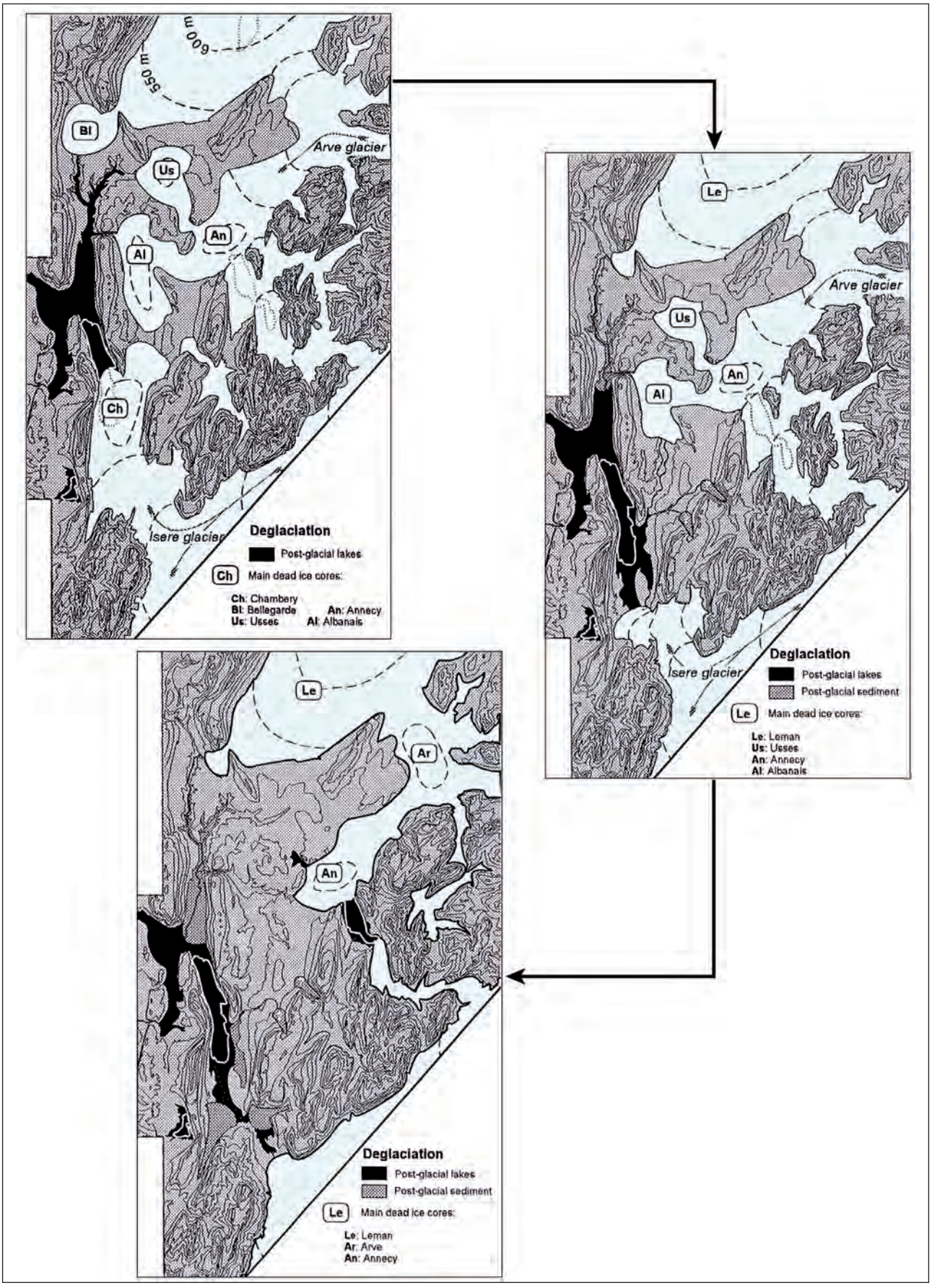


Fig. II. 37 – Interprétation de la déglaciation des cluses de Chambéry et d'Annecy, étapes A, B et C (Van Rensbergen, 1996,) colorisé.

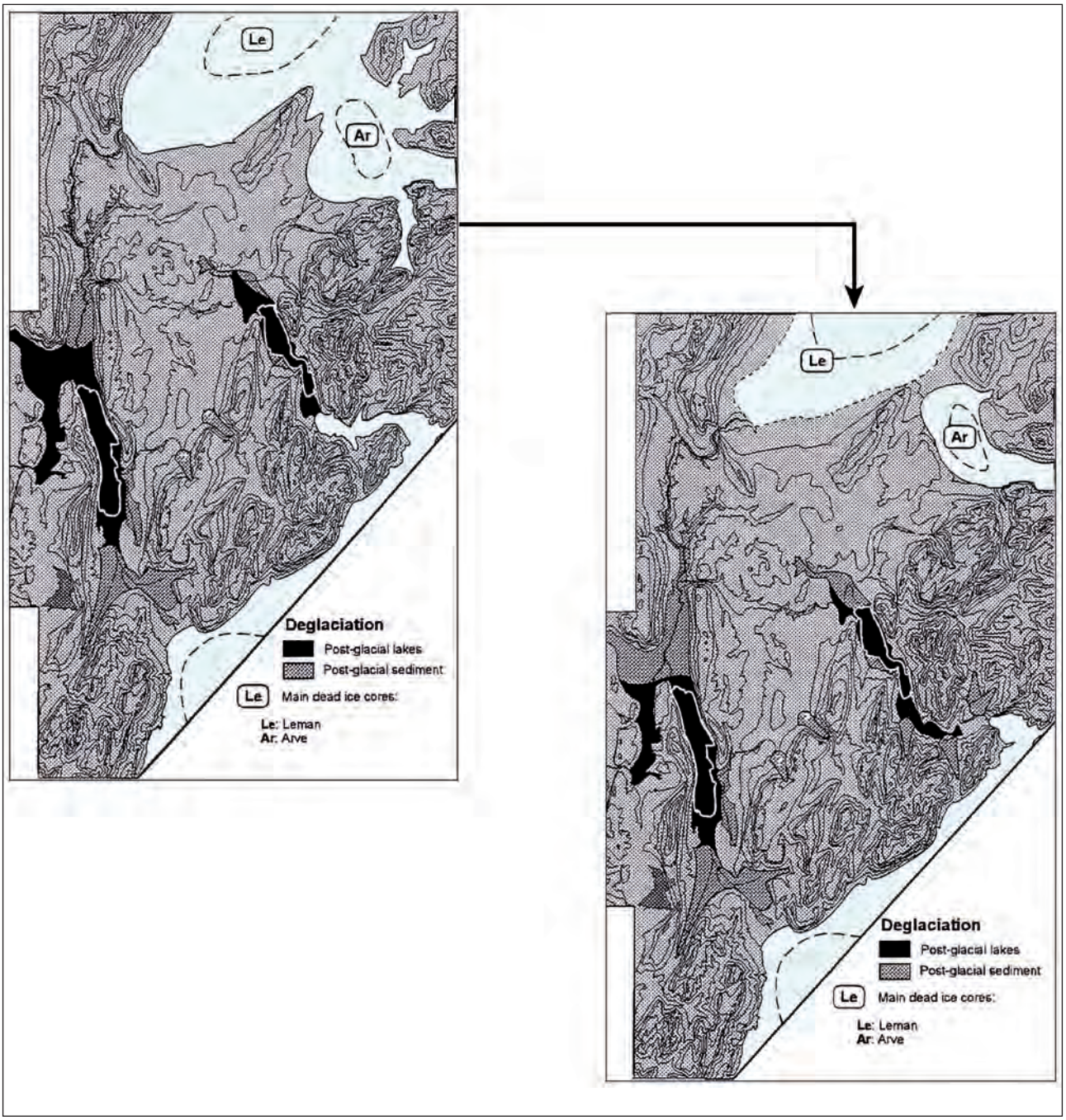


Fig. II. 38 – Interprétation de la déglaciation des cluses de Chambéry et d'Annecy, étapes D et E (Van Rensbergen, 1996), colorisé.

l'Arve puissant dont la diffluence par le col d'Evires est omniprésente alors que les glaces sont en récession dans la cuvette du lac d'Annecy. Certains d'entre eux accordent une part importante aux glaciers locaux des Aravis.
Cette interprétation est étroitement liée au fait que les auteurs ont étudié un secteur précis et ne se sont pas attardés sur les bassins versants pourvoyeurs en glace, négligeant les données de terrain et les travaux réalisés dans les bassins versants voisins.
On s'interroge sur le bien fondé de certaines interprétations paléogéographiques : comment concevoir un glacier de l'Arve suffisamment épais pour diffluer par le col d'Evires et occuper la dépression nord du lac d'Annecy, avec un glacier dans la cluse d'Annecy largement en retrait au sud du verrou Talloires/Duingt, appareil présumé plus proche des zones d'alimentation ?

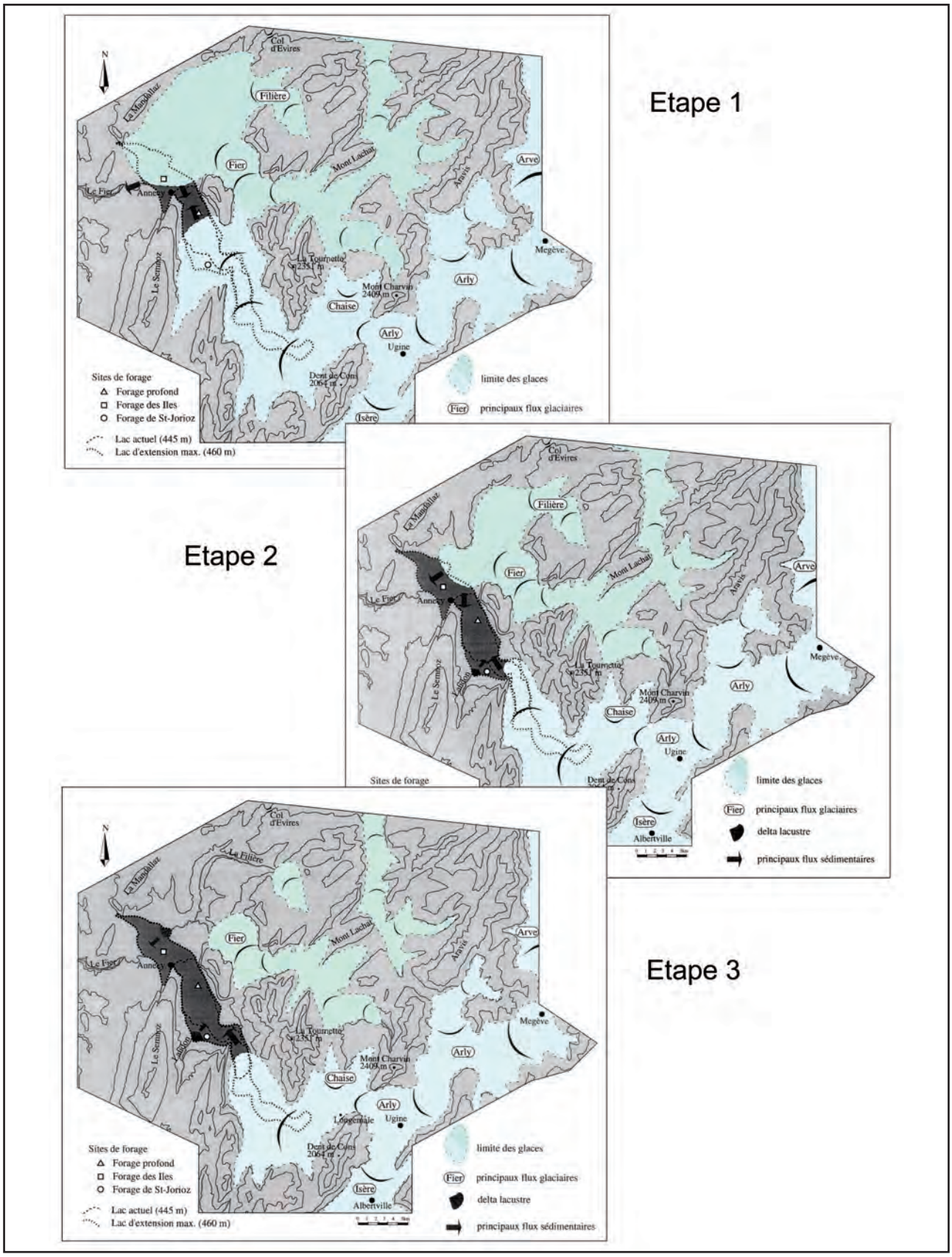


Fig. II. 39 – Interprétation des contacts glaciaires au cours des étapes de retrait dans la cluse d'Annecy (Manalt, 1998), colorisé.

3. 2 – Les stades ultimes dans la vallée de l'Arve

Les précurseurs

Les formations d'origine glaciaire de la basse vallée de l'Arve ont fait l'objet, dès la fin du 18e et le début du 19e siècle, de travaux de recherche et d'interprétations à l'exemple de précurseurs comme de Saussure (1778), puis de Charpentier (1830).

Dès 1837, De Luc est le premier à reconnaître l'origine erratique des blocs calcaires de la plaine des Rocailles. Il les attribue à l'action des «*grands courants fluviaux*».

Bien plus tard, Favre (1884), par des descriptions géologiques très complètes, recherche minutieusement la limite supérieure de l'erratique et du poli glaciaire. 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 assimilation de la morphogenèse très en avance sur son temps.
En 1876, Viollet-Le-Duc publie « *Le massif du Mont-Blanc* » dans lequel il décrit glaciers et moraines, le tout bien illustré par de nombreux dessins et croquis. 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.

Au 20e siècle, la « *Plaine des Rocailles* » fait l'objet de nouvelles et nombreuses études : celles de Delebecque (1909), de Penck et Brückner (1909), de Kilian (1916) et de Kilian et Revil (1918). Ces derniers attribuent au stade de Bühl (chronologie des Alpes orientales) les dépôts de la plaine des Rocailles et à un stade postérieur, les crêtes latérales de Vozerier-Amancy.

En 1928, Mejean, dans une monographie consacrée au bassin de Bonneville, émet une hypothèse nouvelle sur l'origine de «*l'urgonien des Rocailles*». Il avance l'hypothèse d'un écroulement transporté par le glacier du Borne.

En 1929 et 1931, Corbin et Oulianoff, auteurs de la carte géologique du massif du Mont-Blanc au 1/20 000, font paraître deux articles consacrés aux captures glaciaires de la haute vallée de l'Arve.

De Martonne (1931) reprend les interprétations de ses prédécesseurs ; il ne s'intéresse qu'à la haute vallée et ne fait aucune observation nouvelle concernant l'aval de la vallée de Chamonix.

Deleau, en 1973, s'attarde sur les formations d'origine glaciaire de la basse vallée et avance des hypothèses sur la genèse de la «plaine des Rocailles».

Armand, en 1978, étudie les formations superficielles de la basse vallée de l'Arve ; il propose plusieurs étapes de retrait du glacier de l'Arve. L'auteur envisage une récurrence qu'il situe à la fin du dernier pléniglaciaire : la récurrence glaciaire des Rocailles.

Les études récentes

La décennie qui suit s'avère particulièrement féconde : c'est en 1986 que C. Dorthe-Monachon s'attarde sur les formations d'origine glaciaire de la basse vallée, puis de la moyenne vallée de l'Arve. ***(fig. II. 40)*** Elle note la présence de dépôts entre Cordon et Combloux et interprète la moraine du Fayet d'en Haut. Elle propose un stade du glacier à Sallanches en relation avec cette moraine.

En 1987, Wetter étudie les moraines du Fayet et s'attarde sur la moraine du village de Gravin. Il reconnaît alors trois stades de stationnement du glacier dans l'ombilic de Sallanches ***(fig. II. 41)***, puis trois stades entre l'ombilic de Servoz et celui de Chamonix.
La haute vallée de l'Arve (vallée de Chamonix) fait l'objet de nombreuses études (Mayr, 1969 ; Bless, 1984 ; Dorthe-Monachon, 1986 ; Wetter, 1987 ; Ballandras et Jaillet, 1998 ; Lucena, 1998) qui s'attardent sur les formations glacio-lacustres et les barrages latéraux d'origine glacio-morainique. Ils les attribuent unanimement à la récurrence du Dryas récent.

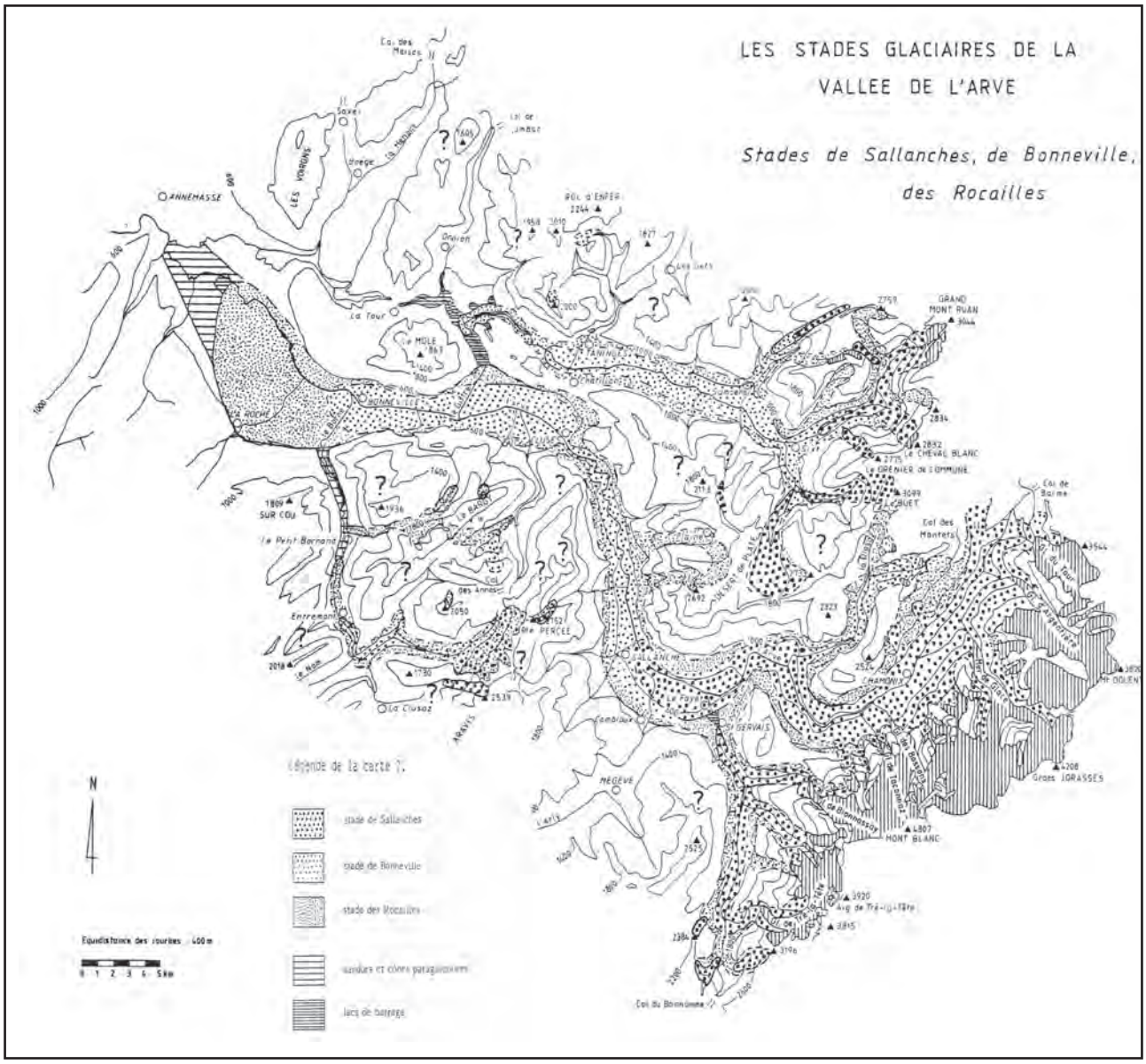


Fig. II. 40 – Les étapes de la déglaciation de la vallée de l'Arve (Dorthe-Monachon, 1986).

Cette paléogéographie est confirmée et affinée par l'interprétation de la marge proglaciaire du glacier du Tour (Jaillet, Ballandras, 1999) ou complexe du Planet. De ces travaux récents, on mentionnera le travail de Lucéna (1998) qui apporte sa contribution à l'étude du la récurrence du Dryas récent dans l'ombilic de Chamonix ***(fig. II. 42)***

Enfin, en 2005, une étude du bassin de Sallanches met en évidence plusieurs étapes majeures et secondaires de la déglaciation de la moyenne vallée de l'Arve (Coutterand et Nicoud, 2005).

Huit stades de stationnement du glacier sont reconnus entre le verrou calcaire de Cluses à l'aval et le verrou cristallin des Houches :

- les stades de Magland divisés en un stade de la Tour Noire - les Villards et un stade de la Pierre à Voix, légèrement postérieur ;
- les stades du Fayet divisés en stades de Robinson, des Amérands, du Fayet d'en Haut, du Fayet du Milieu et du Fayet d'en Bas ;
- et le stade des Houches, sur le verrou cristallin éponyme.

Ces fluctuations tardiglaciaires du glacier de l'Arve dans l'ombilic du Fayet-Sallanches se sont déroulées dans un environnement lacustre. De ce fait, la sédimentation progres-

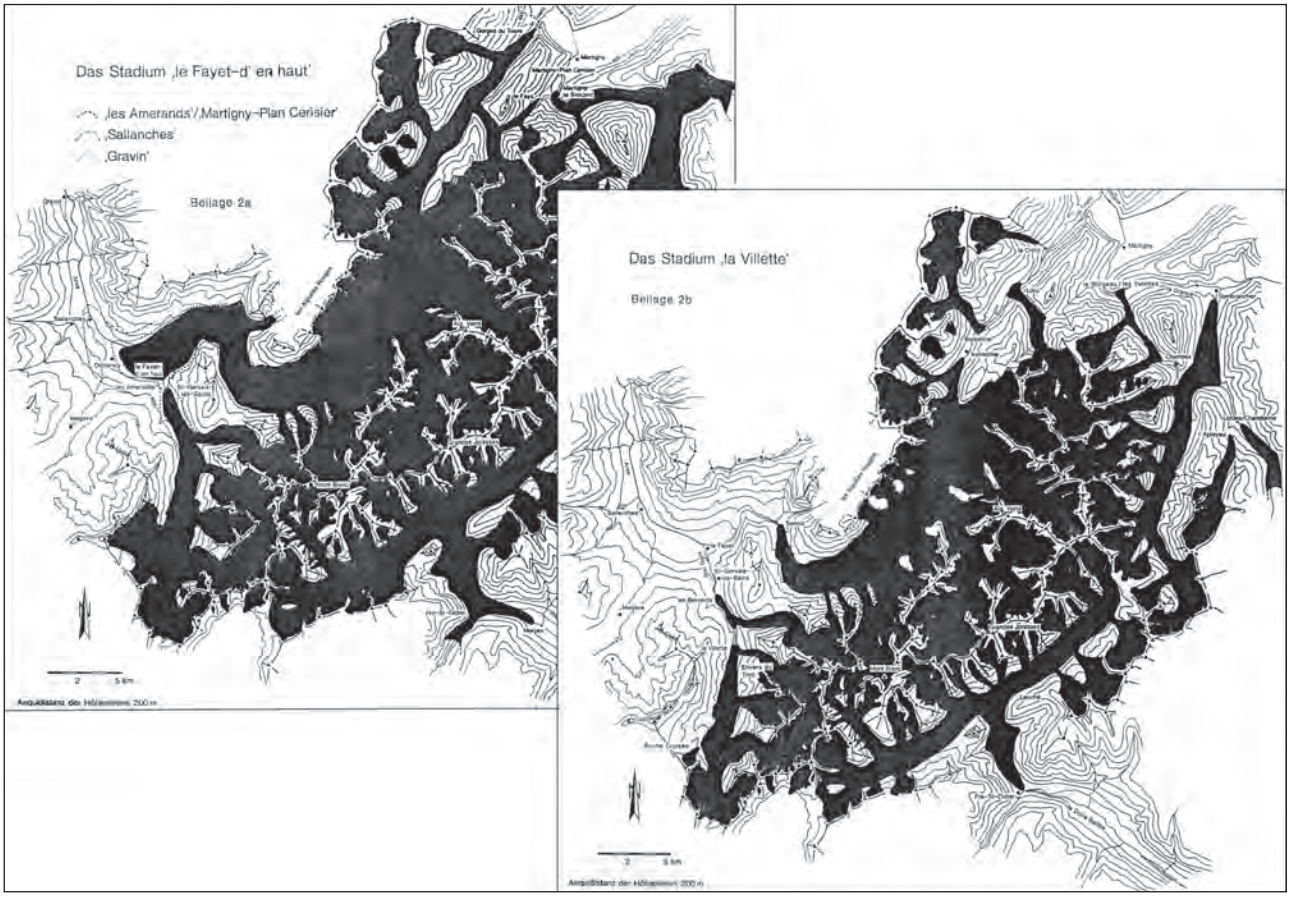


Fig. II. 41 – Les étapes de la déglaciation de la haute et moyenne vallée de l'Arve (Wetter, 1987).

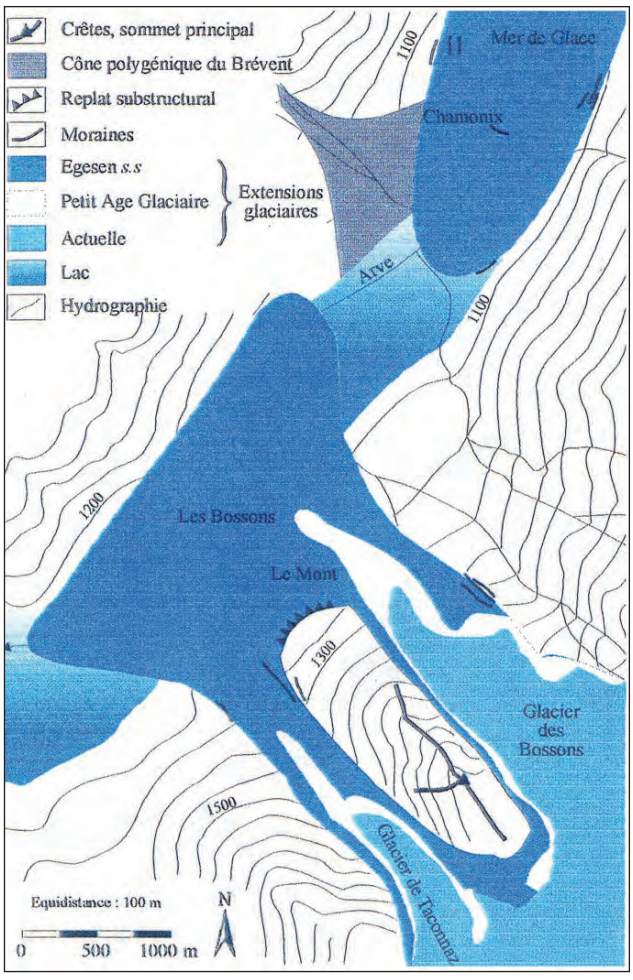


Fig. II. 42 - Reconstitution paléogéographique de la récurrence du Dryas récent dans l'ombilic de Chamonix (Lucena, 1998).

sive de l'ombilic a provoqué l'oblitération de tous les fronts morainiques. Il ne subsiste aujourd'hui que les dépôts latéraux ***(Fig.II. 43)***.

Cette étude fait apparaître des divergences d'interprétation concernant l'extension des langues glaciaires, notamment avec celles de Dorthe-Monachon (1986). Coutterand et Nicoud, comme Wetter (1987), proposent des langues glaciaires courtes et pentues, proches des analogues actuels. Pour sa part, Dorthe-Monachon propose un glacier de l'Arve très plat et de grande extension longitudinale.

Conclusion générale

La richesse de la couverture quaternaire de la région des Alpes nord-occidentales et la relative abondance des témoins glaciogéniques hérités du dernier cycle glaciaire a permis de préciser la paléogéographie de l'englacement du maximum würmien.

A l'examen des travaux sur des lobes de piémont du «système glaciaire Rhône/Arve/Isère», les auteurs sont unanimes pour envisager une avancée maximale, dont les témoins s'étendent toujours au-delà des arcs morainiques frontaux les mieux représentés. Il s'agit du «stade A» du complexe des moraines internes de l'Est lyonnais et de la basse Isère.

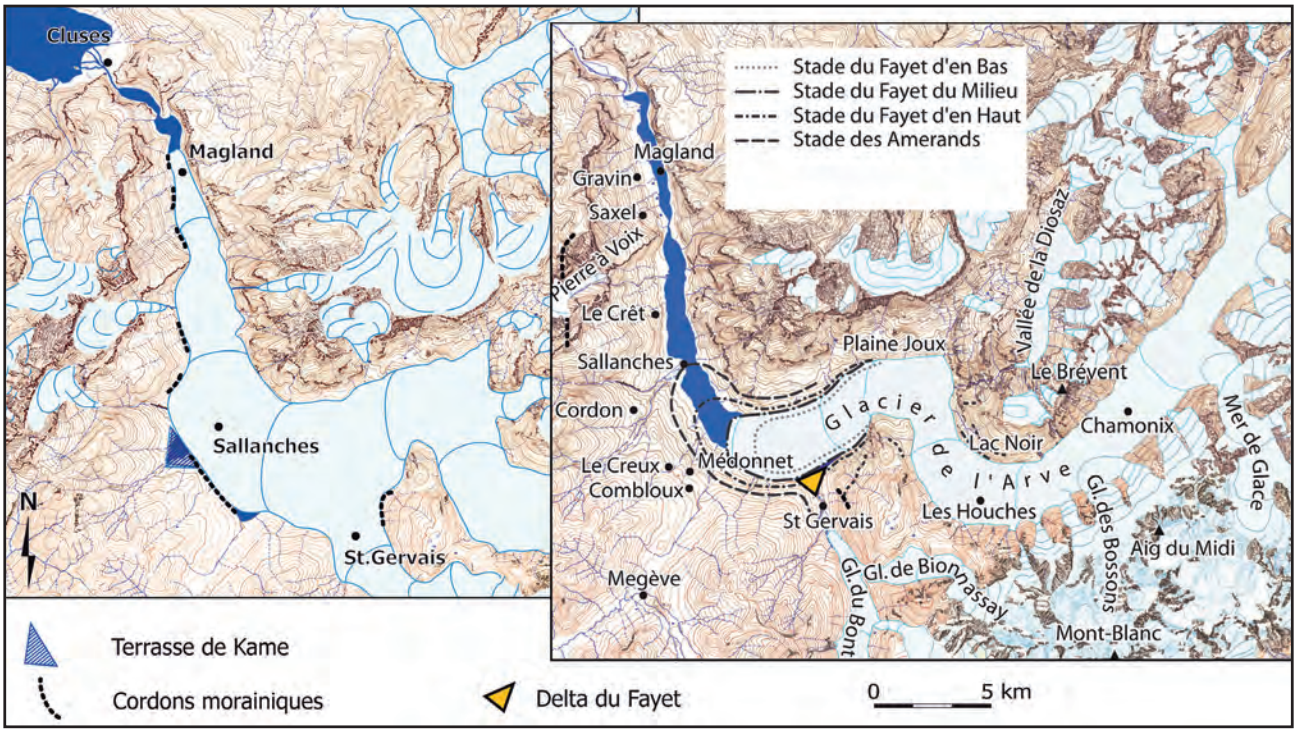


Fig. II. 43 – Reconstitution paléogéographique du stade de Magland et des stades du Fayet (Coutterand et Nicoud, 2005).

Concernant le lobe suisse du glacier du Rhône, sa paléogéographie est bien connue grâce aux vastes constructions morainiques qui courent tout au long du versant oriental du Jura. L'alimentation du lobe de piémont est bien cernée par les auteurs suisses qui concluent à une alimentation principalement issue du Valais.

Dans le bassin lémanique, la paléogéographie du glacier du Rhône en contact avec le Jura est également bien établie. En revanche, la paléogéographie proposée par les auteurs au sud de la Chautagne présente de nombreuses incohérences : elles concernent en particulier le profil longitudinal du glacier alpin ; s'agit-il du glacier du Rhône ou d'autres appareils «*glaciers savoyards*» ?

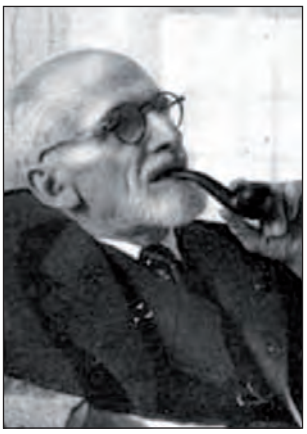
Dans la vallée de l'Isère, les moraines latérales et frontales de l'ombilic de Grenoble autorisent une bonne reconstitution paléogéographique du glacier würmien. Malgré tout, de nombreuses incertitudes subsistent. Elles concernent : (i) la reconstitution paléogéographique du glacier isérois dans la Combe de Savoie : l'altitude atteinte par les glaces würmiennes a directement influencé la puissance des diffluences de l'appareil isérois dans les massifs subalpins des Bauges, de la Chartreuse et du Vercors ; (ii) la reconstitution des contacts glaciaires Romanche / Isère et de l'organisation des flux dans l'ombilic de Grenoble. Aucun auteur n'a cherché à estimer la puissance relative des deux appareils en contact. Le volume de glace issu du bassin de la Romanche semble largement sous-estimé (Vivian et Ricq, 1969 ; Monjuvent, 1978). D'après les auteurs plus anciens, (Lory, diverses publications) le glacier de la Romanche aurait contribué à l'alimentation du lobe de Moirans.

Concernant l'alimentation du lobe lyonnais, les auteurs du XX^{e} siècle, négligeant les travaux précurseurs, sont partis du postulat que l'appareil rhodanien était responsable des constructions morainiques de l'Est lyonnais. Partant de ce paradigme, la part à attribuer aux flux qui empruntaient la cluse de Chambéry devenait alors négligeable. La question de l'origine de l'alimentation du lobe lyonnais ressurgit. Elle est encore sujette à controverse dans l'état actuel des connaissances, aucun élément déterminant ne permettant de conclure. En raison des épaisseurs de glaces atteintes, les écoulements des glaciers au Quaternaire, guidés par la topographie, empruntaient souvent d'autres cheminements que le réseau hydrographique actuel. De ce fait, il est possible que les «glaciers savoyards» aient contribué à l'alimentation du lobe lyonnais par les grandes cluses des massifs subalpins. Sur ces hypothèses, l'alimentation depuis le bassin lémanique doit être reconsidérée et c'est ici tout le sens du travail entrepris.

Concernant la reconstitution des flux glaciaires qui ont emprunté les grandes cluses de Chambéry et d'Annecy au maximum würmien, aucun consensus ne semble se dégager chez les auteurs. L'ensemble des auteurs s'accorde à définir un flux isérois qui a pénétré dans le val du Bourget, mais sans en préciser l'extension. Des divergences portent sur la situation géographique des zones de contacts glaciaires dans le val du Bourget. Force est de constater que les interprétations ont toujours été influencées par la représentation traditionnelle d'un glacier du Rhône au flux majeur, dominant les autres glaciers, malgré les remarquables travaux de Falsan et Chantre (1879).
Ce concept désormais traditionnel d'un glacier Arve/Rhône toujours dominant ne laisse que peu de place aux flux s'écoulant par les grandes cluses et drainant de vastes zones d'accumulation glaciaire à l'est de la Savoie et de la Haute-Savoie (glaciers savoyards).

La synthèse des connaissances acquises dans les massifs subalpins fait état de la «polémique» portant essentiellement sur la puissance des diffluences des glaciers alpins au maximum du Würm ; le fonctionnement de ces diffluences est directement lié à l'altitude atteinte par les glaces alpines. On remarquera que la situation proximale des Bauges et du Chablais, vis-à-vis des grandes zones d'accumulation et leur dispositif structural très ouvert a favorisé la pénétration des glaciers alpins dans les vallées de ces massifs.

L'état des connaissances démontre bien le problème majeur qui réside dans le schéma traditionnel d'un flux glaciaire majeur nord – sud. Ce flux, matérialisé par le glacier du Rhône renforcé des apports du glacier de l'Arve, serait responsable de la mise en place du «complexe des moraines internes» de l'Est lyonnais. Partant d'un autre schéma de pensée initié par les précurseurs, les reconstitutions des flux pourraient tenir compte de la présence des vastes zones d'alimentation situées globalement à l'est des massifs subalpins. De cette conception, il est possible que les flux principaux se soient écoulés selon une direction est – ouest, faisant abstraction du réseau hydrographique tel qu'il est connu aujourd'hui.



MAURICE GIGNOUX
1881-1955

ELIE GAGNEBIN
1891-1949

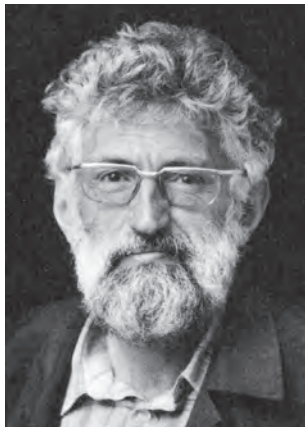
ADRIEN JAILLET
1896-1971

HEINRICH JÄCKLI
1915-1994

FRANK BOURDIER
1910-1985

PAUL GIDON
-1985

PIERRE MANDIER
1935-2005



MARCEL BURRI
né en 1932

Planche hors-texte 5 : Quelques uns des principaux acteurs de l'étude du Quaternaire alpin.

4 - Les problèmes de la chronologie du maximum d'englacement würmien et de la déglaciation

L'état précédent des connaissances a permis d'entrevoir la grande disparité des interprétations et des études. On constate que la plupart des travaux ont cherché à dater les évènements glaciaires relatifs à leur terrain d'étude sans pour autant intégrer les observations issues des terrains voisins.
Ce chapitre a pour objectif d'établir une synthèse des données relatives à la chronologie du dernier cycle glaciaire würmien dans la partie nord-occidentale de l'arc alpin. L'examen d'une littérature abondante dont les premiers écrits remontent au XIX^{e} siècle a pour objet de poser les principales conclusions émises par les différentes écoles de pensée et d'en dégager les grandes tendances.
Le développement de nouvelles méthodes de datation et l'émergence de nouveaux schémas d'évolution de la chronologie du Quaternaire récent permettent de compléter l'état des connaissances sur la chronologie des évènements glaciaires «récents».

4. 1 – Les données chronologiques dans les Alpes françaises

4. 1. 1 - Le bassin lémanique

Cette région a fait l'objet dès le début du XX^{e} siècle de travaux sur la chronologie des incursions glaciaires.
A cette époque, la majorité des quaternaristes est ralliée aux théories de Penck et Brückner (1901-1909). Les études qui suivent se consacrent à l'établissement d'une chronologie détaillée des fluctuations glaciaires. En 1937, Gagnebin publie «Les invasions glaciaires dans le bassin du Léman». Il identifie dans la basse vallée des Dranses des dépôts morainiques qu'il associe à deux grandes glaciations ***(fig. II. 44)***. Il attribue au Würm le glaciaire supérieur, dans lequel il place les dépôts interstadiaires qu'il n'a pu observer, mais dont l'existence lui a été rapportée par les travaux antérieurs de Favre (1867).

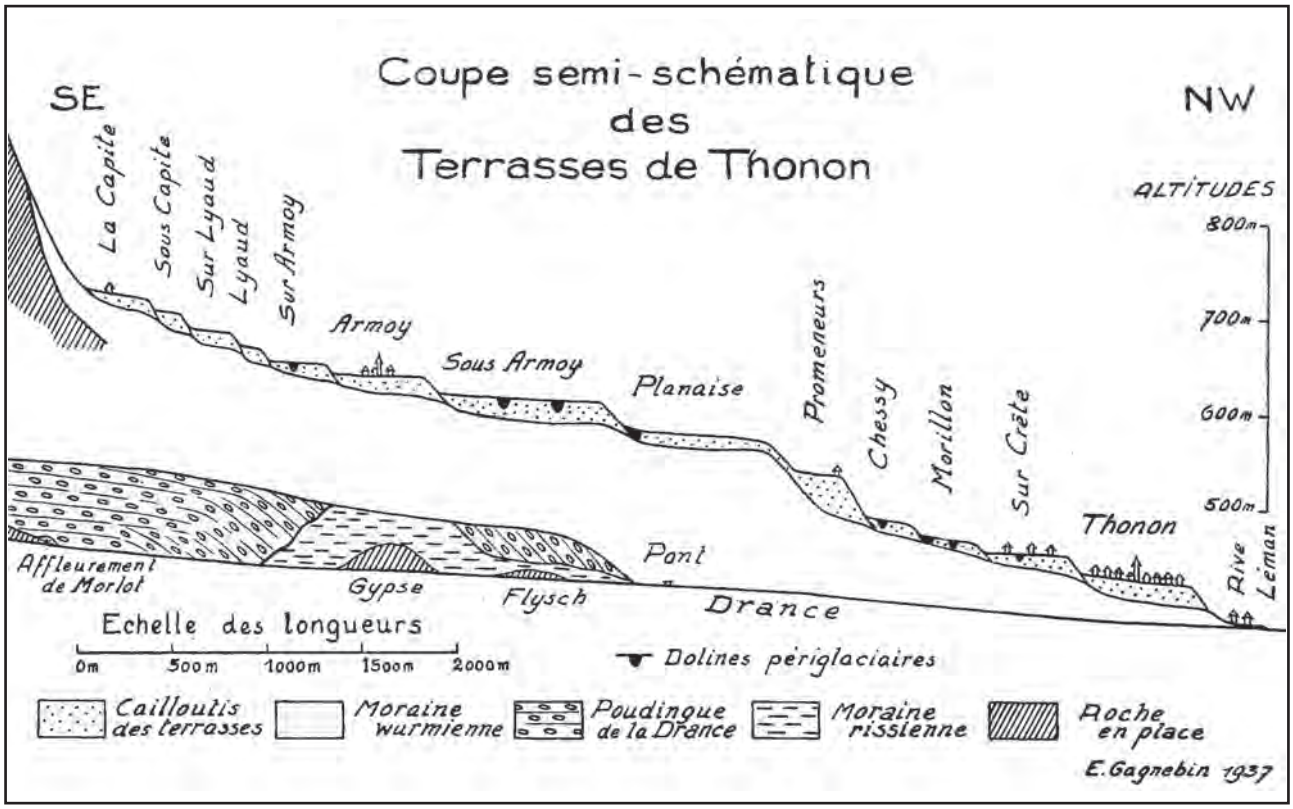


Fig. II. 44 - Interprétation de la coupe des Dranses et des Terrasses de Thonon (Gagnebin, 1937).

Etudiant les graviers de la Côte, Gagnebin (1937) pense qu'ils se sont déposés sur les flancs du glacier würmien lors de son avancée. Le glacier en crue aurait ensuite recouvert ses alluvions fluvioglaciaires.

Plus tard, toujours dans l'affleurement des Dranses, une couche dite «*tourbeuse*» interstratifiée dans un complexe morainique est découverte sous le village d'Armoy (Lemée et Bourdier, 1950). Cette couche est décrite comme celle observée auparavant par Favre (1867), bien que ce dernier l'ait qualifiée de «*niveau à lignites - et non tourbeuse*». Une analyse pollinique est réalisée sur ces dépôts (Lemée et Bourdier, 1950) afin d'en connaître l'âge et la signification paléoclimatique : les auteurs postulent alors que cette tourbe s'est déposée au cours d'un interstade würmien (Lemée et Bourdier, 1950 ; Lemée, 1952). Bourdier (1962) évoquera plus tard la possibilité d'un âge interglaciaire. En se fondant sur les interprétations de Favre (1867) et la comparaison avec les charbons feuilletés d'âge interstadiaire de la Wässerifluh (Lüdi, 1953), il rapporte ces tourbes à un épisode marécageux succédant au glacier würmien ! Vernet (1956) date ces dépôts du retrait rissien, voire d'une progression würmienne. En 1973, il fournit un âge $^{14}C \geq 35\,000$ BP pour un échantillon de lignite du Signal de Bougy, prélevé par Jeannet.

A l'issue de ces travaux pionniers, la conception d'une glaciation würmienne se résumant à une unique avancée glaciaire est mise à mal par la découverte de différents dépôts organiques infra-morainiques attribués au Würm. Après la mise en évidence d'une «*pluralité des glaciations*», *la* question d'une «*pluralité des épisodes glaciaires*» au sein du dernier cycle glaciaire est avancée à son tour.

A ce propos, Bourdier (1968) écrit : «*Les avancées glaciaires, qui résultent d'une certaine conjonction entre le froid et l'humide, (...) sont des phénomènes discontinus, qui détruisent souvent sur leur passage les dépôts antérieurs ou les recouvrent de leurs sédiments. La presque totalité des géologues trouve commode de désigner la dernière période froide sous le nom de Würm (...) ; pourrait-on souhaiter qu'à l'expression : la glaciation wurmienne (...) on substitue l'expression : les glaciations wurmiennes ?*»

Comme précédemment évoqué, c'est dans les années 1960 que Burri, (1962, 1963, 1977) entreprend une étude approfondie des terrains quaternaires de la région lémanique. A l'issue de son volumineux travail, incluant de nombreuses données polliniques (Villaret et Weidmann *in* Burri, 1963), Burri conclut que le glacier du Rhône atteignit le Piémont lors de sa première extension, probablement au cours du Würm ancien. De ce fait, les travaux de Burri (1962, 1963, 1977) sont véritablement les premiers à contredire l'idée devenue classique d'un maximum des avancées glaciaires vers 20 000 BP. C'est au cours de la décennie 1980-1990 que les études issues des enregistrements paléoclimatiques ($\delta\,^{16}O$ / ^{18}O) en milieu océanique et milieu continental (inlandsis) valideront l'hypothèse d'un maximum de froid mondial, le Last Glacial Maximum (LGM) autour de 20 000 BP. Beaucoup de chercheurs ont, alors, adapté cette chronologie à leur terrain d'étude en milieu continental.

Le LGM (stricto sensu) défini par Crowley et North (1991) est basé sur le dernier maximum des courbes SPECMAP, ($\delta\,^{16}O$ / ^{18}O) des dépôts carbonatés ***(fig. II. 45)*** (Chappell et Shackelton, 1986). Il correspond à une période comprise entre 18 000 ^{14}C BP et 21 000 ^{14}C BP, soit en âge calibré 20 000 – 23 000 cal BP.

Ce schéma reposant sur le volume des glaces à l'échelle mondiale, perturbera plus les travaux des quaternaristes travaillant sur la chronologie du Pléistocène récent dans les Alpes qu'il ne les aidera. En effet, s'appuyant sur les nombreuses datations disponibles du système glaciaire Rhin / Linth (maximum récent, MIS 2), de nombreux auteurs ont cherché systématiquement à calquer la chronologie alpine sur ce schéma. Cette situation rendra alors l'hypothèse de Burri d'autant plus difficile à défendre au sein de la communauté scientifique suisse allemande. L'hypothèse d'un maximum würmien ancien n'est alors plus défendue que par une minorité, et Burri, en expert du Quaternaire lémanique, fait figure de précurseur. Ses travaux qui s'appuyaient sur une stratigraphie bien définie, conduisaient de fait à proposer une chronologie plus ancienne pour les Alpes nord-occidentales.

Les nouveaux forages réalisés autour d'Evian (Brun, 1966 ; Balkalowicz *et al.*, 1970 ; Dray,

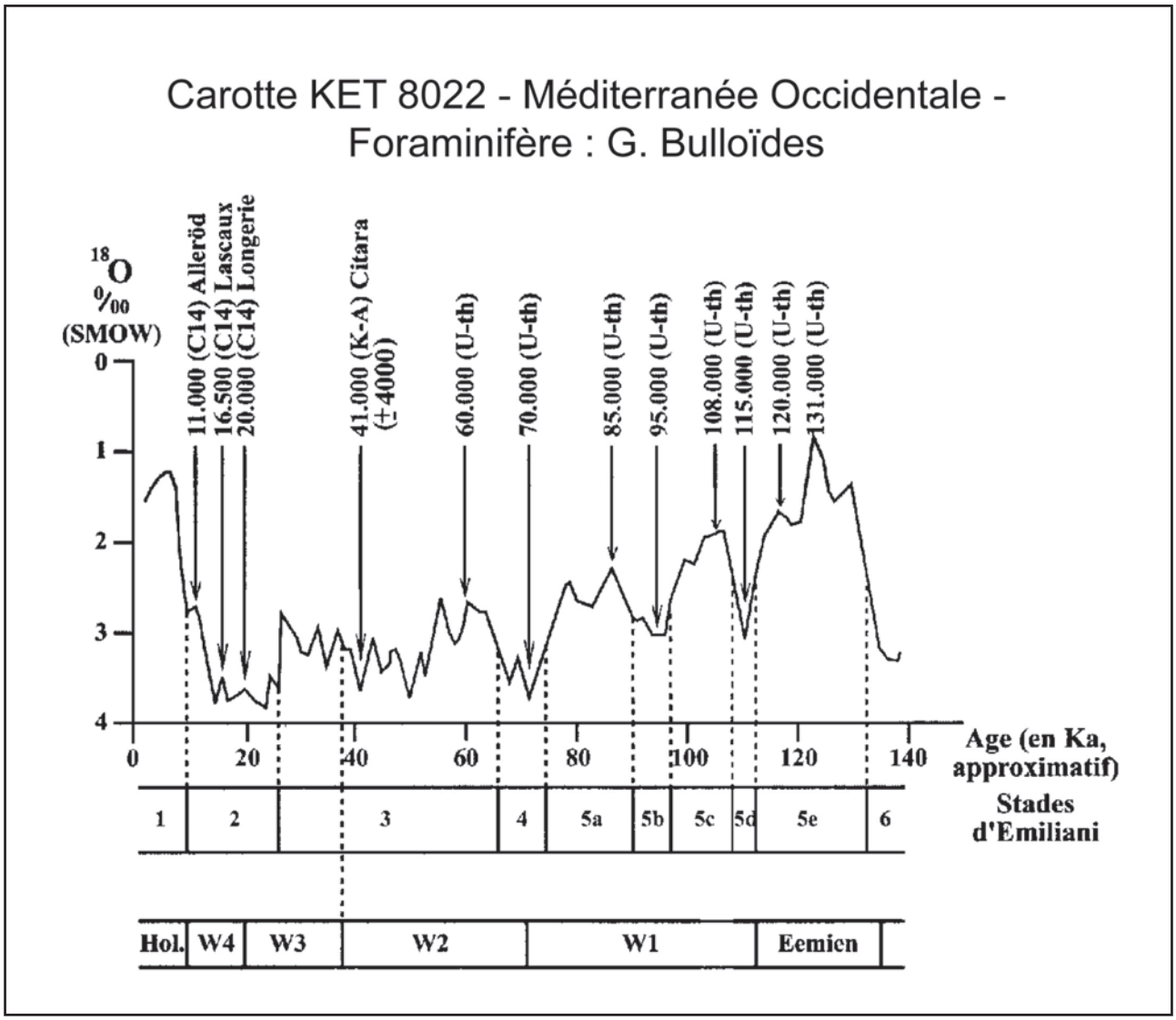


Fig.II. 45 – Courbe SPECMAP ; interprétation du volume mondial des glaces (Chappell et Shackelton, 1986).

1971 ; Blavoux, 1978 ; Brun, 1977 ; Blavoux *et al.*, 1980) et de nouvelles datations ont conduit les auteurs à proposer les premières interprétations chronologiques (Blavoux, 1966; Blavoux et Brun, 1966a, 1966b ; Blavoux et Dray, 1971 ; Blavoux,1988). Selon eux, l'évolution du glacier du Rhône dans le bassin lémanique au cours du Würm, se traduirait par le schéma suivant :

• une avancée maximale antérieure à 35 000 BP, atteignant probablement 1300 m d'altitude sur le plateau de Gavot ;

• une période de décrue glaciaire (Würm moyen), à l'origine de dépôts lacustres à tourbeux intercalés dans la moraine. Blavoux (1988) pense que le Léman était proche de sa cote actuelle au cours de ces interstades ;

• une nouvelle avancée pendant le Würm récent, ne dépassant pas 850 m d'altitude.

Ainsi, l'étude des formations quaternaires de la région d'Evian recoupe les mêmes conclusions que celles de Burri (1963, 1977). Les études et publications ultérieures (Nicoud *et al.*, 1993 ; Coddet *et al.*, 1993) vont alors relancer le débat d'un maximum d'englacement ancien dans les Alpes, en totale concordance avec les travaux de Burri (1963).

En 1992, les travaux de Maystre et Vergain confortent l'hypothèse d'un maximum d'englacement ancien. Leur chronologie relative basée sur la stratigraphie envisage une dernière extension paroxysmale du glacier du Rhône au cours de l'interpléniglaciaire

würmien (MIS 3), suivie d'un retrait, puis d'une dernière récurrence limitée à la région genevoise au cours du dernier Pléniglaciaire (MIS 2), ***(fig. II. 46).***

Enfin, à partir de nombreuses données lithostratigraphiques et radiométriques, Triganon (2002) propose un schéma chronologique des événements glaciaires rhodaniens ***(fig. II. 47).*** Ce dernier reprend les hypothèses de Burri (1963, 1977), de Blavoux (1988) et de Nicoud *et al.,* (1993).

Conclusion sur le bassin lémanique

Dans la cuvette lémanique, la pluralité des épisodes glaciaires au cours du cycle würmien est démontrée. La plupart des auteurs reconnaissent un épisode d'englacement ancien paroxysmal suivi d'une déglaciation du bassin lémanique, d'un retour du glacier jusqu'à Genève, puis d'une ultime oscillation jusqu'à Nyon (Petit Lac).

4. 1. 2 – Dans l'Est lyonnais

Les nombreux travaux de Bourdier (1962, 1968) ont porté sur les fronts et la périphérie glaciaires, notamment sur l'Est lyonnais et la Bièvre Valloire. S'appuyant sur de nombreuses études antérieures, et sur des arguments floristiques, faunistiques et archéologiques, Bourdier argumente sa chronologie d'une glaciation würmienne qu'il place très tardivement. L'auteur présente une synthèse dans laquelle il envisage cinq pulsations glaciaires majeures au cours du Würm. Il tente d'apporter un cadre chronologique pour ces cinq maxima de froid, séparés par des réchauffements climatiques ***(fig. II. 48)***. Bourdier se fonde sur un ensemble de données indirectes (faunistiques, floristiques, préhistoriques et archéologiques développées par Movius et Judson, 1956) pour dater l'avancée maximale du glacier isérois vers la fin du Würm «*Würm IV*», (entre 26 000 et 18 000 BP).

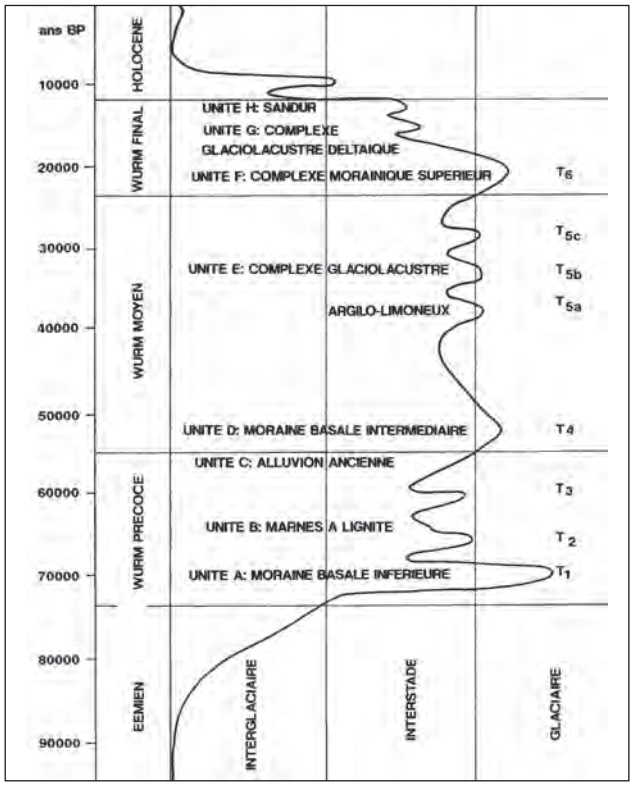


Fig. II. 46 - Schéma chronologique des événements glaciaires rhodaniens dans la partie occidentale du bassin genevois (Maystre et Vergain, 1992).

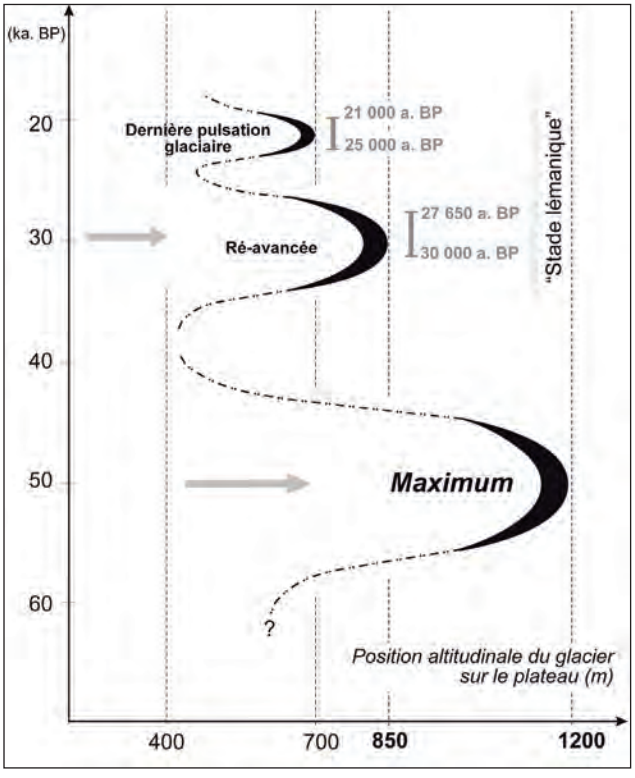


Fig. II. 47 - Schéma chronologique des événements glaciaires rhodaniens dans la cuvette lémanique (Triganon, 2002).

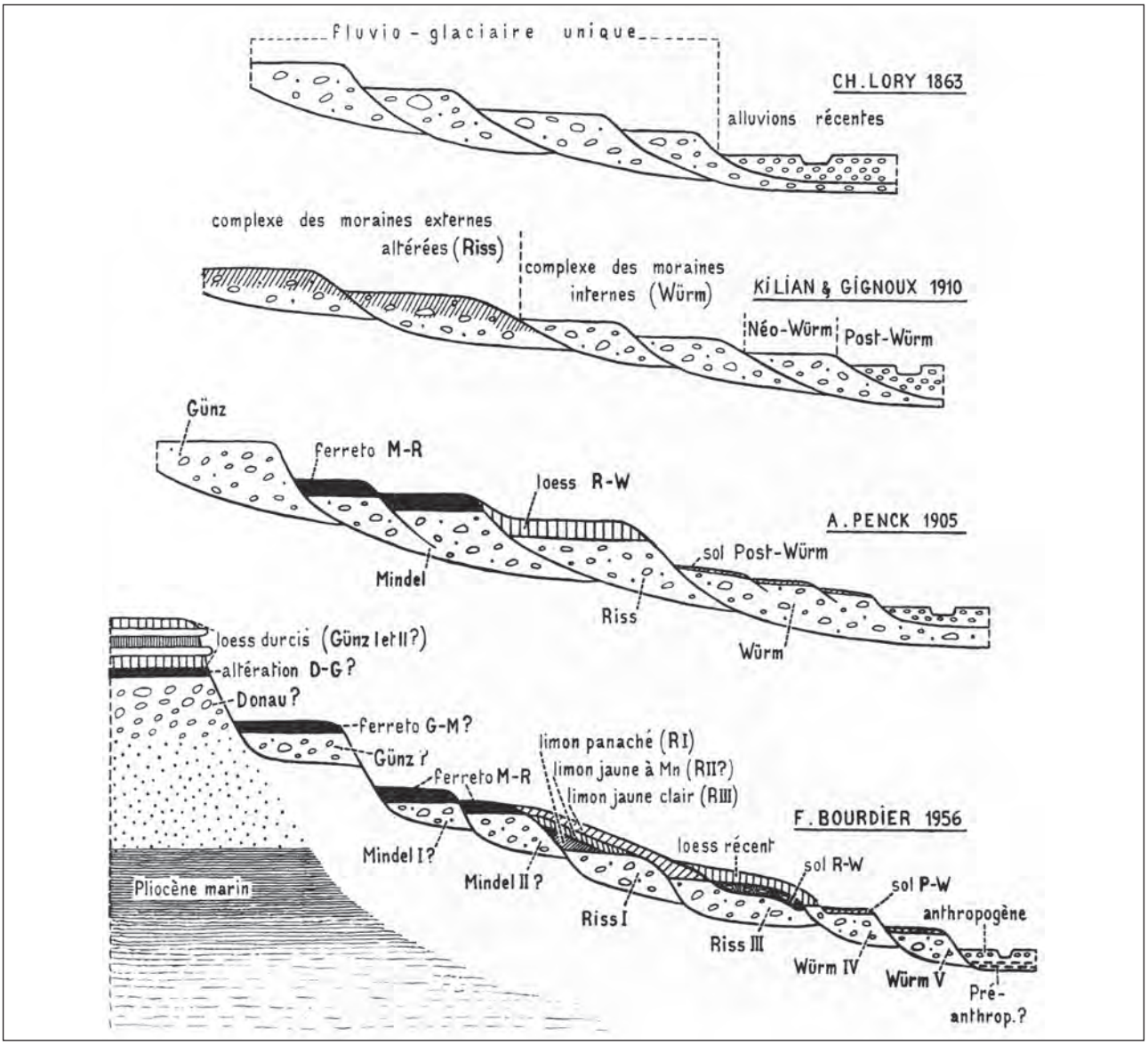


Fig. II. 48 – Pluralité des glaciations : interprétations successives des formations fluvio-glaciaires du Bas-Dauphiné (Bourdier, 1962).

Mandier (1984) s'intéresse à son tour aux fronts würmiens et à la chronologie des événements glaciaires dans la région de l'Est lyonnaise. Tout comme Bourdier (1962), Mandier propose cinq pulsations glaciaires majeures identifiées à partir de cinq séries de moraines frontales associées à des sandurs, séries correspondant chacune à une période de stationnement du glacier rhodanien, suivie d'une phase de retrait. Mandier propose de corréler géométriquement les différentes moraines de ces cinq stades aux terrasses fluvio-glaciaires, mais, tout comme Bourdier (1962, 1968), il ne dispose pas d'éléments directs de datation. Il s'appuie largement sur des critères pédologiques (altération des sols) et pétrographiques (minéralogie des terrasses), pour proposer le schéma chronologique suivant :

• un maximum d'avancée au cours du Würm ancien (stade A);

• une réavancée datant du Würm supérieur (stades B et C). Il envisage un âge würmien tardif pour cette réavancée, en se fondant sur des corrélations entre les stades B à D et les basses terrasses de Péage-de-Roussillon, datées entre 20 370 ± 460 ans BP (David *et al.*, 1972) et 14 710 ± 620 ans BP (Chapotat *et al.*, 1980) ;

• une déglaciation finale (stades D et E).

Ainsi, Mandier (1984) propose une chronologie

glaciaire divergente de celle de Bourdier (1962), qui n'envisage qu'un seul maximum glaciaire récent ; cette chronologie est marquée par deux avancées glaciaires majeures dans la région lyonnaise au cours du Würm dont la plus étendue serait la plus ancienne.

Après les études de Mandier, les travaux sur l'axe Lyon/Genève mettent au jour des argiles à tourbes et lignites reposant sur la moraine du stade A à Balan. La datation sur tourbe donne des âges de 17 300 ± 510 ^{14}C BP, 24 110 ± 900 ^{14}C BP et < 35 000 ^{14}C BP, (Vilain, 1988). Ce nouvel élément chronologique postule pour une avancée maximale du glacier du Rhône au cours du Würm ancien, contestant ainsi l'hypothèse de David (1967) selon laquelle une seule crue glaciaire aurait atteint la région lyonnaise, au cours du Würm récent. Cependant, l'absence de datations directes pour les stades B, C, D et E *(clairement marqués par des cordons morainiques*) laisse ouverte la question de l'âge d'une éventuelle réavancée sur l'Est lyonnais. Conscient de la fragilité du calage chronologique indirect proposé pour les stades B, C et D, Mandier (1984) n'exclut pas l'hypothèse d'une seule avancée maximale (matérialisée par le stade A), suivie d'oscillations du front plus limitées. Il avance dans sa thèse (1984) : « *En conclusion… sur les différentes phases du glacier würmien, nous pouvons affirmer l'existence générale de cinq pulsations glaciaires. Ce chiffre constitue un minimum car de toute évidence certaines avancées plus fortes que les autres ont pu effacer les traces des précédentes. De plus, si on voulait examiner la situation en détail, on pourrait voir, par exemple, que la ride n°1 de la phase de stationnement est en fait double car, immédiatement en avant d'elle, existe souvent, mais pas partout, une ride secondaire plus petite et qui s'en détache mal comme c'est le cas de la ride du Cloitre, au nord d'Heyrieux (cote 297 m), ou pour celle de Fouillouse, au nord de Grenay (270 m). Il est donc clair que toutes les phases que nous avons distinguées dans ce chapitre n'ont pas probablement la même importance, en particulier sur le plan de la durée. Nous devons nous demander à ce sujet si l'isolement de la phase maximale ancienne, par rapport aux cordons des moraines internes situées en retrait, a un sens chronologique important, autrement dit, si elle représente une coupure significative. La même question doit être posée également pour les autres stades repérés à l'intérieur de l'arc des moraines internes de Grenay* ».

Cependant, Mandier reste plus convaincu par un scénario de déglaciation partielle au cours du Würm moyen (interpléniglaciaire würmien*),* suivie d'une "*réactivation des dômes de glace»* au cours du Würm récent (Mandier, 1988). Cette hypothèse que nous avons commentée plus haut doit être abandonnée.

Mandier avait cependant connaissance des travaux effectués dans la région d'Evian, en faveur d'une déglaciation précoce de la région genevoise (Blavoux et Dray, 1971, Brun, 1977 ; Blavoux, 1988 ; Nicoud *et al*., 1993 ; Moscariello, 1996). Conscient de ces contradictions, l'auteur suggère, à titre d'hypothèse (Mandier, 2003 a), qu'une crue majeure et tardive du glacier isérois pourrait expliquer cette réavancée. Il s'appuie sur une datation au radiocarbone du forage de Moras (28 155 ± 515 ^{14}C BP), située à la base de dépôts lacustres. Sa présence est liée à une obturation de la vallée de Moras par une moraine mise en place par une langue diffluente du «glacier du Rhône» (Mandier, 2003 a). Mais ce dernier point est en contradiction avec les études menées dans la vallée du Drac (Malenfant, 1969 ; Montjuvent, 1978, 1980) et dans le Grésivaudan (Hannss, 1973 ; Montjuvent et Nicoud, 1987, Krbetschek et Hannss, 2000 ; Nicoud *et al*., 2003).

Enfin, le même auteur (2003 b) tente de corréler les stades de l'Est lyonnais avec l'enregistrement isotopique du Groenland. Il calque les différents stades sur les enregistrements isotopiques et propose alors que le "*LGM rhodanien*" du stade A (âge > 45 000 cal BP, industries du Moustérien laminaire au sommet d'une terrasse), soit plutôt corrélé au stade isotopique 4 ; hypothèse à laquelle nous adhérons. En revanche, pour les stades B et C, il envisage deux solutions : la première les associe au double pic de froid entre les interstades «GRIP» 4 et 5, la seconde les corrèle respectivement aux événements de Heinrich 5 et 4. Quant au stade D, il envisage de le caler avec le coup de froid compris entre les interstades GRIP 3 et 2 (événement de Heinrich 2). Enfin, il propose de relier le stade E (Morestel)

au coup de froid postérieur à l'interstade 2 qui s'achève vers 18250 cal BP ***(fig. II. 49)***. C'est avec beaucoup de prudence que nous devons considérer cette chronologie qui se veut absolue ; les attributions des stades d'englacement avec les évènements froids figurés par les courbes GRIP et GISP s'avèrent des plus aléatoires (communication personnelle de Claude Lorius). Cet exercice périlleux a été tenté en vain par Buoncristiani *et al.* (2002) pour la chronologie des stades de retrait de la calotte jurassienne.

Mandier démontre clairement que l'extension maximale des inlandsis n'est pas synchrone avec le maximum alpin. En effet, le stade A ou stade de Béligneux prouve l'existence d'une pulsation ancienne du glacier würmien dans les Alpes antérieure à 35500 BP. L'auteur fait ressortir le diachronisme qui semble exister entre le maximum des inlandsis (LGM) et le maximum d'englacement de l'est-lyonnais, beaucoup plus ancien.

Le seul élément datable reconnu dans ce couloir du Rhône est le lignite du Vérinay, recouvert par de la moraine. Etudié par Donze, Méon-Vilain et Samuel (1972), ce lignite plus

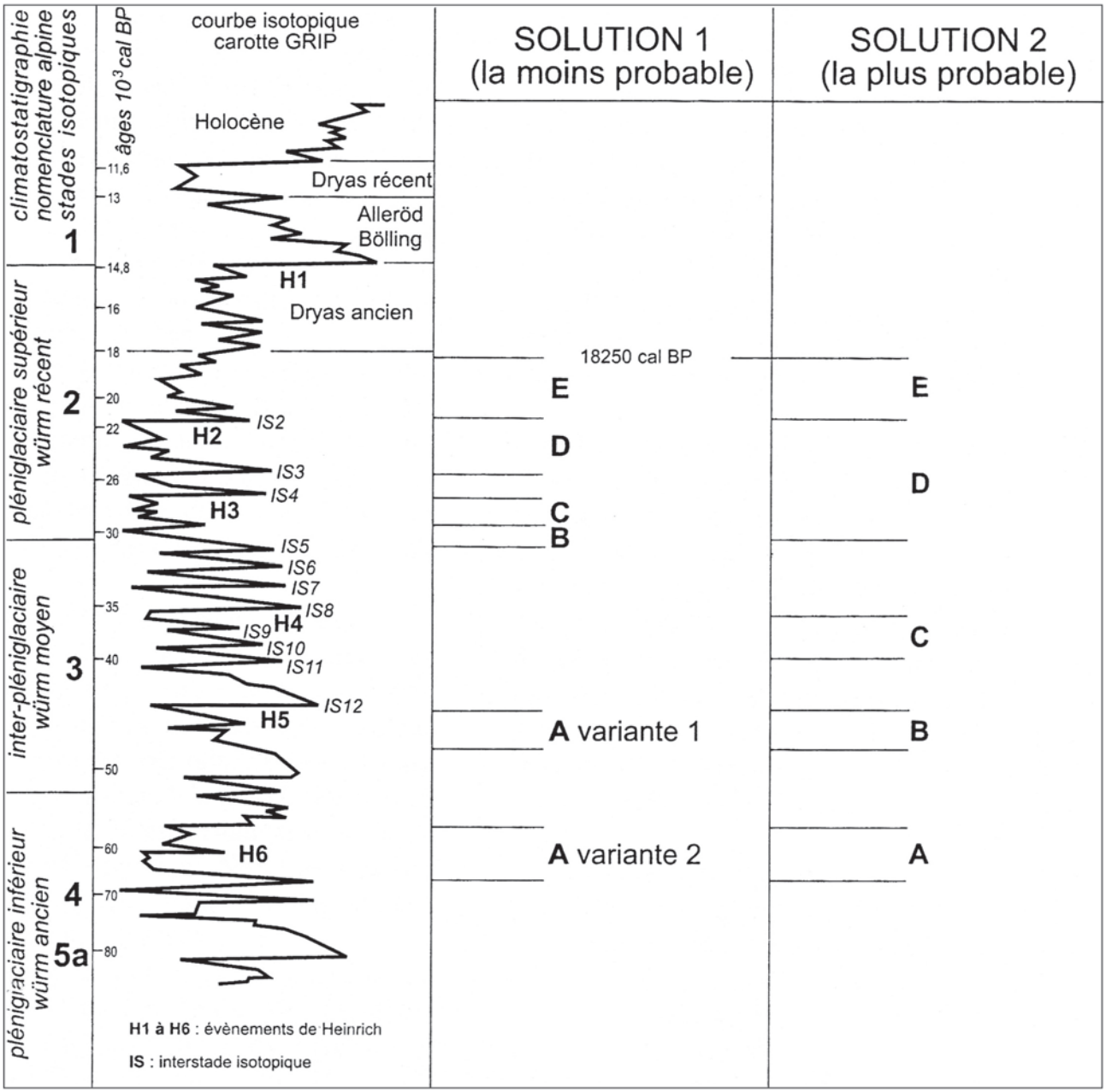


Fig. II. 49 – Tentative de corrélation des stades glaciaires de l'Est lyonnais avec la courbe GRIP (Mandier, 2003).

ancien que 37 000 BP est attribué à l'interglaciaire Riss-Würm. Malheureusement situé en dehors des complexes fluvio-glaciaires, en rive droite du Rhône au nord de Seyssel, il ne permet pas de dater ces complexes caillouteux.

Conclusion sur l'Est lyonnais

Sur le piémont étudié par Mandier, la plupart des datations citées en référence correspondent à des âges post-glaciaires, donc à des âges minimaux. Dans cette région, aucune formation morainique n'a pu être encadrée, à la fois, par un âge minimal et un âge maximal. On peut regretter par ailleurs que l'auteur s'abstienne de mentionner les datations obtenues dans l'ombilic de Grenoble.

4. 1. 3 – Le bassin du Drac et la basse Isère

A partir des observations dressées dans le bassin du Drac et dans la cluse de Grenoble, Monjuvent (1978) envisage une chronologie relative puis absolue des pulsations du glacier isérois pendant le Würm. Il attribue le maximum d'avancée glaciaire au «*Würm II*» sur les critères suivants :

• datation d'un bois trouvé dans une moraine locale (Prélenfrey-du-Gua), superposée à une moraine alpine, d'un âge supérieur à 37 000 BP (Monjuvent, 1969) ;

• industrie moustérienne à la surface d'une moraine alpine (les Guillets) dans le val de Lans-en-Vercors (Malenfant, 1969).

De récentes datations par thermoluminescence obtenues dans le bassin de l'Isère indiquent que le glacier de l'Isère atteignit son maximum d'extension entre 87 000 ± 5 000 BP et 54 000 ± 5 000 BP, au cours du «*Würm inférieur*» (Krbetschek et Hannss, 2000 ; Krausch C., 2001) ou Würm précoce.

Au sud-est de Grenoble, les moraines de Poisat sont considérées comme les témoins de l'avancée maximale vers le sud du glacier de l'Isère pendant cette nouvelle extension. Un lac d'obturation de niveau supérieur (245 m) est matérialisé par la terrasse de kame du Crey d'Eybens. Les éléments ligneux qu'elle contenait ont permis de dater cette formation autour de 26 500 (-1 800 / +2 650 BP), 29 000 ± 500 ^{14}C BP et 47 000 BP; Hannss, 1973). Tous ces éléments conduisent les auteurs à proposer la limite du front glaciaire vers Grenoble lors de cette dernière avancée. De plus, d'autres accumulations morainiques ont été identifiées sur le plateau de Champagnier ; ces dernières seraient attribuables au glacier de la Romanche qui aurait atteint Uriage à la même période (Monjuvent, 1978).

Conclusion sur la basse Isère

Tout comme dans le bassin lémanique, les données plaident en faveur d'un englacement ancien paroxysmal, suivi d'une déglaciation, enfin d'un retour des glaciers limité à l'ombilic de Grenoble pour le glacier de l'Isère et à l'ombilic de Vizille pour le glacier de la Romanche.

4. 1. 4 – Approche chronologique dans le Jura

Suite aux travaux d'Aubert (1965), Campy (1982) apporte des précisions quant à la chronologie des évènements glaciaires du Jura.A partir de l'étude de remplissages de grottes «à très faible distance du front des moraines internes» (Grotte de Gigny) et d'une datation ^{14}C à 28 500 ± 1400 BP sur des os contenus dans les sédiments pédogénisés, Campy propose un âge «Würm récent» pour la phase d'extension maximale de la calotte jurassienne.

Sa chronologie de la déglaciation jurassienne au Würm se rapproche plutôt de celle envisagée par Bourdier (1961). Elle est, par contre, bien différente de celle avancée pour le bassin du Drac (Malenfant, 1969 ; Montjuvent, 1973, 1980) et dans le Grésivaudan (Hannss, 1973 ; Montjuvent et Nicoud, 1987, Krbetschek et Hannss, 2000 ; Nicoud *et al.,* 2003), voire des propositions avancées par Burri (1977).

Un détour par la Suisse, en marge de notre terrain d'étude, s'impose ; il permettra d'expliquer en partie l'émergence du paradigme lié aux interprétations chronologiques des auteurs bernois.

4. 2 – Les données suisses

4. 2. 1 - Le lobe suisse du glacier du Rhône

Force est de constater l'indigence des datations disponibles sur le Seeland, région occupée par le lobe de Wangen du glacier du Rhône au Pléistocène récent. Cependant, on mentionnera une datation de limon tourbeux sous la moraine attribuée au maximum de 25 090 ± 550 ^{14}C BP (Arn, 1984). Un échantillon de bois retrouvé dans la moraine de fond (attribuée au maximum würmien) aux « Breguettes » (Cortaillod, canton de Neuchatel) a donné un âge plus ancien que 52 000 ^{14}C BP (Weber-Tieche, 1998), ***(fig. II. 50).***

Récemment, Ivy-Ochs (Ivy-Ochs *et al.*, 2004) a confirmé les résultats de datation du maximum würmien du lobe suisse obtenus dans le cadre de sa thèse de doctorat (Ivy-Ochs, 1996), ***(fig. II. 51).*** Ils fournissent des âges récents autour de 20 000 BP. Sans doute bien consciente de la fragilité des résultats de datation sur les blocs erratiques, l'auteur s'appuie sur les publications de l'école bernoise et reprend les mesures publiées dans sa thèse (1996) en les complétant par la mesure de deux isotopes cosmogéniques ^{26}Al et ^{36}Cl. Les résultats obtenus semblent confirmer l'âge jeune attribué aux moraines du lobe suisse.

Les âges moyens déduits de la concentration en radionucléides permettent aux auteurs d'avancer que *«le glacier du Rhône a commencé à se retirer du piémont entre 21,1 et 19,1 ka BP»*. Cette précision semble bien surprenante, les surfaces échantillonnées étant soumises à des taux d'érosion toujours hypothétiques. Dans le cas précis, il s'agit de gneiss à forte foliation subhorizontale particulièrement soumis à la desquamation. Les taux d'érosion appliqués (3 mm/ ka) semblent largement sous-évalués. Les arguments majeurs des auteurs résident dans le fait que les âges obtenus coïncident avec le maximum mondial du volume des glaces (entre 24 et 19 ka). Les auteurs s'appuient sur des publications de l'Université de Berne (Preusser *et al.*, 2003 ; Kelly *et al.*, 2005), ainsi que sur diverses publications traitant du LGM (*s.s.*) (Johnsen *et al.*, 1992 ; Stuiver et Grootes 2000 ; Johnsen *et al.*, 2001) et des variations glacio-eustatisques (Lambeck *et al.*, 2002). A ce propos, on s'interroge sur le bien fondé de certaines références bibliographiques. En effet, les variations glacio-eustatisques et le signal isotopique océanique traduisent uniquement le volume mondial des glaces, totalement insensible aux fluctuations du volume de la glaciation alpine.

Plus récemment, Preusser (Preusser *et al*, 2004) fait

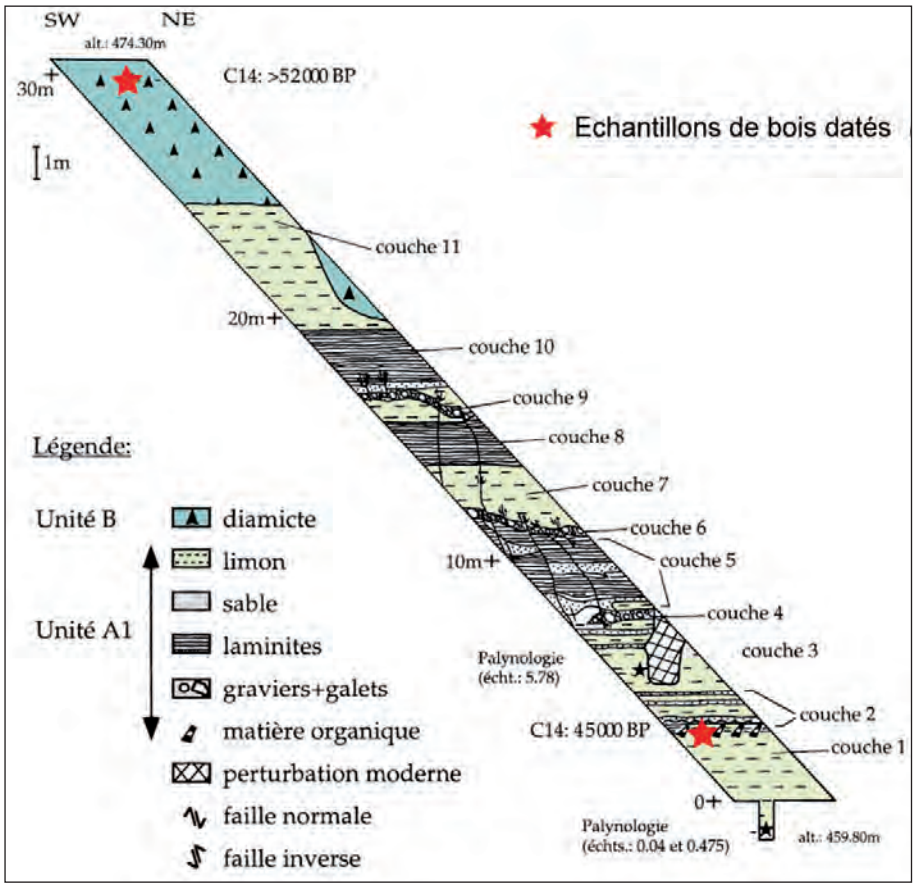


Fig. II. 50 – Relevé stratigraphique de la coupe des «Breguettes» (Cortaillod, NE), position stratigraphique des échantillons datés (Weber-Tieche, 1998).

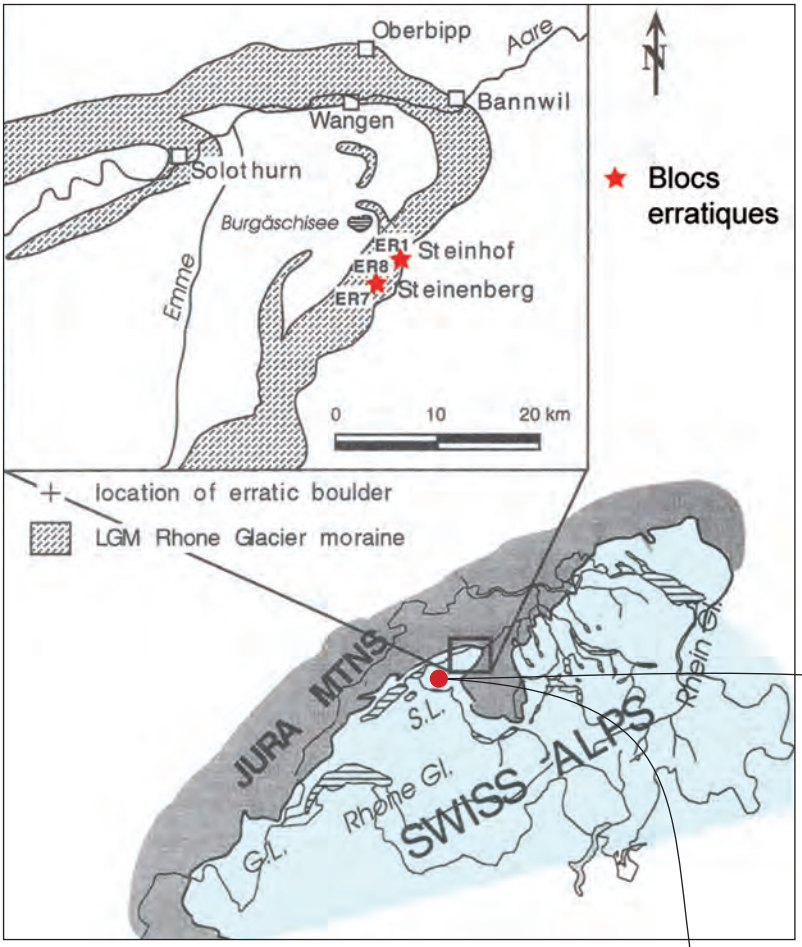


Fig. II. 51 – Localisation des blocs erratiques datés et reconstitution paléogéographique du lobe suisse au maximum würmien (Ivy-Ochs et al., 2004)

état de la datation d'une dent de mammouth à 30 200 ± 250 BP découverte à Finsterhennen (Seeland) dans une unité fluvio-glacaire recouverte par une moraine de fond attribuée au maximun würmien ***(fig. II. 52)***. Cette datation est complétée par deux datations OSL (26 800 ± 250 ^{14}C BP) dans la même unité.

4. 2. 2 - Dans le bassin rhénan et le bassin de Zurich

Depuis les travaux de Penck et Brückner (1909), ce sont les glaciers du Rhin et de la Linth qui servent de référence morphostratigraphique pour les glaciers du piémont alpin. Sur ces glaciers, trois stades majeurs ont été définis :

• les stades maxima de Chaffhausen pour le lobe de piémont du glacier du Rhin et de Killwangen - Spreitenbach, pour le glacier de

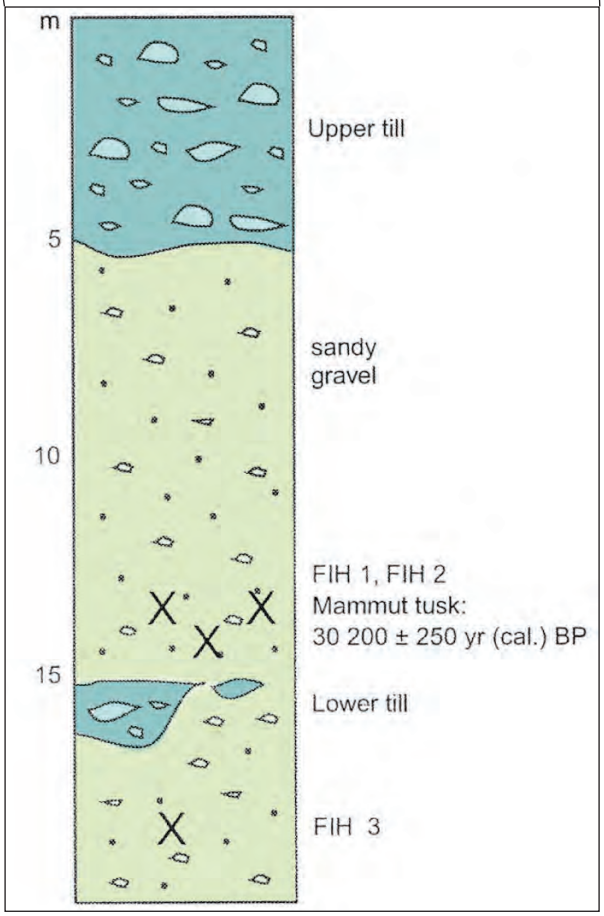


Fig. II. 52 – Gravière de Finsterhennen, position stratigraphique de la dent de mammouth datée (Preusser et al., 2004).

la Linth ;

• les stades de Stein-am-Rhein (glacier du Rhin), de Zürich (glacier de la Linth). Un parallélisme a été tenté entre le «*stade lémanique*» et le stade de Zürich (Hankte, 1978), mais les correspondances s'avèrent très incertaines en raison de la morphologie particulière du glacier du Rhône ;

• et les stades de Konstanz (glacier du Rhin), de Hurden (glacier de la Linth).

La référence ; la stratigraphie de Gossau (Canton de Zurich)

La gravière de Gossau, située au sud du bassin du Greifensee (450 m) à l'est du Zurichsee (lac de Zurich), a retenu l'attention de plusieurs générations de quaternaristes depuis Oswald Heer (1865).

La coupe stratigraphique permet d'observer de bas en haut la succession suivante ***(fig. II. 53)*** **:**

• de 7 à 11 m une alternance de séquences fluvioglaciaires, de niveaux tourbeux et organiques et deltaïques. La formation deltaîque est corrélée à une avancée du glacier jusqu'au seuil de Hombrechtikon ;

• de 4 à 7 m des graviers d'origine fluvioglaciaire (proximale) ;

• de 1 à 4 m une diamicte interprétée comme moraine de fond (basal till).

La puissante formation située entre 7 et 11 m est interprétée comme interstadiaire (Schluchter, 1987). Les horizons tourbeux s'intercalent avec les alluvions d'origine fluvioglaciaire. Les nombreuses datations radiométriques de matières organiques réalisées dans cette unité ont donné des âges compris entre 28 550 et 54 000 ^{14}C BP, réunis dans deux ensembles. Ce complexe désigné sous le vocable de Gossau - Interstadial - Komplex correspondrait à l'interpléniglaciaire würmien (MIS3).

Plus récemment, le profil de Gossau a été réinterprété par Schlüchter, (Schlüchter *et*

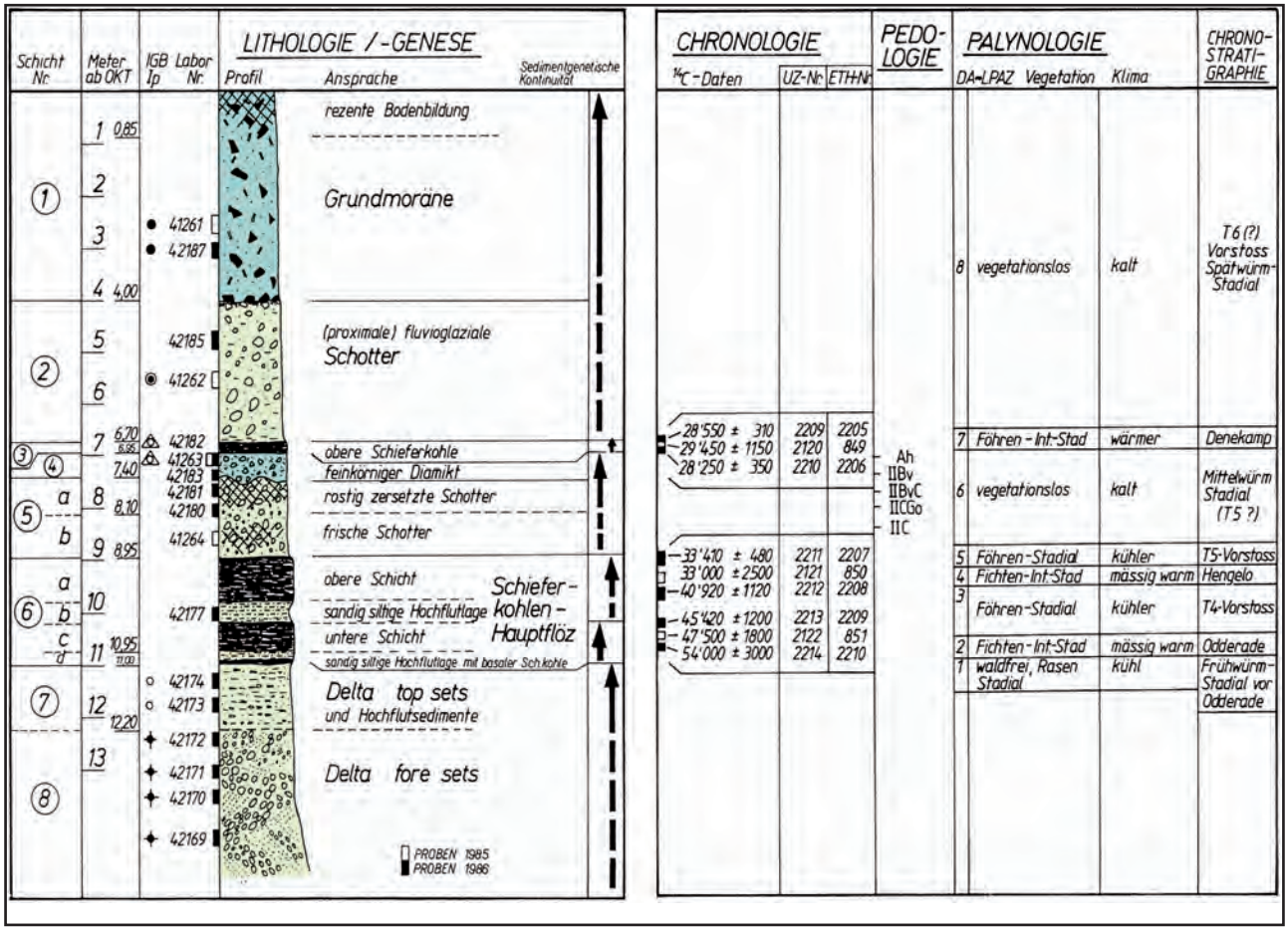


Fig. II. 53 - Stratigraphie de la gravière de Gossau : la formation morainique supérieure, unité 1, est attribuée au maximum würmien du glacier de la Linth (Schlüchter et al., 1987), colorisé.

al., 1991 ; Schlüchter, 1992) et la série lithostratigraphique a fait l'objet de datations radiométriques. Les résultats antérieurs sont confirmés ; les niveaux à charbons feuilletés et tourbeux séparent deux formations glaciogéniques. De plus, les analyses polliniques de Welten (1982, 1988) confirment l'attribution des lignites à une ou plusieurs phases interstadiaires.

L'unité supérieure est interprétée comme moraine de fond déposée lors de la dernière crue du glacier de la Linth. D'après les auteurs, elle correspond de fait au stade de Killwangen-Spreitenbach du maximum d'extension würmienne.

Cette interprétation suggère quelques remarques : au stade de Zurich, le glacier de la Linth atteignait l'extrémité nord du lac (altitude 415 m), soit 25 km en aval du seuil de diffluence d'Hombrechtikon (525 m) en rive droite ***(fig. II. 54)***. En rive gauche, la longue moraine qui sépare le Zurichsee de la vallée de la Sihl dessine parfaitement sur une distance de 30 km le profil longitudinal de la langue glaciaire du Stade de Zurich (Schlüchter *et al.*, 1988). Face au seuil d'Hombrechtikon, l'altitude de cette moraine approche 650 – 700 m. En rive droite, le glacier a donc largement transflué sur le bassin de Gossau situé 10 km au nord, en aval du seuil d'Hombrechtikon, la langue glaciaire atteignant alors Dübendorf (450 m) 10 km en aval de Gossau. De plus, le site de Gossau est distant de plus de 30 km des moraines terminales du Maximum würmien de Killwangen/Spreitenbach. De ce fait, il n'est pas exclu que la formation morainique supérieure (basal till) de Gossau soit contemporaine du stade de Zurich.

Schlüchter (1991) corrèle les formations fluvioglaciaires reconnues à la base du complexe interstadiaire avec le Pléniglaciaire inférieur (MIS 4). Il envisage alors une glaciation de moindre extension au Pléniglaciaire inférieur qu'au « LGM ».

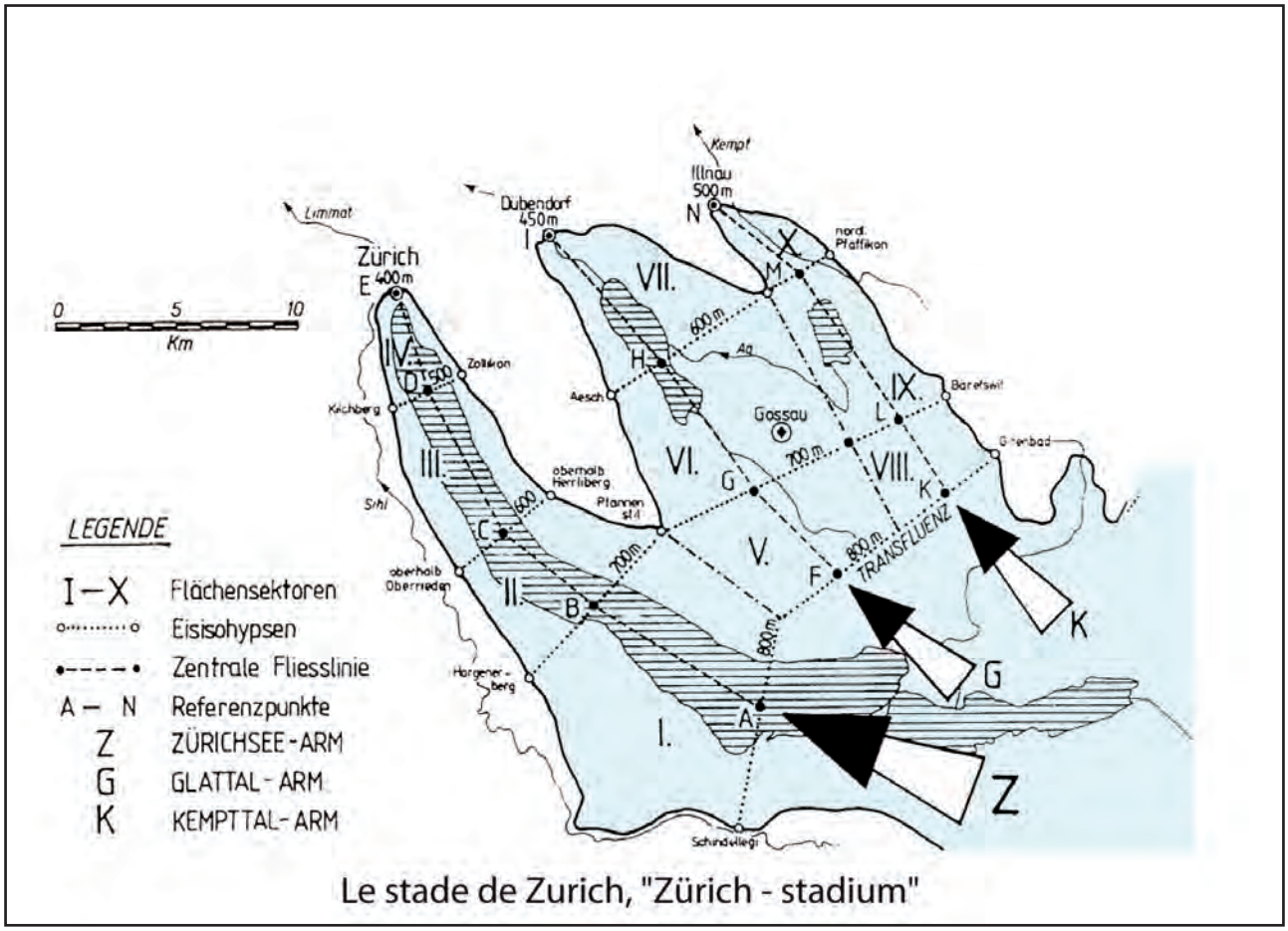


Fig. II. 54 - Paléogéographie du glacier de la Linth au stade de Zurich et localisation du site de Gossau (Schlüchter et al., 1987), colorisé.

Les données du Walensee

Au Walensee, à quelques dizaines de km des moraines frontales du maximum würmien, une série haute de 85 m permet d'identifier deux formations morainiques. Celles-ci sont séparées par un complexe sédimentaire mis en place dans un environnement glacio-lacustre. Dans cette unité, des datations d'échantillons de bois découverts dans des niveaux de charbons feuilletés ont donné des âges compris entre 41 400 (+2400/-1800) et 48 800 (+1280/1070) ^{14}C BP. Une corrélation palynostratigraphique avec les analyses polliniques de Burga, Wynistorf et Schindler (Schindler *et al.*, 1985) est proposée par Schlüchter (Schlüchter *et al.*, 1987), les deux complexes interstadiaires présentant de grandes similitudes.
Les auteurs proposent une chronologie absolue et suggèrent une crue importante des glaciers antérieure à 60 000 ^{14}C BP (MIS 4) débordant sur le piémont. Selon eux, cette crue serait restée en retrait de la dernière attribuée au «LGM» (MIS 2).

Le bassin rhénan

Le bassin de Constance, occupé par le lobe de piémont du glacier du Rhin est indissociable du glacier de la Linth, puisque ce dernier est issu d'une digitation du glacier du Rhin au niveau de Sargans. Il a fourni la série de datations la plus complète. C'est également sur ce lobe que les premières étapes de la récession würmienne ont été les mieux étudiées et identifiées. Trois complexes de marge glaciaire ont été définis, ceux de Schaffhouse/Feuerthalen (LGM), de Stein-am-Rhein et de Konstanz (Schreiner 1992 ; Keller et Krayss, 1980, 1993, 1994, 1998 ; de Graaff et de Jong, 1995).
Contrairement à l'Est lyonnais et en considérant l'ensemble des datations disponibles, il est ici question d'un deuxième stade paroxysmal. Les auteurs concluent tous à un LGM entre 20 000 et 18 000 ^{14}C BP et proposent une succession des deux autres complexes entre 18 000 et 15 000, voire 14 000 ^{14}C BP. Deux datations à Flurlingen suggéreraient que le glacier du Rhin n'a atteint son maximum qu'après 25 000 ^{14}C BP (Rey, 1995 ; Frank et Rey, 1996).

A Ravensburg-Knollengraben, une couche de limons organiques intercalée entre deux niveaux morainiques est datée de 22 130 ± 225 C^{14} BP (Weinhold, 1973). La moraine supérieure est interprétée comme celle du LGM ; les auteurs en déduisent un LGM postérieur à 22 000 ^{14}C BP. Cependant, le site se trouvant quelques kilomètres en retrait du complexe de marge glaciaire de Stein-am-Rhein, on ne peut exclure que cet "interstade" soit intercalé entre le LGM et le stade de Stein-am-Rhein, dans une zone de fluctuation du front glaciaire. La datation indiquerait alors un âge maximal pour le stade de Stein-am-Rhein et un âge minimal pour le LGM (Schoeneich, 1998).

4. 2. 3 - Dans la vallée de l'Aar

Beck et Rutsch (1949, 1958), coauteurs de la notice de la carte géologique «*feuille de Müsingen*», en étaient arrivés à la conclusion que le glacier de l'Aar avait atteint son maximum d'extension au cours d'une période ancienne du Würm et qu'une récurrence d'extension plus réduite avait atteint Berne : le «*stade de Berne*», durant la dernière phase du Würm ***(fig. II. 55)***. Les auteurs considéraient en effet que le deuxième stade würmien, ou stade de Berne, était nettement en retrait du premier stade, ou stade de Wangen.
En 1975, les travaux de Christian Schlüchter (1975) confirment les hypothèses de Beck et Rutsch (1958) et envisagent également la possibilité d'une avancée glaciaire majeure au cours du Würm ancien. Schlüchter propose alors une chronologie du dernier cycle glaciaire qui peut être subdivisée ainsi :

- une période d'oscillations climatiques avant la première phase glaciaire (90 000 – 60 000 BP) correspondant aux lignites de la vallée de la Gütsch ;
- une première phase glaciaire paroxysmale (60 000 – 48 000 BP) correspondant à la partie basale des «*Münsingenschotter*» (moraine à blocs de granite de Gerzensee) ;
- des interstades (48 000 — 30 000 BP) identifiés par les formations deltaïques de Kirchdorf et les lignites de la Muttenterrasse près de Signau ;
- une ultime récurrence du glacier de l'Aar :

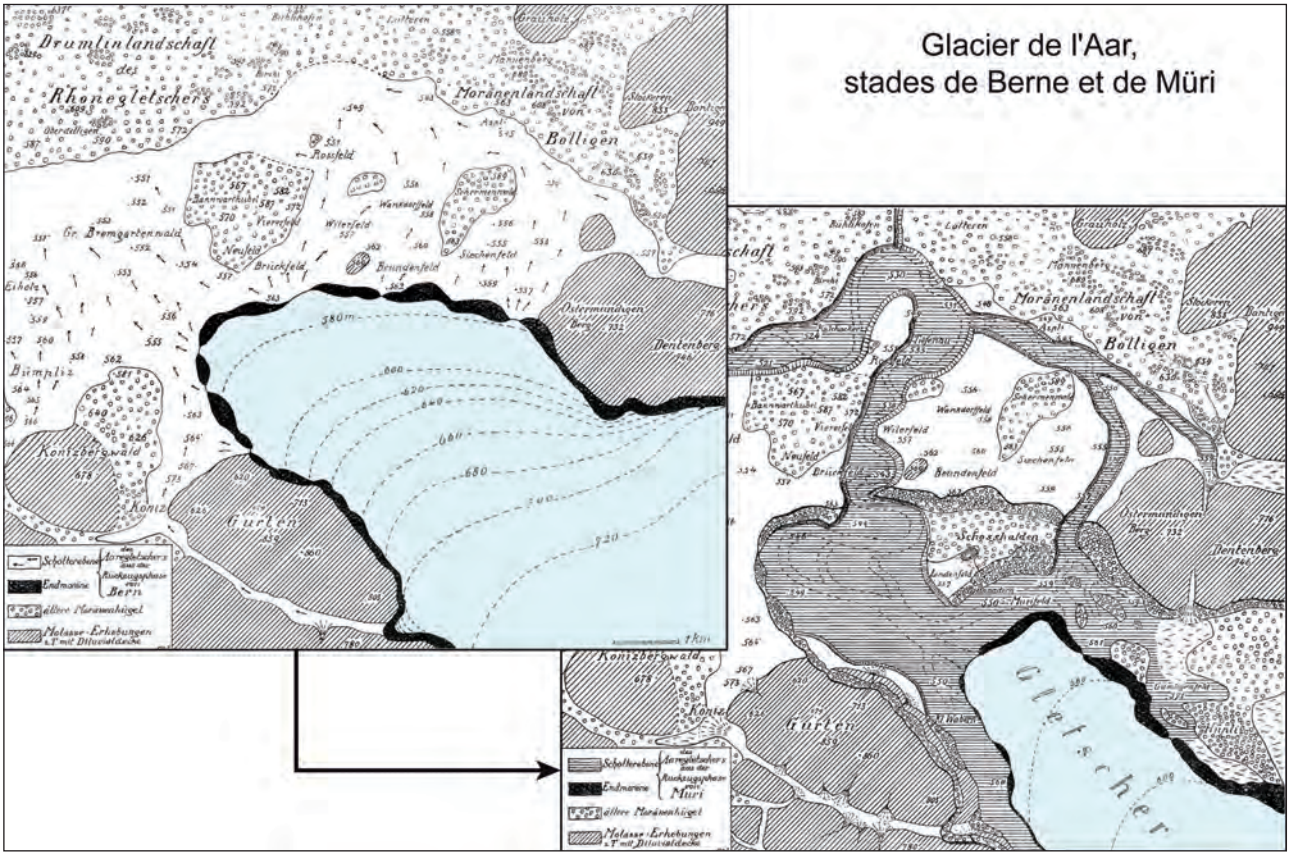


Fig. II. 55 – Paléogéographie du glacier de l'Aar aux stades de Berne et de Müri (Nussbaum, 1916)

le « stade de Berne » identifié par de puissantes constructions morainiques (moraines frontales) ;

• postérieurement, le glacier de l'Aar se retire en plusieurs phases appartenant au Tardiglaciaire.

Antérieurement aux travaux de Schlüchter, Hantke s'était penché sur la chronologie du glacier de l'Aar. Bien conscient du problème lié au manque de concordances entre les âges acquis dans la vallée de l'Aar et ceux obtenus dans le bassin rhénan, Hantke (1959, *in* Buri, 1963) a essayé de réduire cette contradiction en changeant les attributions d'âge admises par Beck et Rutsch (1958).

Depuis, Schlüchter (1981) a modifié son interprétation initiale. En effet, il considère l'unité morainique supérieure (au-dessus des « *Münsingenschotter* ») comme une moraine de fond appartenant au maximum würmien (glacier confluent avec le glacier du Rhône en aval de Berne).

Les données de Thalgut

La stratigraphie de la gravière de Thalgut (basse vallée de l'Aar) est interprétée par Schlüchter (1986). Il identifie au-dessus des dépôts interglaciaires deux formations morainiques séparées par des dépôts interstadiaires. Les datations radiométriques (Schlüchter, 1986) confirment que le site était libre de glace pendant une période contemporaine à la mise en place du complexe interstadiaire de Gossau. Calquant son interprétation sur celle de Gossau, il attribue la formation morainique supérieure au maximum würmien synchrone. Cette interprétation relève de la même problématique que celle du site de Gossau. Situé à environ 25 km avant la paléo-confluence du glacier de l'Aar avec le glacier du Rhône, le site a enregistré plusieurs passages du glacier de l'Aar durant le dernier cycle glaciaire ; la formation morainique supérieure, que l'auteur attribue au maximum d'extension, représenterait la dernière signature du glacier de l'Aar,

en retrait, au cours du dernier Pléniglaciaire. Aussi bien à Gossau qu'à Thalgut, malgré les datations du Zürichberg (Zürich), il est difficile de relier géométriquement le complexe morainique supérieur avec les moraines terminales du maximum würmien.

Conclusion sur les données suisses

L'étude de la littérature met en évidence le consensus qui relie les différents travaux. Les auteurs anciens en étaient tous arrivés à la conclusion que le glacier de l'Aar avait atteint son maximum d'extension au cours d'une période ancienne du Würm et qu'après une période interstadiaire, une récurrence d'extension plus réduite n'avait pas dépassé Berne. Malgré aucune datation, ces travaux s'appuyaient sur des reconstitutions paléogéographiques des différents stades et surtout sur des critères stratigraphiques.

Au début des années quatre-vingt, cette chronologie est remise en question. S'appuyant sur les profils stratigraphiques analogues du Seeland et du Mittelland de Cossonay, Bioley-Orjulaz, Thalgut et Meikirch et de Gossau, et sur une série de datations, les auteurs ont ainsi conclu que l'unité morainique supérieure présente dans tous ces profils témoignait de la dernière invasion glaciaire qu'ils ont attribuée au maximum du Würm, entérinant ainsi l'hypothèse du maximum würmien contemporain du LGM.

4. 3 – Approche globale et analyses critiques récentes

Conscients du manque de concordance des données chronologiques disponibles dans l'arc alpin et des interprétations divergentes qui en découlent, plusieurs auteurs se sont penchés sur le problème et ont tenté de replacer dans leur cadre stratigraphique les objets datés, et surtout de reconsidérer la fiabilité des méthodes utilisées.
Brun et Hannss (1998) remettent en cause la validité des datations ^{14}C disponibles sur l'ensemble de l'arc alpin et suggèrent que bon nombre de datations ^{14}C (au-delà de 25 à 30000 BP) doivent être interprétées comme des âges minimaux, sans pour autant conclure que toutes les datations au ^{14}C sont sans valeur pour des périodes au-delà du stade isotopique 2. Interprétées avec prudence, elles contribuent très certainement à une meilleure compréhension du Würm moyen, d'autant plus lorsqu'elles recoupent les données issues d'autres méthodes (biostratigraphie, lithostratigraphie et géomorphologie).

En ce qui concerne le début du Würm, les observations faites dans les Alpes orientales indiqueraient une première poussée importante des grands glaciers antérieurement au Würm moyen, soit au cours du stade isotopique 4. Elles sont insuffisamment nombreuses et concluantes pour les prendre pour «*argent comptant*". Pendant le Würm moyen, les glaciers se sont certainement retirés loin à l'intérieur des Alpes orientales. Les arguments permettant d'avancer cette hypothèse, et qui vont dans le sens des observations faites sur la grande calotte fennoscandinave (Mangerud, 1991), reposent essentiellement sur un ensemble de résultats concordants, réunis par Fliri à Baumkirchen (Fliri *et al.*, 1972), et pas seulement sur des données radiochronologiques. Ces auteurs considèrent que les datations des formations lacustres dites interstadiaires, recouvertes pour la plupart de dépôts morainiques, sont pour la majorité d'entre elles en complet désaccord avec les événements botaniques révélés par l'analyse de leurs micro ou macroflores. A l'exception du site de Baumkirchen sur lequel convergent les données géomorphologiques, lithostratigraphiques, biostratigraphiques et radiométriques, les datations au ^{14}C ne peuvent, en tant que telles, être déterminantes pour caler les interstades du Würm moyen.
Il ressort de cette analyse critique que les glaciers würmiens dans les Alpes orientales n'auraient atteint leur extension maximale qu'à la fin du Würm (MIS 2) : « *Pendant cette période, les températures et les précipitations étaient les plus basses de toute la période würmienne. L'abaissement des températures à cette époque a tout particulièrement frappé les parties orientales de l'arc*

alpin au climat plus continental, entraînant dans tout ce secteur, au Würm supérieur, une extension majeure des glaciers dépassant en ampleur celle du Würm ancien (MIS 4). Par contre dans les Alpes françaises du Nord, des indices montreraient que c'est au stade isotopique 4 que l'extension des glaciers fut maximale » (Hannss, 1982 ; Hannss et al., 1990).

4. 4 – La datation des stades du Tardiglaciaire

Les fluctuations tardiglaciaires des glaciers, marquées par une succession de phases de retrait et de réavancées, font l'objet d'une stratigraphie propre, dont la datation et la corrélation avec le schéma stratigraphique général restent un des grands problèmes à résoudre.

La stratigraphie la plus courante et la mieux adaptée est celle des Alpes orientales (Maisch, 1982), qui comprend six stades principaux ***(fig. II. 56) :*** le stade d'Egesen, évènement majeur du Tardiglaciaire récent, correspond à une réavancée marquée des glaciers alpins, les stades de Daun, de Clavadel/Senders, de Gschnitz, de Steinach et de Bühl correspondent au Tardiglaciaire ancien.

Pour le Tardiglaciaire ancien, les données chronologiques sont rares ; malgré tout, deux éléments chronologiques sont disponibles ;

• d'une part, par une récente série de datations par isotopes cosmogéniques de la moraine du stade de «Gschnitz» (Trinstal), (16 000 ± 400 ^{10}Be BP ; Ivry-Ochs *et al.*, 2000). Ce stade, comme celui d'Egesen, marque une réavancée importante des glaciers. Les stades postérieurs de Clavadel/Senders et de Daun se situeraient à la fin du Dryas ancien, antérieurement aux interstades du Bölling et de l'Alleröd ;

• et d'autre part, le stade de Clavadel/ Senders serait daté de 14 500 ^{14}CBP au col de la Maloya (communication personnelle Max Maisch, non publié).

La position chronologique des stades antérieurs, Steinach et Bühl, reste encore incertaine. Malgré tout, dans la vallée de l'Arve, le stade de Magland corrélé au Steinach sur l'échelle des Alpes orientales, sur des critères de dépression de la ligne d'équilibre glaciaire, est daté par la méthode des *cosmogéniques produits in situ* à 17 540 ± 400 ^{10}Be BP (Coutterand et Nicoud, 2005).

Récemment, Schoeneich (2003) a analysé les données chronologiques disponibles pour toute la période du Tardiglaciaire. Il propose l'usage d'une nouvelle échelle stratigraphique de référence. En effet, les données existantes démontrent que la première partie du Tardiglaciaire (le Dryas ancien classique) est loin d'être une période uniformément froide. Elle présente déjà une évolution environnementale importante avec des variations significatives, qui semblent correspondre étroitement aux

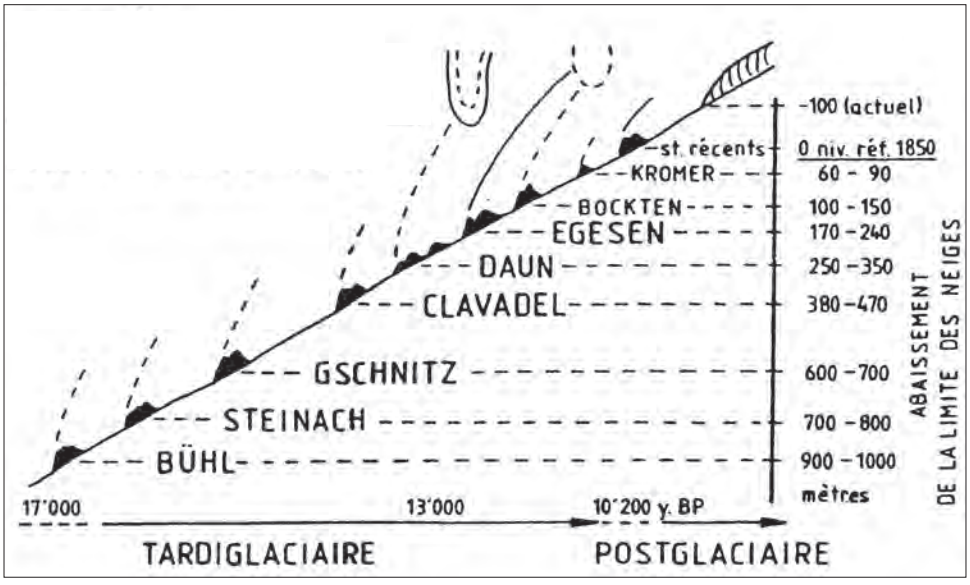


Fig.II. 56 - Stratigraphie du Tardiglaciaire des Alpes orientales (Maisch, 1982).

variations climatiques reflétées par les courbes isotopiques du Groenland.
Le problème du manque de datations reste entier. L'auteur démontre que la plupart des corrélations et des interprétations proposées en sont réduites à l'état d'hypothèses.
La chronologie du Tardiglaciaire se révèle d'un grande incertitude et sujette à de nombreuses confusions, pour les raisons suivantes :

• l'utilisation d'une échelle de référence basée sur des zones polliniques, et dont la résolution n'est plus assez fine pour les besoins actuels de précision;

• l'usage des mêmes termes pour les zones polliniques, la stratigraphie climatique et la chronostratigraphie, avec toutefois des définitions et des limites différentes;

• l'usage de l'échelle chronologique obsolète basée sur le ^{14}C, dont les imprécisions et les limites sont aujourd'hui connues.

D'après l'auteur, l'usage d'une stratigraphie basée sur les datations ^{14}C non calibrées sur toute la durée du Tardiglaciaire n'est plus justifiable, mais le problème de la définition d'une nouvelle échelle stratigraphique de référence se pose.
Pour résoudre les difficultés, le groupe INTIMATE (= INTegration of Icecore MArine and TErre-strial records of the Last Termination) de l'INQUA, propose une nouvelle stratigraphie du Tardiglaciaire reposant sur les bases suivantes (Bjork *et al.*, 1998 ; Walker *et al.*, 1999; Lowe *et al.*, 2001) :

• promotion d'une nouvelle échelle de référence pour le Tardiglaciaire, basée sur l'enregistrement isotopique de l'oxygène des glaces du Groenland ***(fig. II. 57)*** ;

• développement de protocoles pour les corrélations de haute précision de données environnementales multiples.

Approche chronologique des étapes de la déglaciation de la vallée de l'Arve

Du point de vue chronologique, d'après Coutterand et Nicoud (2005), la déglaciation de l'ombilic de Sallanches s'est déroulée entre 18 000 et 15 000 cal BP, pendant une durée de 3 000 à 3 500 ans.
La datation du stade de la Tour Noire à Magland (17 540 ± 500 ^{10}Be BP), obtenue par la méthode des *cosmogéniques produits in situ* et la valeur de l'abaissement de la dépression d'équilibre glaciaire, suggèrent de le corréler

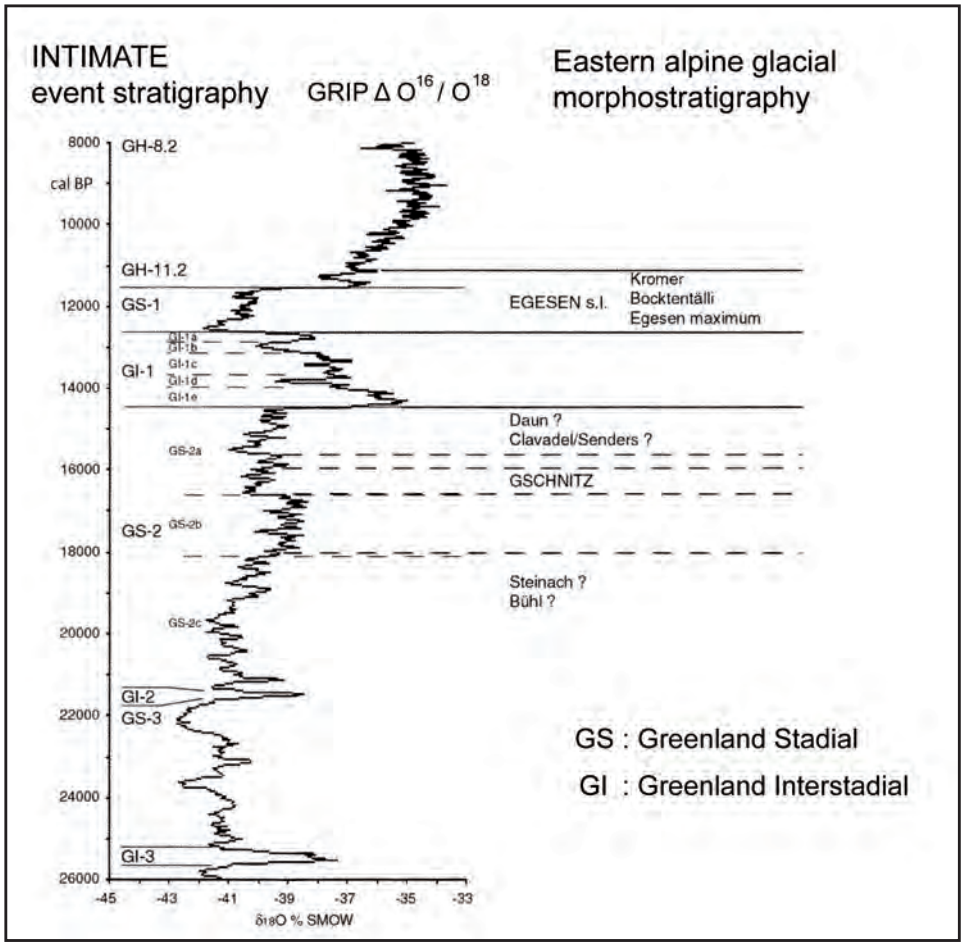


Fig. II. 57 – Hypothèse de corrélation des stades tardiglaciaires des Alpes orientales avec la stratigraphie INTIMATE, basée sur la courbe GRIP (Schoeneich, 2003).

avec le stade du «Steinach» des Alpes orientales.
Les stades correspondant au complexe morainique du Fayet, (Fayet du Milieu *s.s.*) postérieurs au stade de Magland sont corrélés au stade du Gschnitz (Dorth-Monachon, 1986 ; Wetter, 1987 ; Coutterand et Nicoud, 2005).
Dans l'ombilic de Chamonix, la récurrence du Dryas récent corrélée à l'Egesen des Alpes orientales sur la base de la DEP (Dorth-Monachon, 1986 ; Wetter, 1987 ; Lucena, 1998) a été datée à 9935 ± 200 ^{14}C BP, âge minimal obtenu pour la moraine des Frasserands (Lucena, 1998 ; Jaillet et Ballandras, 1999). Elle est attribuée par les auteurs au dernier stade du Dryas récent ***(fig. II. 58)***.

Conclusion générale

L'analyse des données disponibles nous permet de retenir de grandes tendances et de mettre en évidence des incohérences liées (i) à la carence de reconstitutions paléogéographiques ; (ii) aux distances séparant les sites étudiés et datés ; (iii) à l'utilisation de différentes méthodes de datations ; (iv) et aux interprétations stratigraphiques parfois sujettes à controverses. De plus, l'analyse critique de certaines publications met en évidence des interprétations parfois dogmatiques ; les auteurs s'attachant à retrouver des résultats de datation calqués sur leurs propres schémas de pensée et surtout de leurs écoles. L'étude de la littérature fait ressortir la controverse qui règne au sein de la communauté des quaternaristes : globalement, les auteurs se partagent en deux grandes tendances aux schémas chronologiques divergents.

1 - Les auteurs partisans d'un maximum ancien

• sur la base d'études lithostratigraphiques fines, une grande majorité des auteurs anciens avaient envisagé un maximum d'englacement pendant la première partie du cycle würmien, suivi d'une récurrence des glaciers pendant la dernière période de la glaciation würmienne

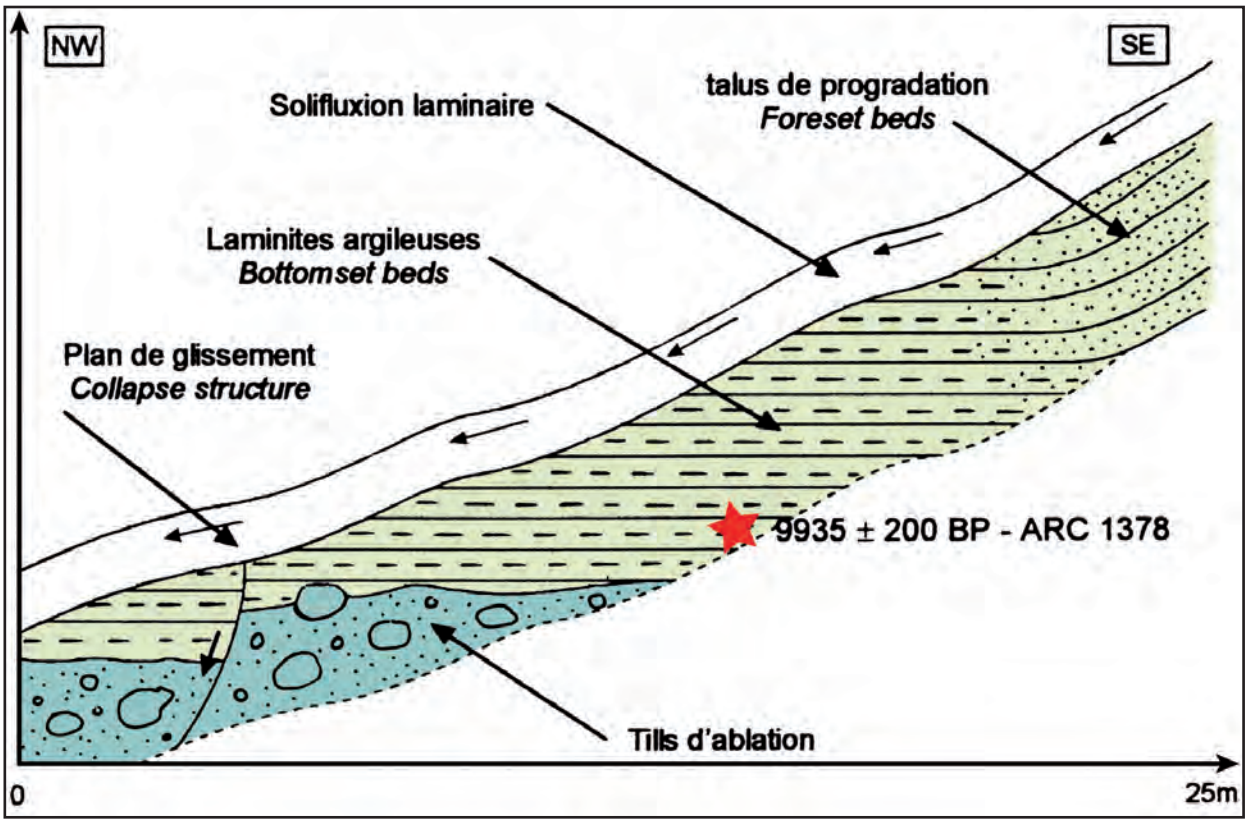


Fig. II. 58 - Coupe stratigraphique de la formation lacustre et de la moraine des Frasserands (Lucena, 1998 ; Jaillet et Ballandras, 1999), colorisé.

(Kilian et Revil, 1918 ; Gagnebin, 1937 ; Beck et Rutsch, 1958 ; Burri, 1962, 1963, 1977 ; Schlüchter, 1975 ; Monjuvent, 1978 ; Montjuvent et Nicoud, 1988) ;

• les travaux récents réalisés dans la vallée de l'Isère et dans le bassin lémanique se calquent sur ce schéma chronologique (Nicoud *et al.*, 1993 ; Coddet *et al.*, 1993 ; Krbetschek et Hannss, 2000 ; Triganon, 2002) ;

• sur l'Est lyonnais et dans la basse Isère se dégage une phase glaciaire würmienne nettement antérieure à la phase principale. Cette pulsation ancienne du glacier würmien se retrouve sur la plupart des principaux lobes de piémont étudiés ;

2 - Les auteurs partisans d'un maximum récent

• Les travaux des auteurs suisses plaident en faveur d'un maximum d'englacement au cours du dernier pléniglaciaire (MIS 2). Le maximum des glaciers de la Linth et du Rhin serait postérieur à 28 000 ^{14}C BP (Schreiner 1992 ; Keller et Krayss, 1980, 1993, 1994). Cette hypothèse serait confirmée par les datations de Gossau (Schlüchter *et al.*, 1987), malgré la position équivoque (en retrait des moraines frontales du glacier de la Linth), et les âges cosmogéniques obtenus sur les blocs erratiques des moraines frontales du lobe suisse (Ivy-Ochs *et al.*, 1996, 2004).

Cet aperçu des connaissances montre qu'au cours de la décennie 1980-90, l'étude des enregistrements paléoclimatiques ($\delta^{16}O / ^{18}O$) en milieu océanique et milieu continental (inlandsis) a validé l'hypothèse d'un maximum de froid et d'un maximum de volume des glaces à l'échelle mondiale, le «Last Glacial Maximum» (LGM) autour de 20 000 BP. Dans une démarche calquée sur les publications internationales traitant des enregistrements paléoclimatiques ($\delta^{16}O / ^{18}O$), ce schéma influencera largement les publications de nombreux auteurs travaillant sur la chronologie du Pléistocène récent dans les Alpes.

D'autre part, le schéma chronologique calqué sur le LGM mondial classiquement admis pour la Suisse fait de moins en moins l'unanimité (Schoeneich, 1998 ; Guiter, 2003). Par ailleurs, certains calages chronologiques sont indirects et proposés à partir de datations « extrapolées » (Preusser *et al.*, 2001). L'hypothèse d'un diachronisme NE - SW entre les grands appareils de piémont pourrait en partie expliquer certaines de ces contradictions :

• les glaciers würmiens dans les Alpes nord - orientales n'auraient atteint leur extension maximale qu'à la fin du Würm au cours du stade isotopique 2 (Brun et Hannss, 1998). Par contre, dans les Alpes françaises du nord, des indices montreraient que c'est au stade isotopique 4 que l'extension des glaciers fut maximale (Hannss *et al.*, 1990). Ce constat s'appuie, entre autres, sur des paramètres climatiques. En effet, il semble que les paléoprécipitations étaient plus abondantes dans les régions méditerranéennes (Prentice *et al.*, 1992 ; Harrison *et al.* 1992 ; Peyron *et al.*, 1998). En revanche, la réduction des influences atlantiques serait responsable d'avancées glaciaires plus limitées dans la partie ouest de l'arc alpin ainsi que dans les Vosges, les Pyrénées et le Massif Central. Cette différence marquée dans les régimes de précipitations pendant le LGM, pourrait expliquer l'expansion maximale des glaciers durranciens au sud vers 20 000 BP (Jorda *et al.*, 2000). A l'examen de la littérature, il semble de plus en plus évident que le maximum d'extension n'ait pas été contemporain pour tous les appareils glaciaires alpins (Gillespie et Molnar,1995) ;

• considérant que la glaciation alpine a un poids totalement négligeable dans le signal isotopique global, rien ne s'oppose donc à un maximum glaciaire alpin contemporain d'une phase de faible englacement mondial ; les courbes GRIP (GRIP Members 1993, Dansgaard *et al.*, 1982, 1993 ; Johnsen *et al.*, 1997) montrent pendant le dernier cycle glaciaire würmien toute une série d'oscillations d'amplitude équivalente, suggérant que n'importe lequel des pics froids entre 75 000 et 22 000 cal BP est susceptible d'avoir provoqué le maximum würmien ;

• Enfin, les stades tardiglaciaires de la vallée de l'Arve présentent une séquence chronostratigraphique très complète. Le Tardiglaciaire récent est daté dans l'ombilic de Chamonix et le Tardiglaciaire ancien est bien calé par une chronologie relative appuyée par la datation d'un stade majeur dans l'ombilic de Sallanches, corrélé au «Steinach» des Alpes orientales.

5 - Les problèmes soulevés et la problématique

Les problèmes soulevés

La synthèse des travaux sur le Quaternaire des Alpes nord-occidentales a permis de mettre en avant les nombreuses incertitudes et les divergences d'opinion. Neuf problèmes ont pu ainsi être identifiés :

1. La qualité des données et d'identification des dépôts d'origine glaciaire ;
2. La terminologie employée et les confusions qu'elle porte ;
3. Une stratigraphie de successions quaternaires mal définie ;
4. Des chronologies et des interprétations contradictoires ;
5. Des cartographies paléogéographiques imprécises, voire absentes;
6. La puissance relative des glaciers principaux ;
7. Et l'identification des flux glaciaires aux interprétations contradictoires.

1. La qualité des données et d'identification des dépôts d'origine glaciaire

Ce problème est évoqué par de nombreux auteurs et ce, depuis longtemps (Monjuvent et Nicoud, 1988). Il concerne plus particulièrement la déglaciation würmienne de l'Avant Pays savoyard. Les données de terrain étant très souvent ponctuelles, les résultats doivent être considérés au mieux comme des hypothèses d'équivalence.

Les données exploitées et mises en avant par les auteurs sont bien souvent très inégales :

- les données «directes», qui concernent des dépôts glaciogéniques traduisant l'événement considéré (glaciaire-moraine, glaciaire-terrasse de kame). Elles ne sont pas toujours corrélables en elles ;
- et les données «indirectes», qui se rapportent à un élément de la «filière sédimentaire», à l'aval du phénomène considéré (dépôts lacustres distaux et proximaux).

Ainsi, les alluvions fluvio-glaciaires ou glaciolacustres décrites dans le domaine intra-wurmien ne sont que rarement rattachées aux moraines correspondantes, à l'exception des travaux de Mandier (1984) et de Monjuvent (1988). Mandier s'est attaché à raccorder l'ensemble des terrasses fluvio-glaciaires de l'Est lyonnais aux moraines correspondantes. Quant à Monjuvent, il s'est attaché à caractériser «front morainique et épandage fluvio-glaciaire». Des relations d'ordre topographique sont parfois proposées pour relier le dépôt à la position «*qu'aurait dû avoir*» le glacier.

Les corrélations établies sont de deux ordres :

- des corrélations «immédiates» s'agissant des formations en relation géométrique continue (moraines, fluvio-glaciaire associé aux moraines frontales) ;
- et des corrélations «à distance» lorsqu'un niveau-repère lithologique ou chronologique assure la continuité (alluvions fluviatiles, banc de lignite,...).

2. La terminologie employée et les confusions

Elle fait état de l'usage d'un grand nombre de termes variant en fonction des « écoles », des secteurs étudiés, de l'ancienneté des études et des différentes disciplines (géographie, géologie du Quaternaire). Ainsi des confusions sont fréquentes entre les sens géographique, dynamique, climatique, stratigraphique ou sédimentologique (stade, phase, épisode, «maximum»,...).

Il en est de même des subdivisions de l'étage würmien, où se confondent les notions de chronologie relative et de climato-stratigraphie (Pré-Würm et Préglaciaire, Tardi-Würm et Tardiglaciaire, ...). Le même problème ressort pour la terminologie de la chronologie dite «alpine» (Würm, Riss, Mindel, Günz…) et pour les termes employés parallèlement (Pléistocène, Eemien…).

Dans ce travail, afin d'éviter les confusions, il sera nécessaire de fixer une terminologie adaptée qui intégrera au mieux les données anciennes et actuelles.

Le choix d'une terminologie adaptée au terrain d'étude devra tenir compte de plusieurs nomenclatures dont les plus utilisés sont les suivantes :

• chronologie glaciaire alpine classique (Würm, Riss…)

• stratigraphie isotopique marine, les stades isotopiques (MIS 2, 4,6…)

• nomenclature issue de la «Circumalpine quaternary corrélations», IGCP 378 (LGM, MEG…)

• IS groenlandais.

3. Une stratigraphie des successions quaternaires mal définie

A ce jour, aucune nomenclature ne permet de lever les indéterminations, les incompréhensions, voire les confusions qui en résultent :

• les descriptions de faciès présentent des caractérisations rudimentaires et des insuffisances manifestes qui ne permettent pas toujours d'identifier les corps sédimentaires et induisent de nombreuses confusions (moraines à faciès argileux et sédiments glacio-lacustres, dépôts de terrasse de kame et alluvions deltaïques de lacs proglaciaires, alluvions fluviatiles et alluvions fluvio-glaciaires, moraines caillouteuses et alluvions fluvio-glaciaires,...) ;

• les successions stratigraphiques sont trop souvent reconstituées à partir d'éléments de coupes dispersées sur plusieurs centaines de mètres, sur des versants dont la stabilité n'est pas vérifiée. Cette technique, si elle est fiable pour les formations anté-quaternaires indurées, n'est pas acceptable en géologie du Quaternaire récent en l'absence de niveau-repère assurant la continuité spatiale. Même dans ce cas, l'hétérogénéïté et l'extrême variabilité horizontale et verticale des faciès limitent l'usage de la reconstitution stratigraphique.

D'autre part, de nombreux auteurs répugnent à reconnaître ou à proposer des lacunes stratigraphiques dues à l'absence de continuité sédimentaire (moraine de fond - tourbe ou alluvions fluviatiles,...) ou à l'érosion des unités considérées.

De même, les coupes fournies sont souvent des schémas explicatifs où les échelles hauteur-longueur ne sont pas précisées.

Des lacunes «chronologiques» affectent aussi des formations datées par des éléments ne se situant pas en limites lithologiques, mais à l'intérieur de la formation. Les incertitudes vont s'accroître lorsqu'il s'agira de fixer un âge aux formations sus ou sous-jacentes.

La complexité des chrono-stratigraphies émises par les différents auteurs rend quasiment impossible toute reconstitution paléogéographique permettant de vérifier les modèles établis.

Aucun des différents auteurs ***(cf. § II)*** n'a utilisé la même échelle stratigraphique, s'appuyant pour certains sur une échelle paléo-bioclimatique, pour d'autres sur une chronostratigraphie alpine souvent ancienne.

4. La chronologie et les interprétations contradictoires

S'agissant de la chronologie que tous les auteurs cherchent à préciser, les mêmes distinctions s'imposent. Les données «directes» sont fournies par des matériaux non remaniés et en contact stratigraphique continu avec une formation bien identifiée. Les tourbes et les lignites procurent, dans la majorité des cas, de telles données. Par contre, les bois flottés, les fragments d'os et de dents (remaniés) n'apportent que des données «indirectes». Il en est de même pour les âges avancés pour des événements glaciaires représentés par une moraine ou des arcs morainiques, dont l'âge n'est estimé qu'à partir de celui des formations encadrantes (alluvions fluvio-glaciaires ou glacio-lacustres) non strictement glaciaires, l'âge de celles-ci étant bien souvent fourni par celui d'éléments se rapportant à une chronologie «indirecte» (bois, industries,...). Rares sont les constructions morainiques qui ont pu être encadrées par des datations «mini» et «maxi». L'exemple de travaux majeurs portant sur les fronts glaciaires révèle la difficulté de reconstruire un cadre chronologique, notamment dans les zones où les dernières avancées glaciaires détruisent par leur passage les dépôts antérieurs, et par conséquent les éléments potentiels de

datation. En outre, les lacunes stratigraphiques de sédimentation glaciogéniques (basal till, ablation till) ne doivent pas être interprétées comme une absence de crue glaciaire. Cette lacune d'information est de surcroît aggravée par le démantèlement des édifices sédimentaires frontaux ou leur recouvrement par une sédimentation fluvio-glaciaire au cours des épisodes glaciaires de retrait. Les seules possibilités de calage chronologique sont souvent indirectes, et suscitent alors des incertitudes, voire des contradictions d'une étude à l'autre.

Des divergences à expliquer (rappel)

Deux courants de pensée issus de deux écoles s'opposent encore aujourd'hui :

• l'hypothèse d'un maximum glaciaire au Pléniglaciaire würmien ancien ou moyen (MIS 4 et 3), antérieur à 38 000 BP (Blavoux, 1988 ; Monjuvent et Nicoud, 1988a ; Mandier, 1988 ; Nicoud *ét al.*, 1993 ; Fourneaux, 1976). Dans ce schéma, au Pléniglaciaire würmien supérieur (MIS 2), le glacier du Rhône n'aurait pas franchi le bassin lémanique, mais aurait connu des oscillations liées à deux interstades interrompus par deux récurrences. Ces dernières seraient responsables de la mise en place du complexe morainique d'Evian, où six stades d'englacement ont été datés entre 28 000 et 23 000 ^{14}C BP ;

• l'hypothèse d'un maximum glaciaire au Pléniglaciaire würmien supérieur (MIS 2), postérieur à 26 000 cal BP (Schlüchter, 1988 ; Campy, 1994 ; Magny, 1995), qui serait corrélé avec le «*Last Glacial Maximum*» (LGM, autour de 18 000 - 20 000 ^{14}C BP). La déglaciation postérieure est supposée très rapide (de quelques centaines d'années à 2000 ans maximum) et se serait terminée vers 13 000 ans BP (Lotter et Boucherie, 1984).

Nous tenterons d'analyser les divergences entre les auteurs, entre les dynamiques glaciaires reconstruites pour chaque vallée alpine, mais également nous devrons nous interroger sur de possibles diachronismes d'extension glaciaire entre les différents appareils alpins. Une partie de la réponse doit se trouver dans l'évolution spatio-temporelle du régime des perturbations alimentant les différents bassins versants tout au long du dernier cycle glaciaire.

Il nous appartiendra dans ce travail d'analyser les datations disponibles, d'en apprécier les marges d'incertitude en considérant les méthodes de datation employées :

• elles devront être replacées dans leurs contextes stratigraphiques ;

• les méthodes de calibration seront réexaminées ;

• dans le cadre des datations de la géomorphologie (blocs erratiques) par les âges d'exposition, les taux d'érosion appliqués par les auteurs pourront être reconsidérés.

A l'examen de cette problématique liée à la chronologie, il apparaît essentiel de définir, dans un premier temps, une chronologie relative fiable basée sur la stratigraphie et la géométrie des corps sédimentaires avant de se prononcer, dans un second temps, sur une chronologie absolue basée sur des éléments de datation.

5. Une cartographie paléogéographique imprécise, voire absente

Elle est trop souvent absente ou esquissée de manière trop schématique. Elle n'apparaît que dans les quelques études menées à leur terme (Nussbaum, 1910 ; Monjuvent, 1970, 1988 ; Campy, 1982,1990 ; Armand, 1984). Seuls deux auteurs ont traduit cartographiquement l'évolution de leur secteur au cours des phases de dynamique glaciaire au Würm :

• Monjuvent dans le bassin alpin du Drac (1970) ;

• Campy dans le Jura Franc-Comtois (1982).

Les schémas paléogéographiques qu'ils proposent intègrent à la fois :

• leurs observations de terrain ;

• leurs propositions chronostratigraphiques

Ces travaux ont été rendus possibles par l'unité géographique des terrains qu'ils ont étudiés (bassin versant entier, massif, ...) mais aussi, et surtout, par les recherches menées en périphérie.

Aussi, les hypothèses avancées par ces deux

auteurs sont vérifiées par leurs schémas paléogéographiques. Seule une remise en cause de la (ou des) série chrono-stratigraphique de référence pourrait perturber leurs schémas établis.
La déglaciation est davantage représentée, surtout dans les études récentes. Après Monjuvent (1970), des paléogéographies ont été bien établies par :

- Armand (1978), dans la basse vallée de l'Arve ;
- Karnay (1980), dans la région d'Annemasse
- Campy (1982), dans tout le Jura Franc-Comtois ;
- Nicoud (1985), dans la cuvette des Usses ;
- de nouveau Monjuvent (1988) pour le secteur compris entre les «moraines internes» et le val du Bourget ;
- Campy, Lamy - Rousseau et Nicoud (1990) pour le nord-ouest des Alpes du nord.

En zone d'alimentation, les reconstitutions paléogéographiques sont sujettes à une grande incertitude. Elles sont en effet basées uniquement sur l'interprétation de formes d'érosion glaciaire impliquant nécessairement la présence de glaciers tempérés (glissement sur le substratum et érosion). Ces reconstitutions (Florineth et Schlüchter, 1998 ; Kelly *et al.* 2005 ; Coutterand et Buoncristiani, 2006) représentent donc une altitude minimale atteinte par les glaces tempérées. Or, pendant le dernier cycle glaciaire, le régime thermique des appareils glaciaires en altitude a sans aucun doute beaucoup varié, rendant les reconstitutions paléogéographiques incertaines. Ce problème sera abordé dans la suite de notre travail.

6. La puissance relative des appareils glaciaires principaux

Classiquement, les auteurs ayant travaillé sur les glaciers alpins considèrent le glacier du Rhône comme un appareil très puissant, sa surface dépassant largement celle du glacier isérois. Nous chercherons à mesurer la puissance effective et respective des glaciers du Rhône, de l'Arve et de l'Isère. Nous étudierons notamment les zones où les flux propres aux trois appareils pouvaient théoriquement entrer en contact.

7. L'identification de flux glaciaires et les interprétations contradictoires

Lors des péjorations climatiques maximales, les glaciers du Rhône, de l'Arve et de l'Isère dessinaient un vaste réseau anastomosé, constitué de transfluences et diffluences par les cluses et les dépressions topographiques.
La cartographie des écoulements glaciaires pléistocènes reste encore à préciser. Après Bourdier (1962), un document réalisé par Campy et Buoncristiani (2002) constitue l'état des connaissances actuelles sur l'organisation des flux glaciaires au Quaternaire récent dans les Alpes du nord. Cette reconstitution s'est appuyée avant tout sur une compilation de la littérature disponible. Elle souffre, néanmoins, d'imprécisions liées à l'échelle du document et elle laisse apparaître des incohérences dans l'organisation des flux.
Nous nous attarderons sur la question de la pénétration des glaces alpines à l'intérieur des massifs subalpins des Aravis, des Bornes, des Bauges et de la Chartreuse au Quaternaire récent qui reste toujours soumise à discussion. En effet, dans certaines vallées transversales aux massifs subalpins, l'origine des flux glaciaires n'est toujours pas précisée, notamment dans la cluse d'Annecy /Faverges occupée par le lac éponyme ; de nombreuses divergences d'interprétation apparaissent entre les auteurs (Bourdier, 1961 ; Deleau, 1973 ; Manalt, 1997 ; Negrel, 1998).
Au cours de notre travail, nous serons amenés à discuter et à préciser l'orientation de ces courants proposée par les divers auteurs. Dans les Bauges notamment, l'origine des flux de glace est encore controversée. De même, afin de proposer une paléogéographie cohérente de l'englacement du maximum würmien, il est essentiel de s'intéresser aux massifs subalpins. En effet, à partir d'analyses multi-proxy, nous tenterons d'apporter un éclairage sur la pénétration des glaces alpines dans ces massifs, sur l'identification, puis l'analyse des dépôts glaciaires allochtones, permettant de reconstituer les principales diffluences et transfluences des glaces alpines.

8. Les objectifs

La richesse morphologique du terrain étudié, malgré l'urbanisation croissante des piémonts et des fonds de vallées, tout comme la densité de la couverture forestière dans les zones peu accessibles, permet d'espérer des résultats nouveaux tant sur la reconstitution du maximum würmien que sur la connaissance du Tardiglaciaire ancien de la vallée de l'Arve. Il va m'appartenir, grâce au recul pris, de trancher dans certaines hypothèses tant dans le domaine glaciaire rhodanien, arvien qu'isérois. Un modèle chronostratigraphique relatif pourra alors être proposé s'il est vérifié par des schémas paléogéographiques reliant les trois domaines de la zone intra-würmienne.
L'analyse des connaissances fait ressortir les objectifs majeurs que nous chercherons à atteindre :

- réalisation d'une cartographie géomorphologique détaillée des formes d'érosion et de dépôts ;
- reconstitution paléogéographique à grande échelle du maximum würmien des lobes de piémont et des zones d'accumulation ;
- reconstitution de l'alimentation des lobes de piémont (lobe suisse, lobe lyonnais et lobe de Moirans);
- reconstitution des principaux flux glaciaires ;
- reconstitution paléogéographique des grandes étapes de la déglaciation postérieurement au maximum würmien ;
- description et cartographie détaillée d'une série d'observations nouvelles concernant le Tardiglaciaire ancien de la vallée de l'Arve et élaboration d'une nouvelle morpho-stratigraphie régionale ;
- enfin, élaboration d'une chronologie relative rapportée à une approche chronologique absolue.

Planche hors-texte 6 - Modelé d'érosion glaciaire dans les roches cristallines (Haute vallée du Rhône, Gomes, Valais, Suisse).

III - METHODOLOGIE

III. Méthodologie 125

1. Terminologie employée et nomenclature 129
1. 1 - Nomenclature alpine 129
1. 2 - Nomenclature mondiale 131
1. 3 - Le choix d'une échelle stratigraphique et d'une nomenclature 132
1. 3. 1 - Le maximum d'englacement Würmien, choix d'une nomenclature 132
1. 3. 2 - La nomenclature des stades tardiglaciaires 133

2. Travail documentaire 137

3. Travail basé sur l'étude du terrain 137
3. 1 - Etude des formes d'érosion d'origine glaciaire 137
3. 1. 1. Formes d'érosion majeures 138
3. 1. 2. Les méso-formes d'érosion 139
3. 1. 3. Les formes d'érosion mineures 141
3. 1. 4. Morphogenèse des formes d'érosion glaciaire 141
3. 2- Etude des formes de dépôt d'origine glaciaire 143
3. 2. 1 – Identification et description des dépôts glaciaires 143
3. 2. 2 - Analyse morphologique des édifices sédimentaires 150
3. 2. 3 - Méthodes d'analyse des dépôts et sédiments 150
3. 3 – Les enregistrements en milieu karstique 157

4. Travail de cartographie géomorphologique 159
4. 1- Techniques de cartographie 159
4. 2- Choix d'une légende 161
4. 3 - Figurés nouveaux 163

5. Vers une connaissance des processus glaciaires actuels : la recherche d'analogues 164

6. Méthodes de datation et limites des méthodes 166
6. 1 - Chronologie relative 166
6. 2 – Chronologie absolue 166

7. Méthodes de reconstitution des stades glaciaires 167
7. 1 - Méthodes de détermination de la Ligne d'Equilibre Glaciaire (LEG) 167
7. 2 – Reconstitution de la surface topographique des appareils glaciaires 172
7. 3 – Le choix de notre démarche 172

Planche hors-texte 7 - Enregistrement du modelé d'érosion glaciaire dans les granites de l'Aar (Glacier de l'Unteraar, Suisse).

1. Terminologie employée et nomenclature

L'histoire géomorphologique d'une région, celle du relief et du climat s'inscrit dans le temps. La durée est donc un élément incontournable des études paléogéographiques pour lesquelles il existe deux grands types de datation : relative ou absolue. Nous allons ici fixer le cadre chronologique dans lequel s'inscrit notre travail afin de mieux comprendre les choix de la nomenclature retenue.

L'examen de la littérature révèle l'abondance de termes et d'appellations diverses notamment pour le Quaternaire. Celle-ci génère inévitablement de nombreuses confusions et complique considérablement la compréhension des résultats de chacun. Il nous a semblé pertinent d'exposer les différentes logiques de ces échelles chronologiques et de définir la nomenclature la mieux adaptée à notre étude.

La subdivision de l'étage würmien fait appel à la fois à des notions de chronologie relative et à des notions climato-stratigraphiques. Avant les années 1960 et parfois jusqu'à nos jours, l'utilisation d'une chronologie relative faisant appel à la stratigraphie alpine s'était généralisée. Les auteurs, comme Bourdier (1961), Jaillet (1947, 1965), Monjuvent (1978), Nicoud (1988), Vial (1975) utilisaient un vocabulaire dérivé de la stratigraphie alpine, pour désigner les différentes subdivisions de la dernière glaciation (*e.g.* : pré Würm, Würm I, Würm II, méso Würm, Würm III et Tardiwürm), ***(fig. III. 1)***.

Plus récemment, l'usage d'une chronologie climato-stratigraphique est devenu plus courant chez les auteurs. Elle tend à subdiviser l'ensemble de la glaciation würmienne en Pléniglaciaire inférieur, Pléniglaciaire moyen et Pléniglaciaire supérieur précédant le Tardiglaciaire. Une autre notion chronologique est employée depuis les années 1980. Elle s'appuie sur les courbes isotopiques océaniques et couvre la durée du Pléistocène. Les carottages des glaces grœnlandaises ont permis d'établir des courbes enregistrant les variations isotopiques jusqu'à 250 000 ans (GRIP et GISP). Elles sont considérées comme un bon signal des températures de l'hémisphère nord et permettent une résolution plus fine des stades et interstades sur l'ensemble de la dernière glaciation, sans toutefois traiter des glaciers (*s.s.*).

1. 1 - Nomenclature alpine

Naissance de la chronologie glaciaire alpine « classique »

Dans leur monumentale synthèse du Quaternaire alpin, Penck et Brückner (1909) identifient une succession de quatre grandes glaciations dans l'arc alpin. C'est ainsi que furent définies, de la plus ancienne à la plus récente, les noms des quatre glaciations : Günz, Mindel, Riss et Würm. Les études suivantes s'inscrivirent dans ce contexte théorique, les auteurs cherchant à retrouver systématiquement ce schéma considéré comme référence.

Les alluvions du plateau de l'Iller-Riss qui forment un ensemble de terrasses étagées, associées en amont à des moraines, sont à relier aux différentes avancées du glacier rhénan, débordant de la cuvette de Constance, et à l'écoulement de ses eaux de fonte vers le nord dans le bassin du Danube. La stratigraphie des dépôts glaciaires du plateau fait partie du domaine des stratotypes bavarois qui ont servi à désigner et à différencier l'une de l'autre les quatre «glaciations» de Penck et Brückner (1909). Le stratotype du Riss y a été défini par Penck. Ultérieurement, Graul (1973) et Léger (1980) (*in* Billard, 1987) ont proposé respectivement d'adopter un parastratotype du Würm et du Mindel. Les terrasses les plus hautes, placées dans le Günz par Penck, ont été divisées, selon les auteurs, en Günz et en Donau dans les travaux qui ont suivi. Aucune forme rapportée à une «glaciation» encore plus ancienne, dite Biber (Schaefer, 1953, 1966), n'a été répertoriée sur le plateau de l'Iller-Riss.
Les différents stades glaciaires sont reconnus au travers des dépôts morainiques et/ou fluvioglaciaires successifs, caractérisés par une

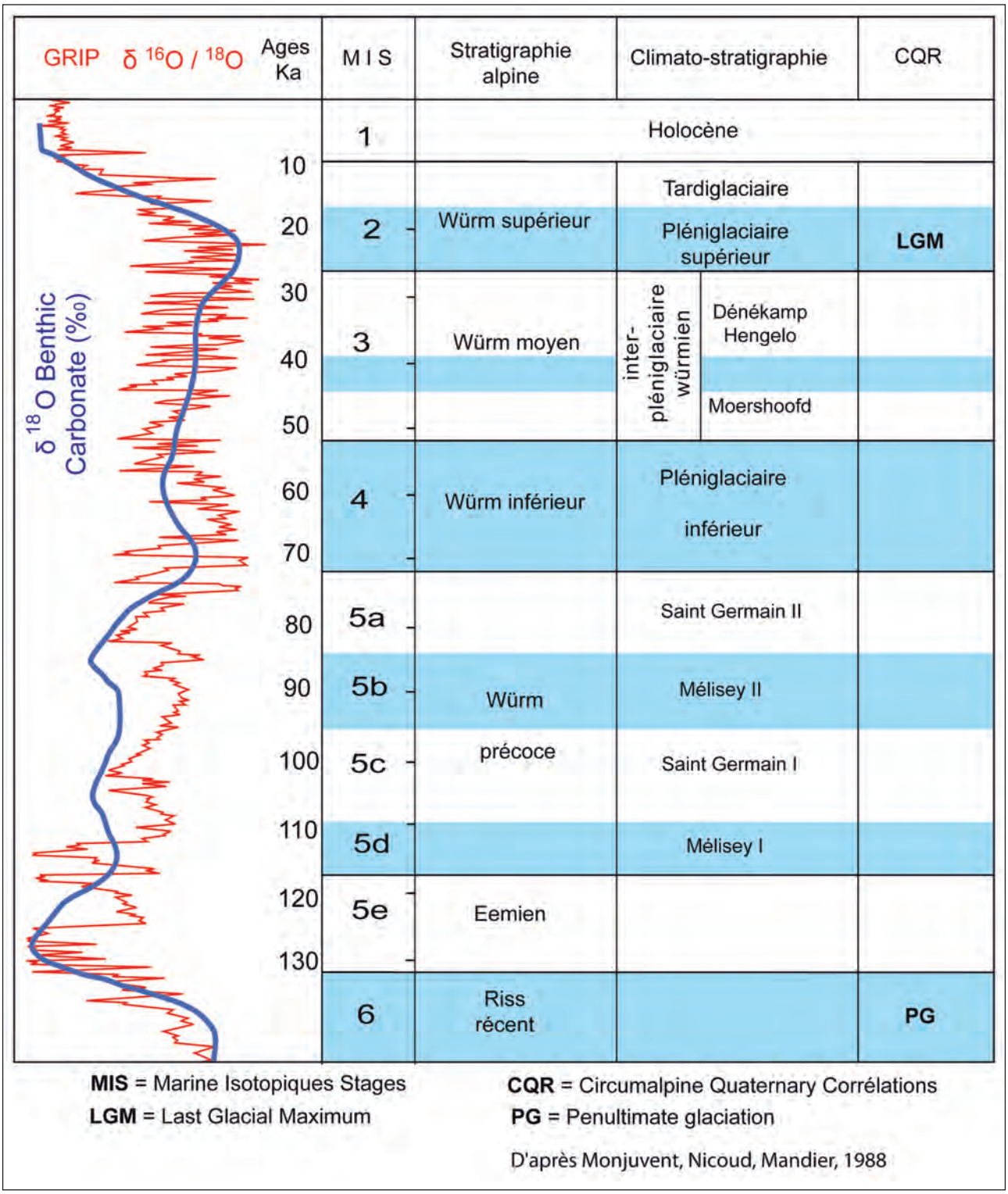


Fig. III. 1 - Correspondances entre les échelles utilisées par les auteurs dans la subdivision du dernier cycle glaciaire (d'après Monjuvent et Nicoud, 1988, en parallèle : la stratigraphie isotopique océanique et la courbe des variations isotopiques de la calotte glaciaire groenlandaise (GRIP).

origine intra-alpine révélée par leur composition pétrographique. Ils sont séparés les uns des autres par des interglaciaires pendant lesquels se sont développés des paléosols. La disposition assez régulière, en marches d'escalier, des nappes fluvioglaciaires (les plus récentes étant emboîtées dans les plus anciennes) caractérise les formations superficielles quaternaires du plateau de l'Iller-Lech (Léger, 1975, 1980).
Ainsi, l'ensemble géomorphologique constitué par les moraines internes au modelé très frais, associé aux basses terrasses fluvio-glaciaires, représente la glaciation du Würm telle qu'elle a été définie par Penck, le stratotype originel ayant été choisi dans la partie orientale du piémont allemand des Alpes : « *La glaciation dont les traces se présentent à nous avec une grande fraîcheur dans les moraines terminales récentes et les basses terrasses, nous l'appelons glaciation Würm d'après la rivière Würm dans la plaine de Munich, dont les rives montrent le passage des alluvions de basse terrasse aux moraines récentes* ».

L'appellation Würm désigne donc originellement l'ensemble des formes et des dépôts mis en place lors de l'extension maximale du glacier de piémont du Rhin au cours du dernier cycle glaciaire du Quaternaire. Le terme servira ensuite par extension à définir la totalité de cette période glaciaire.

1. 2 - Nomenclature mondiale

La stratigraphie isotopique marine : les stades isotopiques

On sait aujourd'hui qu'il y a eu, non pas quatre ou six glaciations, mais au moins 20 voire 30, échelonnées sur plus de 2,6 millions d'années, et que chacune de ces glaciations est subdivisée en plusieurs stades froids et interstades.

Cette succession a été reconnue dans les carottes marines par Emiliani (1955). Les courbes de variation de teneur en isotopes de l'oxygène fournissent l'échelle de référence : la proportion δ ^{16}O/ ^{17}O /^{18}O varie en fonction du volume des glaces continentales (Shackleton N.C., 1976 1983, 1987, 1990). Ainsi, la courbe isotopique peut être divisée en stades froids ou glaciaires (numérotés en nombres pairs), et en stades chauds, interglaciaires ou interstadiaires (numérotés en nombres impairs), ***(fig. III. 2***). Les données isotopiques marines ne varient pas trop avec leurs diverses localisations, démontrant une réponse globale de l'océan. Emiliani divisa ses données en stades (*Marine Isotopic Stages* ou MIS). On compte aujourd'hui 100 stades isotopiques dans les 2,7 derniers millions d'années. Dans la portion récente de la courbe, où la résolution est plus fine, certains stades sont subdivisés en sous-stades et en événements, numérotés par des décimales (Pisias *et*

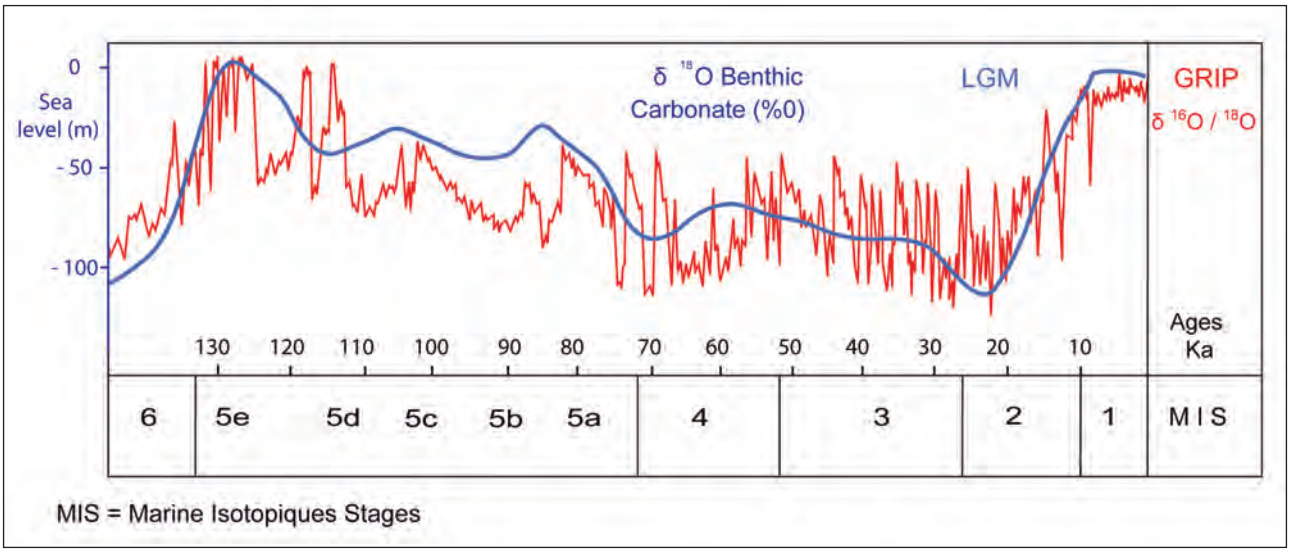


Fig. III. 2 - Variations du niveau des mers (Shackleton et al.,1990), en parallèle avec la courbe des températures enregistrées à GRIP - Groenland, (GRIP Members, 1993).

al. 1984, Prell *et al.* 1985). Les glaciations ne sont ainsi plus désignées par leur nom *(Riss, Würm, ...)* mais par le numéro du stade isotopique pair correspondant. Les points d'accroche pour la datation de cette séquence sont fournis par les inversions du champ magnétique terrestre, datées par K/Ar.

La courbe actuellement connue comporte ainsi plus de 130 stades isotopiques, dont les 20 derniers (pairs et impairs), s'échelonnent sur environ 900 000 ans. Les courbes isotopiques marines corrélables à très grande distance montrent que le signal enregistré doit être considéré comme significatif à l'échelle du globe (Schoeneich, 1998). En 1977, Kukla recommande de baser la subdivision chronostratigraphique du Pléistocène sur les données isotopiques des sédiments océaniques. La chronologie isotopique est, de fait, de plus en plus utilisée comme référence pour les datations relatives dans le Quaternaire. Malgré l'absence de relations directes avec les fluctuations des glaciers alpins, cette nouvelle chronologie tend à supplanter celle des glaciations proposées par Penck et Brückner.

Nomenclature alpine

Depuis peu, une nomenclature basée sur la position stratigraphique ou l'extension des glaciations (ce qui sous-entend que l'âge des extensions maximales des glaciers a préalablement été admis) a été proposée par les auteurs italiens, suisses et autrichiens. Cette nomenclature, la «*Circumalpine quaternary corrélations*» (issue de IGCP 378) se subdivise en :

• LGM (= Last Glacial Maximum) : dernier maximum glaciaire (*s.s.*), acronyme permettant de distinguer le Würm récent (MIS 2) du Würm ancien (MIS4) ;

• MEG (= Most Extensive Glaciation) : glaciation la plus étendue, dont il est avéré aujourd'hui qu'il ne s'agit pas de l'avant-dernière, mais d'une glaciation bien plus ancienne, encore mal positionnée chronologiquement, remplace le maximum d'extension glaciaire du Riss ;

• « *Penultimate glaciation* »: avant-dernière glaciation (MIS 6), d'une plus grande extension que la dernière.

La stratigraphie isotopique de la calotte glaciaire groenlandaise

Un des écueils du signal isotopique marin est son lissage lié au mélange d'eaux d'âges différents et à la bioturbation des sédiments. L'analyse des isotopes stables contenus dans les glaces de la calotte du Groenland, où les couches annuelles de glace sont conservées même après 10 - 20 000 ans, permet une résolution annuelle à décennale. Les fluctuations sont interprétées en termes de températures de l'air au moment des précipitations. Pour la période couvrant le Tardiglaciaire, Dansgaard *et al.* (1982, 1989, 1993) ont montré :

• la concordance générale avec les courbes marines ***(fig. III. 2)***, en particulier en ce qui concerne l'oscillation froide au début du stade 1 ;

• la présence d'interstades brusques et de grande amplitude pendant le stade 2 et 3;

• la présence de fluctuations de second ordre pendant la fin du stade 2 ;

• le caractère abrupt de la fin de la glaciation, qui se serait traduit au Groenland par un réchauffement de l'ordre de 7°C en 50 ans :

• la présence d'évènements rapides (Heinrich events, HE et Dansgaard-Hoeschger events, DO).

1. 3 - Le choix d'une échelle stratigraphique et d'une nomenclature

1. 3. 1 - Le maximum d'englacement Würmien, choix d'une nomenclature

Le découpage chronologique du Quaternaire s'est affiné depuis la théorie pluriglaciariste (Penck et Brückner, 1909) avec l'émergence des datations absolues sur des sites de plus en plus nombreux.

Grâce aux nombreuses datations disponibles, les fluctuations glaciaires du Pléistocène supérieur sont bien appréhendées. En revanche, il subsiste plus d'incertitudes pour les périodes antérieures. Si bien que, pour désigner ces événements anciens, nous emprunterons les termes de Pléistocène inférieur et Pléistocène moyen, nos données de terrain ne nous permettant pas d'être plus précis. Le Pléistocène supérieur (ou Würm) est, quant à lui, mieux défini. Plusieurs

auteurs le subdivisent en trois grandes phases (Monjuvent et Nicoud, 1988) : le Pléniglaciaire inférieur (MIS 4), l'inter-pléniglaciaire (MIS 3) et le Pléniglaciaire supérieur (MIS 2), pour l'événement froid le plus récent.
Depuis les travaux de Penck et Brückner (1909), le maximum d'englacement de la dernière glaciation a été traditionnellement désigné par le vocable de «maximum würmien», issu de la stratigraphie alpine. Mais, du point de vue épistémologique, on constate qu'au cours des décennies 1980-1990, les études de nombreux enregistrements paléoclimatiques ($\delta\ ^{16}O/^{18}O$) en milieu océanique et milieu continental ont entériné l'hypothèse d'un maximum de froid mondial, le Last Glacial Maximum (LGM) autour de 18 000 - 20 000 ^{14}C BP. Depuis que le programme de corrélation Géologique «Circumalpine quaternary correlations» a adopté une nouvelle nomenclature qui se veut applicable à l'échelle des Alpes, l'acronyme «LGM» se substitue, dans les publications internationales, à celui de «maximum würmien». Force est de constater que beaucoup d'auteurs considèrent comme synonyme « LGM » et «maximum würmien». En adhérant à ce schéma, ces auteurs font deux confusions bien souvent récurrentes :

- le LGM est une notion mondiale
- le LGM est calé, en âge calibré, entre 20 000 – 23 000 cal BP.

Le dernier maximum (d'extension) glaciaire, traduction juste de Last Glacial Maximum (LGM) et le maximum d'extension glaciaire würmien ne sont pas nécessairement équivalents. La définition proposée par Crowley et North (1991) est sans ambiguïté : le LGM (*stricto sensu*) est basé sur le dernier maximum des courbes SPECMAP, ($\delta\ ^{16}O/^{18}O$) des dépôts carbonatés traduisant le volume des glaces mondiales (Chappell et Shackelton, 1986). Il correspond à une période comprise entre 18 000 ^{14}C BP et 21 000 ^{14}C BP, soit en âge calibré 20 000 – 23 000 cal BP ***(fig. III. 2)***.
Dans le massif alpin, de nombreux travaux suggèrent que de nombreux appareils glaciaires ont atteint leur maximum d'extension pendant la première partie de glaciation (Isère, lobe lyonnais) (70 000 - 50 000 BP) correspondant au MIS 4 de la courbe SPECMAP (Monjuvent, 1978 ; Nicoud ; 1993, Mandier, 1984, 2003). En revanche, il semblerait que c'est au cours du MIS 3 ou du MIS 2 (26 000 – 18 000 ^{14}C BP) que les appareils glaciaires des Alpes du Nord (Rhin, Iller, Inn), (Schlüchter *et al.*, 1987, 1989 ; Keller Krays, 1994) aient atteint leur maximum.

On ne peut donc calquer la glaciation alpine, et d'une façon générale, les glaciations des latitudes tempérées sur le LGM, car elles ont un poids totalement négligeable dans le volume global des glaces, qui est entièrement dominé par les grands inlandsis des hautes latitudes (VanVliet-Lanoë, 2004). Sur le plan strictement géochimique, rien ne s'oppose donc à un maximum glaciaire alpin contemporain d'une phase de faible englacement mondial.
De ce fait, la nomenclature définie par le Programme de Corrélation Géologique «*Circumalpine quaternary correlations*» (resp. Schlüchter, 1999), basée sur l'extension des glaciations alpines, a pour défaut majeur d'orienter, voire de fermer la porte au débat concernant la datation de l'extension (ou des extensions) paroxysmale des glaciers würmiens.
Force est de constater que l'utilisation de l'acronyme LGM ne fait pas l'unanimité dans la communauté des quaternaristes. Si l'on se réfère à sa stricte définition (Crowley et North, 1991), le LGM ne peut être appliqué à l'arc alpin. Nous adopterons, dans le cadre de notre travail, une appellation mieux adaptée à l'échelle des Alpes (Brocard, 2002), le WGM (*Würm Glacial Maximum*), en français « maximum würmien » qui se substituera à l'acronyme LGM.

1. 3. 2 - La nomenclature des stades tardiglaciaires

Les démarches utilisées dans l'étude des fluctuations glaciaires du Tardiglaciaire sont souvent très différentes, du fait notamment des récentes possibilités de datations que permet le Tardiglaciaire. Nous mentionnerons notamment la méthode des stades avant d'en faire l'analyse critique.

La méthode des stades

Cette méthode émane de la notion de «stade» défini par Penck et Brückner (1909) et a été utilisée dans la plupart des études appliquées au Tardiglaciaire. Les dernières évolutions de cette méthode sont issues des travaux de Gros *et al.* (1978) et de Maisch (1981). Elle a été appliquée tout particulièrement dans les Alpes suisses par les chercheurs de l'Institut de géographie de l'Université de Zurich. Leurs travaux constituent, de fait, le modèle de référence du Tardiglaciaire alpin.

Cette démarche stratigraphique consiste, au préalable, à regrouper les moraines d'extension morphologique semblable en stades, auxquels sont attribués des noms locaux, puis, à corréler ces stades entre eux, les corrélant, dans la mesure du possible, avec un modèle de référence. Les corrélations sont basées sur la méthode de partage des surfaces (***cf. § III. 7***), et sur des critères géomorphologiques.

Cette méthode a permis aux auteurs de proposer un nombre limité de stades, déterminé par les caractéristiques géomorphologiques et par les valeurs de dépression de la ligne d'équilibre glaciaire.

Les limites de la méthode des stades

La méthode des stades, basée sur le regroupement en stades locaux, introduit un travers (Schoeneich, 1998) : on suppose que des moraines concentrées dans le même secteur sont chronologiquement proches. Les hypothèses chronologiques qui en découlent sont établies en fonction de ces stades. La réalité est bien souvent plus complexe.

Schoeneich (1998) considère l'exemple des fronts étudiés par Schneebeli (1976) et Röthlisberger (1976). «*En l'absence de datations absolues, selon la méthode des stades, l'ensemble des moraines holocènes pourrait être interprété comme appartenant à un seul stade. Cependant, si les avancées de 1640, ... 1820, 1850 peuvent bien être regroupées en un même stade, le Petit Age Glaciaire, les travaux des auteurs précités ont montré que les avancées précédentes, de même extension, et dont les moraines sont souvent plus ou moins confondues ou proches de celles du Petit Age Glaciaire, en sont séparées par plusieurs centaines voire plusieurs milliers d'années et par un recul bien souvent égal ou supérieur à l'actuel. Elles constituent incontestablement des stades distincts*».

Ainsi, en définissant des stades «a priori» sur la seule base de la proximité des moraines, le risque consiste à regrouper dans un unique stade, plusieurs fluctuations qui se sont peut-être étalées sur plusieurs siècles voire milliers d'années. A l'inverse, on risque de dissocier des événements chronologiquement très proches. Nous reprendrons l'interprétation de Schoeneich (1998), ***(fig. III. 3)*** : en présence de trois groupes de moraines, la démarche classique conduirait à une interprétation de type A, alors que la réalité climatique et chronologique a très bien pu être de type B. La signification de ces stades est purement morphologique. Elle ne représente pas une valeur chronologique, mais

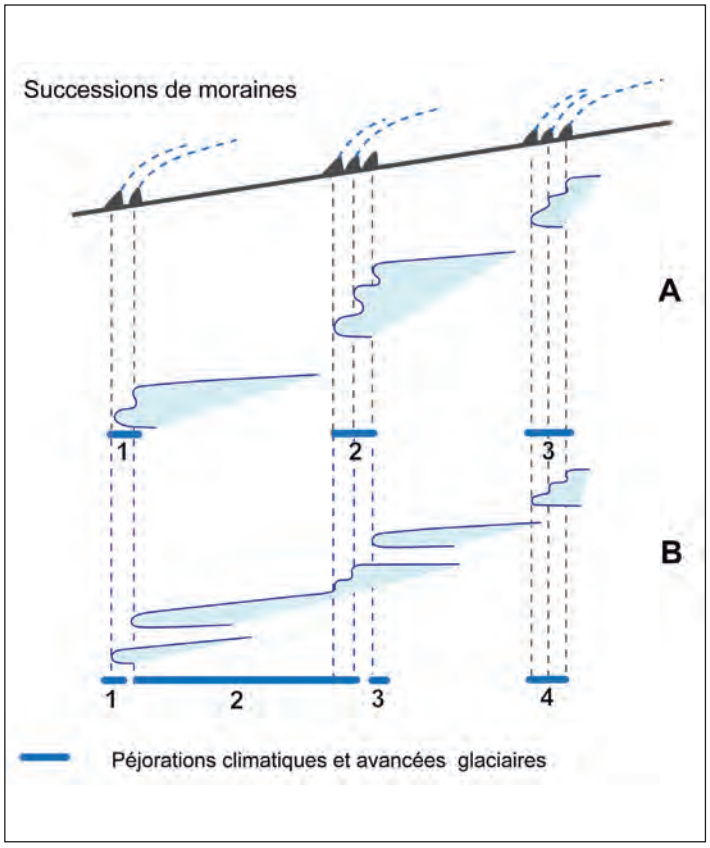


Fig. III. 3- Deux interprétations possibles d'une succession de moraines : A - selon la méthode des stades, B - autre solution possible (d'après Schoeneich, 1998).

uniquement une valeur spatiale, comme limites d'extension.

La méthode «holocène»

L'étude des stades historiques et holocènes, Schneebeli (1976) et Röthlisberger (1976), consiste dans un premier temps à numéroter les moraines isolément, sans chercher à les raccorder entre elles, puis dans un second temps, à rechercher les possibilités de datations relatives et surtout absolues.

Utilisation de la stratigraphie INTIMATE basée sur la courbe GRIP du Groenland

Là où Penck et Brückner (1909) définissaient trois stades tardiglaciaires, on en reconnaît aujourd'hui six. Chacun d'entre eux comporte plusieurs phases. Le modèle actuellement reconnu dans les Alpes suisses a été défini par Maisch (1981, 1982) dans les Grisons, et récemment affiné par Maisch (1992) pour les derniers stades. Il est bien souvent confirmé dans les Alpes centrales, en Valais et dans la vallée de l'Arve (Coutterand et Nicoud, 2005, 2005 b).
Ces stades sont définis comme des limites d'extension des glaciers, marquées par les moraines correspondantes. Leur position chronologique n'est connue que pour les deux derniers :

• le stade *d'Egesen* (phase maximale) est daté entre 11 000 et 10 000 ^{14}C BP et correspond à la fluctuation froide au début MIS 1 ;

• l'interstade *Daun/Egesen* correspond à la période chaude du début du MIS 1 ;

• le stade de *Daun* doit être placé juste avant 12 600-12 700 C^{14} BP et correspond à la fin du MIS 2.

Les autres stades s'échelonnent entre 17 540 ± 500 Be^{10} BP et 13 000 ^{14}C BP. Ils ne sont pas datés précisément par ^{14}C, mais quelques datations récentes disponibles suggèrent d'avancer une chronologie cohérente. Ils se placent tous dans le stade isotopique 2, et pourraient correspondre aux oscillations de second ordre des courbes isotopiques marines et groenlandaises :

• Le stade de Gschnitz est daté en Autriche à 16 000 ± 400 ^{10}Be BP (Ivy-Ochs *et al.*, 2000, 2004) ;

• le stade de Magland corrélé au Steinach de l'échelle des Alpes orientales est daté par la méthode des *cosmogéniques produits in situ* à 17 540 ± 500 ^{10}Be BP (Coutterand et Nicoud, 2005).

La stratigraphie du Tardiglaciaire basée uniquement sur des zones polliniques parait de moins en moins adaptée. Sa résolution n'est pas as-

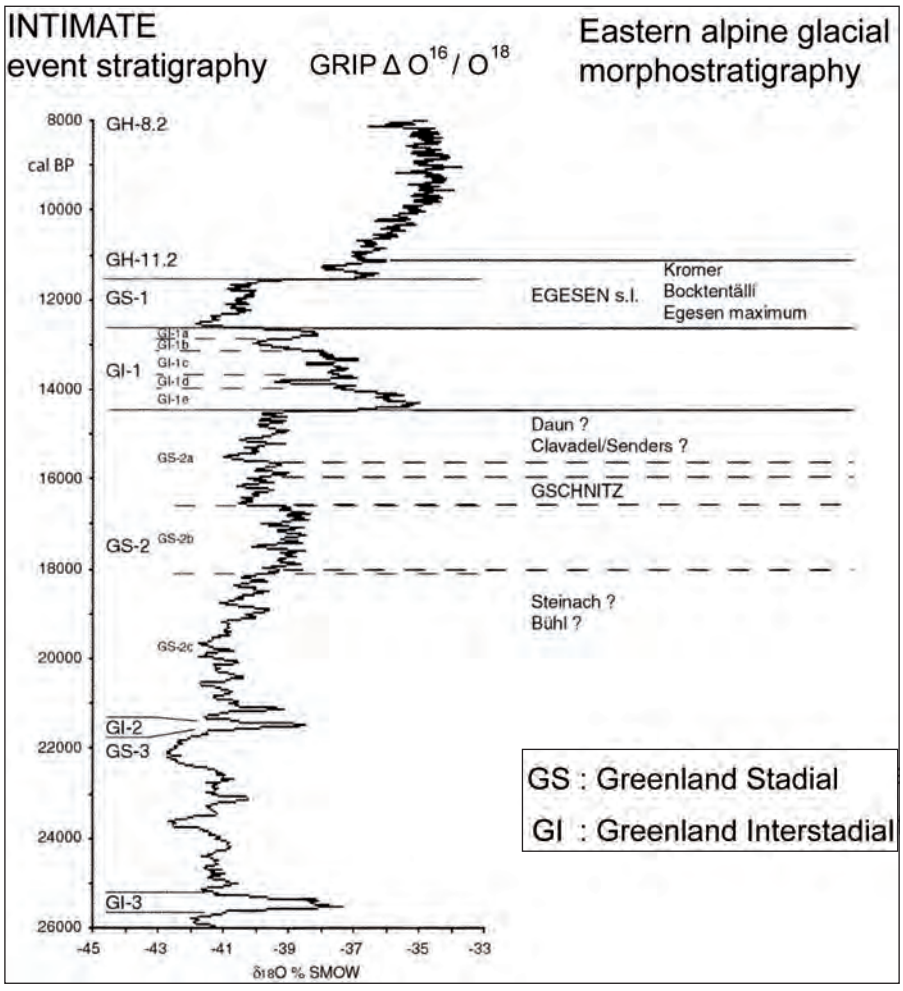


Fig. III. 4 - Stratigraphie INTIMATE (Björck et al. 1998, Walker et al. 1999, Schoeneich, 2003) basée sur la courbe GRIP du Groenland

sez fine et ne répond plus aux besoins actuels (Schoeneich, 2003). Depuis quelques années, le groupe de travail INTIMATE (INTegration of Icecore MArine and TErrestrial records of the last termination), de la commission de paléoclimatologie de l'INQUA, propose une nouvelle stratigraphie du Tardiglaciaire (Björck *et al.* 1998, Walker *et al.* 1999) basée sur de nouvelles données ***(fig.III. 5)*** :

• Mise en place d'une nouvelle échelle de référence du Tardiglaciaire, basée sur l'enregistrement isotopique de l'oxygène du Groenland.

• Corrélation avec les données environnementales multiples.

Il nous a donc paru utile de situer notre travail sur le Tardiglaciaire ancien de la vallée de l'Arve dans cette nouvelle chronologie.

Choix d'une nomenclature

Biozones et chronozones

Les palynologues ont déterminé des périodes dans l'évolution de la végétation tardiglaciaire et postglaciaire, désignées, selon leurs définitions, biozones ou chronozones ***(fig. III. 4)***.

Nous avons pris le parti d'utiliser la nomenclature des biozones (Broecker, 1992). Les biozones définies par Welten (1982) et Ammann et Lotter (1989) sont corrélables aux stades isotopiques et aux stades glaciaires:

• les zones 4 (Préboréal) à 8 (Subatlantique) couvrent l'Holocène et le stade isotopique 1 ; elles constituent une subdivision universellement admise pour l'Holocène ;

• la zone 3 (Dryas récent) correspond à l'oscillation froide au début du stade isotopique 1 et couvre le stade morainique d'Egesen-Bocktentäliï ;

• les zones 1b-c (Bölling) et 2 (Alleröd) correspondent à la phase chaude au début du stade isotopique 1 et à l'interstade Daun/Egesen;

• la zone 1 a (Dryas ancien inférieur) correspond à la fin du stade isotopique 2 et couvre le stade de Daun et certains des stades précédents. Sa limite «amont» est très incertaine. Les palynologues français la placent autour de 15 000 14C BP, période correspondant à l'expansion des «steppes» à armoises. Elle pourrait être corrélée à un interstade non numéroté des courbes isotopiques groenlandaises vers 18 000 cal BP.

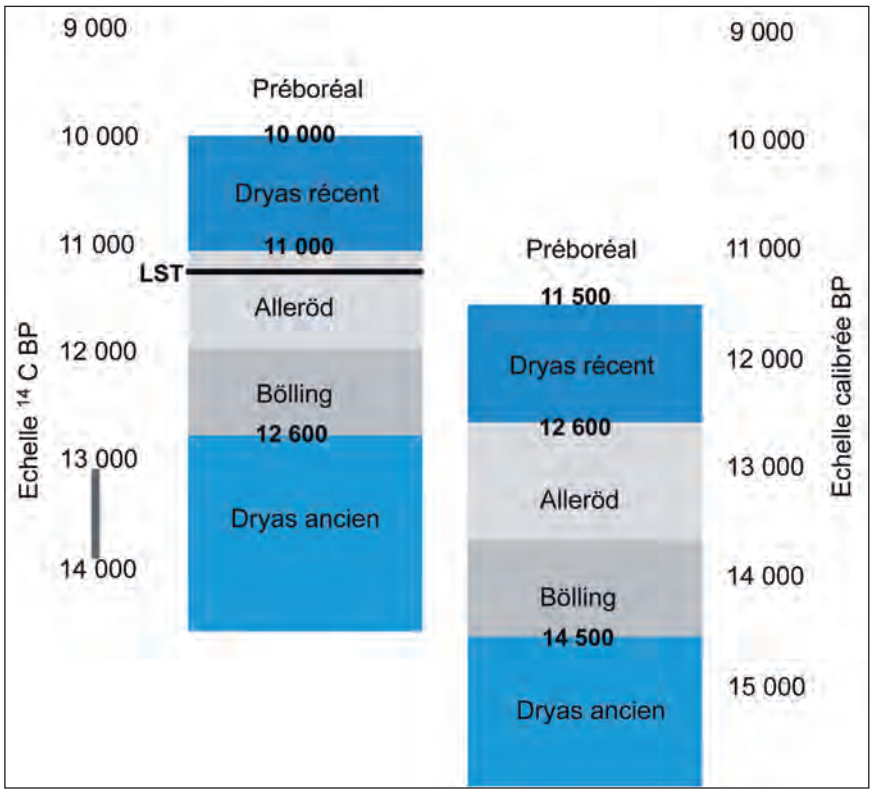


Fig. III. 5 - Les biozones tardiglaciaires selon l'échelle conventionnelle basée sur le C14 (à gauche), et selon l'échelle calibrée (à droite). Calage C14 du début du Dryas récent sur la base de la datation récente de la tephra LST (Hajdas et al. 1995). Calibration selon Bjôrck et al. 1996 : ajustage entre dendrochronologie et comptages de couches de glace sur la carotte GRIP (d'après Schoeneich, 1998).

2. Travail documentaire

Etude de la littérature publiée

L'étude des paléoenvironnements quaternaires de notre terrain d'étude est abondamment documentée par la littérature. La synthèse et l'analyse de cette littérature ont été développées dans la première partie de ce mémoire. Notre travail s'est appuyé sur les connaissances acquises depuis le milieu du XIX^{e} siècle par les différents auteurs. L'étude systématique de cette littérature nous a permis de repérer de nombreux affleurements encore visibles que nous avons réexaminés.

Archives

Hormis la littérature publiée, de nombreuses études géologiques, géophysiques et géotechniques ont été réalisées pour le génie civil. La consultation de ces documents a permis de réunir de nombreuses données, parfois inédites, en particulier les relevés de sondages.

Etude des travaux de thèses et mémoires de «master»

Les mémoires d'études et de recherche (masters) abondent, tant en géographie qu'en géologie. Ils ont été systématiquement consultés. Le croisement des données, qu'elles soient sous la forme d'observations ou d'interprétations, a évité un travail à l'aveuglette. Certains travaux anciens, parfois tombés en désuétude, recèlent des informations pertinentes qui se sont avérées utiles pour notre travail et *in fine* nos interprétations.

3. Travail basé sur l'étude du terrain

3. 1 - Etude des formes d'érosion d'origine glaciaire

Les formes d'origine glaciaire sont nombreuses dans ce qui était la zone d'accumulation glaciaire durant les phases d'englacement maximal. Bien après le retrait des glaces, ces formes d'érosion sont le plus souvent bien préservées (Campy et Macaire, 2003), en particulier dans les massifs cristallins internes et externes (sens géologique) des Alpes (massif du Mont-Blanc, Vanoise, Ecrins).

Morphologie générale

L'écoulement d'un glacier de type tempéré, (*i.e.*) proche du point de fusion, laisse les traces de son passage dans le paysage. L'épaisseur de glace engendre de fortes pressions sur le substratum. En effet, l'homogénéité et le polissage des zones basses sont dus à une masse glaciaire en mouvement, exerçant une pression sur les flancs et sur les fonds de vallées, tout en les érodant par abrasion. La rugosité des zones hautes est issue d'un type d'érosion dominé par les processus cryoclastiques, s'exerçant sur le substrat. Dans un contexte dominé par des glaciers de type tempéré, on peut considérer que ce domaine n'a jamais été complètement recouvert de glace et que les reliefs émergeaient du domaine englacé *(nunatak).* Un épaulement marque la limite entre la glace mouvante concentrée dans les vallées, et la glace peu mobile des reliefs émergés. On peut ainsi reconstituer le passage d'un paysage antérieur à la phase glaciaire résultant d'un modelé fluviatile à un modelé glaciaire abandonné après le retrait.

Le profil longitudinal des vallées subit une érosion différentielle en fonction des pressions qu'exerçait le glacier sur son substrat. Dans les zones lithologiques plus «fragiles» (roches tendres ou fragmentées), la glace a creusé des dépressions (ombilics). Après le retrait, la vallée glaciaire présente une alternance de dépressions (ombilics) et de resserrements (verrous) qui ont été généralement amplifiés au cours des glaciations successives. Lors des décrues glaciaires, les ombilics ont souvent été occupés par des lacs progressivement comblés

par les matériaux transportés par les eaux de fonte. La plupart des grands lacs de piémont et des grandes vallées alpines (Combe de Savoie, Grésivaudan) doivent leur existence à ce phénomène de surcreusement.

C'est sur les versants des auges glaciaires et dans les fonds de vallées que s'exprime le mieux le phénomène d'érosion glaciaire ; en effet, la glace basale est chargée en éléments plus ou moins grossiers, produits de l'érosion sous-glaciaire du bassin d'alimentation du glacier, qui sculptent sur le substratum des formes dont la préservation dépend de la lithologie.
On observe une grande variété de formes d'érosion qui s'expriment à différentes échelles (Laverdière et Guimont, 1980, Laverdière *et al.*, 1985 ; Benns et Evans, 1998). On distingue globalement :

- des formes d'érosion majeures appelées aussi «formes globales» ;
- des méso-formes d'érosion ;
- des formes d'érosion mineures ou «microformes».

3. 1. 1. Formes d'érosion majeures

Elles induisent une morphologie générale typique :
La vallée en auge symbolise la vallée glaciaire traditionnellement représentée en U ***(fig. III. 6).*** Malgré tout, cette vision est un peu simpliste, comme le révèlent de nombreux sondages qui ont traversé les remplissages post-glaciaires : les différences lithologiques induisent bien souvent des profils transversaux très irréguliers présentant quelquefois des profils en V.

En altitude, les zones non englacées durant les extensions glaciaires paroxysmales du Pléistocène (nunataks) présentent une très forte «rugosité» : crêtes effilées et couloirs d'éboulisation, résultat de processus essentiellement gravitaires et périglaciaires. Les vallées basses offrent un profil assez homogène en auge à versants raides et polis. Un épaulement, constitué généralement de roches moutonnées, parfois continu, souligne

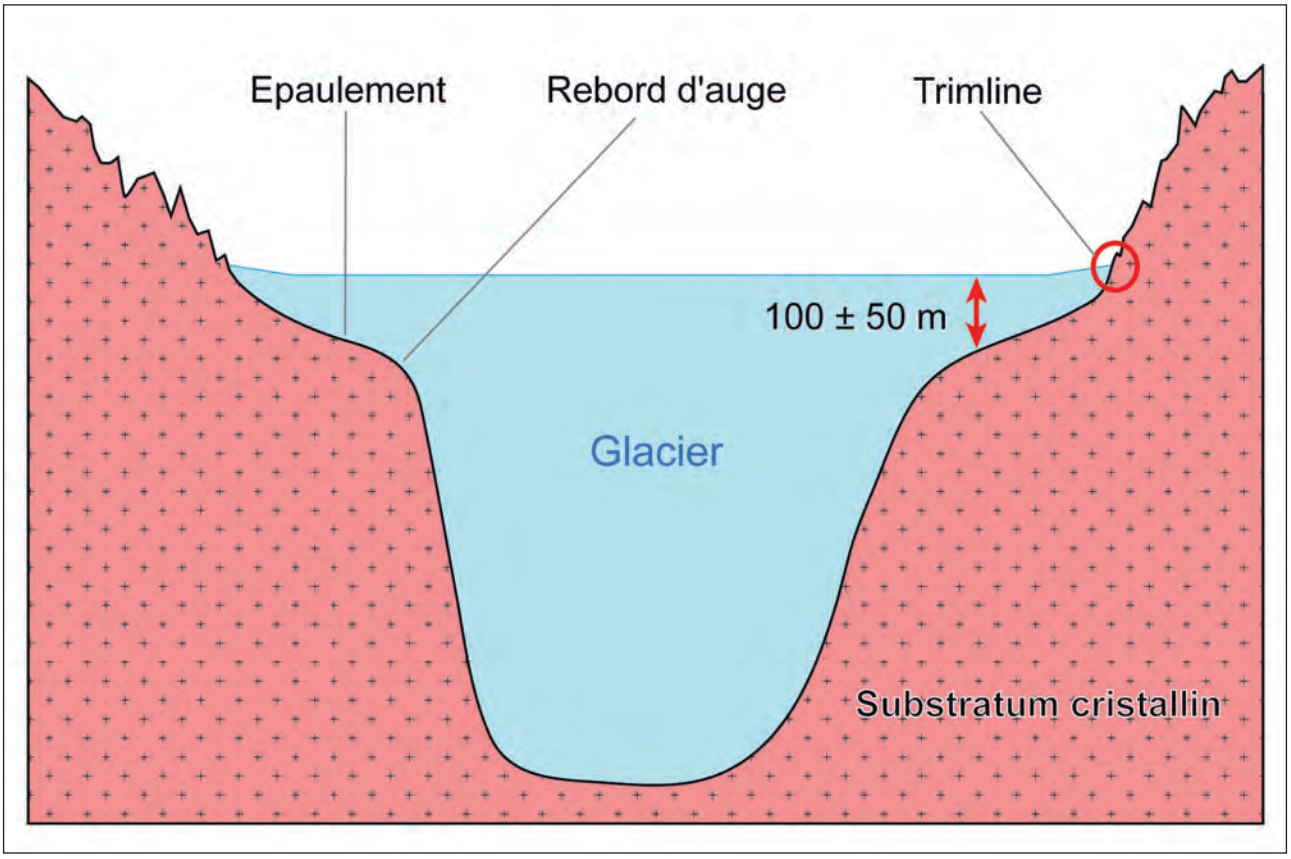


Fig. III. 6 - Formes globales d'érosion glaciaire : vallée en auge, épaulement et trimline.

le bord des auges ainsi que la zone de transition, la «trimline», avec le domaine supérieur à forte rugosité ***(fig. III. 7)***.

Un héritage géomorphologique caractéristique : la « trimline »

L'action érosive d'un glacier (tempéré, *i. e.* proche du point de fusion) imprime un modelé caractéristique qui se différencie de celui des zones non recouvertes par la glace.

Les reconstitutions paléogéographiques par la cartographie des «trimlines» ne sont pas novatrices. Identifiée sous le terme de «schliffgrenze» par Penck et Bruckner (1909) ***(cf. supra)***, la «trimline» a été redéfinie par Thorp (1981) comme la zone de transition entre la partie inférieure d'un versant, affectée par les processus d'érosion glaciaire et la partie supérieure de ce versant, présentant une forte rugosité, crêtes acérées et couloirs d'éboulisation, soumise aux processus d'érosion atmosphérique et à la cryoclastie. La préservation de cette forme d'érosion dépend essentiellement de la nature lithologique des versants. Cette limite s'exprime de façon très nette sur les roches endogènes et peut s'étendre sur une dénivelée de plusieurs dizaines de mètres ***(fig. III. 7).***

La trimline représente ainsi l'altitude maximale d'un versant de vallée soumis à l'érosion d'un flux glaciaire de type tempéré.

3. 1. 2. Les méso-formes d'érosion

Elles sont en général très bien préservées dans les massifs cristallins. On distingue :

• ***Roches moutonnées***

Dômes de roches polies formés dans le substratum par l'action de polissage de la charge détritique incluse dans la glace basale du gla-

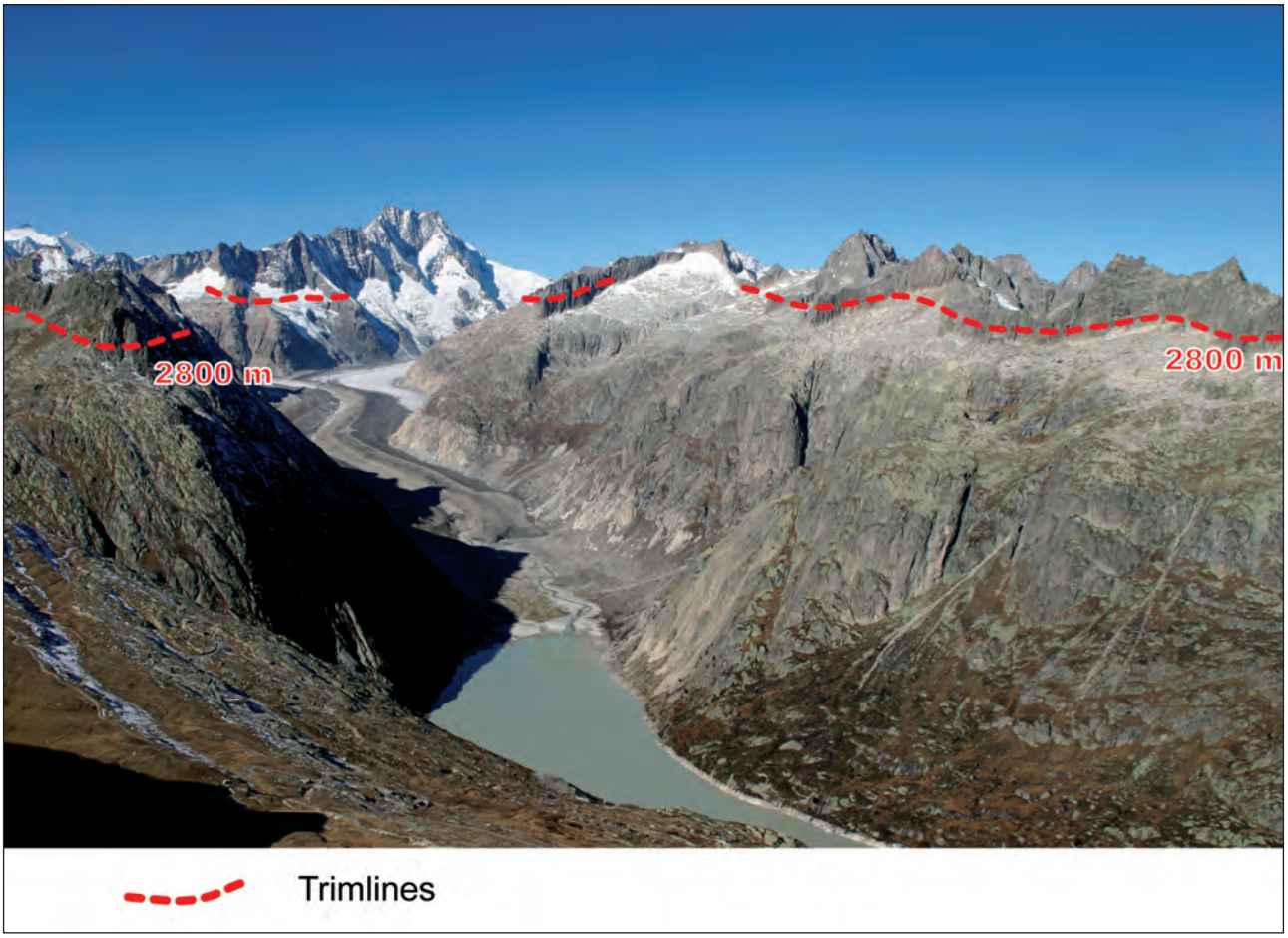


Fig. III. 7 - Modelé d'érosion glaciaire au Grimselpass ; les trimlines soulignent le rebord supérieur de l'épaulement.

cier. Les roches moutonnées sont toujours orientées dans le sens de l'écoulement du glacier. Ces formes se caractérisent par une pente douce côté amont appelée «rampe» ; l'abrasion induite par les fortes pressions de la glace domine. Elle est suivie d'une dépression aval où se localisent les processus de «débitage» ou «délogement» liés au décollement de la glace basale ou «quarrying» ***(fig. III. 8 et fig. III. 9).***

Fig. III. 8 – Roches moutonnées émergeant du lac artificiel de Barberine. On remarque la dépression avale (à droite) «quarried floor» (plancher de débitage) où se localisent les processus de «quarrying» liés au décollement de la glace basale.

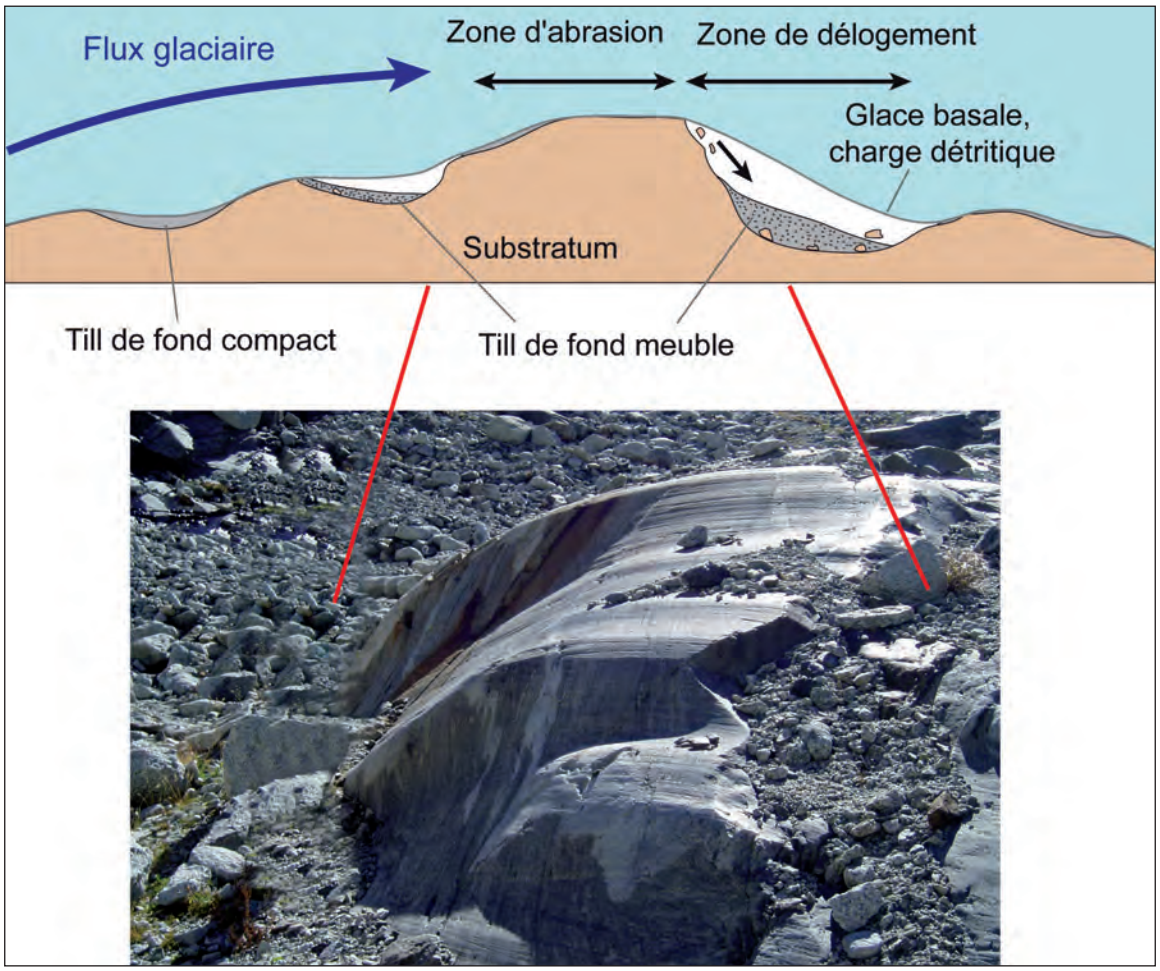


Fig. III. 9 – Processus d'érosion à l'interface glace – substratum ; localisation des ***processus*** *d'abrasion et de «délogement» ou «quarrying».*

• ***Cannelures***
Dépressions allongées, souvent isolées en forme de fond de canot, leur taille varie de quelques centimètres à 5 mètres de largeur ***(fig. III. 10)***.
A la base du glacier, la glace n'exerce pas toujours la même pression sur le lit rocheux ; certaines zones sont alors soumises à une érosion plus intense. Les surfaces de certaines cannelures présentent souvent des polis glaciaires striés.

A ces formes d'abrasion, il faut ajouter les formes liées à l'écoulement sous-glaciaire.

• ***Chenaux d'écoulement des eaux***

Appelés aussi «Chenaux de Nye», ce sont des canaux creusés par l'eau sous-glaciaire dans le substratum. Ils nous montrent l'érosion importante effectuée par les eaux chargées en sables et particules. La roche qui n'est pas en contact direct avec la glace ne présente pas de stries. Ils peuvent être associés à des «*marmites*», cavités circulaires, pouvant atteindre plusieurs mètres de diamètre, creusées par le mouvement tourbillonnaire des eaux sous-glaciaires.

Fig. III. 10 - Cannelures présentant un exceptionnel état de préservation, substratum : séricito-chloritoschistes, (les Houches, vallée de Chamonix).

3. 1. 3. Les formes d'érosion mineures

Appelées aussi micro-formes, leur préservation est liée à la lithologie et à la durée de l'affleurement. De ce fait, leur conservation depuis le dernier maximum glaciaire est rarissime en raison des processus ultérieurs d'érosion mécanique et/ou chimique.

• ***Coup de gouge***
Appelées aussi «*crescentic gouges*», ces dépressions en forme de croissant résultent de l'arrachement de morceaux du bedrock par la glace basale.

• ***Queues-de-rat***
Appelées aussi «*rat tail*», de formes allongées et de taille centimétrique à décimétrique, elles résultent d'une abrasion différentielle du bedrock.

• ***stries***
Appelées aussi «striures» ou «rainures» pour la taille supérieure. De formes allongées, elles sont toujours produites par des fragments de roches enchâssés dans la glace basale du glacier ***(fig. III. 11)***. Les stries sont parfois préservées, dès lors qu'elles sont protégées par une couverture détritique : colluvions, till d'ablation, till basal, dépôts glaciaires divers et fluvioglaciaires (Coutterand et Buoncristiani, 2006).

3. 1. 4. Morphogenèse des formes d'érosion glaciaire

Dans les massifs cristallins

Les « trimlines » cartographiées montrent toutes un modelé identique, mais également

Fig. III. 11 – Stries récemment exhumées au glacier du Trient (massif du Mont-Blanc, Valais, Suisse), la glace s'écoulait de gauche à droite sur un substratum de gneiss.

une très bonne préservation des formes d'érosion glaciaire contrastant avec les formes d'érosion périglaciaire.
La morphogenèse d'une chaîne de montagnes résulte principalement de l'action conjointe de processus d'érosion mécanique et chimique. On observe des processus liés à la décompression post-glaciaire où les versants vont subir un rééquilibrage de pression dû à la disparition de la glace. Des phénomènes de cryoclastie et thermoclastie entrent également en jeu.

A partir des données de terrain et de différents travaux, nous avons proposé (Coutterand et Buoncristiani, 2006) une approche quantitative de ces processus dans le massif du Mont-Blanc. L'observation des roches moutonnées, encore recouvertes par un glacier durant le Dryas récent (11 500 cal BP), montre une érosion différentielle post-glaciaire de 40 mm entre un filon de quartz et la surface du granite, soit une érosion post-glaciaire minimale de 4 mm/ka. Cependant, l'altitude, l'orientation des versants et la couverture nivale sont des paramètres agissant directement sur les valeurs d'érosion ; ainsi, certains auteurs proposent des valeurs moyennes de 10 mm / ka (Press et Siever, 1986 ; Einsele, 1992 ; Bierman *et al.*, 1995). En appliquant cette valeur, on obtient une ablation moyenne minimale du modelé glaciaire de 0,25 m depuis le stade isotopique 2 (~ 25 000 BP), puis de 0,60 m depuis le MIS 4 (~ 60 000 BP) et finalement de 1,70 m depuis le MIS 6 (~ 170 000 BP). A partir de ces données, il apparaît que l'érosion des surfaces d'origine glaciaire est un processus rapide. Ainsi, à l'échelle du Quaternaire, les « trimlines » cartographiées peuvent être attribuées au dernier cycle glaciaire.

Dans les massifs calcaires

La morphogenèse des massifs calcaires est contrainte par les processus d'érosion chimique qui dominent sur les processus d'érosion mécanique. Les travaux d'évaluation des taux de dissolution des calcaires du massif des Bauges

par Hobléa (1999) ont quantifié les taux d'érosion dans les différents types de karst. De ce fait, seules les formes d'érosion majeures seraient préservées dans cette lithologie. Cependant, des roches moutonnées récemment exhumées dans le Vercors présentent encore des surfaces striées (Delannoy, 1981).

3. 2- Etude des formes de dépôt d'origine glaciaire

Caractères généraux des dépôts glaciaires

Le terme « moraine » est le plus utilisé pour désigner les dépôts glaciaires en français. Cette appellation figée par la tradition est ambiguë. En effet, elle désigne, à la fois, le sédiment proprement dit et la forme engendrée par l'abandon de matériaux (ride morainique, moraine frontale, latérale...). L'usage international a consacré le terme de «till» pour les dépôts et il nous semble important d'adopter cette dénomination. Le terme moraine devant être réservé à la qualification d'une forme. Les tills présentent un certain nombre de caractères qui les différencient très nettement des autres sédiments (Campy et Macaire, 1989, 2003):

• faible classement granulométrique, les blocs de plusieurs m^3 voisinent avec les graviers, les sables et les particules fines (limons et argiles), constituant la matrice. L'hétérométrie qui caractérise cette formation s'atténue dans les dépôts de remaniement par les eaux de fonte, en contexte fluvio-glaciaire. Cependant, même en contexte très distal, la présence de blocs isolés dans un dépôt fin est le témoignage d'une origine glaciaire lointaine ;

• les tills présentent habituellement un manque d'organisation structurale et ne présentent pas de grano-classement, contrairement aux alluvions fluviatiles. Ce manque d'organisation des particules détritiques est dû au fait que la glace n'a pas une compétence discriminante vis-à-vis de la charge détritique qu'elle transporte, puis abandonne. Une organisation en lits classés apparaît progressivement lorsqu'on s'éloigne du front glaciaire, sous l'influence de plus en plus importante des eaux de fonte ;

• débris à faible émoussé : les particules composant le dépôt présentent seulement un émoussé léger de leurs angles, ce qui les différencie des galets d'origine fluviatile arrondis. Cependant, depuis le front glaciaire à blocs à peine équarris jusqu'aux nappes fluvio-glaciaires distales, toute l'échelle des émoussés peut être observée ;

• nature pétrographique variée : les constituants reflètent la pétrographie des roches affleurantes dans le bassin versant glaciaire, dont les limites pouvaient être plus larges que celles du bassin versant actuel. Par ailleurs, ces matériaux résultent presque exclusivement d'une érosion mécanique.

3. 2. 1 – Identification et description des dépôts glaciaires

A. Les dépôts glaciogéniques

Les différents types de tills

Les environnements de dépôts du système glaciaire varient selon leur position par rapport à la glace (base du glacier, marge latérale ou frontale), la dynamique du glacier (progression ou régression), la plus ou moins grande proximité du glacier et, en conséquence, l'importance des eaux de fonte. La typologie des tills distingue classiquement (Brodzikowski et van Loon, 1991) les dépôts «glaciogéniques» au sens strict, c'est-à-dire mis en place directement par la glace, des dépôts «paraglaciaires» où prédomine l'influence des processus de fonte.

-Tills de fond

«*Basal tills*» ou «*lodgment tills*» des auteurs anglo-saxons ; ces dépôts sont mis en place à la semelle du glacier. L'accumulation se fait par abandon de matériaux à la base de la masse glaciaire en mouvement. Les irrégularités topographiques du substrat jouent un rôle prépondérant dans la mise en place des matériaux ; les observations réalisées à l'occasion des travaux de captages hydroélectriques sous-glaciaires montrent que seules les zones en dépression piègent ce type de dépôt, excep-

té dans les zones de piémont où la couverture est quasi continue. La matrice fine est souvent abondante dans les tills de fond, de même, les courbes granulométriques traduisent une forte hétérométrie. Les galets sont souvent striés et présentent une forme typique en «fer à repasser» acquise au cours du transport. Le poids de la glace sus-jacente comprime fortement les tills de fond qui acquièrent, de ce fait, des caractères géotechniques de roche cohérente : les galets sont fortement enchâssés dans une matrice argileuse et leur prélèvement difficile du fait de la surconsolidation ***(fig. III. 12).***

-Till d'ablation

«*Ablation till*» des auteurs anglo-saxons ; cette formation se met en place par accumulation de matériaux. Dans un premier temps, lors de la crue du glacier, sous la forme de moraines frontales et latérales et, dans un second temps, lors de la fonte sur place de la glace à la périphérie du glacier ou lors de sa décrépitude. Il résulte de ces conditions une superposition des tills d'ablation sur les tills de fond, mais ils s'en distinguent nettement par leur moindre compaction et leur pauvreté en matrice fine, entraînée lors de la fonte. Ils sont meubles et peuvent présenter localement une disposition stratifiée. Les rides morainiques en position frontale (moraines frontales ou terminales) sont composées principalement de tills d'ablation et il est parfois possible alors d'y reconnaître des figures de poussée sous forme de plans de cisaillement lorsque le front glaciaire a déstabilisé sa moraine lors d'une réavancée.

- Les blocs erratiques

Par définition, les blocs erratiques appartiennent au till d'ablation. Ces blocs sont à l'origine de la théorie glaciaire, et c'est en toute logique que les géologues de la fin du XIX^{e} et du début du XX^{e} siècle se sont attardés sur la localisation et l'identification pétrographique des blocs erratiques.

Les blocs erratiques comme jalons du maximum

Ils nous informent sur l'altitude maximale atteinte par les glaciers et sur les apports morainiques des divers glaciers affluents ***(fig. III. 13).***

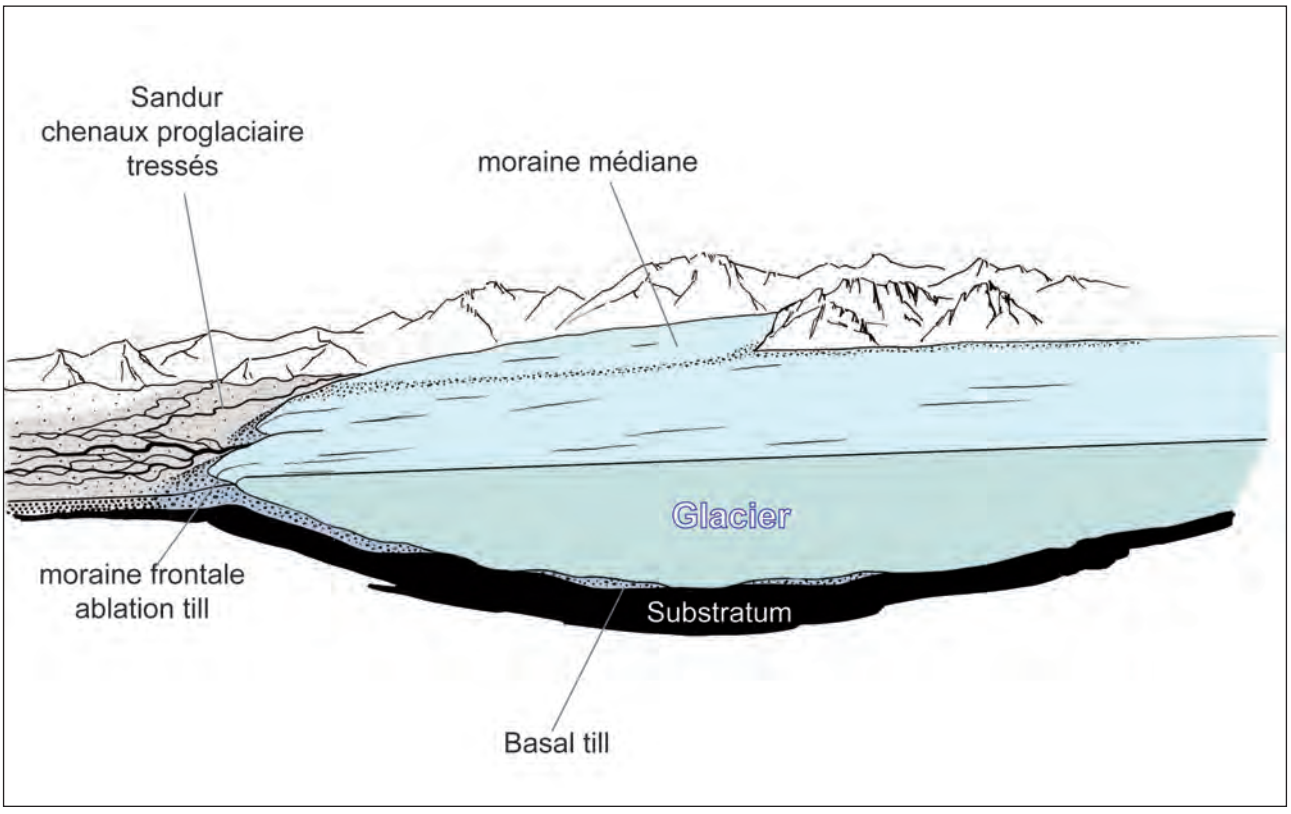


Fig. III. 12 – Mise en place des dépôts glaciogéniques (ablation till, basal till) et mise en place des dépôts distaux (formations fluvio-glaciaires).

C'est ainsi que les premières cartes d'extension des glaciers, telle celle d'Alphonse Favre (1884), sont basées essentiellement sur l'identification de tels blocs.
Dans certaines vallées, on peut suivre de façon assez continue une limite supérieure des erratiques et toute la question est de savoir si ces blocs appartiennent tous à la même glaciation, et si ce niveau, le cas échéant, est bien celui du maximum d'englacement du dernier cycle glaciaire. L'étude de la pétrographie des blocs erratiques, complétée par la cartographie de leur limite supérieure a pour objectif d'aboutir dans un premier temps à des reconstitutions paléogéographiques cohérentes, puis, dans un second temps à l'identification des flux glaciaires.

- Till sub-aquatique
«*waterlain till* « des auteurs anglo-saxons ; les matériaux se déposent au contact d'un front glaciaire dans une masse d'eau, marine ou lacustre. Cet environnement mixte entraîne la mise en place d'un till complexe associant des faciès typiques hétérométriques à des faciès d'eau calme marqués par l'abondance de fractions fines litées, des figures de fluage et de turbidité (Dreimanis, 1979). Ces tills peuvent se déposer soit à la base du glacier au niveau de la ligne d'échouage (lorsque celui-ci décolle du substratum par flottaison), soit à son front par lâchage de matériaux dans l'eau, qui peuvent être assimilés aux «ice rafted detritic» (IRD) en milieu océanique (Heinrich, 1988 ; Broecker *et al.* 1992).

Les dépôts en zone d'accumulation

En théorie, dans cette zone, les formes de dépôts sont inexistantes parce qu'un glacier ne dépose pas sa charge détritique et ne construit pas de moraines en zone d'accumulation (Beans et Evans, 1998). Les moraines supraglaciaires, médianes et latérales (ablation tills) ne peuvent se former que là où les lignes de flux de la glace se dirigent vers la

Fig. III. 13 – Blocs erratiques de granite du Mont-Blanc sur le versant oriental du Jura (La Matoule, 1100 m d'altitude, substratum calcaire).

surface du glacier, soit en-dessous de la ligne d'équilibre glaciaire ***(fig. III. 14)***. En effet, dans la zone d'accumulation, les débris tombant sur le glacier sont enfouis dans le névé, puis progressivement intégrés à la glace. Ce n'est que dans la zone d'ablation que, la glace fondant, les débris «remontent» dynamiquement à la surface et peuvent s'accumuler sur les bords du glacier.

Malgré tout, les observations sur le terrain montrent que des blocs erratiques se sont déposés au-dessus de la ligne d'équilibre glaciaire. Leur présence s'explique principalement par la diminution de l'épaisseur de glace au cours de la déglaciation. Les dépressions et les replats (*e. g.* : le plateau de l'Arpille au-dessus de Martigny ; Coutterand, 2005) ont piégé les dépôts glaciaires, de même que les épaulements des vallées, alors même que ces régions se situaient encore en zone d'accumulation.

De plus, pendant les maxima d'extension glaciaire, les apports détritiques dans les régions amont ont dû être très limités. En effet, les températures basses et le permafrost continu ont sans doute limité les processus de cryoclastie dans les parties sommitales des massifs. (Coutterand et Buoncristiani, 2006).
On observe également des édifices sédimentaires autres que les moraines, qui résultent de la présence directe ou indirecte des glaciers. Ces formations appelées dépôts juxta-glaciaires ou para-glaciaires, ont été, pour partie, transportées par les eaux de fonte à proximité immédiate du front du glacier ou en position plus lointaine en situation proglaciaire (Campy et Macaire, 2003).

B. Dépôts juxta-glaciaires

Ils concernent tous les dépôts mis en place, non pas sous l'influence directe de la glace, mais sous la dépendance dominante des eaux

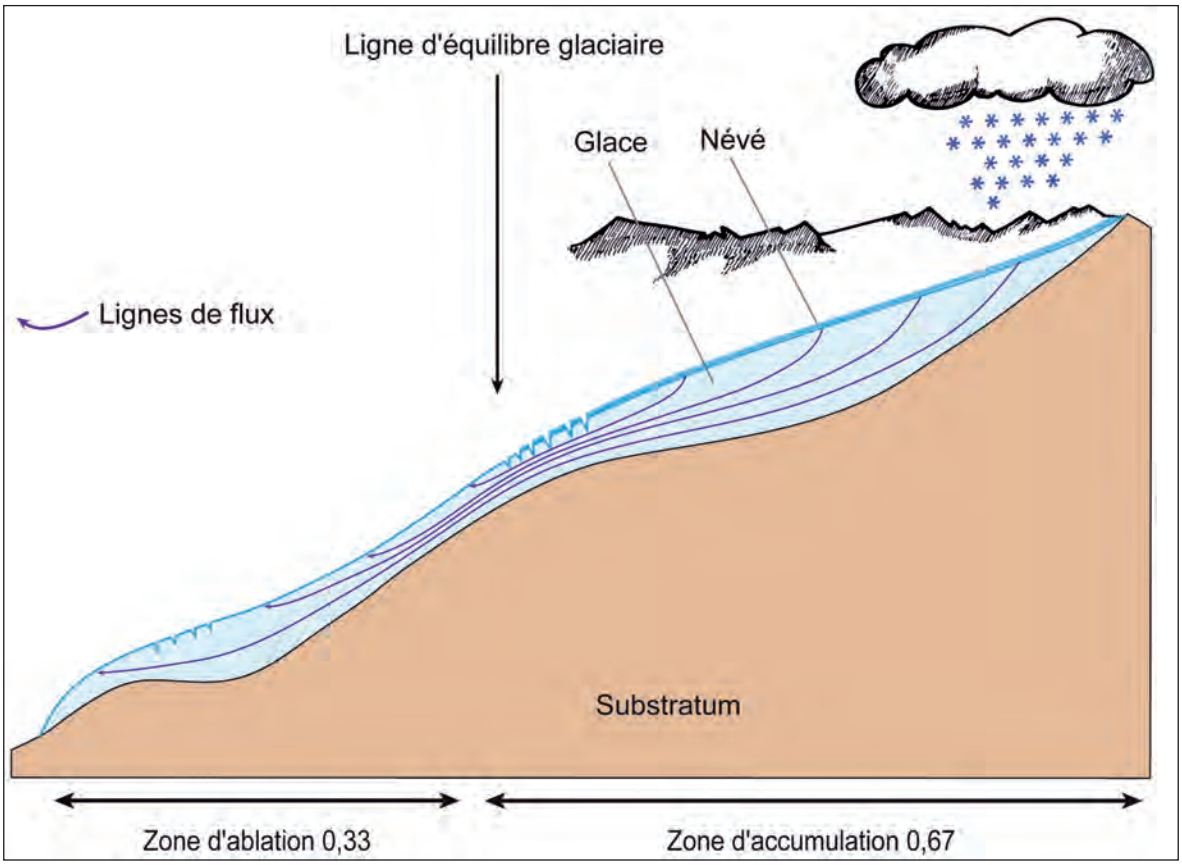


Fig. III. 14 - Coupe schématique d'un glacier : en amont de la ligne d'équilibre, les lignes de flux de glace se dirigent vers la base du glacier, en aval de la ligne d'équilibre les lignes de flux s'orientent vers la surface du glacier (d'après Campy et Macaire, 2003).

de fonte, à proximité immédiate du front du glacier (dépôts proximaux) ou en position plus lointaine, dans les chenaux fluviatiles ou dans les lacs en situation pro-glaciaire. Les caractères sédimentologiques strictement glaciaires (hétérométrie, organisation, émoussé) s'atténuent, mais de nombreux indices témoignent encore de leur origine glaciaire.

• ***Les dépôts proximaux***

Ils s'édifient au contact du glacier lors de sa décrépitude sur place. La glace fondante abandonne sa charge en matériaux, lesquels sont repris et structurés par les eaux de fonte abondantes issues de chenaux sous-glaciaires circulant dans des tunnels, des chenaux supra-glaciaires et des lacs marginaux transitoires. Dans ce contexte, les eaux de fonte abandonnent leur charge qui s'organise pour édifier des corps sédimentaires, dont les formes dépendent du lieu de dépôt ***(fig. III. 15 A et III.15 B).***
On distingue des formes sous-glaciaires, des formes supra-glaciaires et des formes juxta-glaciaires.

Formes sous-glaciaires

- Les eskers
Ils résultent de l'accumulation de matériaux dans les tunnels sous-glaciaires. Ils se présentent sous forme de longues rides allongées et sinueuses de 10 à 20 m de haut, 50 à 100 m de large et leur longueur peut atteindre plusieurs dizaines de kilomètres. Les matériaux constitutifs sont partiellement triés et présentent des figures latérales d'effondrement postérieures au retrait total de l'encaissant glaciaire. Ils sont rares sur notre terrain d'étude.

- Les drumlins
Ils correspondent à des collines allongées dans le sens de l'écoulement glaciaire, plus hautes à l'amont qu'à l'aval. Ils sont constitués de matériaux retenus à l'aval des éminences rocheuses du lit glaciaire, sous forme d'une traînée qui se réduit progressivement en largeur sur une distance de quelques centaines de mètres à plusieurs kilomètres. Ces accumulations sont souvent groupées en champs de drumlins composés de plusieurs unités (pouvant aller jusqu'à la centaine) dans l'espace laissé libre en bordure des anciens inlandsis.

Formes supra-glaciaires

- *Les kames*
Les kames sont issus des matériaux piégés dans les chenaux ou les lacs transitoires en position supra-glaciaire. Après la fonte totale, les matériaux prédominent, au contact du substrat. Ils forment alors des terrasses souvent allongées, irrégulières, défoncées par des dépressions (kettles) causées par la fonte tardive de culots de glace morte inclus dans les matériaux. Les faciès sont variés et marqués par de nombreuses figures de déformation post-sédimentaire dues à la fonte progressive de la glace sur laquelle ils se sont accumulés.

Formes juxta-glaciaires

- *Les terrasses de kame*
Elles se forment au contact de la marge du glacier et du versant. A ce type de construction, sont généralement associés des dépôts juxta-glaciaires et des matériaux morainiques. La genèse de ces formations est généralement due à la présence d'une vallée latérale dont les eaux d'écoulement sont barrées par le glacier principal, à l'origine de la mise en place d'un lac. Celui-ci est alors progressivement comblé par la sédimentation. Les terrasses de Thonon-les-Bains illustrent bien le processus de barrage glaciaire des vallées des Dranses par le glacier du Rhône (Triganon, 2002). Ces édifices sédimentaires sont souvent affectés par des déformations glaci-techtoniques.

• ***Les dépôts distaux***

Ils se mettent en place sous le contrôle des eaux de fonte : c'est le domaine pro-glaciaire. Deux types d'environnements de dépôts peuvent se présenter ***(fig. III. 16)*** :

- les formations fluvio-glaciaires
Elles s'édifient sous forme de vastes nappes d'épandages détritiques relativement pentues

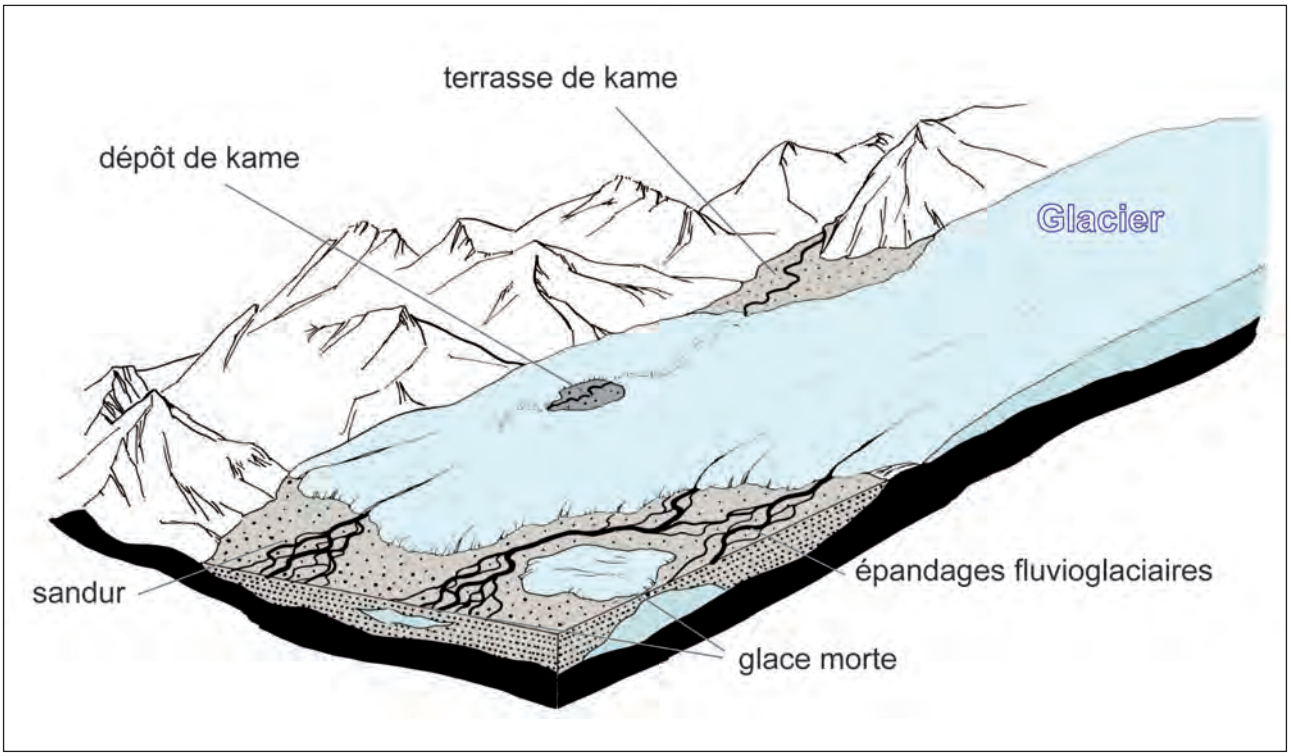


Fig. III. 15 A – Mise en place des dépôts proximaux (kames et terrasses de kame) (d'après Van Hussen, 1987).

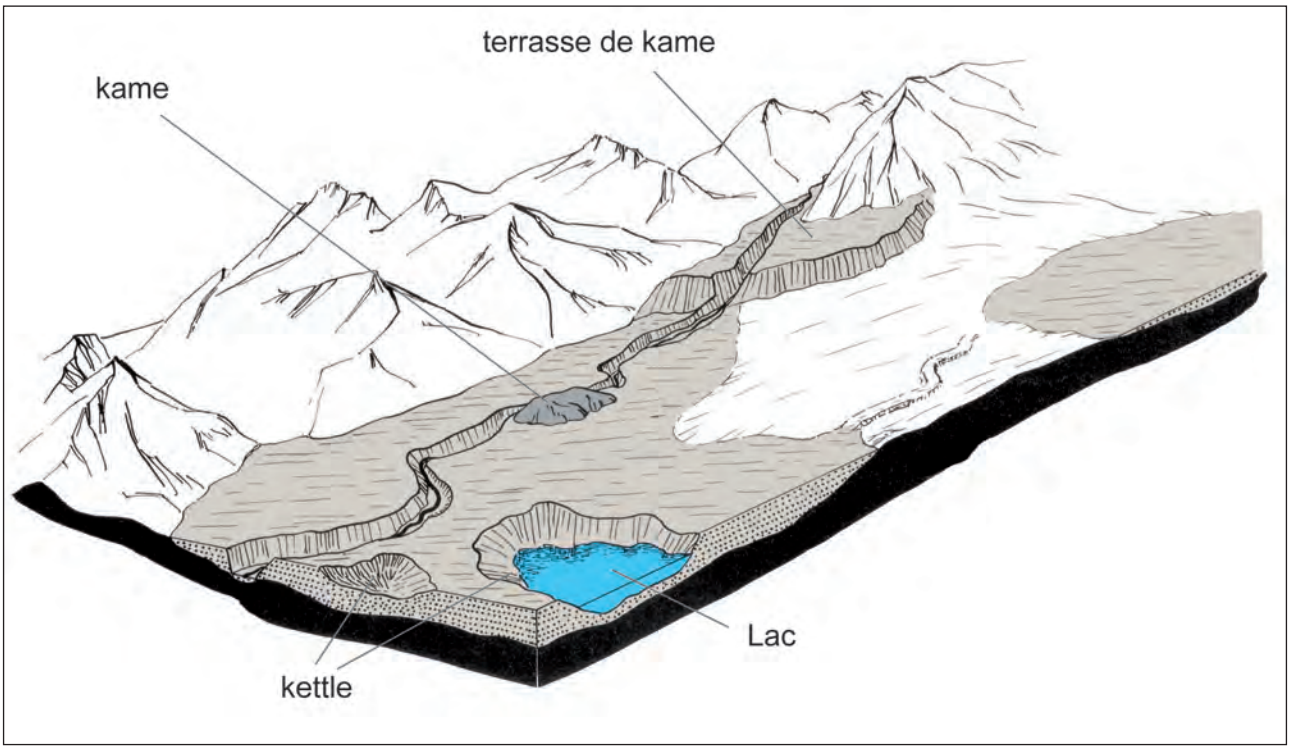


Fig. III. 15 B – Après le retrait du glacier et la fonte des culots de glace morte, mise en évidence de kettles, de kames et de terrasses de kame (d'après Van Hussen, 1987).

à proximité du front du glacier et en pente de plus en plus faible vers le secteur distal. L'organisation sédimentaire se fait sous la forme de grandes barres graveleuses. Ces grands épandages constituent les « sandurs », terme défini au front des glaciers islandais. De volumineux blocs véhiculés par les radeaux de glace (lors de phénomène de Jokulhaup) sont parfois présents jusqu'à plusieurs dizaines de kilomètres du front glaciaire ;

- les dépôts glacio-lacustres

Ces dépôts se mettent en place dans un lac, souvent situé à la marge des édifices glaciaires. Tous les édifices deltaïques observés sont du type «*Gilbert type delta*» au sens de Gilbert (1885). Les particules détritiques y sont alors piégées et le dépôt est de type glacio-lacustre composé de deux unités distinctes. En bordure du lac s'édifie un delta qui piège les particules les plus grossières. Après le retrait du glacier, ces deltas, qui s'appuient sur le substratum, sont souvent perchés. Les particules s'accumulent à la base en une série gravelo-sableuse progradante vers le centre du lac appelée «*foreset-beds*» présentant un pendage de 20-30°, tandis que le sommet de l'édifice est tronqué par des dépôts de type fluvio-glaciaire «*topset-beds*» mis en place par les chenaux pro-glaciaires issus du front (Miall, 1977, 1978). Les particules fines sont entraînées en suspension vers le centre du lac où elles sédimentent, formant des «*bottomset-beds*» ; ces dépôts présentent souvent des lamines de type «*varves*», sableuses au pied du delta et plus fines au large. La cyclicité saisonnière des apports (rétention hivernale/débâcle estivale) est à l'origine des séquences grano-classées visibles dans le delta

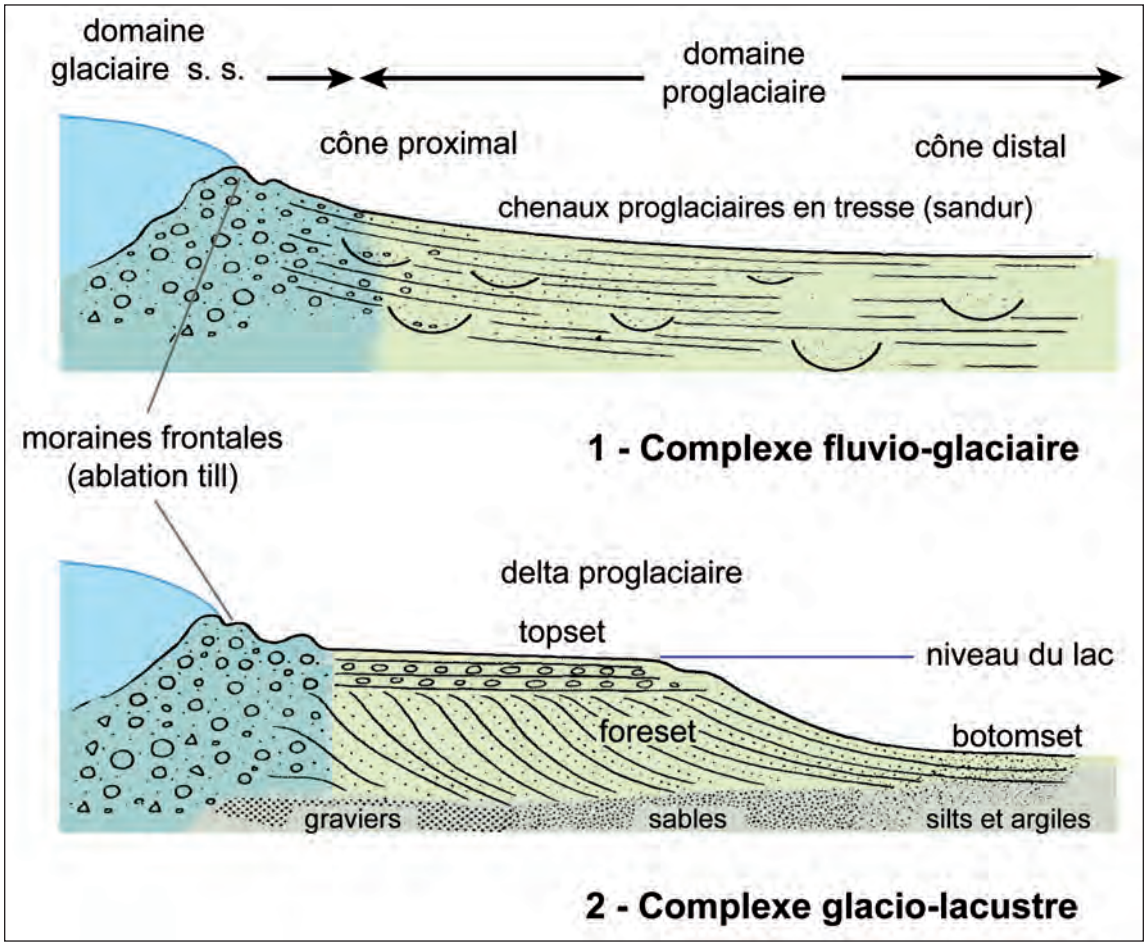


Fig. III. 16 – Processus de mise en place des formations fluvio-glaciaires et des dépôts glacio-lacustres (d'après Campy et Macaire, 2003).

et dans les dépôts de fond (varves) (Campy et Macaire, 2003).

Des descriptions très complètes de ces formations ainsi que les interprétations des différents faciès sont traitées en détail par Miall (1978), Postma *et al.* (1983) et Lowe (1976). Nous renvoyons de même les lecteurs au remarquable ouvrage «*Géologie de la surface*» de Campy et Macaire (2003).

3. 2. 2 - Analyse morphologique des édifices sédimentaires

Les dispositifs marginaux possèdent un grand intérêt du point de vue morphologique et chronologique pour la coordination des phases d'englacement maximal et des stades de décrue dans les régions latérales d'un grand appareil glaciaire.
Le fait que les éléments morphologiques du système se développent au contact même du glacier nous permet de suivre l'évolution spatio-temporelle de ces organismes. Le problème consiste ensuite à utiliser de façon correcte les traces que le glacier a abandonnées. Cela est d'autant plus difficile que ces vestiges sont souvent mal conservés ou fragmentaires. On est donc contraint à faire usage de tous les indices morphologiques ayant échappé à l'érosion. Dans ce but, il convient d'abord d'examiner la valeur de chaque élément du dispositif (moraines, chenaux) susceptible d'amener une identification des stades.

Les édifices morainiques

Lorsque le dispositif est complet, sa reconnaissance ne pose pas de problème particulier. Un cas, peut-être difficile à trouver sur le terrain mais dont l'interprétation ne soulève pas de difficultés, est celui où ne subsiste qu'un cordon ou élément de cordon morainique (accompagné le plus souvent de son chenal marginal). On sait que seule une progression ou une stagnation du glacier se traduit par l'édification de moraine. Il suffira donc de s'assurer de sa présence et se méfier des remaniements ou glissements, toujours très fréquents sur les pentes.

Les chenaux marginaux

En l'absence de moraine ou terrasse, d'édifices construits, nous ne disposons plus que des formes d'érosion des édifices sédimentaires, que sont les chenaux. Ceux-ci peuvent être directement utilisables, avec de faibles risques d'erreurs d'interprétation.

Certains stades de stationnement peuvent aboutir au creusement, dans le substratum (calcaire) sous jacent, ou dans les dépôts antérieurs (Steinfatt, 1968 ; Gidon *et al.*, 1969 ; Monjuvent, 1978). La présence d'une vallée morte (ou d'un tronçon de vallée morte) dans un cadre de morphologie glaciaire pourra suffire à caractériser un stade.
Toutefois, il est important de s'en assurer :

- en contrôlant que les jalons conservés de ce chenal s'alignent en altitude et aboutissent à un dispositif marginal plus complet, dans un secteur plus favorable (généralement en aval) ;
- en vérifiant que la dénivellation des chenaux étagés correspond sensiblement à celle des dispositifs morainiques associés.

Lorsqu'un chenal débouche en aval sur une terrasse ou cône de déjection fluvio-glaciaire, le doute n'est pas permis. En remontant son cours, on a la possibilité d'aboutir au chenal collecteur d'une surface marginale et même, dans les cas favorables, directement au chenal radial qui incise la moraine dont il est issu. C'est souvent la seule possibilité de faire le raccord entre le domaine aval des terrasses et le domaine amont des moraines ***(fig. III. 17 A et III. 17 B)***.

3. 2. 3 - Méthodes d'analyse des dépôts et sédiments

Nous avons pris le parti de choisir des méthodes d'analyses traditionnelles ayant fait leurs preuves, à l'exemple des analyses pétrographiques des blocs erratiques et de la caractérisation des minéraux lourds.

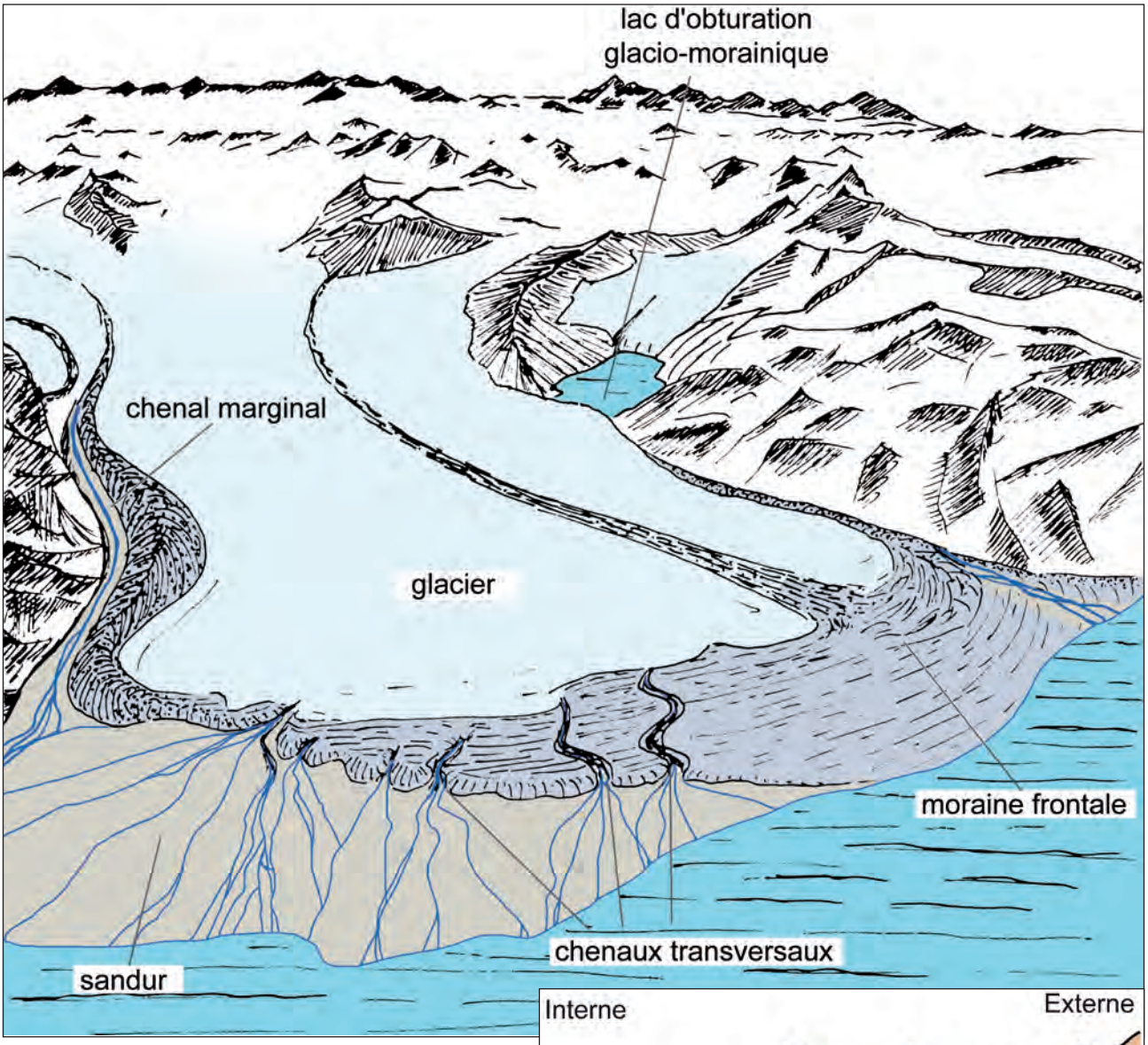


Fig. III. 17 A – Géomorphologie des édifices sédimentaires : moraines et dispositifs marginaux mis en places au front d'un glacier (d'après Gidon et al., 1969).

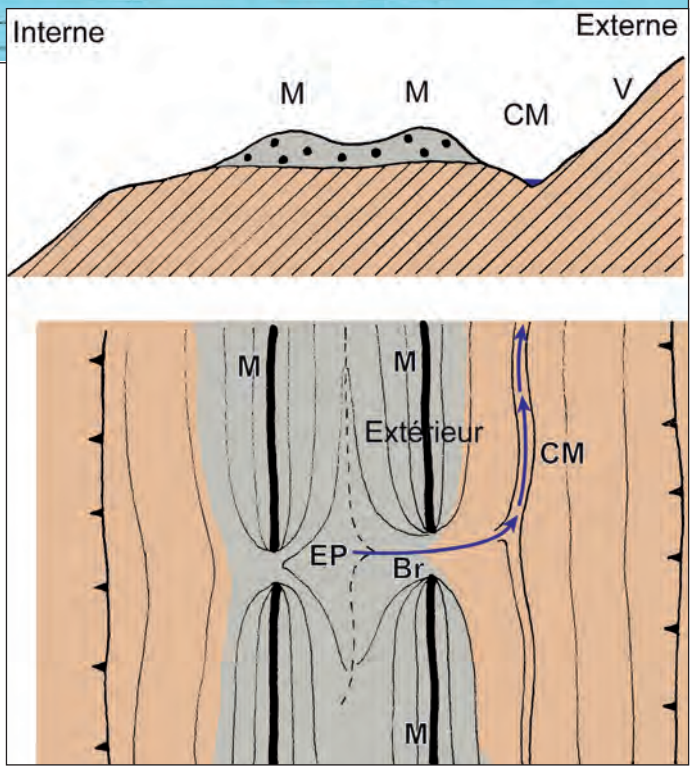


Fig. III. 17 B – Coupe transversale d'un système moraines chenal marginal :
M = Moraines,
CM = Chenal Marginal,
Br = Brèche,
V = Versant
(d'après Gidon et al., 1969).

A. Analyse des coupes de terrain

La recherche de coupes

Les coupes de terrain naturelles et artificielles ont été systématiquement recherchées ***(fig. III. 18)***. Les coupes décrites dans la littérature ont été recherchées et réétudiées dans la mesure où leur état de conservation le permettait. Les gravières en exploitation ont également été visitées, de façon à suivre l'évolution des fronts de taille et ainsi de confirmer la genèse de la mise en place des formations. L'étude des fronts de taille, parfois complétée d'un rafraîchissement limité, nous a permis de définir la nature des formations ou de confirmer des hypothèses basées préalablement sur la reconnaissance des formes.
Nous nous sommes intéressés aux coupes de terrain dites «naturelles». Parmi ces dernières, les talwegs sont les affleurements les plus nombreux : lorsque l'incision du cours d'eau est importante, ces coupes peuvent livrer des séquences d'enregistrements sédimentaires sur de grandes épaisseurs. Les niches d'arrachement formées par les glissements de terrain constituent également une source d'informations pour la reconnaissance des formations géomorphologiques.

Une recherche systématique des chantiers de construction a été menée pendant la durée de notre travail.
Malgré un couvert forestier abondant, au gré des opportunités, nous avons pu observer des coupes liées au tracé des pistes forestières. Cette observation était d'autant plus intéressante que les pistes se situaient sur un versant en pente. Dans certains cas, il a été possible d'examiner jusqu'à plus de trois mètres de hauteur de coupe.

B. Analyses pétrographiques

Analyse macroscopique et microscopique

Dans le cadre de ce travail, l'étude macroscopique puis microscopique des blocs erratiques a permis également d'apporter des éléments clés pour l'attribution des dépôts aux bassins

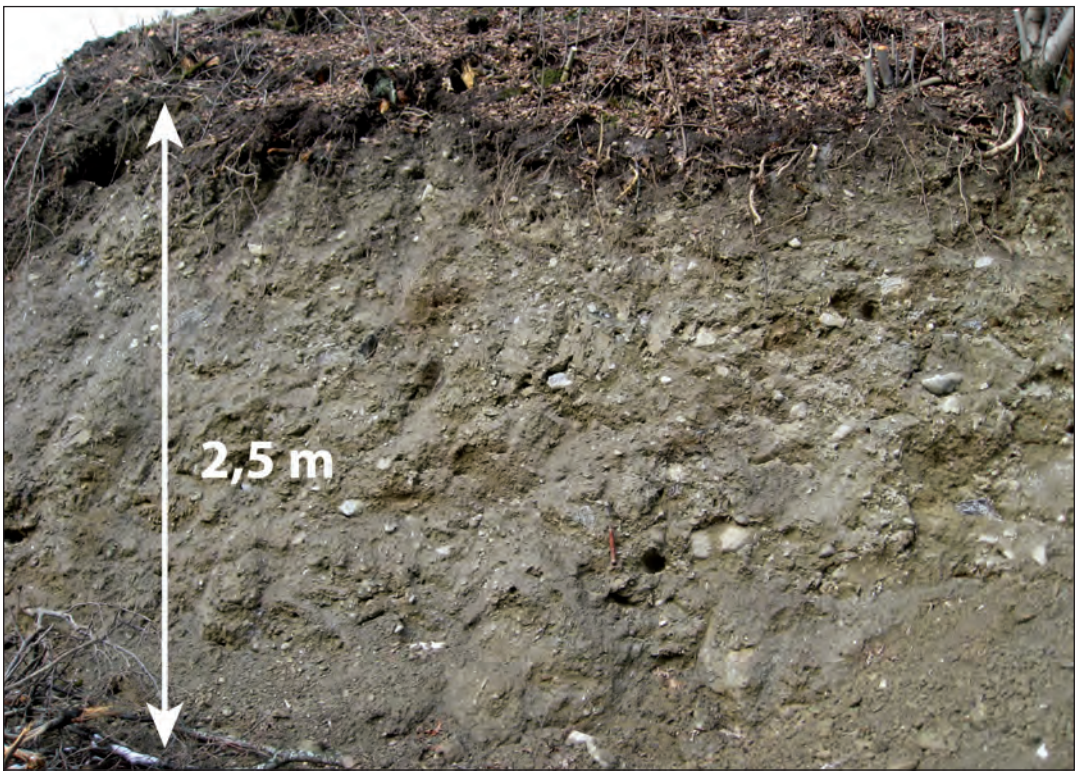


Fig. III. 18 – Coupe d'une moraine latérale : la diamicte est visible à la faveur d'une incision pratiquée pour la construction d'une route (Combloux, Haute-Savoie) ;

versants sources.
La pétrographie des galets et blocs erratiques a été établie sur tous les affleurements glaciaires et fluvio-glaciaires du terrain d'étude (Est lyonnais, sud Jura, Albanais, Semine, vallée de l'Arve, Seeland). On a utilisé pour cela des galets d'une fraction supérieure à 5 cm et les blocs erratiques de toute taille. Dans les cas où l'identification n'était pas univoque, les galets ont été sciés à la meule et l'analyse complétée par un montage sous lame mince qui a permis une meilleure expertise des minéraux. Pour certaines déterminations, nous avons fait appel aux compétences de pétrologues.
Deux méthodes ont permis de traiter les résultats :

• répartition par classes selon le massif d'origine : cet exercice est difficile en regard de la grande variété des unités lithologiques traversées par les glaciers étudiés. Néanmoins, les différences macroscopiques, parfois ténues, entre les divers faciès de granite et de grès a permis de séparer les divers apports et d'en déduire d'intéressantes conclusions sur la contribution de tel ou tel bassin versant ;

• identification de marqueurs pétrographiques : grès, flysch, variétés de granites, conglomérats, brèches diverses… pour ne citer que les principaux. Cette méthode a surtout permis de déterminer l'alimentation des lobes de piémont par tel ou tel glacier.

Prise en compte de l'utilisation anthropique locale du matériel erratique

• *La recherche des « vieilles pierres » de construction*

La pénétration répétée des glaciers alpins à travers les massifs subalpins constitue une série d'événements anciens (plusieurs dizaines de milliers d'années). Compte tenu de la forte densité de la forêt, de la couverture pédologique et de la dynamique morphogénique holocène, les témoins sont rares à observer. Afin de compléter le travail de cartographie, nous nous sommes donc intéressés à la nature géologique des pierres de construction de certains édifices ***(fig. III. 19)*** (murs d'anciennes granges, murets divers...).

• *Recherche de tas d'épierrement*

De même, la plupart des parcelles agricoles ayant été épierrées, l'examen des tas d'épierrement séparant les parcelles en lisière de champs ***(fig. III. 20)*** a permis de multiplier les indices afin de reconstituer le parcours possible des glaciers dans les massifs subalpins des Bornes, du Chablais, des Bauges et de la Chartreuse au Pléistocène récent.

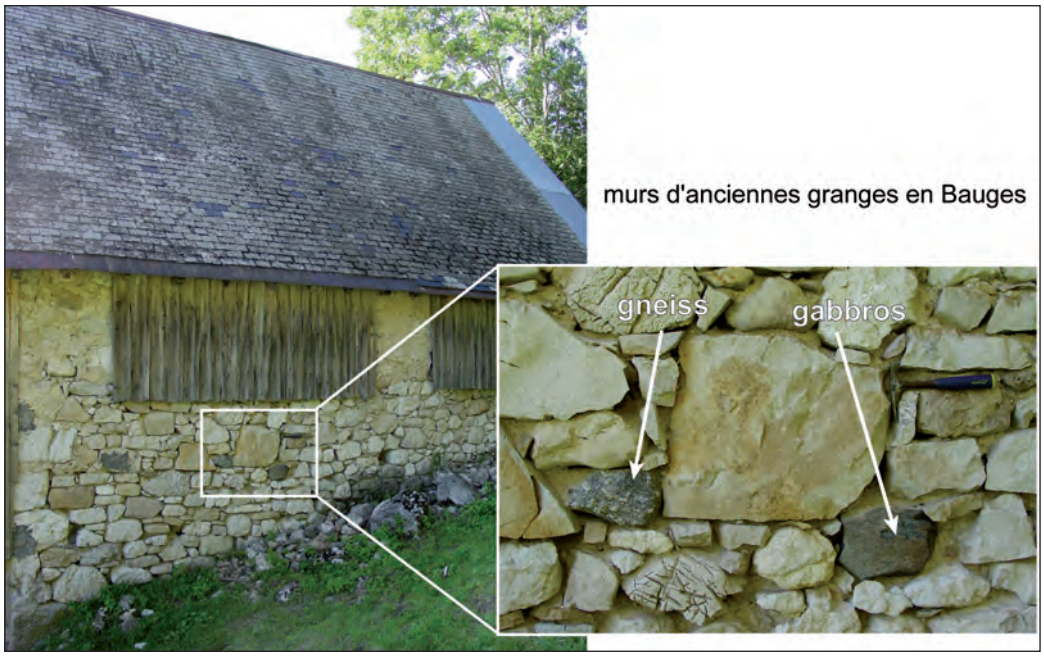


Fig. III. 19 - Exemple de l'utilisation de blocs alpins pour la construction de murs de granges (Chartreuse, le Fiolin).

L'étude de la fraction fine, l'identification des minéraux lourds

Complétant l'étude de la pétrographie, l'analyse systématique de la fraction fine contenue dans les moraines frontales et latérales (ablation till) a été rendue possible grâce à une méthode déjà ancienne, en passe de tomber en désuétude.
Expérimentée dès les années 1960 (Vivian et Ricq, 1966 ; Gasser et Nabholz, 1969), puis, plus récemment (Hobléa, 1999), cette méthode d'analyse permet de faire un pas considérable vers une connaissance plus précise des lieux d'origine des principaux dépôts glaciaires rencontrés.
Les sédiments sableux détritiques sont composés de quartz qui en constitue à lui seul la majeure partie, puis de feldspaths, carbonates, micas, en proportions variables, et enfin de minéraux rares (minéraux lourds, *denses*, de densité > 2,9), dont les pourcentages par rapport à l'ensemble peuvent varier entre 0,05 et 3 % (Duplaix, 1958). La rareté des minéraux lourds et leur diversité donnent la possibilité de caractériser un sédiment, soit par l'association minéralogique (formée de 2 à 4 espèces minérales les plus abondantes), soit par un minéral indicateur (minéral peu fréquent et souvent peu abondant).

• *Description de la méthode*

- Extraction
Les minéraux lourds se situent habituellement dans la fraction fine du sable et les espèces minéralogiques ont des tailles privilégiées (tourmaline dans la fraction grossière 0,315-0,160 mm, zircon, rutile et anatase dans la fraction fine 0,160-0,050 mm). Nous avons donc choisi de tamiser les sables compris dans ces deux tailles, afin d'étudier et de comparer les mêmes fractions granulométriques.

- Séparation et montage
Ces opérations sont effectuées sous une hotte adaptée. Ces deux fractions sableuses sont plongées séparément dans un vase à décantation rempli à moitié de bromoforme (densité mesurée de 2,87). La séparation des minéraux lourds et légers s'effectue après avoir imprimé au liquide un mouvement rotatif. Les minéraux sont rincés à l'alcool et séchés à l'air ou à l'étuve (T° 90 °) dans leur filtre. Bien mélangée, une partie homogène du résidu lourd est montée entre lame et lamelle dans du Baume

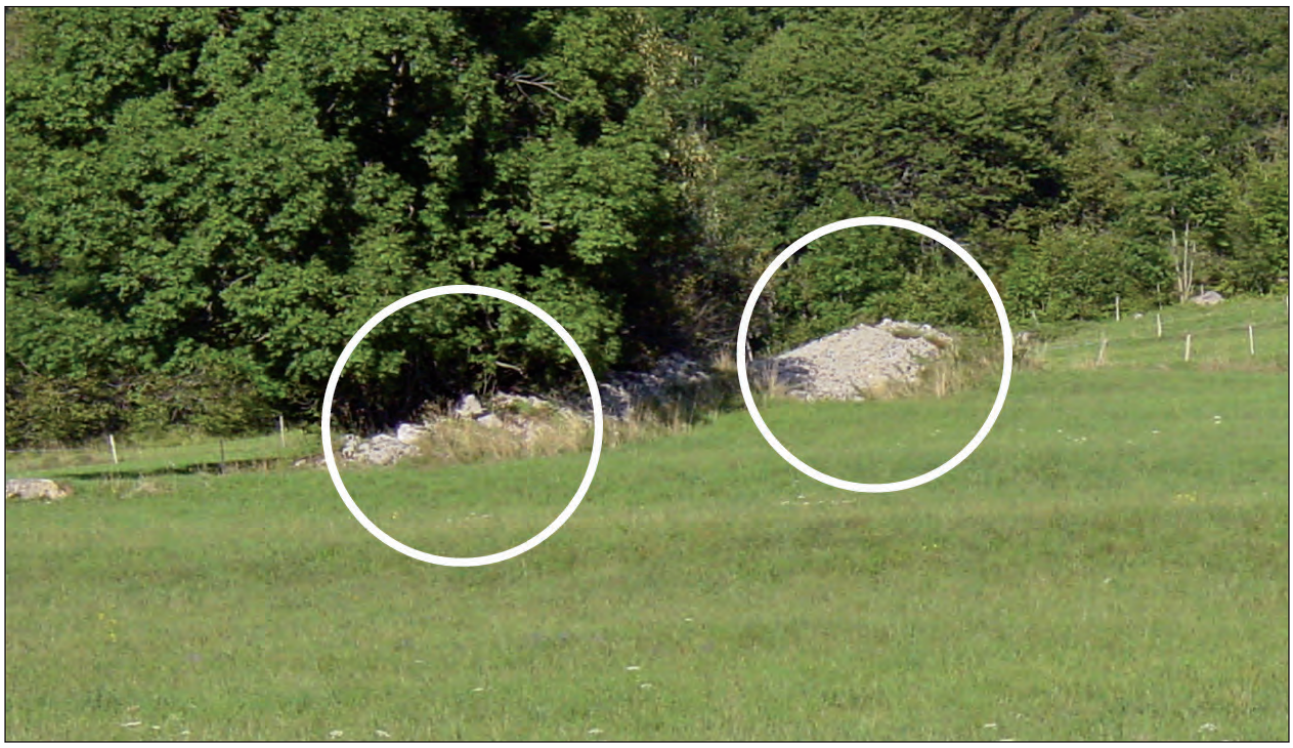


Fig. III. 20 - Tas d'épierrement en bordure de champs au col de Leschaux

de Canada cuit jusqu'à ce qu'il soit cassant. Idéalement 100 à 200 grains transparents par lame sont prêts à être observés et comptés au microscope polarisant.

- Observation au microscope polarisant et comptages
En lumière polarisée parallèle dite «naturelle», on note pour chaque grain la forme, la couleur, l'état de surface, les clivages, les inclusions et globalement l'état de fraîcheur ou d'altération. Le pléochroïsme et la biréfringence sont deux caractéristiques quantifiables qu'il est important de connaître. En lumière convergente, si l'on obtient une image, le grain est classé soit dans les minéraux uniaxes positifs ou négatifs, soit dans les biaxes positifs ou négatifs. Il n'est pas toujours possible d'avoir l'ensemble des critères d'un minéral, mais en retenant les caractères communs, on parvient normalement à déterminer chaque grain transparent. Tous les grains montés sur la lame sont comptés. Chaque fraction est exprimée en nombre de grains déterminés, puis en pourcentage. La moyenne des pourcentages des deux fractions donne le spectre minéralogique de l'échantillon.

• Identification

Les différentes caractéristiques minéralogiques des minéraux lourds ont permis d'affiner leur description et leur spécificité. Nous avons repris dans les lignes suivantes les observations qui nous ont paru les plus pertinentes pour chaque espèce rencontrée (Parfenoff *et al.*, 1970).

Les quatre minéraux lourds marqueurs

- Tourmaline
On la rencontre dans tous les échantillons, avec des variétés de couleurs allant du brun très clair au brun foncé, du jaune clair au brun verdâtre ou du bleu au noir bleuté. Elle se présente sous forme de prismes trapus à arêtes arrondies (Antun, 1953).

- Zircon
Le zircon se présente sous forme de grains incolores et plus rarement rosés, de fragments de prismes plus ou moins allongés, aux arêtes franches ou légèrement émoussées. Remarquons enfin qu'ils peuvent être striés, « zonés ».

- Grenat
Le grenat forme de beaux grains idiomorphes lorsqu'il est déposé, par exemple, près des sources granitiques. Ainsi l'avons-nous observé abondamment dans les sédiments de la vallée de l'Arve et de l'Oisans. Sinon, il se présente sous forme d'éclats anguleux dont les surfaces sont couvertes de facettes. Le type almandin, alumineux, est parfois observé, associé à l'amphibole.

- Amphibole
Les amphiboles sont des inosilicates ferromagnésiens. Les clivages font entre eux un angle fin de 124° bien visible sur les sections losangiques. Elles se présentent souvent en prismes plus ou moins allongés aux extrémités plus ou moins dentées. Certaines sont fibreuses. Une variété d'amphiboles monocliniques ou hornblendes domine sur notre terrain d'étude :

l'amphibole verte ou brune dite hornblende commune (Parfenoff *et al.*, 1970) est de couleur vert foncé/vert pâle à vert brun/jaune pâle ; elle présente une extinction oblique de 12 à 34 degrés. Elle trouve ses origines dans les roches plutoniques (granites, syénites, gabbros, péridotites) et métamorphiques (gneiss, amphibolites). Elle est souvent associée avec le grenat (pyrope et almandin), la staurolite, le disthène, l'épidote et la biotite.

Les oxydes de titane

- Rutile
Le rutile est jaune à rouge foncé. Le minéral est souvent allongé suivant le prisme vertical mais développe rarement des faces cristallines.

- Brookite
La brookite se rencontre sporadiquement. Ce sont des grains jaunes ambre à dispersion forte et biréfringence bleue violacée caracté-

ristiques.

Les minéraux du métamorphisme

- Épidote
L'épidote, de couleur vert pistache (pistacite) ou incolore (zoïsite avec une forte dispersion en lumière polarisée), cristallise dans les conditions du métamorphisme régional et peut provenir également de l'altération de grenats, pyroxènes, amphiboles et autres silicates calciques et ferrifères.

- Staurolite
D'une couleur jaune intense à pléochroïsme prononcé dans le jaune clair, la staurolite forme des grains anguleux et prismatiques à bords dentés, corrodés. Elle provient des schistes cristallins et des gneiss (degré moyen de métamorphisme).

- Andalousite
Dans les sédiments, les grains sont incolores ou roses, vitreux, de forme irrégulière, contenant souvent des inclusions noires. Son origine est liée au métamorphisme de contact (schistes et micaschistes), ainsi qu'aux granites dits acides.

- Glaucophane
Minéral du groupe des inosilicates (amphiboles), silicate de magnésium et d'aluminium plus ou moins enrichi en Na, Fe, Ca. De système monoclinique, ces cristaux restent petits, rarement aciculaires, en agrégats bleu lavande à bleu foncé. Minéral de métamorphisme, dur, moyennement lourd, à clivage parfait selon le prisme vertical, il est abondant dans les schistes bleus et se trouve aussi dans les éclogites, quartzites et marbre.

Les autres minéraux

- Pyroxène
De couleur généralement verte, ses formes sont variées. Nous l'avons observé en cristaux d'augite prismatiques plus ou moins massifs. Les fragments de prismes aux arêtes en dents de scie (aciculaires) sont fréquents à côté de quelques spécimens d'augite titanifère aux teintes changeantes du brun mauve au vert jaune. Dans les sédiments, ces minéraux sont à mettre en relation avec des roches éruptives basiques, en particulier des gabbros et des basaltes.

- Sphène
Il se rencontre habituellement en grains dont la surface présente souvent une arête due à une cassure. De couleur jaune miel, il offre un reflet bleuté en lumière polarisée dû à la dispersion caractéristique de ce minéral. Il est commun dans les roches métamorphiques. Aussi le trouve-t-on dans les gneiss, schistes cristallins et certains calcaires. Il peut également se développer dans les roches basiques métamorphisées, dans les amphibolites, les schistes à épidote.

C. Méthodes d'analyse sédimentologique

L'étude des coupes et sondages s'est basée avant tout sur une bonne description des affleurements et des caractéristiques macroscopiques des sédiments.
Les coupes ont été décrites d'abord sur le terrain puis photographiées.

Granulométrie des sables et graviers

La granulométrie tout en révélant la caractérisation d'un sédiment est une méthode éprouvée, destinée à décrire la distribution par taille des éléments. Son interprétation peut se faire à divers niveaux :

- descriptif : la granulométrie permet de décrire la taille moyenne et la distribution des particules d'un sédiment. Elle a pour objectif de préciser la description visuelle du sédiment ;
- géotechnique : la granulométrie permet d'attribuer certaines caractéristiques de comportement du sédiment. Elle constitue une des bases, avec les limites d'Atterberg, de la classification géotechnique des «sols».

3. 3 – Les enregistrements en milieu karstique

Etude des archives sédimentaires endokarstiques

Le karst se prête remarquablement à la préservation des archives naturelles. En effet, le dispositif, la morphologie des réseaux souterrains ainsi que les remplissages endokarstiques peuvent contribuer à la compréhension des dynamiques spatio-temporelles des flux glaciaires dans les massifs subalpins.

Les auteurs (Delannoy, 1981, 1997 ; Audra *et al.*, 1993 ; Hobléa, 1999) ont bien démontré l'intérêt du karst en tant que milieu particulièrement favorable au piégeage et à la préservation des sédiments ***(fig. III. 21)***. Si les glaciations pléistocènes ont eu un impact sur les circulations hydrologiques des systèmes karstiques, elles ont aussi contribué à colmater certains conduits par des apports de matériaux d'origines glaciaire et fluvio-glaciaire. En période d'englacement généralisé, les glaciers alpins ont injecté des matériaux morainiques dans les cavités et entraîné la formation des dépôts laminés dans les réseaux. L'étude de ces remplissages, en particulier des dépôts allochtones liés à des écoulements pro-glaciaires, permet d'établir des seuils altitudinaux atteints par les glaciers, pour lesquels on ne retrouve plus de traces en surface aujourd'hui. Dans les Bauges, ces pertes d'origine glaciaire ont pu être conservées dans des réseaux perchés à plus de 1 000 m d'altitude. Sur les rebords orientaux des massifs préalpins du Vercors et de la Chartreuse, le recul des grandes parois urgoniennes au Pliocène a mis au jour des entrées de grottes situées en altitude : grotte Vallier, 1 520 m ; grotte Chevalier, 1 670 m (Audra, 1994 ; Delannoy, 1997). Ces cavités perchées constituent des marqueurs importants au regard des remplissages sédimentaires qu'elles contiennent.

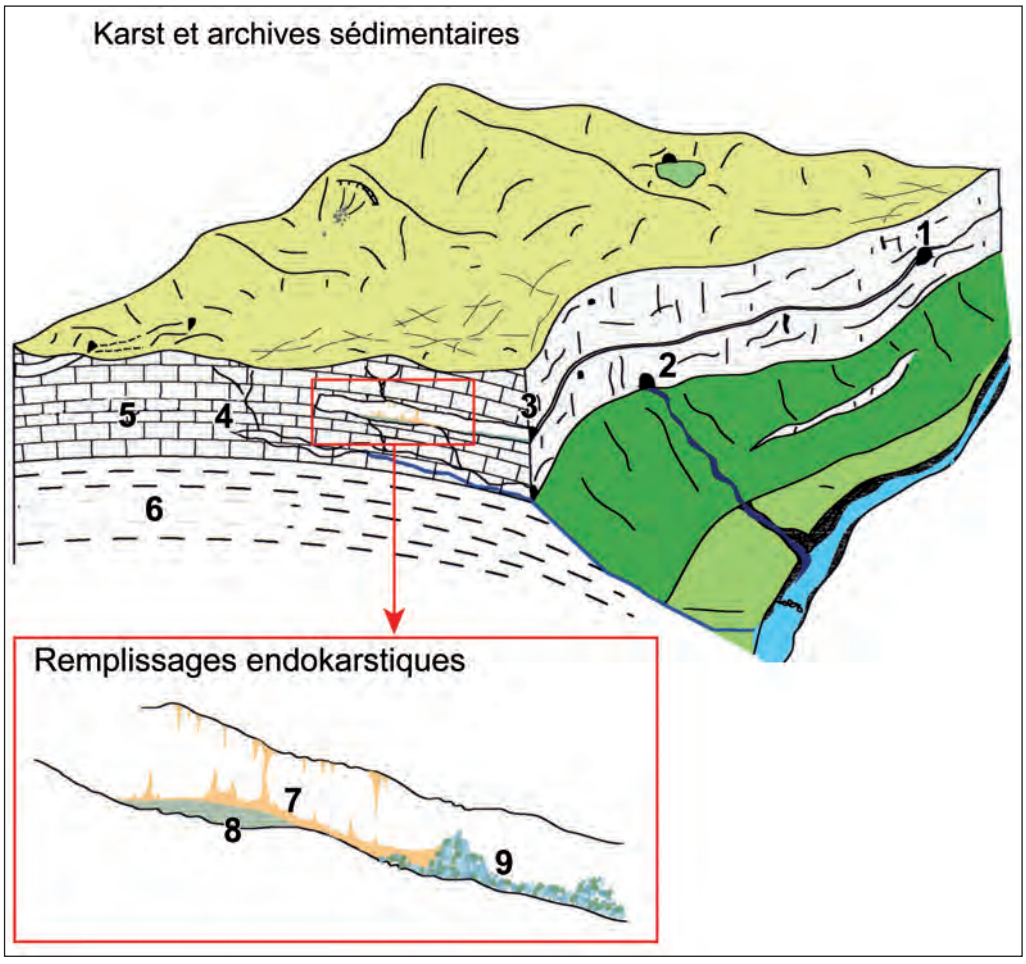


Fig. III. 21 – Intérêt théorique du fonctionnement du milieu endokarstique :
1 : cavité perchée
2 : résurgence 3 et 4 : pertes latérales d'origine glaciaire
5 : calcaires massifs
6 : marnes
7 : spéléothèmes
8 : remplissage argileux
9 : dépôts fluvio-glaciaires et morainiques.

Spéléothèmes et séquences d'assèchement

Parmi les formations karstiques, les spéléothèmes constituent des marqueurs environnementaux incontournables.
La calcite conserve en mémoire les caractères isotopiques de l'eau de percolation et peut être ainsi utilisée comme élément de datation et comme indicateur de paléoclimat. Les concrétions stalagmitiques donnent les meilleurs résultats.
L'étude de la croissance de ces dépôts stalagmitiques révèle des conditions biostasiques qui renseignent sur les optima climatiques (Quinif, 1989 ; Genty, 1993 ; Delannoy, 1997 ; Perrette, 2000).

Dans le cadre de notre étude, cette méthode trouve sa pleine signification car ces archives endokarstiques recèlent de précieuses informations lorsque des concrétions viennent sceller des dépôts d'origine glaciaire. Leur datation indique alors un âge minimal de la formation sédimentaire sous-jacente et permettent dans un premier temps d'élaborer une chronologie relative puis, dans un second temps, d'envisager une chronologie absolue.

Les témoins préhistoriques et paléontologiques

Dans le cadre de notre étude, nous aborderons les problèmes du calage chronologique des avancées et retraits glaciaires du Quaternaire récent, ainsi que des étapes de la déglaciation. Les abris sous roche recèlent des archives préhistoriques témoignant des occupations ponctuelles par la faune du Quaternaire. Ces archives constituent de précieux traceurs temporels pour dater les épisodes glaciaires et interstadiaires

La conservation des ossements d'animaux

Au cours du Pléistocène récent, de nombreuses grottes ont été occupées par des carnivores (hyènes, ours, rongeurs...), (Rouch-Zucher, 1991 ; Serralongue, 2001 ; Le Fillâtre, 2002). On retrouve aujourd'hui de nombreux ossements liés à la présence de ces animaux. Les observations démontrent que les abris sous roche et les petites grottes contiennent plus d'ongulés que les grottes profondes qui attirent l'hiver les ursidés (Tillet, 2001). De même, le volume des dépôts qui leurs sont attribués est très variable.

Grâce à la conservation dans le karst de ces gisements issus des faunes froides du Pléistocène, il est possible de reconstituer leur biotope, de même que les conditions environnementales et climatiques contemporaines de l'occupation des cavités par les animaux.

Dans le massif de la Chartreuse, une grotte à hibernation d'ours des cavernes, la «Balme à Collomb», a été découverte en 1988 (Philippe, 2002). Cette cavité est située au pied de la face ouest du mont Granier à 1700 m d'altitude. Ce gisement a fait l'objet de nombreuses études tant paléontologiques que sédimentaires ou polliniques. Des signatures isotopiques effectuées sur ossements indiqueraient une fréquentation de la cavité par les ursidés au cours du dernier pléniglaciaire (MIS 2).

La sédimentation liée à l'occupation des abris sous roche par la faune renseigne sur les paléoclimats du Pléistocène supérieur. Les dépôts anthropiques, liés aux activités humaines (foyers, industries), renseignent sur les paléoenvironnements contemporains des périodes d'occupation au cours du dernier cycle glaciaire (Tillet, 2001).

Les abris sous roche : des sites archéologiques précieux

De nombreux gisements alpins, en particulier ceux du Paléolithique, sont situés en milieu karstique. En effet, les abris sous roche formés au pied des escarpements calcaires ont accueilli plus ou moins durablement les populations pour des besoins de campements (Spahi et Rigassi, 1949, 1951, Bintz et Argant, 1994 ; Bintz, 1995 ; Rouch-Zucher, 1991 ; Tillet, 2001 ; Rodet, 2002). La position géomorphologique de ces cavités est responsable des conditions de conservation des traces de leurs passages. Dans les Préalpes, les massifs calcaires sont particulièrement riches en témoignages de l'occupation de l'homme : de nombreux porches ayant servi

d'abri aux hommes préhistoriques se distribuent entre 500 et 1600 m d'altitude.
Ces grottes ont été occupées par l'homme dès le Pléistocène supérieur et jusqu'à l'Holocène (Tillet, 2001 ; Ferrier, 2002). Ces cavités sont généralement accessibles, soit directement depuis la surface, soit depuis les vallées qui découpent le karst (vallées de Couz et de la Bourne en Chartreuse et Vercors et basse vallée de l'Isère).
Plus récemment, ces abris sous roche ont servi au (re)peuplement des Préalpes du nord depuis le bassin rhodanien autour de 14 000 BP à la faveur des interstades du Bölling et de l'Alleröd (Bintz, 1995 ; Bintz *et al.*, 1997). Il s'agit de porches largement ouverts sur l'extérieur, localisés à flanc de vallée. L'étude réalisée sur des gisements préhistoriques (La Fru) situés sur la bordure occidentale du massif de la Chartreuse (vallée de Couz) met en évidence des témoins de première importance pour les reconstitutions paléo-climatiques et paléo-environnementales du Tardiglaciaire (Evin et Bintz, 2002).

Ainsi, quelle que soit la nature des dépôts conservés dans le karst, ils constituent tous une mémoire de l'évolution géomorphologique de la région étudiée. En revanche, ces témoins de paysages hérités du Quaternaire ne traduisent pas les mêmes caractéristiques du milieu. En effet, chacun d'entre eux appartient à une fenêtre temporelle spécifique. C'est pourquoi il est nécessaire d'élargir le champ d'investigation en particulier sur la portée chronologique des enregistrements. Certains témoins renseignent sur des événements anciens (Pléistocène moyen voire plus ancien), d'autres sont issus d'une histoire plus récente (Tardiglaciaire, Holocène). D'où l'intérêt et la nécessité de croiser ces différentes archives naturelles afin de multiplier les marqueurs paléo-environnementaux.

4. Travail de cartographie géomorphologique

4. 1- Techniques de cartographie

Du terrain à la carte

Nos choix méthodologiques pour l'étude des héritages glaciaires sont ceux de la géomorphologie : travail de terrain, reconnaissance et caractérisation des formes et des formations glaciaires, étude de leurs organisations stratigraphiques (géométrie, agencement), etc. Au fil de notre recherche, des choix méthodologiques originaux se sont peu à peu imposés.

Les méthodes associées à l'étude géomorphologique

Les cartes géologiques, les cartes topographiques à grande échelle, les photographies aériennes et les observations directes constituent les trois outils classiques de l'approche géomorphologique (Campy, 1982). Au cours de notre étude, c'est à partir de ces outils complémentaires que nous avons pu construire notre raisonnement. Pour étudier ces formations, nous avons mis en place une démarche de recherche basée sur plusieurs méthodes d'investigation : utilisation de cartes topographiques, étude des photographies aériennes, suivi des chantiers, étude des coupes.

• *L'usage des cartes topographiques à plusieurs échelles*

Les écoulements glaciaires ont emprunté la pente générale des dépressions naturelles, c'est pour cette raison qu'il est utile d'avoir une bonne connaissance, à toutes les échelles, de la topographie. Dans ce but, les cartes topographiques éditées par l'Institut Géographique National (IGN) constituent un bon support. Afin de raisonner à l'échelle régionale, nous avons utilisé les cartes en relief de « *Annecy-Mont-Blanc* » réalisées par l'IGN à deux échelles (planimétrique et altimétrique) : au 1 : 100 000 et au 1 : 50 000. Pour un travail géomorphologique précis, les feuilles au 1 : 25 000 et au 1 : 50 000 présentent une surcharge d'annotations (végétation, agglomérations, voies de circulation et informations touristiques...). L'ensemble de ces objets

géographiques masque les courbes de niveau, ce qui ne permet pas une évaluation directe et rapide de la topographie. C'est pourquoi nous avons choisi d'utiliser des cartes topographiques IGN au 1 : 10000, et 1 : 20000 ***(fig. III. 22)*** d'impression plus ancienne (1952 et 1960). On y retrouve l'ensemble des informations précitées : par exemple, le couvert végétal est représenté de manière plus ténue permettant une plus grande lisibilité de l'information orographique. Ces feuilles se sont révélées de précieux outils d'investigation :

- d'une part, elles offraient une grande lisibilité pour la perception générale du relief et la précision des repérages altimétriques ;
- d'autre part, elles permettaient de croiser sans difficulté les données topographiques avec les prises de vues diverses.

• *Etude des photographies aériennes*

Nous ne disposions que d'une couverture limitée du terrain d'étude. Malgré tout, de nombreux clichés réalisés en haute définition depuis quelques sommets et belvédères remarquables ont été très utiles pour repérer plus précisément les formes d'érosion globales. Quelques photos de qualité ont permis alors un repérage très précis des formes et ont été d'une grande utilité pour l'établissement de la carte géomorphologique détaillée.
Dans la vallée de l'Arve, les photographies aériennes, outil complémentaire mettant en évidence les formes du relief, nous ont permis de repérer de vastes zones d'instabilité dans les versants (Déformations Profondes Gravitaires des Versants -DPGV-, écroulements, glissements de terrain, niches d'arrachements...).

• *L'utilisation des cartes géologiques*

La carte géologique est un outil indispensable non seulement pour acquérir une bonne connaissance de la géologie du secteur étudié, mais aussi pour guider les recherches sur le terrain. Notre vaste terrain d'investigation est

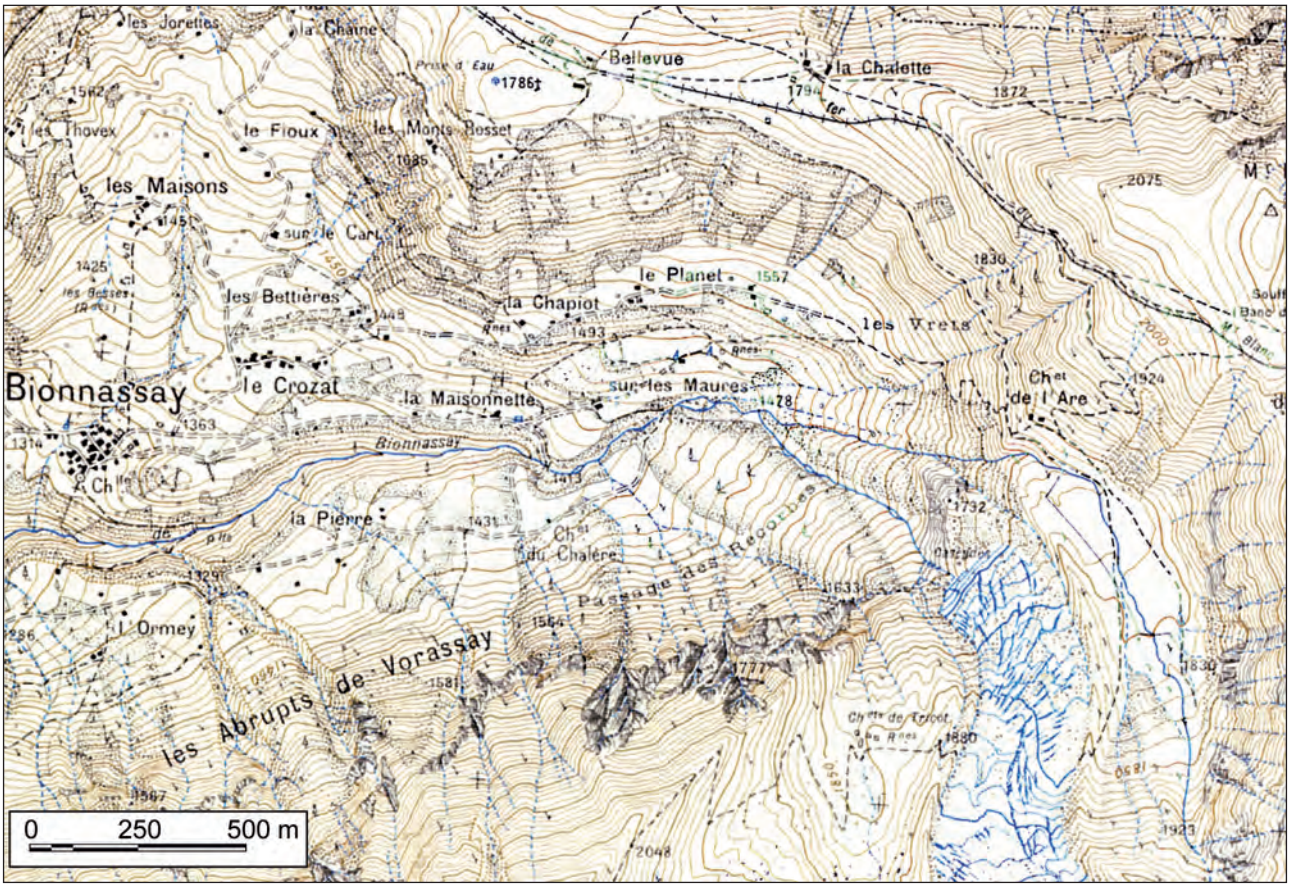


Fig. III. 22 - Détail d'une carte IGN au 1 : 20000, relevés 1952 (vallée de Bionnassay, massif du Mont-Blanc).

couvert par les cartes géologiques du BRGM, feuilles au 1 : 50 000 (liste en annexe).
Selon les principes de la cartographie géologique, les cartes ont comme objectif majeur la représentation de la géologie dite profonde. C'est pourquoi, par souci de lisibilité, les formations quaternaires ne sont pas toutes indiquées. Le choix des formations superficielles à cartographier dépend donc beaucoup du contexte régional et des critères retenus par les auteurs. L'évolution des interprétations des formations quaternaires entre 1969 et 2000 sur la carte géologique de Domène illustre bien le caractère subjectif de cette démarche**.** II existe néanmoins une règle précise éditée dans les livrets guides pour l'établissement de la carte géologique (BRGM, 1975) : « les formations superficielles ayant une extension suffisante pour être représentées à l'échelle du 50000e et une épaisseur de 1 m environ ne peuvent être ignorées par le cartographe ». D'une manière générale, les cartes géologiques sont des outils performants quand il s'agit d'orienter les recherches sur le terrain, particulièrement pour comprendre l'existence ou éliminer certaines formes d'origine structurale**,** sources d'interprétations erronées. En revanche, dans le cadre d'un travail précis de cartographie des formations glaciaires, ces cartes demeurent essentiellement indicatives mais imprécises.
C'est pourquoi, nous n'avons pas hésité à aller au-delà dans la précision des relevés géomorphologiques, notamment à travers l'utilisation des cartes topographiques à grande échelle.

4. 2- Choix d'une légende

L'ensemble du terrain d'étude a fait l'objet d'une cartographie géomorphologique détaillée. Les levés ont été réalisés du 1 : 100 000 et au 1 : 25000 pour les régions de piémont, au 1 : 25000 pour la vallée de l'Arve, puis au 1 : 10000 dans la haute vallée de l'Arve (Chamonix), secteur propre aux extensions du Tardiglaciaire récent.
L'ensemble des indices géomorphologiques a été relevé. Un soin particulier a été apporté au repérage des formes glaciaires et juxta-glaciaires, en particulier les complexes morainiques, y compris les cordons morainiques secondaires, parfois non identifiables à l'échelle des cartes topographiques au 1 : 25000.
Pour le mode de cartographie, plusieurs modèles de légendes géomorphologiques sont utilisés en Europe (Allemagne, Espagne, France, Italie, Pays-Bas, Pologne, Suisse) ; certains ont d'ailleurs fait l'objet d'une étude comparée par l'Institut de Géographie de Reims (Guérémy et Marre, 1996). Les systèmes de la France et de l'Institut de Géographie de l'Université de Lausanne (IGUL) ont retenu notre attention.
Le système français (1970) est le résultat d'une longue réflexion menée par une équipe de recherche du CNRS, la RCP 77, pour la publication d'une légende pour la carte géomorphologique de la France au 1/50000 (Joly et Tricard, 1972). En 1997, Joly a repris cette légende à laquelle il a apporté certaines corrections. La légende de la RCP 77, revue par Joly, repose sur un ensemble de signes et de trames dessinés en couleur ***(fig. III. 23)*** ; la couleur représente à la fois la structure et les systèmes morphogéniques. Ce système a l'avantage de présenter une analyse complète et détaillée du paysage, les auteurs prenant en compte l'ensemble des phénomènes géomorphologiques, mais les superpositions sont alors très nombreuses et la lisibilité de la carte est très difficile.
Dans le cadre de notre travail, seule une partie des processus morphogéniques a été représentée sur la carte géomorphologique. Dans ce sens, la légende de géomorphologie et le code couleur élaborés par l'IGUL (Schoeneich, 1993) répondent assez bien à nos attentes. Ce système conserve les processus morphogéniques de la RCP 77, ainsi que la distinction entre les surfaces d'érosion et d'accumulation par la couleur de fond ***(fig. III. 24).*** En revanche, la géologie, les indications de pente et de forme de versant ne sont pas représentées. Par sa clarté, cette légende géomorphologique apporte donc une meilleure lisibilité des cartes. Ainsi, dans l'objectif de rendre plus lisibles les documents et en raison des surfaces concernées par notre travail, nous avons choisi de ne représenter que les processus glaciaires quaternaires et les principaux processus gravitaires.

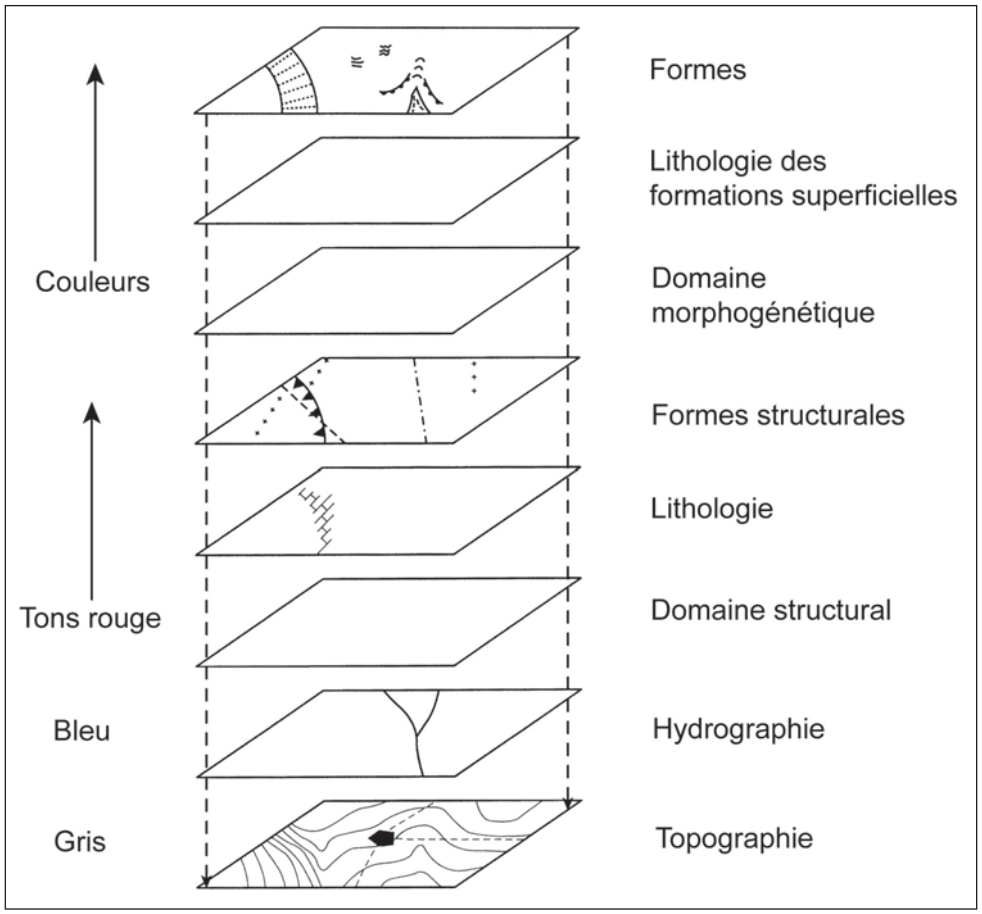


Fig. III. 23 - Structure de la légende française de cartographie géomorphologique de la RCP 77 (Guérémy et Marre, 1996).

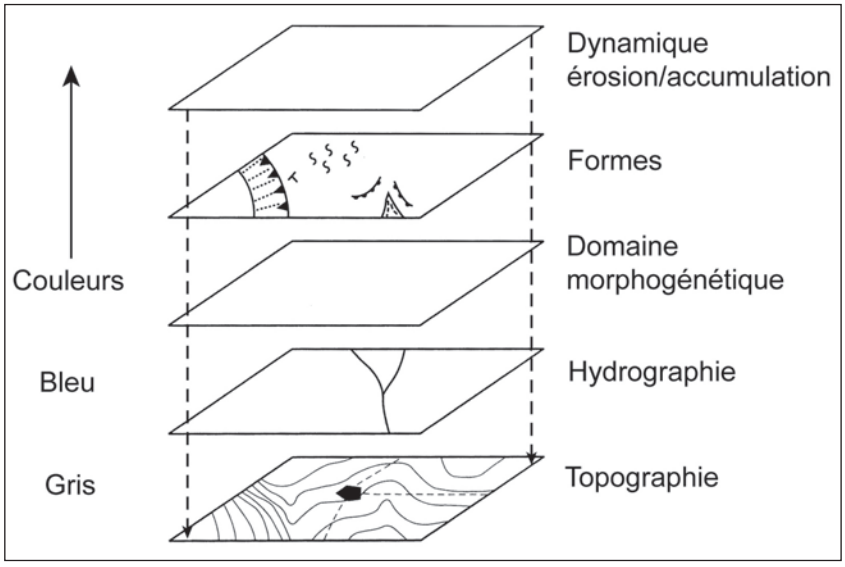


Fig. III. 24 - Structure de la légende géomorphologique de l'Institut de Géographie de l'Université de Lausanne (Gueremy et Marre, 1996).

4. 3 - Figurés nouveaux

Cependant, compte tenu de la problématique et de la nature du terrain, nous avons modifié quelques principes de cette légende géomorphologique : cinq types de processus morphogéniques (glaciaires, périglaciaires, orographiques, fluviatiles, gravitaires) ont été représentés pour une lecture rapide et facile des documents. Chacun des processus morphogéniques est symbolisé par une couleur conventionnelle. De plus, nous avons choisi

de représenter la chronologie des processus morphogéniques sur la carte. D'après la légende de l'IGUL, «la liberté est laissée au cartographe pour distinguer des générations de formes par des nuances de couleur», (Holzmann et Lambiel, 2001). Quant à F. Joly (1997), il préconise l'utilisation d'indices ou de trames. Nous avons choisi de faire la distinction chronologique des événements en faisant varier l'intensité de la couleur affectée à chaque processus; une teinte plus claire a été attribuée aux processus les plus récents et une teinte plus sombre aux processus les plus anciens.

C'est ainsi que les processus morphogéniques glaciaires identifiant les différents stades d'englacement de l'Est lyonnais et de la basse Isère ont été subdivisés en plusieurs couleurs de même que les processus morphogéniques glaciaires internes aux massifs subalpins .

L'option de représenter la géologie (structure, lithologie) ainsi que les processus anthropiques n'a pas été retenue. Une grande partie des superpositions est donc évitée, ce qui permet de ne pas surcharger la carte et de faire ressortir les formations superficielles d'origine glaciaire. Notre étude porte principalement sur la reconstitution des flux glaciaires. De ce fait, nous avons analysé la pétrographie des blocs erratiques, ces blocs constituant des marqueurs précis des flux ***(fig. III. 25)***. Afin de rendre notre cartographie et l'interprétation de flux glaciaires qui en découle plus lisibles, nous avons choisi un figuré différent pour chaque lithologie constituant les blocs erratiques.

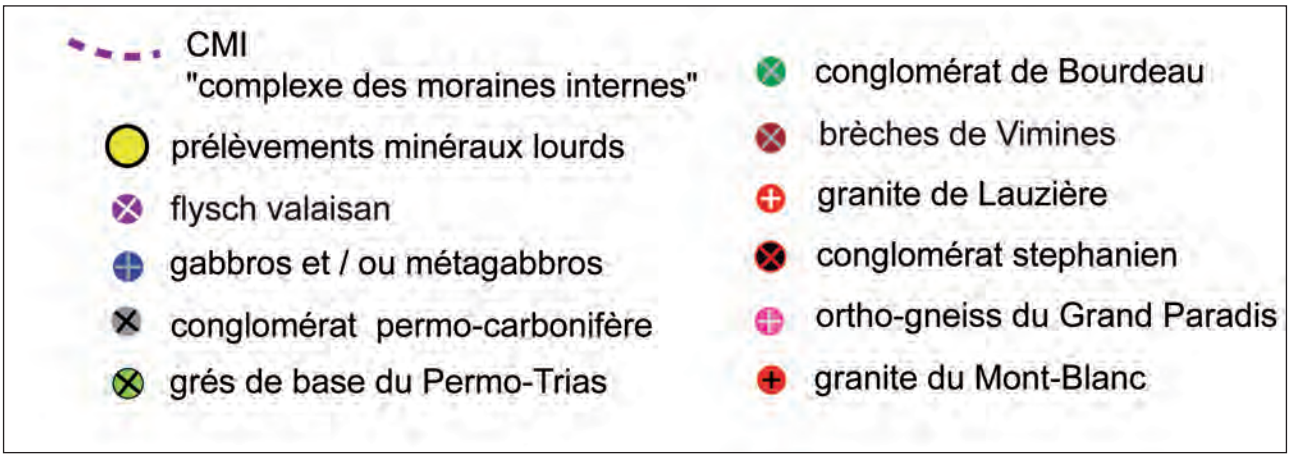


Fig. III. 25 – Exemple de figurés nouveaux adaptés à notre problématique : « moraines internes » et distinction des blocs erratiques en fonction de leur pétrographie.

5. Vers une connaissance des processus glaciaires actuels : la recherche d'analogues

L'interprétation des formations glaciogéniques héritées du dernier cycle glaciaire würmien est d'autant plus complexe que la dynamique morphogénique tardiglaciaire et holocène a été importante (dynamiques de versant).

L'ensemble des recherches menées sur le terrain représente la base de la réflexion sans laquelle il est impossible de répondre à la problématique. Pourtant, si l'on souhaite appréhender et comprendre la dynamique glaciaire du Pléistocène récent dans les Alpes du nord et l'avant-pays alpin, ce travail de terrain n'est pas suffisant. D'où la nécessité de mieux connaître les processus qui ont participé à la mise en place des héritages géomorphologiques présents sur le terrain. C'est le principe de l'actualisme énoncé par Lyell (1834) : «*l'étude des formes passées et leur comparaison avec les formes actuelles permet de déduire les processus qui leur ont donné naissance*». Un détour par la connaissance de la dynamique actuelle des grands appareils que l'on ne trouve plus aujourd'hui qu'aux hautes latitudes comme celles de l'Alaska était indispensable. Pour tteindre cet objectif, nous nous sommes appuyés sur le croisement de témoins géomorphologiques présents sur le terrain, permettant de reconstituer un paléo-glacier avec la dynamique glaciaire actuelle tout en étant conscient des limites de cette méthode. En effet, ces appareils présentent des dimensions ***(fig. III. 26 A-B)*** et des dynamiques proches de celles des glaciers du Rhône et de l'Isère au Pléistocène. Mais aujourd'hui, la plupart de ces glaciers analogues sont en retrait. Il en résulte que leur surface topographique et leurs profils longitudinaux ne sont pas représentatifs d'appareils en progression ou du moins en équilibre.

L'observation des photographies prises d'avion de ces grandes étendues de glace permet de découvrir l'extraordinaire complexité de la distribution des flux glaciaires et des édifices morainiques qui les accompagnent. Ces documents, s'apparentent à des outils complémentaires utiles pour reconstituer les différentes paléogéographies lors des maxima glaciaires.

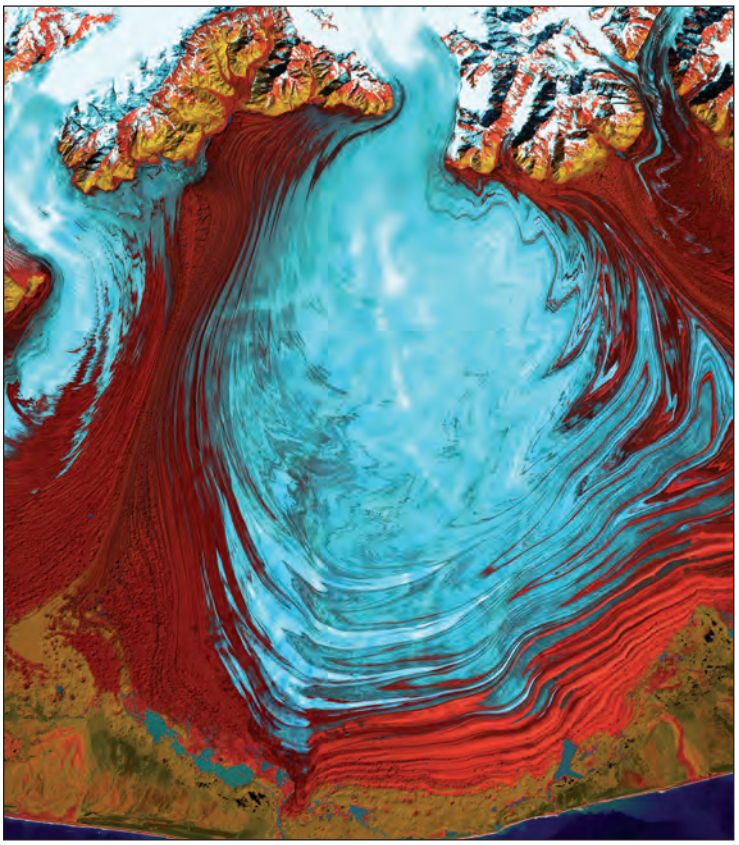


Fig. III. 26 A – Recherche d'appareils glaciaires analogues : l'exemple du glacier de Malaspina (Alaska, USA) (Photo NASA).

Fig. III. 26 B – Recherche d'appareils glaciaires analogues : l'exemple du glacier Seward - Malaspina (carte topographique Wrangell - Saint Elias National Park, Alaska, USA).

6. Méthodes de datation et limites des méthodes

6. 1 - Chronologie relative

Stratigraphique

La superposition des dépôts d'origine glaciaire permet de reconstituer une stratigraphie conduisant à une chronologie relative. En position proximale des fronts glaciaires, il est ainsi possible d'identifier des dépôts glaciogéniques superposés traduisant des récurrences de l'appareil glaciaire considéré.

Pédologique

Les recherches pédologiques menées sur les piémonts alpins ont permis de vérifier les subdivisions des dépôts glaciaires quaternaires fondées sur les relations géomorphologiques. Cette méthode utilisée par Mandier (1984) consiste à mesurer et à comparer les épaisseurs des altérites entre les sols des terrasses fluvio-glaciaires du Pléistocène moyen et récent. Elle a abouti à un calage relatif des différentes extensions du lobe de piémont lyonnais au Pléistocène.

6. 2 – Chronologie absolue

La datation n'étant pas l'objectif de notre travail, nous n'aborderons que très succinctement les différentes méthodes utilisées par les auteurs.

Méthodes de datation

- ***La tephrochronologie***

Les niveaux de cendres volcaniques constituent le moyen de datation idéal dans les séquences quaternaires, dans la mesure où ils peuvent être considérés, à l'échelle géologique, comme instantanés et parfaitement synchrones.

- ***Les datations radiométriques ^{14}C***

La datation par ^{14}C représente sans aucun doute la méthode la plus fiable et indispensable pour le Quaternaire récent. Nous nous sommes référés à deux méthodes utilisés par les auteurs :
- le ^{14}C conventionnel (par mesure de la radioactivité) : cette technique nécessite des échantillons de grande taille (bois, tourbe…) ;
- le ^{14}C AMS (accélération mass spectrometry): cette technique permet la datation de très faibles quantités de matière organique fossile.

La calibration de l'échelle ^{14}C

On sait maintenant que les âges «*bruts*» obtenus par cette méthode peuvent largement modifier les âges réels, ou âges «calendaires». Des courbes de calibration ont été établies ces dernières décennies (publiées dans Stuiver et Kra, 1986 ; Stuiver, Long et Kra, 1993).
Les datations prises en compte dans notre travail ont été calibrées par les auteurs à l'aide du programme CALIB 3.0 (Stuiver et Reimer, 1993 ; Reimer *et al.*, 2004), qui utilise les courbes de calibration officiellement reconnues et publiées dans les numéros spéciaux de la revue Radiocarbon consacrés à la calibration (Stuiver et Kra, 1986 ; Long et Kra, 1993). Plus récemment, le programme de calibration OX cal 10. 9 a été utilisé (Schoeneich *et al.*, 2010)

- ***Paléomagnétisme***

Le champ magnétique terrestre dépend de la position relative par rapport au pôle magnétique. Il se définit par deux composantes: une composante horizontale, appelée «déclinaison» et représentant la déviation par rapport au nord géographique, et une composante verticale, appelée «inclinaison» pointant vers le sol dans l'hémisphère nord et vers l'espace dans l'hémisphère sud. Dans certains types de sédiments, en particulier les sédiments fins lacustres déposés par décantation, les particules sont orientés en fonction du champ magnétique terrestre. Au moment de la consolidation du sédiment, cette orientation est préservée. Ainsi, par la mesure de la rémanence magnétique naturelle du sédiment, il est possible de reconstituer les courbes de variation de déclinaison et d'inclinaison, et les dater par rapport à des courbes de référence.

• ***Mesure des cosmogéniques produits in situ***

Nous avons mentionné cette méthode de mesure des isotopes cosmogéniques produits *in situ* (Siame *et al.*, 2001). La technique retenue permet de quantifier la concentration isotopique (^{28}Al, ^{36}Cl, ^{10}Be…) contenue dans les quartz.
Cette méthode de mesure est expérimentée depuis quelques années comme un nouvel outil de datation en géomorphologie. Largement utilisée par les auteurs suisses, elle a été appliquée à la datation de blocs erratiques attribués au dernier maximum glaciaire (Ivy-Ochs, 1996), et aux stades Tardiglaciaires de la vallée de l'Arve (Coutterand et Nicoud, 2005).

• ***Thermoluminescence***
La datation par thermoluminescence a connu un essor considérable depuis sa mise au point dans les années 1950. Tout d'abord exclusivement limitée à l'étude des céramiques, elle s'est ensuite étendue à d'autres objets comme les pierres brûlées (silex), les sédiments chauffés. Depuis les années quatre-vingt, grâce aux techniques de stimulation optique (OSL), la datation par luminescence a été étendue aux sédiments (sables éoliens ou fluvio-glaciaires, loess…). Ces datations sont basées sur les propriétés favorables du quartz et des feldspaths (minéraux les plus fréquents).

• ***Datation des spéléothèmes***
La calcite conserve en mémoire les caractères isotopiques de l'eau de percolation et peut être ainsi utilisée comme élément de datation et comme indicateur de paléoclimat. Le principe de la datation ^{234}U/^{230}Th repose sur la différence de solubilité entre l'uranium soluble et le thorium très peu soluble dans les eaux naturelles. En théorie, au moment de sa précipitation, la calcite (ou l'aragonite) formant les spéléothèmes ne contient pas de ^{230}Th. Celui-ci s'accumule au cours du temps par désintégration de ^{234}U. Le rapport de ces deux éléments est donc proportionnel à l'âge de la concrétion. De plus, les rapports isotopiques de l'oxygène (^{18}O/^{16}O) et du carbone (^{13}C/^{12}C) dans les stalagmites donnent une indication sur les conditions climatiques et la végétation contemporaine des eaux de précipitation qui ont percolé et donné naissance à la concrétion.

7. Méthodes de reconstitution des stades glaciaires

La ligne d'équilibre glaciaire (LEG) est définie comme la section du glacier qui enregistre le maximum de débit de glace en une année (Paterson, 1994). Elle représente la limite entre la zone d'accumulation et la zone d'ablation : le bilan de masse y est nul. Parfois assimilée de manière réductrice à la ligne de névé, cette valeur essentielle est étroitement liée aux conditions climatiques (températures et précipitations). De ce fait, l'altitude de la LEG se révèle un paramètre capital pour les reconstitutions climatiques basées sur les stades glaciaires.
Dans le but de connaitre l'altitude de la ligne d'équilibre glaciaire de stades anciens reconstitués, plusieurs méthodes ont été utilisées, souvent désignées par des termes allemands qui trouvent leurs origines parmi les travaux des auteurs suisse-allemands et autrichiens.

7. 1 - Méthodes de détermination de la Ligne d'Equilibre Glaciaire (LEG)

La méthode des sommets

Elle doit ses origines à Jegerlehner (1902) qui s'est basé essentiellement sur la *Gipfelmethode.* Cette méthode consiste à inventorier :

• d'une part, tous les sommets, pentes et vallons élevés libres de neige et de glace, et pouvant donc être considérés comme situés endessous de la limite des neiges éternelles ;
• d'autre part, les glaciers et névés de calotte et les petits névés permanents de basse altitude.

Les deux séries de valeurs donnent une fourchette d'altitudes entre lesquelles se situe ce qu'il appelle la ligne de névé climatique *(klimatische Schneegrenze)*, à savoir une ligne de névé théorique valable pour une surface plane exposée, et donc indépendante de l'orientation.
Cette méthode, est applicable à une situation actuelle où l'observation directe est possible. Elle ne peut être appliquée aux extensions passées.

La méthode hypsométrique ou de partage des surfaces

La *Flächenteilungsmethode* se révèle la plus communément utilisée. Initiée dès le XIXe siècle, cette méthode se fonde sur le postulat que le rapport de surface entre les zones d'ablation et d'accumulation d'un glacier reste constant, et que par conséquent, en appliquant ce rapport à une surface de glacier reconstituée, il est théoriquement possible de positionner l'altitude de sa ligne d'équilibre. Cette corrélation s'exprime soit par le rapport surface d'accumulation/surface d'ablation (Sa/Se), soit par le rapport de la surface d'accumulation sur la surface totale (AAR = Accumulation Area Ratio). Les premiers auteurs (Jegerlehner, 1902 ; Brückner, 1909 ; Nussbaum, 1906) appliquaient soit l'altitude médiane (mittlere Höhë), soit l'altitude partageant le glacier en deux parts de surface égale (Sa/se = 1/1, AAR = 0,50), soit un rapport de 3/1 (AAR = 0,75). Les altitudes obtenues sont directement dépendantes de l'orientation du glacier. Les reconstitutions paléoclimatiques requièrent donc une comparaison entre une altitude de référence (Bezugsniveau), (en général le stade de 1850 du même glacier) et la valeur représentée par la différence d'altitude de la ligne de névé (*Schneegrenzdepression*).

Ces dernières décennies, Kerschner (1976) et Gross *et al.* (1978) ont affiné et précisé la méthode et ont cherché à confirmer par des mesures sur de nombreux glaciers actuels qu'un rapport Sa/Se de 2/1 (AAR = 0.67) était beaucoup plus conforme à la réalité que l'altitude médiane utilisée précédemment ***(fig. III. 27)***. Les auteurs ont aussi imposé comme valeur de référence «actuelle» le stade de 1850, dernier stade important du Petit Age Glaciaire où les glaciers pourraient être considérés à l'équilibre. De ce fait, et notamment depuis les travaux de Maisch (1981), cette méthode et son rapport 2/1 ont servi de base à la plupart des corrélations de stades dans les Alpes suisses et autrichiennes, en particulier de tous les travaux de l'école zurichoise.
Selon Schoeneich (1998), cette méthode suppose la possibilité de reconstruire géométriquement l'extension du glacier au stade considéré. Elle suppose la présence d'édifices sédimentaires (constructions morainiques, terrasses de

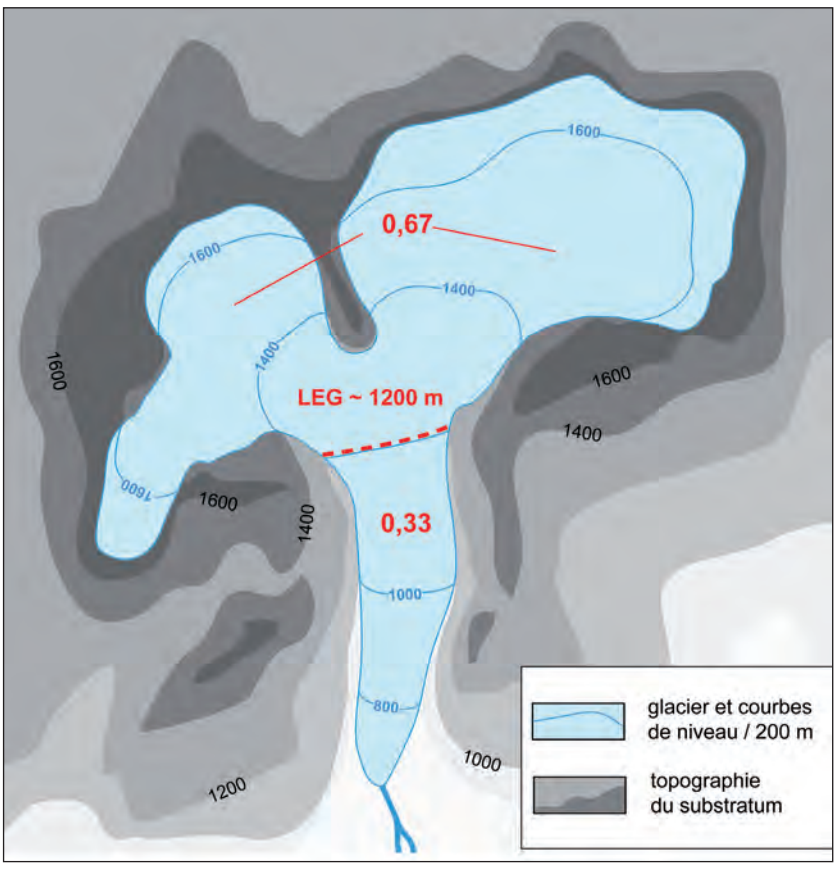


Fig. III. 27 - Reconstitution de la Ligne d'Equilibre Glaciaire (LEG) avec la méthode de l'Accumulation Area Ratio (AAR = 0,67), (Maisch, 1981).

kame…) permettant de délimiter les limites de l'extension. Elle ne peut s'appliquer qu'à des stades pendant lesquels le glacier se trouve en équilibre dynamique, c'est-à-dire à une période où le front reste stationnaire pendant un certain temps. De ce fait, le choix se porte sur des stades marqués par des moraines importantes, suggérant un stationnement durable de la langue glaciaire.

La méthode n'est pas exempte de défauts, le principal étant qu'elle ne tient nullement compte de la variabilité du rapport Sa/Se dans la nature. Les mesures de bilan de masse montrent que ce rapport varie dans des proportions très importantes d'un glacier à l'autre : selon la continentalité du climat (Bader, 1990) et selon le profil longitudinal du glacier. L'influence du profil en long sur les variations de la Schneegrenzdepression a été démontrée par Maisch (1992).

Une difficulté majeure peut se présenter lorsque la langue glaciaire est issue de la confluence de plusieurs zones d'accumulation d'orientations différentes, ou, comme dans le cas de notre terrain d'étude, lorsque le glacier a totalement disparu. On doit, dans ce cas, se référer aux valeurs d'un glacier proche et de même orientation.
Malgré tout, cette méthode reste aujourd'hui la méthode de référence pour la corrélation des stades du Tardiglaciaire.

La méthode hypsométrique modifiée

Keller (1988) a adapté la précédente méthode en intégrant la présence de hautes parois rocheuses dominant les glaciers dans les Alpes calcaires. Ces zones de parois non englacées ne sont pas prises en compte dans la méthode classique de reconstitution des stades. Keller (1988) propose alors de calculer la ligne de névé en tenant compte de l'ensemble de la zone d'alimentation théorique comprenant les zones rocheuses (*Schneegrenze mit Felsareal*). Il obtient par ce biais des valeurs calculées en moyenne de 30 m supérieures à celles obtenues par la méthode classique (l'écart semble négligeable) et qui seraient, d'après lui, plus représentatives. Tout comme Keller (1988), nous avons choisi de tenir compte des zones rocheuses dans nos calculs de la zone d'alimentation théorique.
Cependant, l'effet de l'encaissement peut influencer non seulement le transport éolien de la neige, mais aussi affecter tout particulièrement l'ablation par effet d'ombre portée. Cette influence a été démontrée par Dorthe-Monachon et Schoeneich (1993). Elle est très différente selon l'orientation. De plus, l'effet de l'encaissement ne saurait se résumer aux seules avalanches ; les parois rocheuses peuvent influencer la circulation atmosphérique et en conséquence, le volume des précipitations. Il est donc préférable d'adopter une approche plus différenciée par rapport au problème de l'encaissement.

La méthode de l'altitude moyenne du bassin versant

Beck (1926) a mis au point une autre méthode de calcul pour estimer la position de la ligne de névé théorique d'un bassin versant, consistant à prendre l'altitude moyenne (AAR = 0.50) du bassin versant topographique total tributaire de la position du front glaciaire. Le résultat ne se base pas sur la reconstitution de la géométrie du glacier. Il est interprété comme l'altitude de ligne de névé moyenne nécessaire pour qu'un glacier atteigne le point donné du talweg (*kritische Schneegrenze*). Plus récemment, Krayss (1981) et Keller (1988) ont établi une correspondance entre les valeurs obtenues classiquement avec un AAR de 0.67 et des valeurs obtenues par cette méthode avec un «AAR» de 0.50 à 0.55 ***(fig. III. 28)***. Ils proposent d'utiliser cette méthode : (i) pour estimer l'altitude de la ligne de névé pour un stade dont le front est connu, mais dont l'absence de témoins latéraux ne permet pas une reconstitution fiable du glacier ; (ii) pour évaluer jusqu'où irait une langue glaciaire pour une altitude de ligne de névé donnée, (*e.g.*) dans le cas d'un bassin où les moraines-témoins manquent totalement.

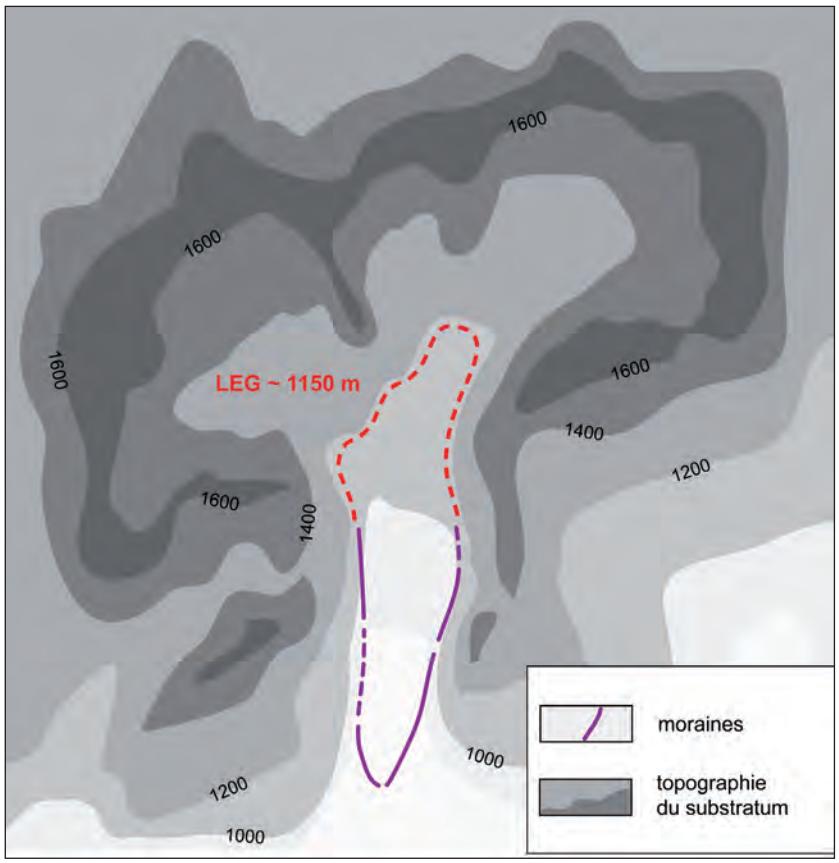


Fig. III. 28 - Reconstitution de la Ligne d'Equilibre Glaciaire (LEG) avec la méthode de l'altitude moyenne du bassin versant.

La méthode de la demi-différence d'altitude des fronts glaciaires

Mise au point par Zienert (1965), cette méthode est appelée D/2. Elle prend en compte comme seul élément l'altitude du front de deux stades successifs et suggère que la différence d'altitude de la ligne de névé entre les deux stades est égale à la moitié de la différence d'altitude au front.

Cette méthode n'apporte aucune information sur l'altitude de la ligne de névé, mais seulement la différence d'altitude entre les deux stades. Elle a pour avantage d'être applicable même à des stades spatialement mal délimités. En effet, il suffit de connaître la position du front de deux stades successifs.

Maisch (1981) a montré que cette méthode donnait des valeurs souvent surestimées par rapport à la méthode classique (AAR) du rapport des surfaces. Si l'on additionne les différences ainsi obtenues, les valeurs séparant des stades éloignés sont de ce fait difficilement utilisables. Cette méthode constitue un outil complémentaire pour comparer des stades successifs pour lesquels la surface du glacier n'a pu être reconstituée de façon fiable. Complétant les méthodes évoquées plus haut, elle permet de contrôler la cohérence des valeurs obtenues par la méthode du partage des surfaces sur des glaciers irréguliers.

La méthode Toe-to-headwall altitude ratios (THAR)

Cette méthode mise au point par les auteurs anglo-saxons (mot pour mot : pointe – tête) peut être interprétée par front du glacier / rimaye / Ratio ***(fig. III. 29)***. Cette approche de la ligne d'équilibre glaciaire suggère d'appliquer un ratio AAR de 0,60 (Oviatt, 1994 ; Shakun, 2003 ; Munroe *et al.,* 2006 ; Zhang *et al.,* 2009). La méthode a pour avantage un emploi aisé, mais elle ne peut être appliquée que sur un appareil simple à topographie régulière. De ce fait, les résultats se révèlent très aléatoires, notamment dans le cas des grands appareils alpins quaternaires.

La méthode de l'enracinement des moraines

La *Moränenansatzmethode* a été exposée par Lichtenecker (1938). Cette méthode stipule que les moraines superficielles et latérales ne peuvent se former que là où les lignes de flux de la glace se dirigent vers la surface, soit en dessous de la ligne d'équilibre. En effet, dans la zone d'accumulation, les débris tombant

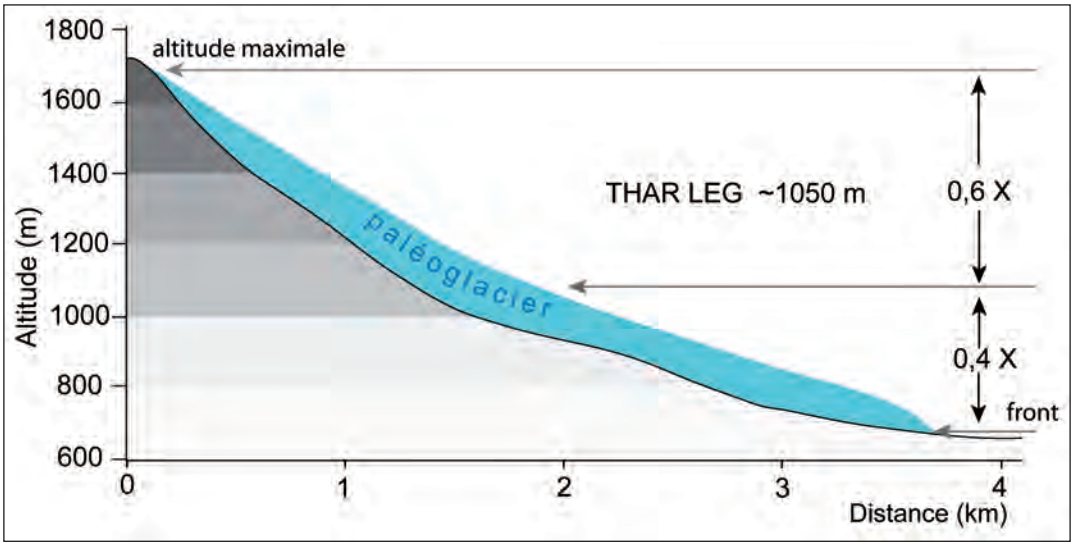


Fig. III. 29 - La méthode Toe-to-headwall altitude ratios (THAR = 0,4) ou rapport d'altitude entre le front et la rimaye.

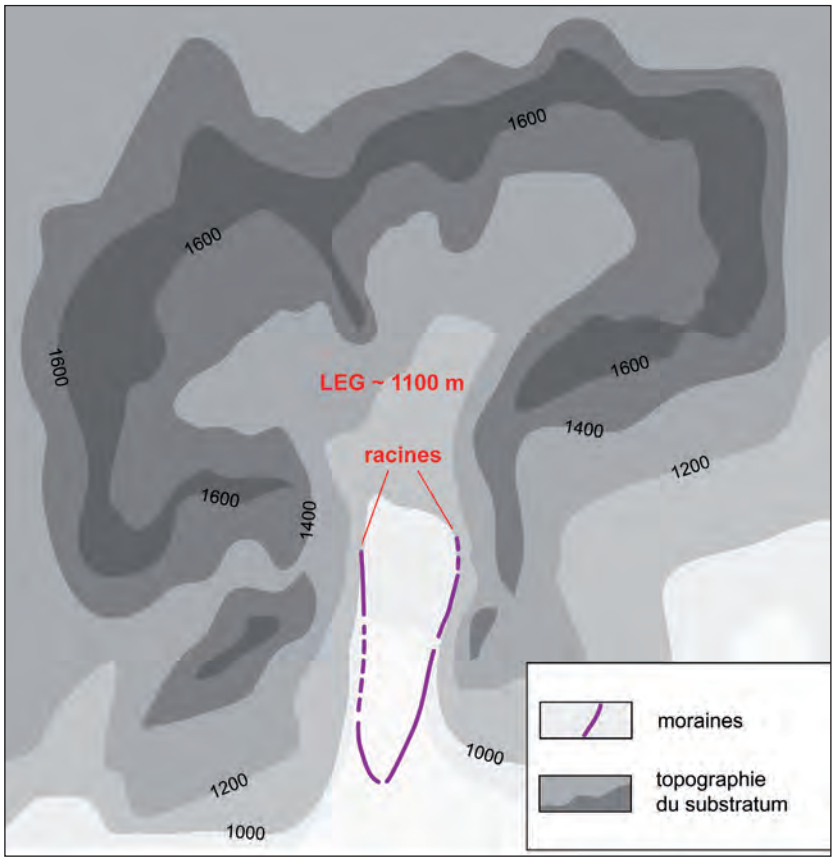


Fig.III. 30 - La méthode de l'enracinement des moraines : Moränenan-satzmethode (Lichtenecker, 1938).

sur le glacier sont enfouis par la neige et progressivement intégrés dans le névé, puis dans la glace. Ce n'est que dans la zone d'ablation que, la glace fondant, les débris «remontent» dynamiquement à la surface et peuvent s'accumuler sur les bords du glacier. Le point d'enracinement des moraines latérales sur le substratum fournit une bonne approximation de l'altitude de la ligne de névé ***(fig.III. 30)***. Cependant, la méthode n'est applicable qu'à des glaciers à topographie régulière et les altitudes obtenues doivent être considérées comme des valeurs minimales. La méthode n'en constitue pas moins un bon moyen de contrôle des valeurs déterminées par la méthode hypsométrique (AAR).

La méthode du gradient de bilan de masse

Récemment utilisée par Bader (1990), une autre méthode de calcul se base sur la détermination du gradient de bilan de masse. Elle s'appuie, comme la méthode de l'AAR, sur une reconstitution géométrique du glacier. Elle prend en compte les volumes, pour calculer la perte de volume moyenne annuelle par tranche d'altitude entre deux stades. Cette perte de masse moyenne annuelle diminue avec l'altitude de la surface du glacier et ceci en fonction d'un gradient, désigné par gradient de bilan de masse. En extrapolant ce gradient, il est possible, théoriquement, de déterminer l'altitude à laquelle le bilan de masse est nul, soit la ligne d'équilibre glaciaire.
La méthode se base sur une bonne reconstitution paléogéographique du glacier, dans les trois dimensions, de deux stades successifs. Elle suppose aussi que la durée de la phase de régression soit connue, ce qui n'est pas le cas pour le Tardiglaciaire (Schoeneich, 1998). Bader (1990) a proposé arbitrairement une durée de 150 ans pour le retrait de la fin du stade d'Egesen.

7. 2 – Reconstitution de la surface topographique des appareils glaciaires

De récentes études menées par Beaudevin (2001) ont permis de reconstituer la surface des glaciers quaternaires dans les grandes vallées (Isère, Romanche, Durance...) en s'appuyant sur la position des fronts glaciaires. Afin de représenter graphiquement les profils en long, l'auteur s'est basé sur la présence de témoins morphologiques (moraines, roches moutonnées, épaulements glaciaires) qu'il a croisé avec des tracés théoriques de surface obtenus par une loi d'écoulement de la glace, la formule de Nye-Lliboutry (Lliboutry, 1975). Ainsi d'après cette loi exprimée ci-dessous, l'épaisseur moyenne de la glace est fonction de la distance au front ***(fig.III. 31)*** :
$Y = \sqrt{20}\,x$ ou encore **$Y = \sqrt{23}\,x$**
Les unités sont exprimées en mètres. Y représente l'épaisseur de glace au point de référence et x la distance du front depuis le point de référence.
Dans ses travaux, Beaudevin (2001) constate que cette formule s'applique correctement pour les vallées suffisamment larges, mais qu'elle se trouve en défaut lorsque ces dernières sont trop étroites. D'après ses calculs, quand la largeur de la vallée est inférieure à 3 ou 4 km, le profil longitudinal est beaucoup plus prononcé que celui suggéré par la formule.
Nous portons un intérêt à cette méthode que nous avons appliquée dans la vallée de l'Arve (Coutterand et Nicoud, 2005) en parallèle avec la cartographie des moraines latérales. Malgré quelques résultats vérifiés par la géomorphologie, nous émettons quelques réserves ; elle ne peut être appliquée seule, mais uniquement au titre de comparaison avec les reconstitutions paléogéographiques déduites des témoins géomorphologiques latéraux.

7. 3 – Le choix de notre démarche

Dans l'objectif de mener à terme la reconstitution des flux glaciaires des Alpes nord-occidentales, nous disposions d'un grand choix de méthodes de travail. Notre choix s'est porté principalement sur des méthodes de terrain incluant les analyses géomorphologiques et sédimentaires.

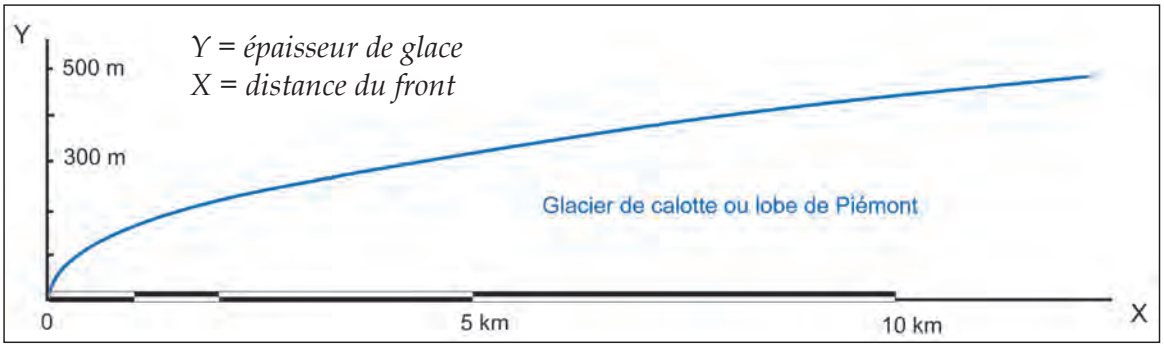


Fig. III. 31 – Profil théorique d'une calotte glaciaire à l'équilibre (Lliboutry, 1975).

Reconstitution paléogéographique en zone d'accumulation

Par définition, un glacier ne construit pas de moraines en zone d'alimentation (Paterson, 1994). La charge détritique est progressivement intégrée à la glace et ne réapparaît qu'en aval de la ligne d'équilibre glaciaire. La méthode utilisée dans les zones d'accumulation des bassins versants des grands appareils consiste uniquement à cartographier les formes d'érosion glaciaire. Elle permet ainsi de définir l'épaisseur de glace maximale. Cette méthode a été appliquée récemment avec succès dans les Alpes suisses (Florineth et Schüchter, 1998 ; Kelly *et al.*, 2004), puis dans le massif du Mont-Blanc (Coutterand et Buoncristiani, 2006). La reconstitution de la surface d'englacement maximale permet de préciser la dynamique d'écoulement de la glace et la mise en place des diffluences.

La cartographie de toutes les « trimlines » permet de réaliser une base de données de X points documentant la paléo-surface glaciaire. Puis, à partir de cette base de données et en utilisant une méthode d'interpolation de type « krigeage », la paléo-surface est reconstituée et géoréférencée. Finalement, à l'aide d'un traitement sous Système d'Information Géographique (*IDRISI*), un croisement entre la topographie actuelle (*SRTM 90*) et la paléo-surface würmienne a été mené afin d'obtenir une reconstitution paléogéographique du maximum d'englacement würmien.

En zone d'accumulation, les formes d'érosion sur le substrat permettent aussi d'interpréter le sens de l'écoulement des flux de glace et de mettre en évidence d'éventuelles diffluences. Ainsi, les roches moutonnées présentent souvent des cavités caractéristiques : *« crescentic gouges, crescentic fractures, lunate fracture »*. Leur morphologie indique le sens d'écoulement de la glace ***(fig. III. 32)***.

Reconstitution paléogéographique en zone d'ablation

On constate à l'usage qu'il n'y a pas de méthode idéale. Aucune n'étant applicable à chaque cas de figure, il sera nécessaire de recourir à l'une ou à l'autre. C'est ainsi que nous avons tenté de croiser plusieurs méthodes et de comparer les résultats obtenus.

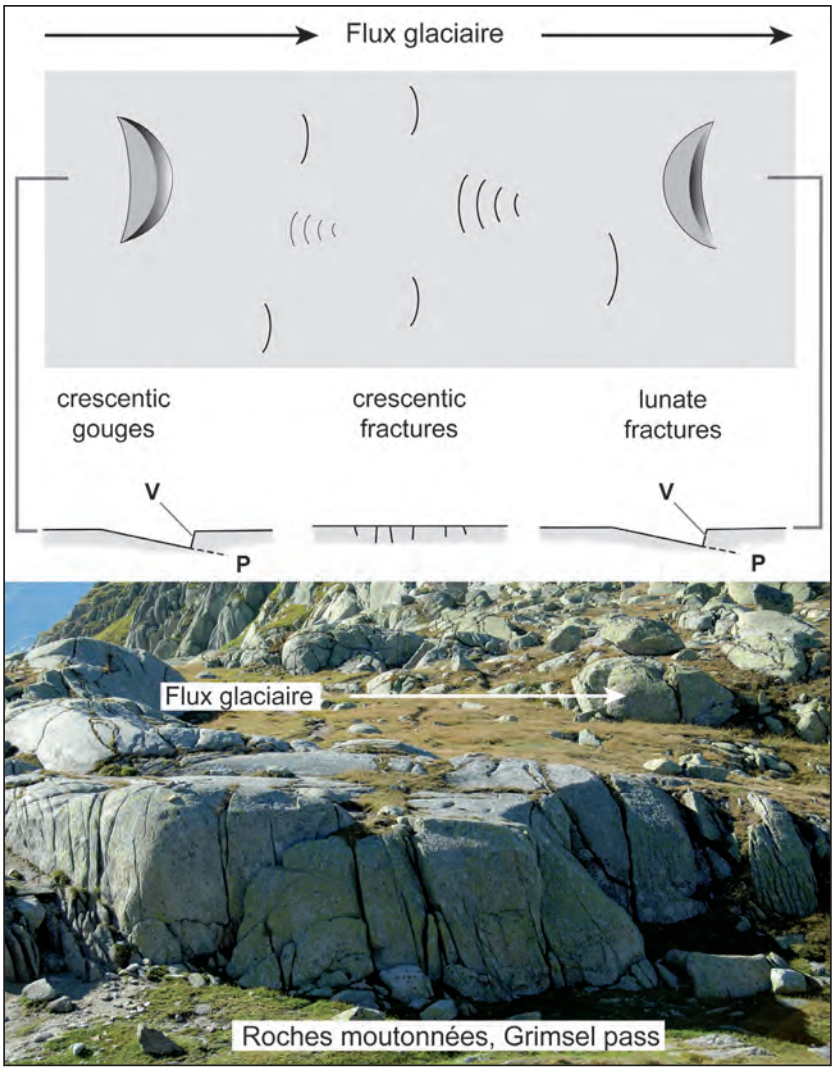


Fig. III. 32 – Roches moutonnées au Grimselpass affectées de formes d'érosion glaciaires caractéristiques (lithologie : granite).

Cartographie des moraines

Les moraines ont été cartographiées avec précision, les éléments pouvant indiquer un stade glaciaire ont été pris en compte, quelles que soient leur tailles. C'est ainsi que la même importance a été accordée (i) à une volumineuse moraine de plusieurs dizaines de mètres de hauteur ; (ii) à une crête de quelques mètres de hauteur, non identifiée sur les cartes topographiques. Les altitudes des terrasses ont également été relevées, car elles témoignent de niveaux latéraux du glacier au même titre qu'une moraine latérale. Tous ces éléments ont été mentionnés sur les cartes géomorphologiques et les croquis de terrain.

Numérotation des positions du front

Dans cette démarche, nous avons pris en compte les positions des fronts glaciaires ***(fig. III. 33).***
Les positions des fronts glaciaires ont été définies sur la base des critères suivants :

• par les moraines frontales (rarement conservées) ;

• par les moraines latéro-frontales (proches du front), permettant de déduir la position du front de l'appareil considéré.

Reconstitution topographique

Pour chaque série de moraines, un secteur représentatif aussi cohérent que possible a été sélectionné, tant pour les moraines latérales que frontales.
La topographie de chaque stade étudié a été reconstituée au 1 : 50 000 avec une équidistance de 100 à 50 m, selon les secteurs, en tenant compte autant que possible de la topographie et du profil en long. La méthode classique consiste à dessiner des courbes de niveau convexes dans la zone d'ablation supposée, entre les moraines latérales, et des courbes concaves dans la zone d'accumulation. Une attention particulière a été apportée aux reconstitutions en zone d'ablation. On constate en effet, que seules les marges latérales des glaciers analogues présentent une dénivelée de quelques 20 à 30 m et que la surface du glacier est uniforme, à quelques mètres près.

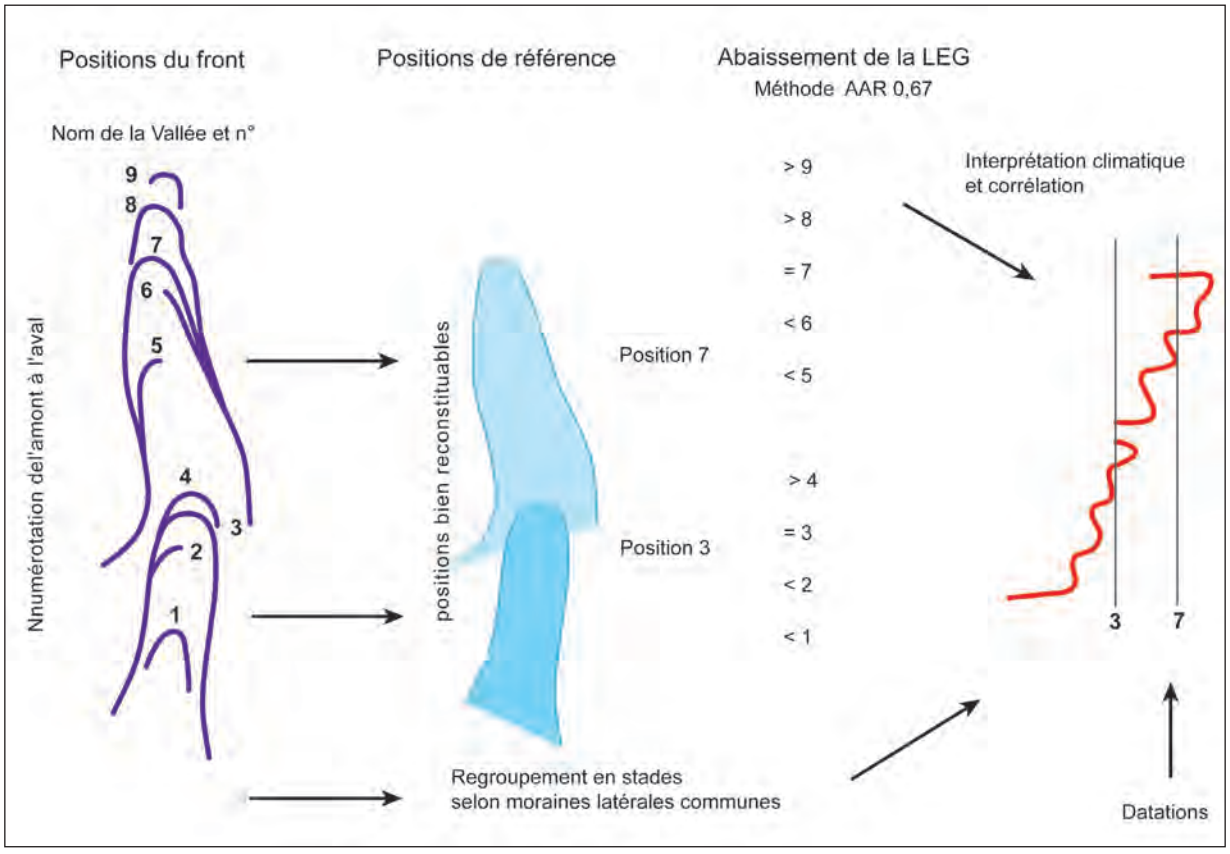


Fig. III. 33 – Succession de fronts morainiques et interprétations (d'après Schoeneich, 1998).

La recherche d'analogues

Pour s'assurer d'une reconstitution « glaciologiquement » cohérente des appareils étudiés, des analogues actuels de morphologie et de dimension comparables on été recherchés. Il n'a évidemment pas été possible de trouver des analogues parfaits ; cependant, en Alaska, les appareils actuels sont susceptibles, par leurs dimensions de fournir des informations de première importance dont on s'est inspiré pour le dessin des courbes de niveau, l'estimation des pentes de surface du glacier, la perte d'altitude sur les verrous.

Reconstitutions des surfaces glaciaires

Dans le cadre de la reconstitution des stades du Tardiglaciaire de la vallée de l'Arve, nous avons travaillé sur des fonds de carte au 1 : 50 000, 1 : 25 000 et 1 : 20 000. La reconstitution de la paléotopographie du glacier pour un stade considéré est dessinée à partir des édifices morainiques observés sur le terrain. Puis, après avoir dessiné les paléo-courbes de niveau d'une équidistance de 50 ou 100 m, la surface du paléo-glacier est reconstituée. Deux méthodes utilisant les courbes de niveau et les limites de chaque stade reconstitué ont été utilisées pour calculer les surfaces ***(fig. III. 34)*** :

• La digitalisation des surfaces glaciaires **:** le précédent document est alors scanné afin d'être utilisé avec le logiciel de Système d'Information Géographique (SIG) Mapinfo. Il s'agit alors de numériser chaque courbe de niveau ainsi que les limites d'extension du paléoglacier matérialisées à l'aval par les délaissées morainiques. Les calculs morphométriques de surface de chacune des tranches d'altitudes ainsi définies sont réalisés par le logiciel de SIG. L'ensemble des données acquises dans Mapinfo est ensuite introduit dans un tableur Excel. Les résultats sont représentés par un histogramme à deux axes (surfaces et surfaces cumulées) à partir duquel est déterminée l'altitude de la ligne d'équilibre.

• Les surfaces ont été déterminées grâce à l'utilisation d'un planimètre.

Les limites du glacier ont pu dans de nombreux cas être dessinées d'après les moraines, pour la zone d'ablation. Pour la zone d'accumulation et les portions de vallées dépourvues de moraines, les courbes de niveau ont été reconstituées sur une largeur plus grande que celle de la vallée et les limites ont été obtenues par intersection de la surface du glacier avec la surface topographique, sur la base des cartes topographiques.

Calculs morphométriques de surface

Les calculs morphométriques d'altitude de la ligne de névé ont été établis soit :

• informatiquement à partir des surfaces digitalisées.

• manuellement à partir de l'utilisation du planimètre.

On a utilisé le rapport 2:1 classique (AAR = 0,67), le seul qui permette une comparaison avec les travaux réalisés ailleurs dans les Alpes. D'autres rapports ont toutefois été calculés pour comparaison, avec des valeurs d'AAR de 0,62 et 0,72.
Trois méthodes ont été utilisées en parallèles :

• ***La méthode hypsométrique ou de partage des surfaces (méthode de l'AAR)***

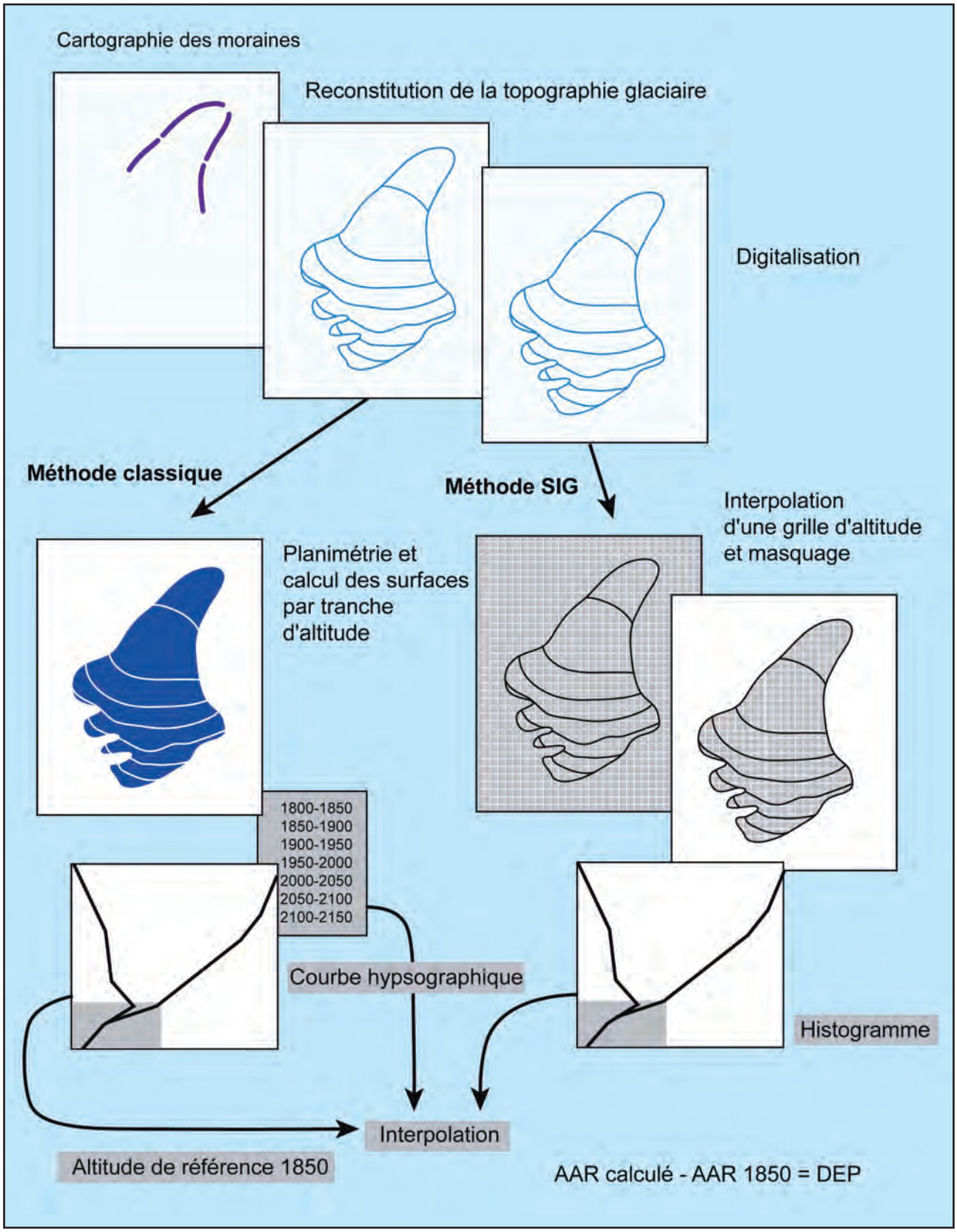
C'est la plus couramment utilisée par les chercheurs aujourd'hui (Dorthe-Monachon, 1988 ; Schoeneich, 1998 ; Coutterand et Nicoud, 2005). Le calcul a été réalisé avec la méthode classique, à partir des surfaces, par tranches d'altitude de 100 ou 50 m, à l'aide de la feuille de calcul Méthode 2/1.

• ***La méthode THAR (Toe-to-headwall altitude ratios)***

La méthode THAR, utilisée par différents auteurs anglo-saxons a également été appliquée. Elle a permis de comparer les valeurs obtenues à la méthode hypsométrique (AAR).

• ***La méthode d'enracinement des moraines «Moränenansatzmethode»***

L'altitude de départ des moraines a été relevée pour chaque position reconstituée et utilisée comme moyen de contrôle de la validité du calcul de la ligne de névé. La valeur observée



sédimentologie.

Fig. III. 34 – Méthodes de reconstitutions des surfaces glaciaires : méthode classique et méthode SIG (d'après Schoeneich, 1998).

était, dans bien des cas, sensiblement égale ou inférieure au résultat du calcul. Plus rarement, les moraines débutaient plus haut que la ligne de névé calculée par la méthode hypsométrique (AAR).

Calcul de la dépression de la ligne d'équilibre glaciaire

- L'altitude de référence de 1850

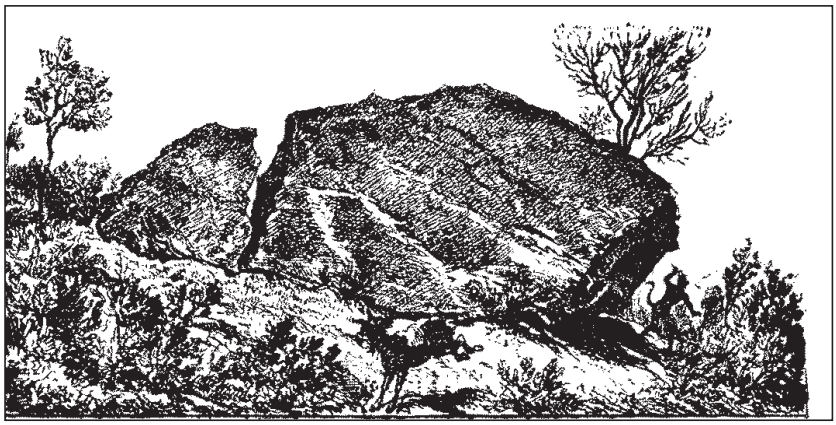
Ce calcul considère la valeur de la LEG du maximum du Petit Age Glaciaire (par définition de 1850) comme valeur de référence (Gross *et al.,* 1978). Considérant que les extensions holocènes des glaciers alpins n'ont jamais dépassé l'extension maximale du PAG, c'est la valeur de la dépression de la ligne d'équilibre (DEP) par rapport à la référence de 1850 qui est considérée. La méthode implique au préalable de connaître la valeur de la LEG du stade de 1850 ; le calcul est réalisé en reconstituant la morphologie du glacier, extrapolée de la cartographie des moraines latérales et frontales.
En raison de l'absence de glaciers holocènes dans de nombreux massifs étudiés, en particulier les massifs subalpins, il n'était pas possible de définir une altitude de référence «historique» pour chaque glacier.

Trois solutions ont été retenues :

- utiliser la valeur du plus proche glacier de même orientation ;
- utiliser la valeur du dernier stade du Tardiglacaire récent (que nous avons bien identifié dans les Aravis) et en déduire une valeur de la LEG de 1850**,** « fictive » ;
- se baser sur la méthode de l'enracinement des moraines pour reconstituer le dernier stade du Tardiglaciaire et en extrapoler l'altitude de la LEG « fictive » de 1850.

Conclusion de la méthodologie

Cette présentation des différentes approches méthodologiques a pu sembler un peu fastidieuse pour le lecteur. Il nous paraissait important de décrire les différents outils mis à notre disposition. La connaissance de ces méthodes de travail nous a permis de porter le regard le plus objectif possible devant les résultats acquis.
Le recueil des archives glaciaires passe obligatoirement par une bonne connaissance du terrain. Ce travail s'appuie donc, en majeure partie, sur les relevés cartographiques des héritages géomorphologiques quaternaires et sur des outils de recherche associés à la géomorphologie dite «classique». Les caractéristiques de notre terrain d'étude nous ont conduit vers d'autres approches méthodologiques qui intègrent des techniques liées aux études de géomorphologie glaciaire classique, tels les calculs morphométriques des surfaces glaciaires, la connaissance des processus glaciaires actuels, les analyses pétrographiques macroscopiques et microscopiques des dépôts glaciaires ou la



Pierre de la Mule du Diable dans le Bas Dauphiné (Artas, Isère). Dessin de A. Falsan (Falsan et Chantre, 1879).

Pierre du diable, Trept, Isère (Isle Crémieu). Dessin de A. Falsan (Falsan et Chantre, 1879).

La Pierre à Bolet (650 m^3), un des plus volumineux blocs erratiques du granite du Mont-Blanc sur le versant oriental du Mont Suchet (Jura suisse, 1180 m).

Planche hors-texte 8 : Quelques blocs erratiques remarquables.

IV - RÉSULTATS

IV – RÉSULTATS 179

A - LA RECONSTITUTION DE FLUX GLACIAIRES AU MAXIMUM WÜRMIEN (WGM) 183
1 - APPROCHE GLOBALE DU SYSTÈME GLACIAIRE 183
1. 1 - Reconstitution de la ligne d'équilibre glaciaire du système global 184
1. 2 - Approche systémique des variations de l'altitude de la LEG 184
1. 2. 1. Une forte alimentation 184
1. 2. 2. Des températures ***basses et des précipitations solides faibles*** *185*
1. 3 - Les méthodes d'approche et leurs applications au complexe glaciaire Rhône/Arve/Isère 186
1. 3. 1 - La méthode hypsométrique ou de partage des surfaces 186
1. 3. 2 – La méthode de l'enracinement des moraines 187
1. 3. 3 – La méthode THAR (Toe-to-headwall altitude ratios) 188
2 - L'ALIMENTATION DES LOBES DE PIÉMONT 189
2. 1 - Le lobe suisse (lobe de Wangen) 189
2. 1. 1 - La paléogéographie 189
2. 1. 2 - L'alimentation du lobe suisse 195
2. 1. 3 - La complexité des flux : un problème de dynamique glaciaire 195
2.2 - Le lobe lyonnais 198
2. 2. 1 - La paléogéographie 198
2. 2. 2 - Les apports de nouvelles observations sur le CMI 202
2. 2. 3 - L'alimentation du lobe lyonnais 209
2. 3 - Le lobe de Moirans en basse Isère 249
2. 3. 1 - La paléogéographie 249
2. 3. 2 - L'alimentation du lobe de Moirans 253
3 - DIFFLUENCES ET TRANSFLUENCES EN ZONES D'ALIMENTATION 265
3. 1 - Le massif du Mont-Blanc et le bassin de l'Arve 266
3. 1. 1 – Géomorphologie et reconstitution paléogéographique 266
3. 1. 2 - Reconstitution des flux et diffluences 270
3. 2 – La haute vallée du Rhône et le Valais 273
3. 2. 1 - Géomorphologie et reconstitution paléogéographique 273
3. 2. 2 - Reconstitution des flux et diffluences 276
3. 3 - Le massif de la Vanoise, les bassins de Tarentaise et de Maurienne 278
3. 3. 1 - La Tarentaise 279
3. 3. 2 - La Maurienne 281
3. 3. 2 - Reconstitution des flux et diffluences 282
3. 4 - Le massif des Ecrins et le bassin de la Romanche 285
3. 4. 1 – Géomorphologie et reconstitution paléogéographique 285
3. 4. 2 - Reconstitution des flux et diffluences 285
4 - LE RÔLE DES GRANDES CLUSES DES MASSIFS SUBALPINS
INTERACTIONS DES GLACIERS ALPINS AVEC LES MASSIFS SUBALPINS 288
4. 1 - La cluse de Chambéry et le val du Bourget 288
4. 1. 1 - Reconstitutions paléogéographiques 288
4. 1. 2 - Reconstitution des flux 291
4. 2 - La cluse d'Annecy 293

4. 2. 1 – Reconstitutions paléogéographiques....293
4. 2. 2 – Reconstitution des flux....298
4. 3 – Interactions avec les massifs subalpins....300
4. 3. 1 – Le massif du Chablais....300
4. 3. 2 – Le massif des Aravis....309
4. 3. 3 – Le massif des Bauges....312
4. 3. 4 –Le massif de la Chartreuse....321
4. 3. 5 - Le massif du Vercors....327
Carte paléogéographique....332

B - Modalités de la déglaciation des Alpes nord-occidentales ..333
1 – Les étapes de la déglaciation du piémont lyonnais et de la basse Isère....334
1. 1 - Le piémont lyonnais....334
1. 2 - La basse Isère et l'ombilic de Moirans....340
2 - Moyenne vallée du Haut-Rhône, entre l'avant-pays savoyard et le bassin lémanique....344
2. 1 - Caractères topographiques du substratum....344
2. 2 - Cartographie et position topographique des formations supra - morainiques....344
2. 3 - Interprétation des modalités du retrait glaciaire et influences des flux....345
3 - La déglaciation de la basse vallée de l'Arve, les déconnexions avec les diffluences....360
3. 1 - Stades confluents avec le glacier du Rhône....360
3. 2 - Les stades de retrait individualisés dans la vallée de l'Arve....362
3. 3 – Les interactions du glacier de l'Arve avec les diffluences....368
4. L'individualisation des appareils dans les autres vallées....369
4. 1 - La cluse d'Annecy – Faverges, le rôle du glacier de l'Arve....369
4. 2 - Le glacier du Rhône dans la cuvette lémanique....369
4. 3 - Les glaciers «isérois» du Grésivaudan et du val du Bourget....376
5. Corrélations d'une vallée à l'autre....378
5. 1 - Corrélation de la récurrence de Genève avec la déglaciation de la vallée de l'Arve..378
5. 2 - La dernière récurrence : corrélation entre les vallées du Rhône, de l'Arve,et de l'Isère..378

C - Le problème de la datation du WGM 381
1 – Analyses des données disponibles....381
1. 1 - Les données mondiales et la Fennoscandie....381
1. 2 – Dans les massifs montagneux des moyennes latitudes....382
2 – Analyse critique des méthodes de datation....385
2. 1 - Méthodes de datation directe de la géomorphologie glaciaire....385
2. 2 - Méthodes de datation indirecte de la géomorphologie glaciaire....385
2. 3 - Choix des sites....387
2. 4 - Choix des échantillonnages....387
3 – Discussions et hypothèses....389
3. 1 - Le problème de la disparité des âges....389
3. 2 - Hypothèses....390

L'état des connaissances que nous avons voulu exhaustif souligne de nombreux problèmes et incohérences (cf. § II. 5), et dégage ainsi la problématique. Le travail présenté ici a pour objectif d'exposer les résultats acquis.
Il s'articule autour des trois thématiques suivantes :
A. La reconstitution de flux glaciaires au maximum würmien (WGM) ;
B. Les modalités de la déglaciation des Alpes nord-occidentales ;
C. Le problème de la datation du dernier maximum glaciaire.

A - La reconstitution de flux glaciaires au maximum würmien (WGM)

Introduction

La présence, au Pléistocène récent, de glaciers de piémont coalescents s'étendant du Moyen Pays suisse jusque à la basse Isère a été reconnue dès le milieu du XIX^{e} siècle (Lory, 1860-1864, 1871 ; Falsan et Chantre, 1879-1880 ; Favre, 1884 ; Du Paquier, 1885 ; Penck et Brückner, 1909 ; Nussbaum, 1911). On admet traditionnellement que le glacier du Rhône a produit deux lobes de glace pendant le dernier cycle glaciaire würmien : un «lobe suisse» débordant de la cuvette lémanique vers le nord et s'avançant jusqu'à Wangen (canton de Soleure) et un «lobe lyonnais» s'avançant jusqu'au complexe des «moraines internes» (CMI) de l'Est lyonnais. De même, la plupart des auteurs (Monjuvent, 1978), attribuent au seul glacier de l'Isère la formation du lobe de Moirans. Cette vision traditionnelle attribuant les différents lobes de piémont à tel ou tel appareil doit être reconsidérée. Afin de répondre à la question posée (part des glaciers alpins contribuant à l'alimentation du lobe lyonnais), il convient d'adopter une vision globale du système glaciaire. En effet, la complexité du réseau glaciaire, en grande partie anastomosé tout au moins dans sa partie amont, rend difficile l'identification des principaux flux et des bassins versants dont ils sont issus. Pour les reconstituer, nous nous sommes donc fixé plusieurs objectifs :

• reconsidérer les hypothèses concernant l'alimentation des deux lobes de piémont attribuée au glacier du Rhône : le lobe de Wangen sur le plateau suisse et le lobe lyonnais sur l'Est lyonnais ;

• identifier les flux responsables de l'alimentation du lobe de Moirans dans l'ombilic éponyme et la langue glaciaire de la basse Isère ;

• déterminer l'origine des flux glaciaires qui ont emprunté les grandes cluses des massifs subalpins ;

• enfin identifier les flux glaciaires qui ont difflué dans les massifs subalpins.

1 - Approche globale du système glaciaire

La reconstitution de l'englacement des Alpes nord- occidentales au cours de l'extension paroxysmale du dernier cycle glaciaire (WGM) s'appuie sur les témoins géomorphologiques et sur l'identification des traceurs qui nous permettent de distinguer les différentes aires d'alimentation glaciaire.
Afin d'atteindre cet objectif, nous avons utilisé une méthodologie qui permet de croiser les données et les résultats obtenus. Elle s'articule autour des quatre points suivants :

• détermination de l'altitude de la ligne d'équilibre glaciaire (LEG) de la surface totale du système glaciaire, afin de positionner en deux dimensions (spatiale et altitudinale) les surfaces des appareils glaciaires situées en zone d'accumulation et celles situées en zone d'ablation ;

• identification et cartographie des témoins géomorphologiques intégrant à la fois l'altitude des moraines et la nature des dépôts glaciaires propres à chaque extension sur les piémonts ;

• identification, dans la mesure où les unités lithologiques le permettent, des marqueurs pétrographiques propres aux bassins versants à l'origine des flux glaciaires ;

• analyse de la fraction fine des dépôts glaciaires dans le but de faire ressortir les proportions de minéraux lourds caractérisant chaque bassin versant, source des flux glaciaires.

1. 1 - Reconstitution de la ligne d'équilibre glaciaire du système global

Un glacier peut être considéré comme un système hydro-climatique ouvert. Sa dynamique propre intègre de nombreux paramètres : dissymétrie, rétroaction, inertie, rééquilibration, et des variations complexes du système climatique global atmosphère-océans-glaciers, engendrées par la contrainte énergétique astronomique. Cette dernière peut être calculée et exprimée par la variation de la quantité d'insolation en fonction de la latitude et du temps. Modulée par le système climatique terrestre, elle est la cause première des disparités.
La ligne d'équilibre glaciaire (LEG) représente la limite entre les zones d'accumulation et d'ablation. Elle représente la section du glacier qui enregistre le maximum de débit de glace en une année (Paterson, 1994) ; le bilan de masse y est nul. Parfois assimilée de manière réductrice à la ligne de névé, la LEG fluctue au cours du temps, en fonction des variations climatiques (précipitations et températures). L'altitude de la ligne d'équilibre détermine l'extension d'un appareil glaciaire. Sa situation proximale ou distale par rapport à un lobe de piémont à alimentation multiple, (*i.e.*) le lobe lyonnais, permet de mieux définir la contribution de tel ou tel bassin versant.

Malgré tout, cette définition un peu simplificatrice ne tient pas compte du rapport entre accumulation et pertes. Il importe ici de préciser la notion de LEG.

1. 2 - Approche systémique des variations de l'altitude de la LEG

La naissance et la survie d'un glacier dépendent principalement des facteurs climatiques suivants : (i) les précipitations solides ; (ii) les températures ; (iii) le vent ; (iv) le rayonnement solaire ; (v) l'humidité de l'air ; (vi) la topographie ; (vii) la latitude ; (viii) et l'altitude.
La méthode la plus pertinente pour définir à une période donnée, l'état de santé, ou plus exactement l'état d'équilibre d'un glacier consiste à disposer d'une série de bilans de masse annuels. Le bilan de masse représente la différence entre l'accumulation des précipitations (complété des apports éoliens et avalanches) et les pertes par ablation (fonte), exprimée en volume équivalent en eau à la fin d'un cycle annuel d'accumulation et d'ablation et/ou vêlage, sur une année hydrologique.
En théorie, dans le cadre de l'étude des paléo-environnements glaciaires quaternaires, il serait possible de modéliser les paléo-bilans de masse du système glaciaire étudié. Mais cette modélisation se trouve confrontée à trop d'incertitudes, ne serait-ce que les valeurs des précipitations ou des températures.
L'approche systémique du système hydro-climatique ouvert, figuré par un appareil glaciaire ***(fig. 1. 1),*** incluant la topographie, la température, les précipitations et la durée de fonctionnement du système, permet de contourner ce problème de données.

Du rapport entre accumulation et pertes découle l'existence du glacier : deux cas extrêmes peuvent être envisagés :

1. 2 . 1 - Une forte alimentation

C'est le cas des glaciers qui se développent en Patagonie, où les précipitations atteignent environ 5 000 mm/an, ou au Gorner (2500 mm/an) (Zryd, 2001) : on est en présence d'un appareil bien alimenté sous un climat arrosé, aux températures moyennes proches de 0°C (conditions de glaciers de type tempéré). Sa zone d'accumulation sera alors plus réduite et le rapport « Accumulation Area Ratio » (AAR) sera dans ce cas inférieur à 0,67. Cet appareil

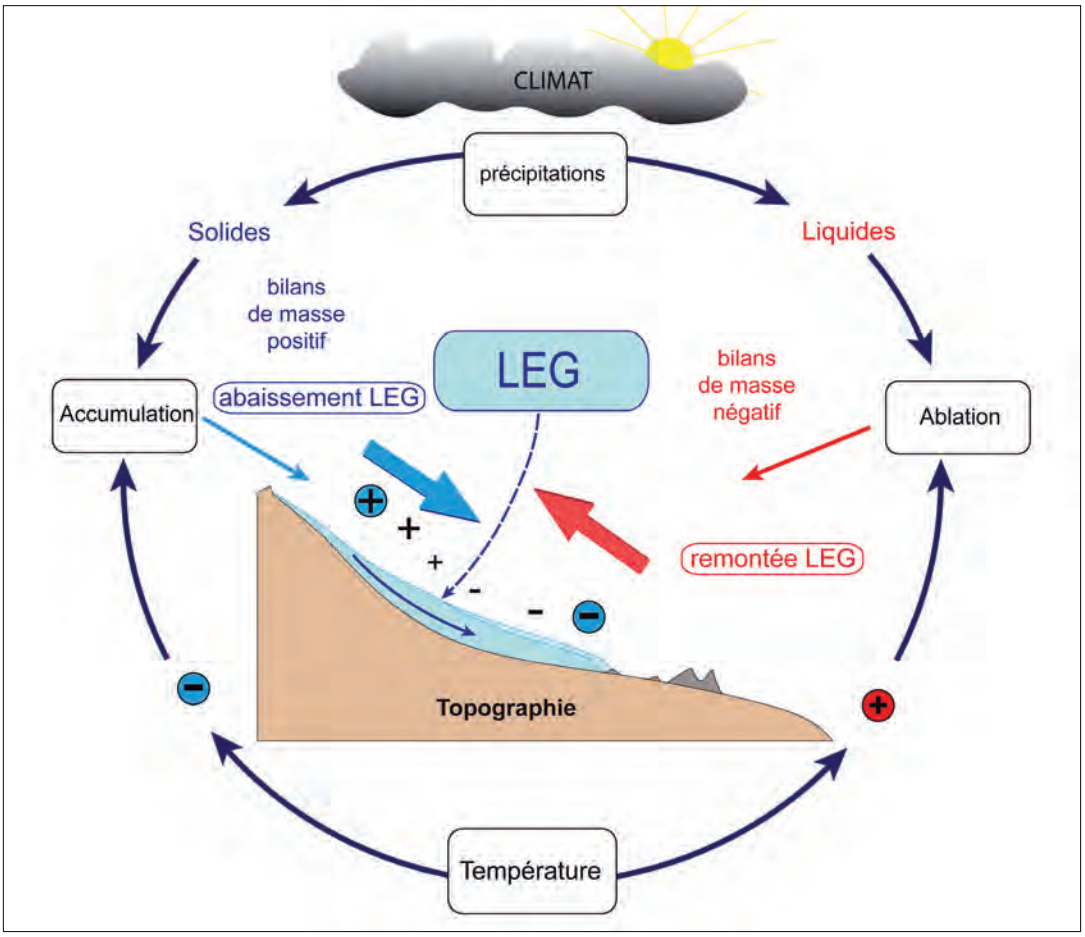


Fig. 1. 1 - Schéma - approche systémique de la LEG : à droite de la figure, les différents paramètres influençant la remontée de la LEG. A gauche de la figure les paramètres favorisant l'abaissement de la LEG. La durée de fonctionnement contraint les deux processus.

sera soumis à une dynamique d'écoulement rapide.

1. 2 . 2 - Des températures basses et des précipitations solides faibles

Ce cas peut-être symbolisé par l'Antarctique, où l'accumulation est extrêmement faible, équivalente à environ 20-30 mm/an d'eau au centre. L'ablation y est quasi nulle et seul le vêlage des icebergs assure l'évacuation de la glace. On est en présence d'un appareil glaciaire soumis à un climat très froid et à des précipitations très faibles (glaciers de type froid). Le glacier est entièrement situé en zone d'accumulation, et le rapport Accumulation Area Ratio sera dans ce cas bien supérieur à 0,67. Cette dynamique glaciaire a été envisagée par Haeberli (1986) dans sa reconstitution du LGM des Alpes du Nord où il envisageait un type de glaciers peu mobiles, à faible dynamique d'écoulement.

Cette approche systémique montre qu'aucune méthode permettant de déterminer l'altitude de la LEG, n'apporte de solution acceptable si elle est appliquée isolément. Sans informations relatives aux paléo - bilans de masse, seul le croisement des méthodes de calcul et des données de terrain peut permettre de déterminer la paléo-ligne d'équilibre glaciaire.

Ainsi, les données de terrain doivent intégrer plusieurs éléments déterminants destinés à préciser la paléogéographie du glacier :

- les données géomorphologiques, incluant les constructions morainiques et les formations juxta-glaciaires ;
- une reconstitution paléogéographique précise, incluant la reconstitution topographique des surfaces glaciaires et les courbes de niveaux.

1. 3 - Les méthodes d'approche et leurs applications au complexe glaciaire Rhône/Arve/Isère

Afin de déterminer l'altitude de la LEG et de réduire les marges d'erreur, trois méthodes différentes ont été utilisées et croisées :

1. 3. 1 - La méthode hypsométrique ou de partage des surfaces

La méthode de calcul de la LEG la plus couramment utilisée est la « *Flächenteilungsmethode* ». Elle se fonde sur l'hypothèse que le rapport de surface entre les zones d'ablation et d'accumulation d'un glacier en équilibre reste constant. Cette relation s'exprime soit par le rapport surface d'accumulation/surface d'ablation (Sa/Se), soit par le rapport de la surface d'accumulation sur la surface totale (AAR = *Accumulation Area Ratio).*
Ainsi, en appliquant ce rapport à la surface glaciaire reconstituée, on peut déterminer l'altitude théorique de sa ligne d'équilibre.
On considère alors qu'un rapport de 2/3 / 1/3 (AAR = 0,67) est conforme à la moyenne observée (Kerschner, 1976 ; Gross *et al.*, 1978) pendant une période de crue, voire de stabilisation des fronts.
Cette méthode a été appliquée à la surface totale du complexe glaciaire Rhône/Arve/Isère au WGM avec le rapport standard de 0,67. A l'aide de l'utilisation d'un planimètre sur une carte au 1 : 200 000 du système glaciaire, nous avons obtenu une superficie totale du complexe glaciaire de 25 900 km².
Les surfaces considérées, calculées par tranches altitudinales de 100 m, permettent de distinguer une zone d'accumulation de 17 200 km² et une zone d'ablation, de 8 700 km2 ***(fig. 1. 2)***.
La répartition des surfaces suggère une valeur moyenne de la LEG comprise entre 1250 m et 1300 m d'altitude.

Dans cette hypothèse, la zone d'alimentation des lobes nord et sud du glacier du Rhône s'étend pratiquement jusqu'au Jura, une partie du bassin lémanique étant alors située en zone d'accumulation ***(fig. 1. 3)***. Dans la vallée de l'Arve, la zone d'alimentation s'étend jusqu'à l'ombilic de Bonneville. Les bassins de l'Arve et du Giffre étant alors situés en zone d'accumulation. Dans le Grésivaudan, la zone d'accumulation s'étend jusqu'à la cluse de Chambéry. Enfin, la presque totalité du bassin de la Romanche se situe en zone d'accumulation. Nous verrons par la suite les implications qui découlent de cette proposition de localisation géographique de la LEG.

Zone d'alimentation :	Surfaces
Valais + Chablais + Sarine	7 800 km²
Arve + Giffre	2 000 km²
Beaufortin + Tarentaise + Maurienne Nord	4 200 km²
Maurienne Sud + Belledonne	1 300 km²
Romanche	1 100 km²
Jura	800 km²
S / Total alimentation	17 200 km²
Zone d'ablation	**Surfaces**
Glacier du Rhône, lobe suisse	2 400 km²
Glacier du Rhône, lobe genevois + Chautagne	1 700 km²
Arve	1 000 km²
Glacier isérois Grenoble + lobe de Moirans	1 200 km²
Glacier isérois Chambéry + Siérroz + lobe lyonnais	2 400 km2
S / totale ablation	8 700 km²
S / Totale :	25 900 km²
Surface ablation = 0,337	AAR = ~ 0,663

Fig. 1. 2 - Tableau de répartition des surfaces avec AAR 0,67. Dans cette hypothèse la ligne d'équilibre est située à l'altitude de 1 250 ± 50 m.

1. 3. 2 – La méthode de l'enracinement des moraines

Dans le but de contrôler les valeurs obtenues par la méthode de l'AAR, cette méthode a été appliquée. La « *Moränenansatzmethode* » se base sur le fait que les moraines superficielles et latérales ne prennent naissance qu'en-dessous de la ligne d'équilibre glaciaire (Lichtenecker, 1936). Bien que la méthode ne soit applicable qu'à des glaciers à topographie régulière, nous nous sommes appuyés sur nos observations de terrain et sur la cartographie des moraines latérales identifiées dans les grandes vallées. Il est alors possible de confronter notre première approche à celle issue de cette méthode. Les observations montrent que dans la vallée de l'Isère, les cordons morainiques du glacier isérois, versant Belledonne, ne dépassent pas 1 290 m d'altitude (col du Barioz, plateau de Lavel). Dans la cuvette lémanique, les constructions morainiques les plus élevées atteignent 1230 m sur le versant occidental du massif des Voirons. D'une manière générale, les témoins sont rares, très dispersés et ne dépassent que très rarement 1300 m d'altitude.

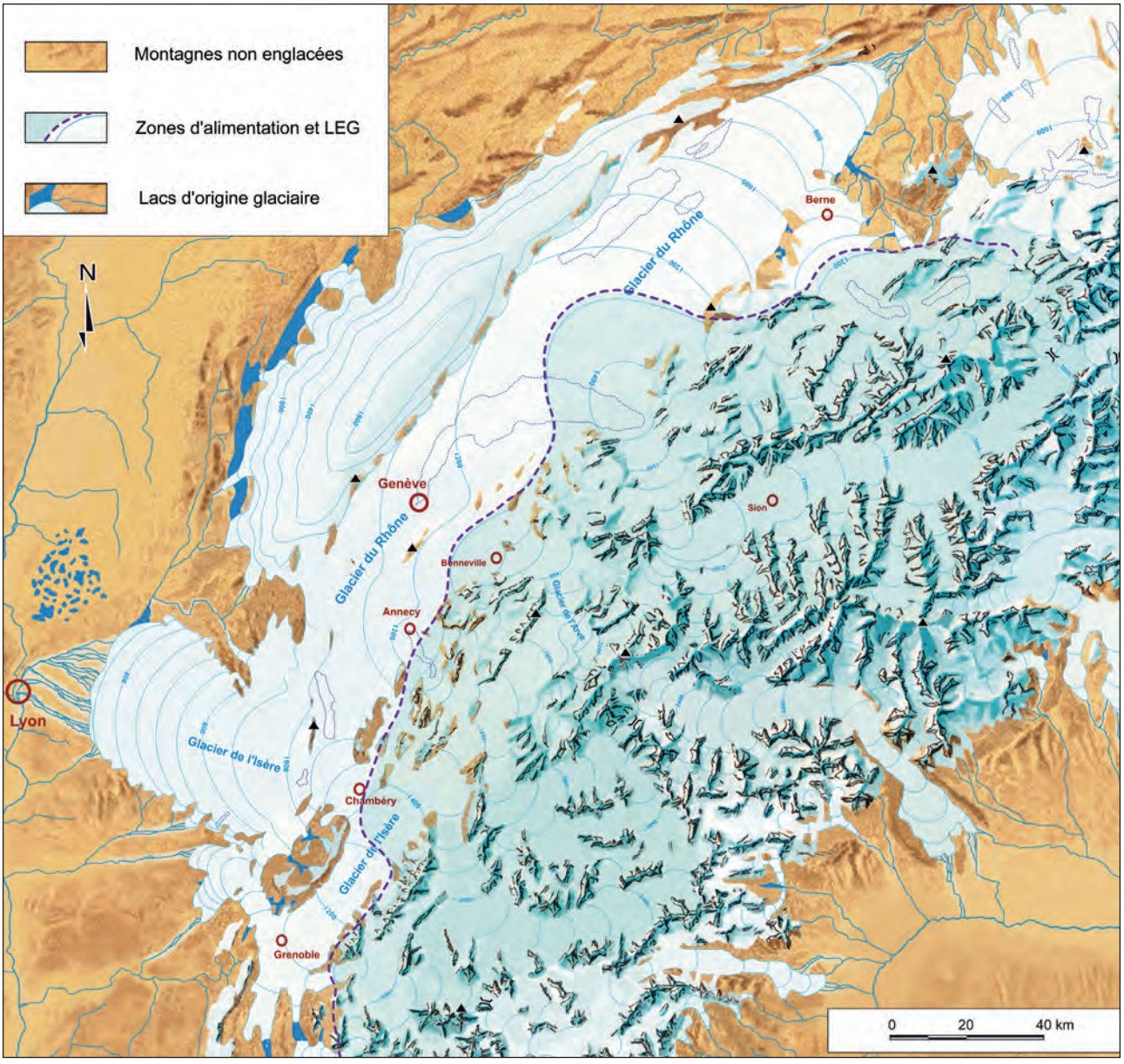


Fig. 1. 3 - Paléogéographie du WGM des Alpes nord-occidentales : localisation de la ligne d'équilibre glaciaire du système global et identification des zones d'alimentation du complexe glaciaire Rhône/Arve/Isère.

Ces valeurs sont proches de la LEG calculée par la méthode de l'AAR.

Cependant, cette méthode interroge : en effet, les constructions morainiques les plus élevées ne pourraient-elles pas avoir été déposées en fin de période froide ? De plus, pendant la courte période « post maximum », durant laquelle la LEG commence à remonter en altitude, la surface topographique du glacier ne réagit pas de façon synchrone (temps de réponse des grands appareils) à la remontée altitudinale de la LEG. De ce fait, le glacier dépose sa charge détritique (cordons morainiques latéraux) dans une zone qui était située antérieurement en zone d'accumulation, notamment durant la période où le glacier était à l'équilibre.
Ainsi, les altitudes maximales atteintes par les moraines latérales fournissent une bonne approximation de l'altitude de la LEG, mais cette méthode ne constitue pas pour autant un vecteur rigoureux et fiable de contrôle des valeurs déterminées par calcul.

1. 3. 3 – La méthode THAR (Toe-to-headwall altitude ratios)

La méthode THAR, utilisée par les auteurs anglo-saxons (Oviatt, 1994 ; Shakun, 2003 ; Munroe *et al.*, 2006 ; Zhang *et al.*, 2009) a également été appliquée. La valeur moyenne altitudinale des rimayes situées dans toutes les zones d'alimentation a ainsi pu être déterminée. Elle est de l'ordre de 2900 m, avec une altitude moyenne des fronts située aux environs de 270 m, en tenant compte des fronts de la basse Isère (180 m), de l'Est lyonnais (200 m) et de Wangen (440 m).

Le tableau ci-dessous montre l'application de la méthode de calcul à notre système glaciaire.

Moyenne front 273 m	Altitude moyenne des rimayes 2900 m
Valeur THAR 2900 – 273	2626
2626 x AAR 0, 60 = 1575	LEG 2900 - 1575 = 1325 m

Après application du ratio de 0, 60, on obtient une valeur LEG située à 1325 m. Cette précision, intrinsèque à la méthode de calcul peut paraître présomptueuse; elle n'en représente pas moins une valeur «contrôle» qui confirme le résultat obtenu par l'AAR 0,67. Cependant, il faut garder à l'esprit que cette méthode ne peut être appliquée, à elle seule, pour des lobes de piémont.

Conclusion sur le calcul de l'altitude de la LEG

Après avoir déterminé une position potentielle de la ligne d'équilibre glaciaire *via* le croisement de trois différentes méthodes, une valeur moyenne de 1300 ± 50 m peut-être avancée. Cette valeur doit tenir compte de la latitude des appareils glaciaires. Ainsi, la LEG du glacier de la Romanche, le plus méridional de notre système, a pu se situer vers 1350 m, alors que celle du glacier du Rhône plus au Nord pouvait avoisiner 1250 m. Les valeurs que nous avons obtenues sont supérieures à celles de 1100 m avancées par Buoncristiani (1997) pour la calotte jurassienne au climat plus froid, et de 1000 m d'altitude proposé par Haeberli et Penz (1985) dans leur étude du glacier du Rhône et du lobe de Wangen au «LGM».
En effet ces derniers avaient modélisé cet appareil et son extension sur le plateau suisse qu'ils considéraient synchrone du maximum de froid mondial, en tenant compte des paléo températures et paléo précipitations du «LGM» (18000 ^{14}C BP). Se basant alors sur un climat froid et sec, leur modélisation aboutissait à une dynamique de glacier froid.

2 - L'alimentation des lobes de piémont

2. 1 - Le lobe suisse (lobe de Wangen)

2. 1. 1 - La paléogéographie

Elle est bien cernée par les auteurs suisses. Au débouché de l'étroit couloir allant de Martigny à l'actuel lac Léman, le glacier du Rhône s'étalait en une vaste nappe sur l'emplacement du plateau suisse, venant buter contre le flanc oriental du Jura. Il donnait alors naissance à deux gigantesques lobes de glace, le plus septentrional recouvrant l'emplacement des actuels lacs sub-jurassiens (lacs de Bienne et de Neuchâtel) et le cours de l'Aar. La langue glaciaire s'étendait alors jusque au NE de Soleure dans la région de Wangen/Aar où les moraines frontales sont bien dessinées et regroupées sous le «*Stade de Wangen*» (du Pasquier, 1892 ; Nussbaum, 1911 ; Jäckli, 1962 ; Jayet, 1966 ; Hantke, 1980). L'autre lobe, d'une importance égale, envahissait la région lémanique et le cours du Rhône en aval du défilé de l'Ecluse.
Les travaux anciens relatifs au lobe de Wangen ont été décris précédemment ***(cf. § II – 2.1)***. Nous ne mentionnerons ici que les points remarquables :
Penck et Brückner (1909) définissent un «glacier helvétique» (helvetischer Gletscher, étudié par Eduard Brückner), issu des glaciers du Rhône valaisan, de la Sarine et de l'Aar. La configuration du glacier alpin au maximum würmien dans la cuvette lémanique est bien reconnue grâce aux nombreux travaux des auteurs suisses. L'altitude maximale de 1240 m atteinte par la glace a été définie précisément (du Pasquier, 1892 ; Gagnebin, 1937; Jäckli, 1962). A ce propos, une attention particulière sera accordée aux travaux de Louis du Pasquier (1892). S'appuyant sur l'altitude décroissante des constructions morainiques et du matériel erratique présent sur le flanc du Jura, il restitue avec précision le profil longitudinal du glacier. De plus, il s'attache à préciser la lithologie des blocs erratiques et reconnaît des roches du Valais, «*les schistes chloriteux, les arkésines, les gneiss d'Arolla*» et bien sur des «*protogines*» du Mont-Blanc. D'une altitude maximale de 1240 m au niveau du Mont-Tendre, la surface s'abaissait régulièrement jusqu'aux moraines terminales de la région de Soleure (Jäckli, 1970) à une altitude voisine de 450 m (pente moyenne de 0,9 % ; du Pasquier, 1892), ***(fig. 2. 1)***.

Les limites latérales gauches du lobe glaciaire au stade de Wangen sont matérialisées par des rides morainiques subparallèles qui couvrent le versant oriental du Jura. Elles sont associées à de nombreuses terrasses de kame ***(fig. 2. 2)***. Les contacts «glacier jurassien» et «glacier alpin» ont été reconstitués à partir des levés cartographiques et de la distinction entre till jurassien et till alpin (Aubert, 1965 ; Arn, 1984). De courtes langues glaciaires émissaires de la calotte empruntaient alors les dépressions topographiques de la chaîne orientale du Jura. La marge latérale droite du lobe glaciaire est soulignée par un till d'ablation dont les moraines rarement construites, recouvrent un substratum molassique (Nussbaum, 1911).

• ***Apport des nouvelles observations***

Les lacs d'obturation

Complétant le suivi des édifices morainiques, Du Pasquier (1893) a remarqué dans les synclinaux jurassiens, la présence de lacs d'obturation par le glacier du Rhône. Plus tard, Nussbaum (1916) conforte ces observations. Malheureusement ces données anciennes sont tombées dans l'oubli pendant près d'un siècle. Les auteurs suivants ne mentionneront plus ces phénomènes d'obturation. Même Jäckli (1962, 1970) semble ignorer ces éléments géomorphologiques au même titre que la présence d'une calotte jurassienne autochtone, alors déjà mise en évidence par D. Aubert (1965).

On relèvera dans le Jura, les paléo-lacs du Val-de-Travers et de Saint Ismier.
Le glacier du Rhône a difflué dans le Val-de-Travers, la langue glaciaire empruntant les

gorges de l'Areuse. Les moraines frontales sont peu abondantes et sont limitées aux Gorges de l'Areuse et à leur débouché sur la plaine de Noiraigue. Elles se présentent souvent sous l'aspect démantelé de traînées de blocs erratiques. Une crête morainique frontale rhodanienne obture la vallée en aval de Noiraigue. Elle atteint 940 m d'altitude et constituerait probablement un des premiers barrages contemporains du WGM ***(fig. 2. 3 et fig. 2. 4).*** Quelques blocs erratiques reposent sur cette formation (810 m), notamment un bloc erratique de 2 m^3 constitué de gabbros de l'Allalin provenant de la vallée de Saas (Valais). La présence d'alluvions à structures deltaïques identifiées à l'embouchure des ruisseaux alimentant Areuse (Val-de-Travers) et l'existence d'un remplissage lacustre puis palustre (50 à 150 m) entre Noiraigue et Fleurier, attestent de la présence de plusieurs lacs de barrages glacio-

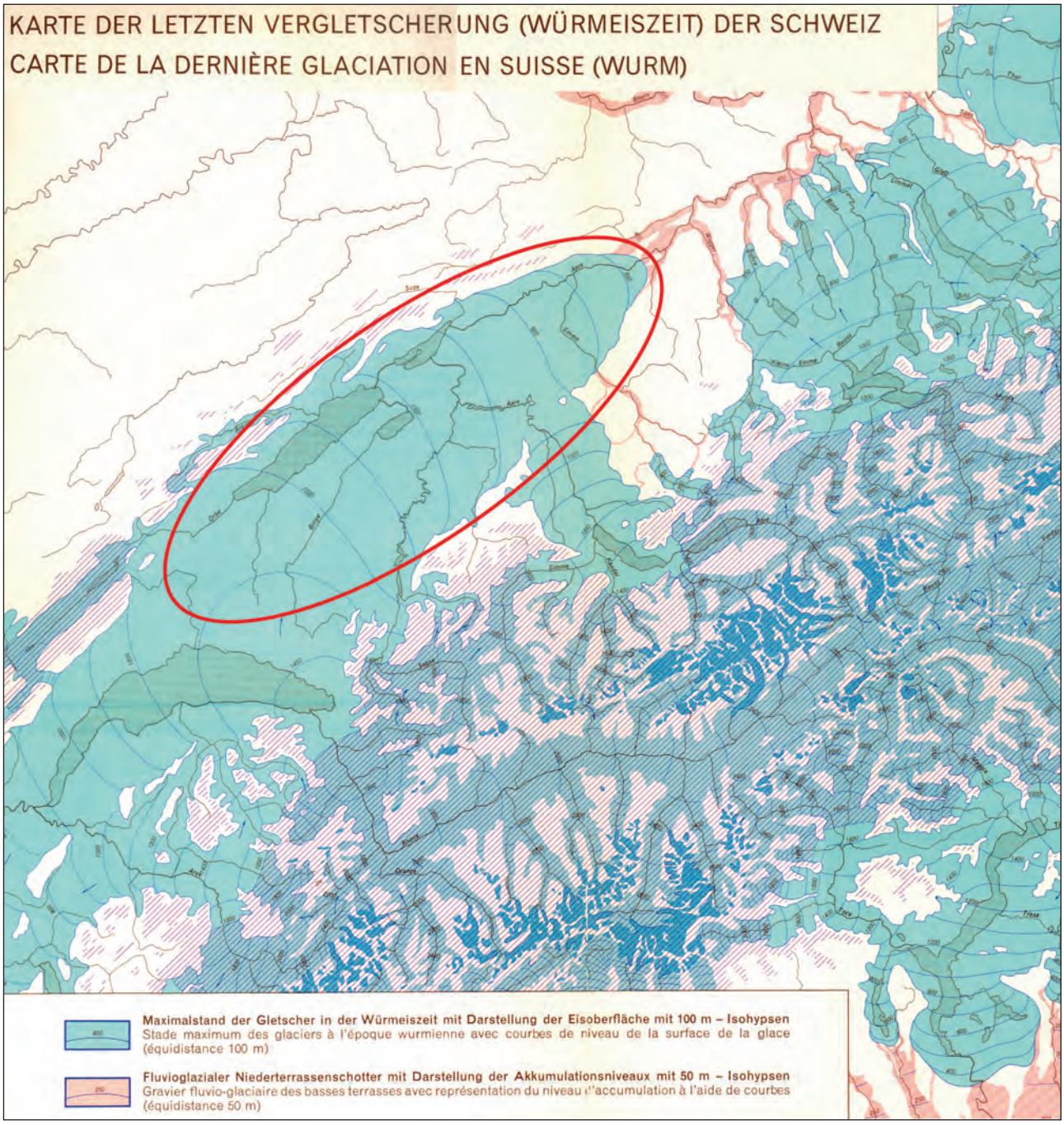


Fig. 2. 1 - Extrait de la carte de Jäckli (1962), (Eclogae Geol. Helv.), localisation du lobe de Wangen du glacier du Rhône.

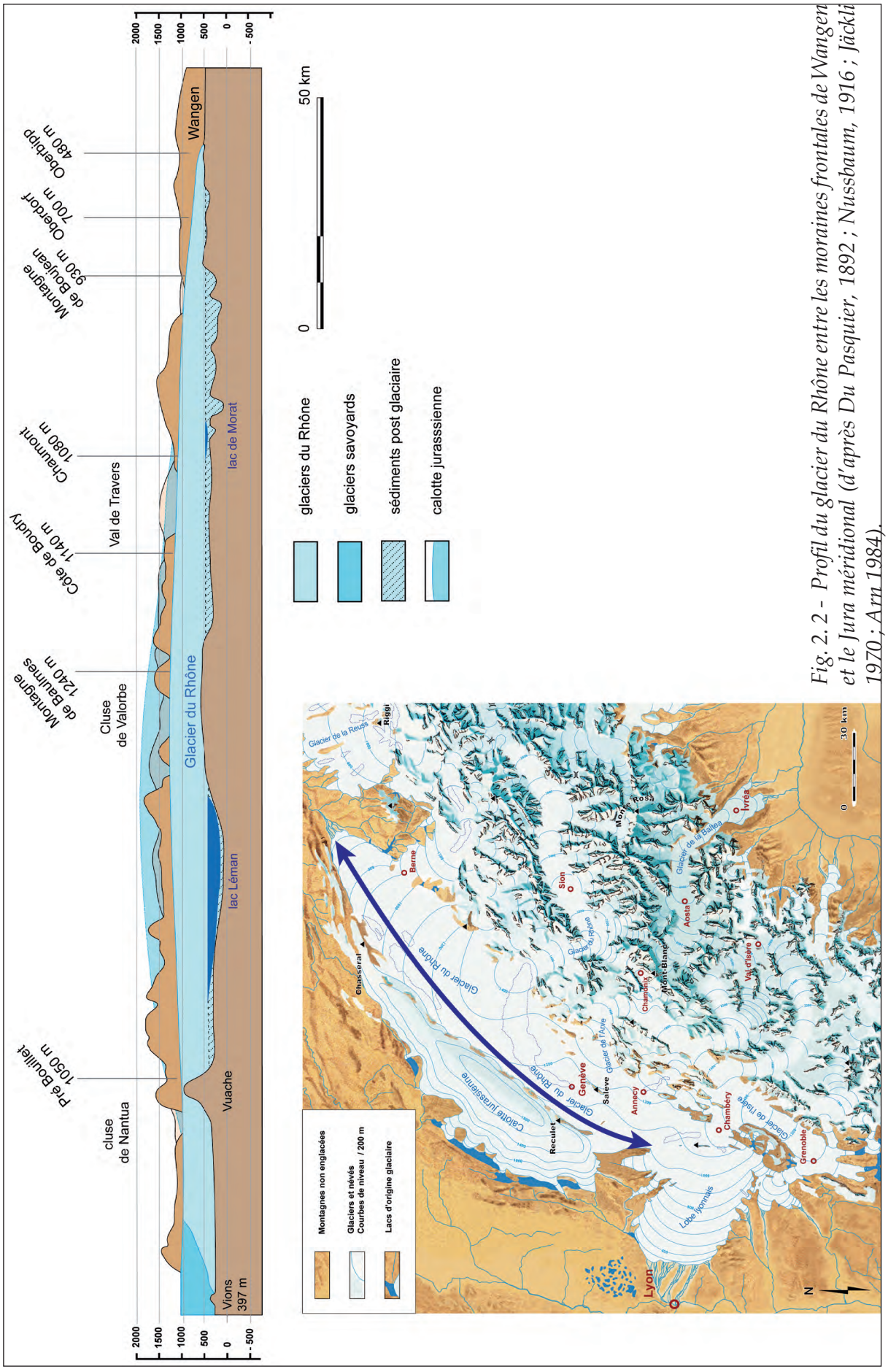


Fig. 2. 2 - Profil du glacier du Rhône entre les moraines frontales de Wangen et le Jura méridional (d'après Du Pasquier, 1892 ; Nussbaum, 1916 ; Jäckli 1970 ; Arn 1984).

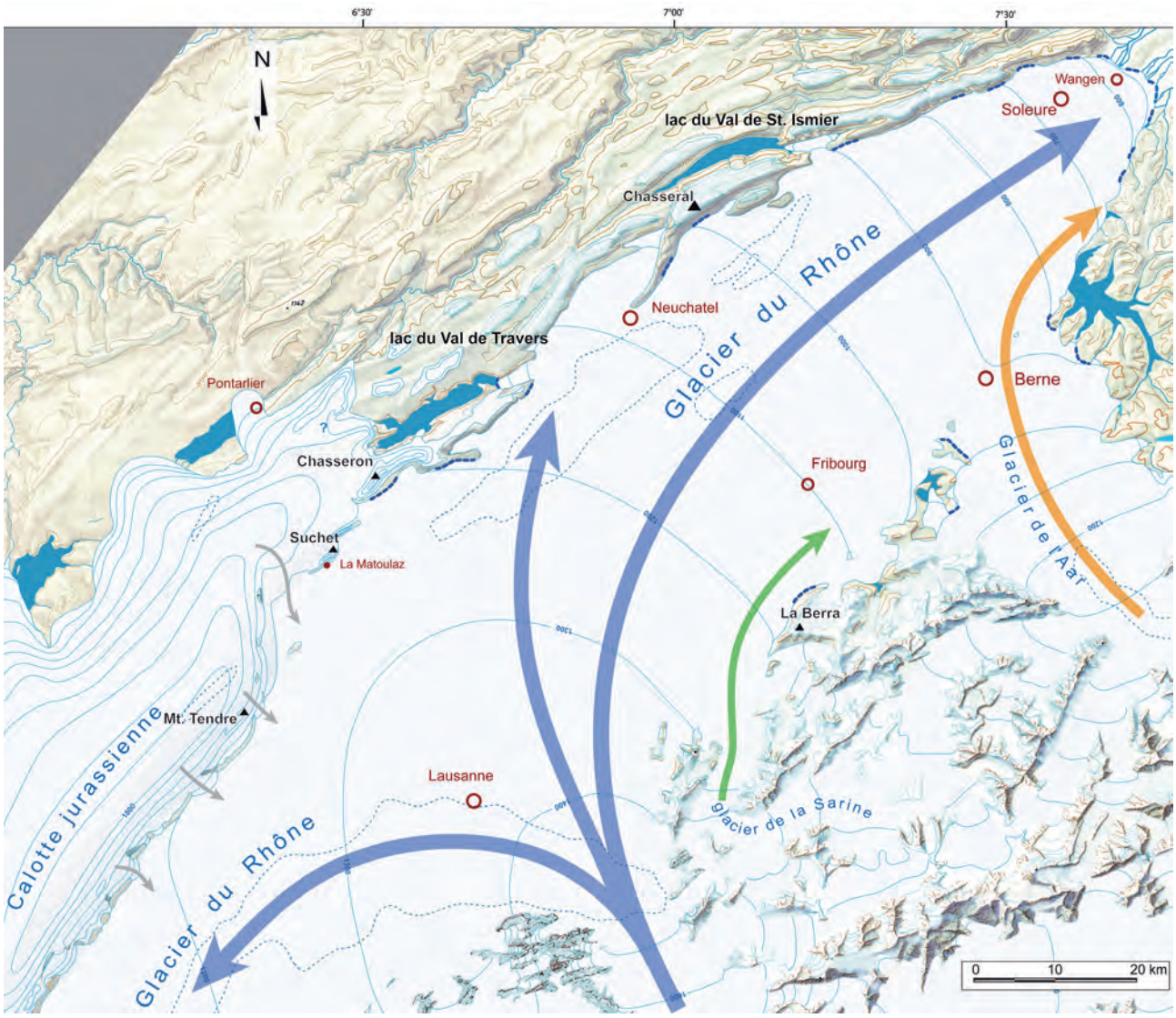


Fig. 2. 4 - Carte paléogéographique du lobe suisse et des lacs d'obturation, organisation des flux glaciaires.

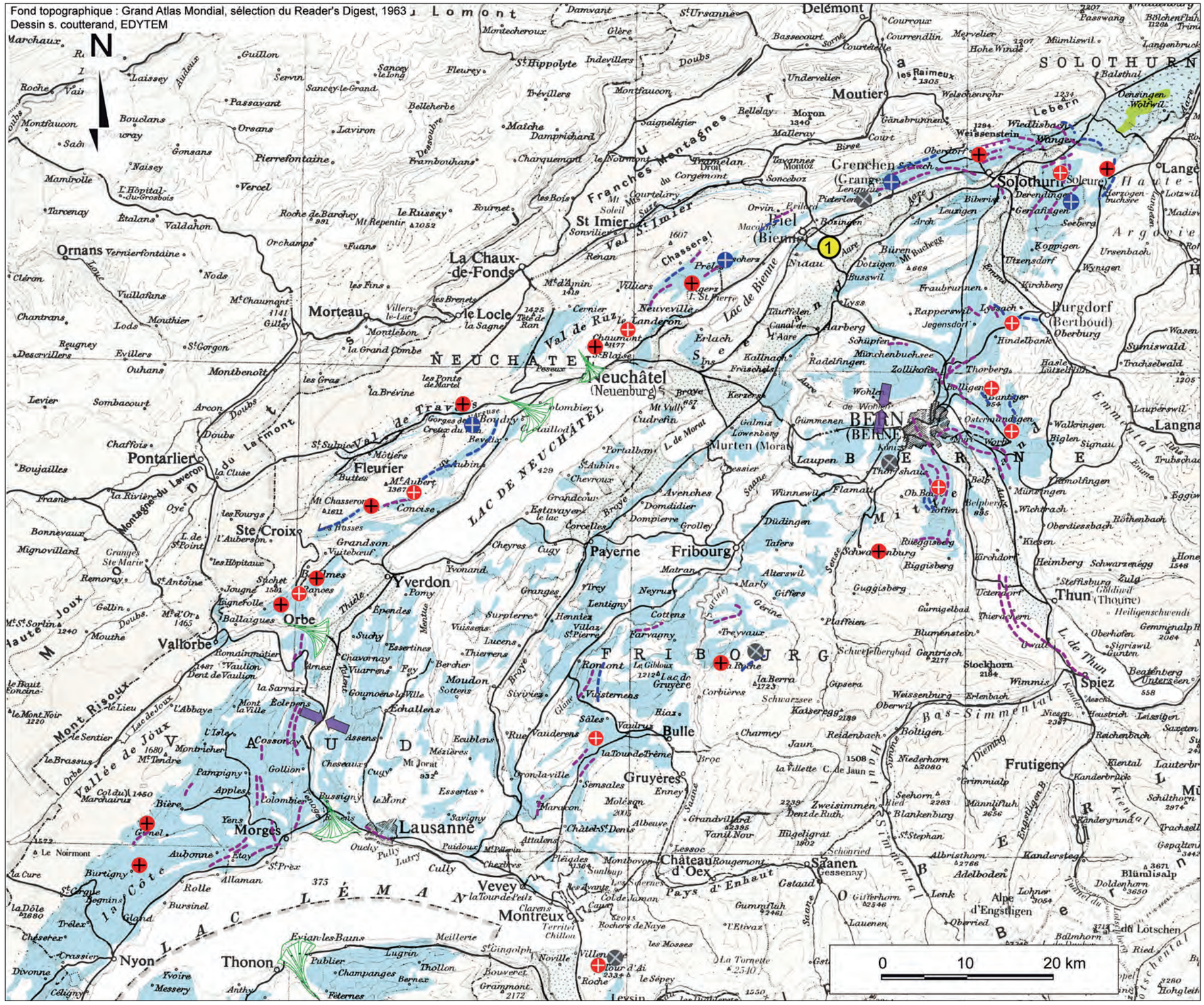


Fig. 2. 3 - Carte de synthèse des formations quaternaires du Seeland et localisation des blocs erratiques de granite, conglomérats permo-carbonifères et de gabbros de l'Allalin.
(1) - Situation d'un prélèvement des minéraux lourds Rhône, (Gasser et Nabholz, 1969).

morainiques de niveaux décroissants (Du Pasquier, 1893).
Le même scénario s'est déroulé dans le val de Saint-Ismier. Ce synclinal était alors barré par une langue diffluente du glacier du Rhône, déterminant un lac de cote 700 m. On doit à Nussbaum (1916) la seule cartographie de ce lac d'obturation qui est représenté sur la carte paléogéographique du lobe de Wangen.

2. 1. 2 - L'alimentation du lobe suisse

Au-delà du flux principal issu du Valais, il y a lieu de s'interroger sur la part à attribuer aux glaciers affluents. A l'ouest, une contribution des appareils jurassiens par des émissaires issus de la calotte peut-être envisagée. Les contacts «glaciers jurassiens» et «glaciers alpins» ont pu être reconstitués à partir des levés cartographiques et la distinction entre till jurassien et till alpin (Aubert, 1965 ; Arn, 1984). On relève que l'alimentation du glacier du Rhône par les glaces jurassiennes est directement dépendante de la topographie de la chaîne jurassienne. En effet, de courtes langues glaciaires jurassiennes empruntaient les dépressions topographiques de la chaîne orientale du Jura. Les sommets les plus élevés étaient partiellement découverts et émergeaient en nunatak (Campy et Arn, 1988). Les émissaires évacuateurs de la calotte s'écoulaient principalement par trois dépressions vers le plateau suisse :

- la dépression de Montricher ;
- la dépression de Romainmôtier ;
- puis la cluse de Vallorbe.

Cependant, la contribution de la calotte jurassienne à l'alimentation du glacier du Rhône doit être relativisée. En effet, elle serait limitée à des contacts glaces alpines/glaces jurassiennes car les dépôts glaciaires du versant oriental du Jura sont constitués principalement de matériel alpin.
À l'est, la contribution des glaciers de la Sarine et de l'Aar semble négligeable (Du Pasquier, 1885 ; Nussbaum, 1911 ; Ledermann, 1978 ; Kelly *et al.*, 2004). On peut alors considérer que la surface du bassin d'alimentation (400 km^2) du glacier de la Sarine était très modeste par rapport à celle du glacier du Rhône. D'après Schoeneich (2002), si ses glaces contribuaient à alimenter le flanc droit du glacier du Rhône, elles ne devaient guère dépasser la région fribourgeoise. De même, le glacier de l'Aar n'aurait qu'à peine conflué avec le glacier du Rhône, sans contribuer directement à l'alimentation du lobe terminal de Wangen. Cette hypothèse s'appuie sur les données pétrographiques des moraines latéro-frontales orientales du lobe de piémont, qui présentent du matériel erratique provenant du Valais (gabbros de l'Allalin et gneiss de la nappe de la Dent Blanche ; Nussbaum, 1911 ; Ledermann, 1978 ; Ivy-Ochs, 1996, 2004 ; Kelly *et al.,* 2004).

2. 1. 3 - La complexité des flux : un problème de dynamique glaciaire

D'après les différents travaux, le flux principal s'écoulait vers le nord, sur une distance de 100 km et était canalisé par les anticlinaux jurassiens. De cette extension, il reste une abondante couverture détritique (*ablation till*) sur le versant oriental du Jura, sous forme d'accumulations et d'alignements de blocs erratiques.
La pétrographie des blocs confirme la provenance depuis le Valais. Toutes les unités lithologiques sont représentées (Du Pasquier, 1892 ; Nussbaum, 1911 ; Ledermann, 1978 ; Spring, 2003 ; Burkhard et Spring, 2004), depuis le domaine le plus interne (austro alpin) jusqu'au domaine le plus externe (nappes du Chablais) :

- gabbros de l'Allalin, provenant de la vallée de Saas, en rive gauche du glacier du Rhône ;
- conglomérats permo-carbonifères provenant du massif des Aiguilles Rouges et de la Dent de Morcles, rive gauche et rive droite du glacier ;
- granites hercyniens du Mont–Blanc (la « protogine» des auteurs anciens), très abondants. Hormis l'origine du massif du Mont-Blanc, ces granites peuvent aussi provenir de la partie centrale du massif de l'Aar. En effet, ces deux massifs alimentent le glacier du Rhône en Valais. Le massif de l'Aar alimente

les flux de la rive droite du glacier du Rhône et le massif du Mont-Blanc les flux de la rive gauche.

Ayant pour objectif d'identifier les différents types de granites et surtout de différencier les granites de l'Aar des granites du Mont-Blanc, Spring (2003), puis Burkhard et Spring (2004) ont étudié sur le versant S-E du Jura, entre Soleure et Genève, les accumulations de blocs erratiques. Ceux-ci présentent des faciès granitiques très divers. Cette étude des échantillons de granites inclut la texture macroscopique, la structure et la couleur, complétées d'analyses géochimiques. Des analyses multiples basées sur des données XRF confirment les observations macroscopiques effectuées préalablement avec plusieurs marqueurs. Une seule variété de granite du Mont-Blanc à gros grain (leuco granite central) est aisément identifiable. Les granites gris à grain fin du Mont-Blanc sont indifférenciables des autres granites. Cependant, selon Burkhard, certains faciès pourraient être rattachés au massif de l'Aar dont les blocs erratiques sont beaucoup moins abondants que les granites du Mont-Blanc ; ils ne représentent que 20 %, au plus, de l'ensemble des blocs erratiques de granite.

La répartition géographique des blocs erratiques sur la périphérie du lobe de Wangen (granites du Mont-Blanc, granites de l'Aar, gabbros de l'Allalin) peut surprendre. En effet, ces marqueurs de bassins versants bien identifiés sont indifféremment présents sur les moraines latérales est et ouest du lobe de piémont, ce qui soulève le problème de la mise en place du matériel erratique. Ce constat suggère une dynamique d'écoulement glaciaire extrêmement complexe dans laquelle il faut faire intervenir des vitesses différentielles des flux glaciaires. L'observation de la zone d'ablation du glacier d'Athabasca au Canada (Raymond, 1971), du glacier Susitna en Alaska et du lobe de piémont du glacier du Malaspina (Post et La Chapelle, 2000) peut apporter des éléments de réponse

La dynamique d'écoulement des flux glaciaires au débouché du couloir glaciaire Martigny – bassin lémanique a généré des perturbations de l'écoulement des flux qui peuvent être liés à quatre facteurs : (i) la compression de flux entre Martigny et le Chablais, (ii) la décompression des glaces au débouché dans la cuvette lémanique, (iii) des vitesses différentes entre les flux issus des appareils de la rive droite et ceux issus de la rive gauche (sud), (iv) voire des chevauchements et cisaillements de flux dans le défilé verrou de Saint-Maurice.
En effet, des mouvements de cisaillement et de grande mobilité de la glace liés aux contraintes topographiques pourraient être envisagés par l'asymétrie des dépôts glaciaires de certaines vallées. Dans les Préalpes fribourgeoises, au pied du Moléson, le soubassement de la vallée de l'Albeuve est composé en rive droite de flysch du Gurnigel, et en rive gauche de calcaires de la nappe des Préalpes Médianes. Suite à des mouvements cisaillants, ce sont des moraines constituées principalement de flysch du Gurnigel, qui se sont déposées sur la rive gauche. D'autres asymétries dans les accumulations des dépôts peuvent être constatées dans la basse vallée de la Broye, dans la moyenne vallée de l'Aar et dans celle de la Gürbe (Pugin, 1989).

Les mécanismes permettant de tels « zigzags » de moraines médianes, pourraient être, selon Burkhard (Burkhard et Spring, 2004), initialement induits par le changement de direction à 90° du glacier à Martigny et par des vitesses plus rapides de courants latéraux, voire de surges, tels que les flux issus du massif du Mont–Blanc (source des granites du Mont-Blanc), du Mattertall et du Saastal, (source des gabbros de l'Allalin). Force est de constater que ces flux proviennent des principales zones d'accumulation (icedôme) du bassin du Rhône (Kelly *et al.*, 2004 ; Coutterand et Buoncristiani, 2006). Dans ces régions, l'altitude atteinte par les « icefields » (3100 m sur Zermatt, 2700 m sur le val Ferret et la vallée du Trient) suggère que les accrétions de glace étaient générées par l'influence de régimes dépressionnaires venant du sud (Florineth et Schlüchter, 1998). De ce fait, les bassins versants de la rive gauche du glacier du Rhône généraient un important

débit de glace, d'où des vitesses d'écoulement plus rapides que les flux de la rive droite. Au débouché dans la cuvette lémanique, les vitesses des différents flux de glace n'étaient pas uniformes. Ainsi, ces vitesses différentielles (surges non exclus), ont généré la formation de moraines médianes «bouclées» (moraines loops), comparables à celles du glacier Susitna en Alaska, (Post et La Chapelle, 2000). De ce fait, les moraines médianes du glacier du Rhône ont du être fortement déformées dès leurs racines en plis isoclinaux (isoclinal folds) sur toute la zone médiane et distale du lobe de piémont, phénomène comparable au glacier Malaspina (Post et La Chapelle, 2000), ***(fig. 2. 5).***

L'alimentation en glace du lobe de Wangen soulève la question suivante : pourquoi la glace valaisanne se serait-elle écoulée majoritairement vers le nord alors que l'écoulement naturel, selon la topographie, devrait s'établir en toute logique vers le S-W ; c'est-à-dire par la vallée du Rhône ?
Plusieurs hypothèses d'ordre topographique peuvent être ici avancées pour tenter d'apporter des éléments de réponse :

• la reconstitution paléogéographique

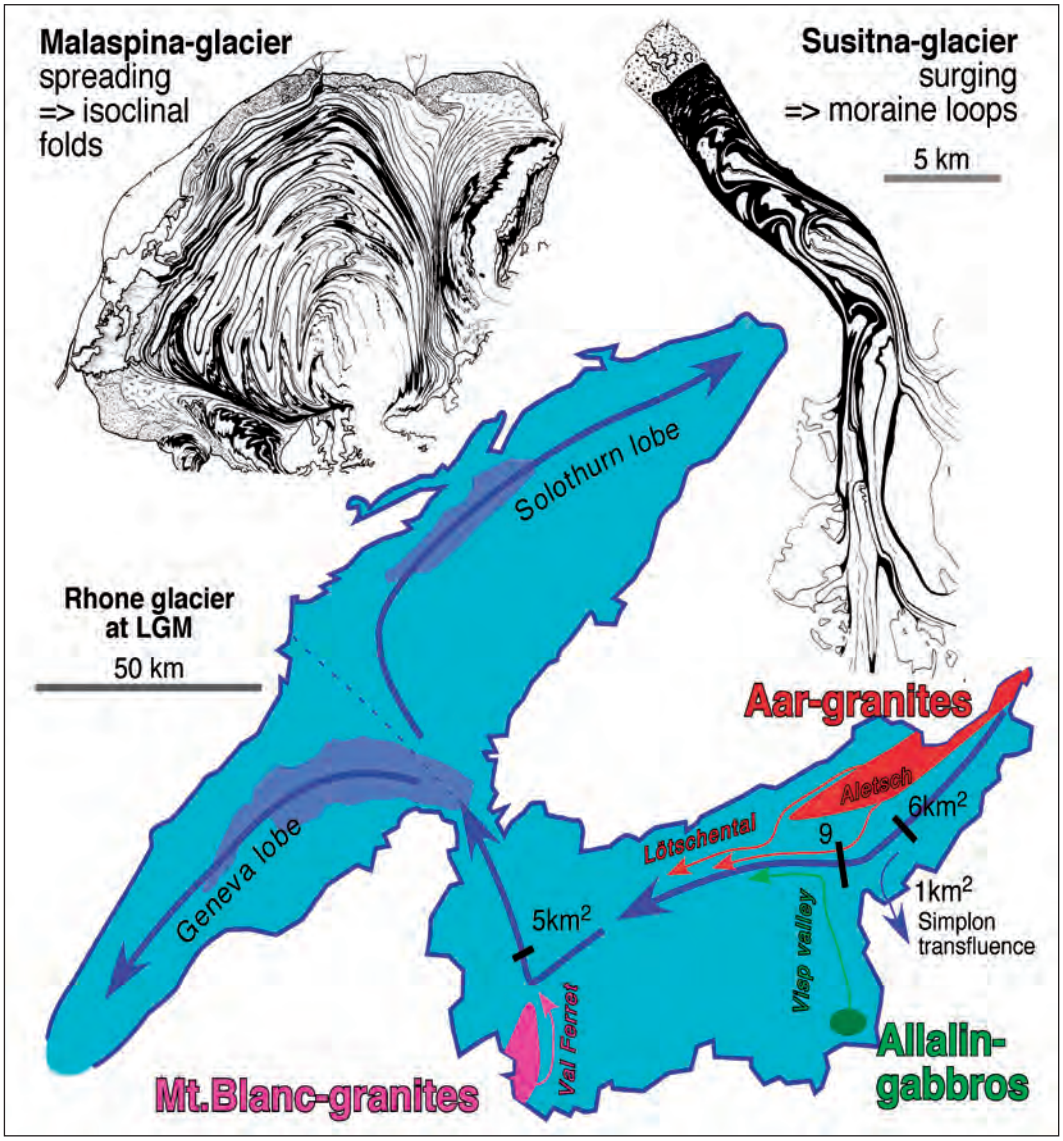


Fig. 2. 5 - Représentation schématique du glacier du Rhône au WGM. Les directions des principaux flux sont indiquées pour le courant principal (vallée du Rhône, flèche épaisse) et pour les quatre glaciers tributaires. Au sud, les flux du Vispertall et du nord du massif du Mont-Blanc (Burkhard et Spring, 2004). Les schémas des glaciers de Malaspina et Susitna (Alaskan range) proviennent de Post et La Chapelle (2000).

montre qu'au débouché de l'étroit couloir Martigny – Léman, le glacier du Rhône venait en contact avec les anticlinaux du Jura selon un angle très ouvert d'environ 110°, orienté S/S-W / N/N-E. Cet axe favorisait alors l'écoulement de la masse de glace principale vers Wangen.

• Après avoir traversé le Chablais, l'écoulement de la masse principale de glace était contraint par un faisceau de sillons, orientés plein nord, qui incisent le substratum molassique. Certains de ces sillons sont aujourd'hui des vallées mortes ; d'autres drainent un réseau hydrographique tributaire du Léman : vallée de la Broye et de la Veveyse. Malgré tout, la dépression surcreusée du Léman canalisait vers le S-W un important volume de glace. On constate que les deux seuils bas qui limitent le bassin lémanique au nord et au sud, se situent tous deux aux environs de 600 – 700 m d'altitude. Le bassin lémanique devait donc se remplir de glace avant de déborder simultanément par ces deux seuils, c'est-à-dire :
- au sud, *via* les cols du Mont de Sion (750 m, si l'on fait abstraction de l'étroite cluse du Rhône de Bellegarde) ;
- au nord, *via* le môle du Mormont (600 m, si l'on fait abstraction des étroites gorges du Milieu du Monde et d'Entreroches).

Le bassin lémanique devait nécessairement se «remplir» jusqu'à ces altitudes, avant de déborder d'abord le Mormont, plus proche de la source et plus bas que le Mont de Sion.

Conclusion sur le lobe de Wangen

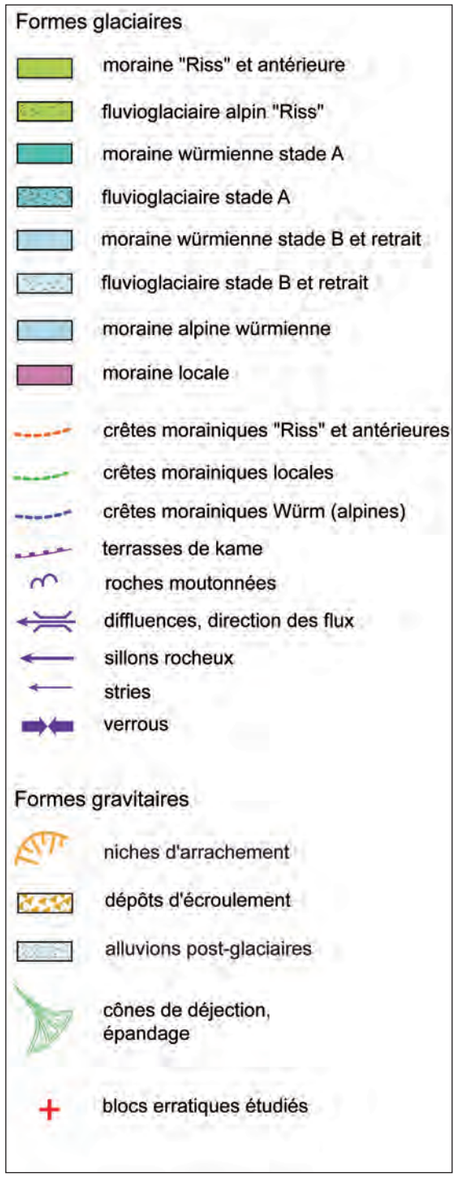
La reconstitution paléogéographique du lobe de Wangen intègre de nouveaux éléments et notamment l'existence de paléo-lacs d'obturation par le glacier du Rhône, déjà mentionnés par les auteurs anciens.
L'examen de la littérature et les observations de terrain soulignent que le lobe de Wangen était principalement alimenté par la glace issue du Valais. Cette interprétation s'appuie sur des données pétrographiques. La répartition des dépôts sur le piémont permet d'envisager une dynamique glaciaire complexe, liée à des vitesses différentielles de flux. Enfin, une faible contribution à l'alimentation du lobe suisse peut être attribuée à la calotte jurassienne qui émettait quelques émissaires en direction du glacier du Rhône.

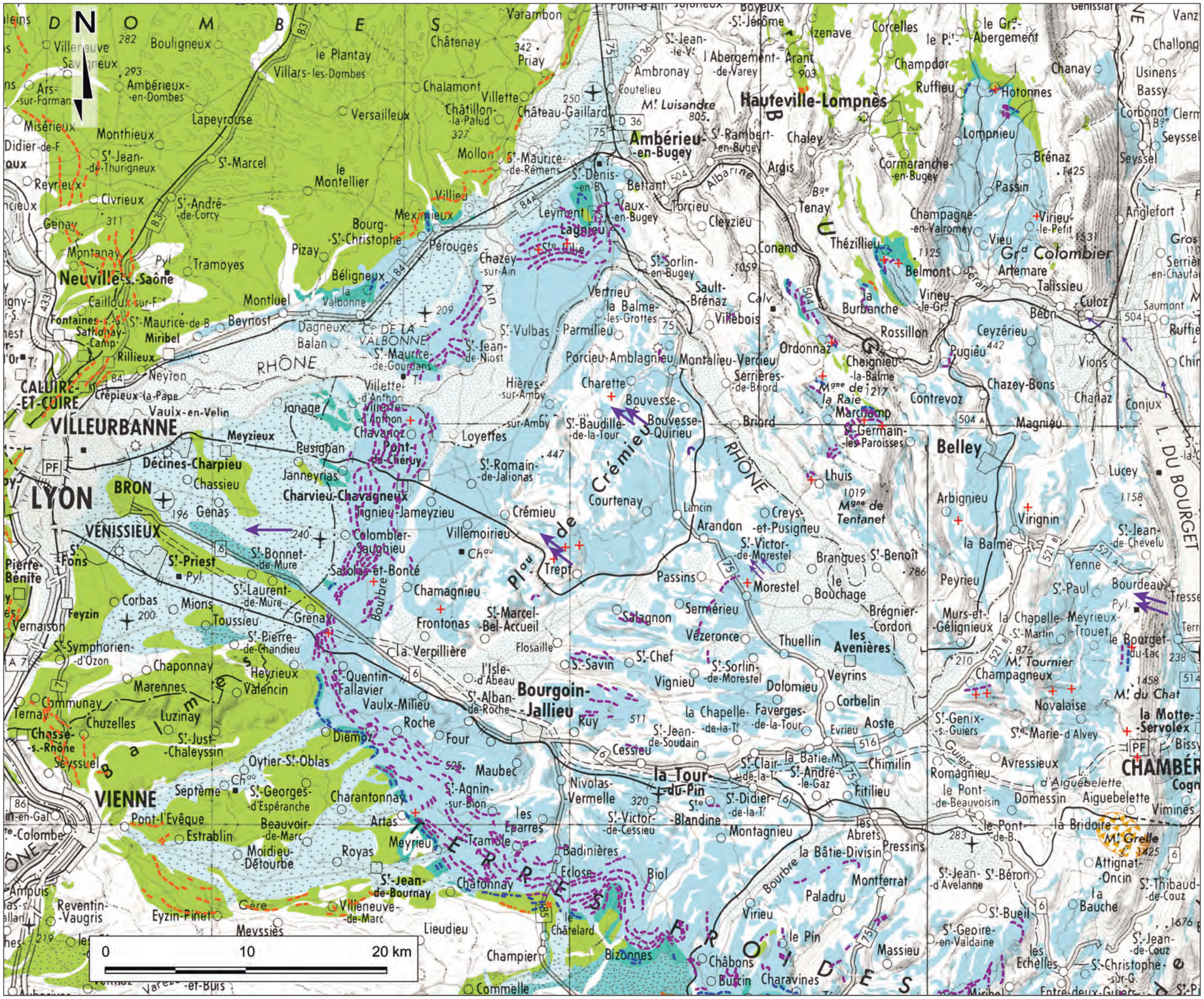
2. 2 - Le lobe lyonnais

Comme nous l'avons évoqué précédemment, la vision traditionnelle du glacier du Rhône dont le lobe méridional, d'extension démesurée, aurait atteint le complexe des «*moraines internes*» (CMI) de l'Est lyonnais (Penck et Brückner, 1909) est traditionnellement admise. Cette vision soulève un problème majeur : celui de l'alimentation du lobe de piémont lyonnais. Un détour par le bassin de Constance et le bassin rhénan s'impose. En effet, si l'on compare les complexes glaciaires rhodanien et rhénan, on constate que pour un bassin d'accumulation d'étendue et d'altitude sensiblement égales, les lobes de piémont du glacier du Rhône auraient été au moins deux fois plus étendus que celui du glacier du Rhin. Cela est d'autant plus étonnant que l'orientation du bassin du Rhin au N-E est dans l'ensemble plus favorable à l'accumulation glaciaire (Schoeneich, 2002). Cette comparaison souligne la disproportion entre la zone d'accumulation et la zone d'ablation figurée par les deux lobes de piémont du glacier du Rhône.
Ce chapitre va s'attacher à déterminer la part prépondérante des appareils glaciaires qui ont contribué à l'alimentation du lobe lyonnais. Une reconstitution paléogéographique précise s'impose en préalable.

2. 2. 1 - La paléogéographie

La reconstitution paléogéographique s'appuie sur le complexe des moraines frontales de Grenay-Lagnieu, dit «*complexe des moraines internes*» (CMI), ***(fig. 2. 6)***.
Le CMI montre une continuité topographique de près de 65 km : depuis la vallée de Liers au sud, en bordure de la Bièvre, jusqu'au nord à Ambérieu (exception faite des trouées d'érosion du Rhône et de l'Ain). C'est un ensemble




0
10
20 km
LYON
VILLEURBANNE
VÉNISSIEUX
BRON
Décines-Charpieu
Neuville-s.-Saône
Rillieux
Miribel
Caluire-et-Cuire
Fontaines-s.-Saône
Sathonay-Camp
Crépieux-la-Pape
Vaulx-en-Velin
Meyzieux
Genas
Chassieu
Jonage
Pusignan
Janneyrias
Charvieu-Chavagneux
Jagnieu-Jameyzieu
Colombier-Saugnieu
Saint-Bonnet-de-Mure
Saint-Priest
Saint-Laurent-de-Mure
Saint-Pierre-de-Chandieu
Heyrieux
Valencin
Saint-Quentin-Fallavier
Vaulx-Milieu
Roche
Four
Diémoz
Oytier-St-Oblas
Saint-Georges-d'Espéranche
Charantonnay
Artas
Meyrieu
Royas
Saint-Jean-de-Bournay
Chonnay
Villeneuve-de-Marc
Lieudieu
Commelle
Champier
Eyzin-Pinet
Reventin-Vaugris
Ampuis
Vienne
Pont-l'Evêque
Estrablin
Moidieu-Détourbe
Beauvoir-de-Marc
Septème
Saint-Symphorien-d'Ozon
Feyzin
Vernaison
Pierre-Bénite
Corbas
Mions
Toussieu
Grenay
Chaponnay
Marennes
Communay
Ternay
Chuzelles
Luzinay
Saint-Just-Chaleyssin
Chasse-s.-Rhône
Seyssuel
Montanay
Genay
Civrieux
Saint-André-de-Corcy
Reyrieux
Didier-de-Formans
Miserieux
Monthieux
Saint-Jean-de-Thurigneux
Lapeyrouse
Saint-Marcel
Ars-sur-Formans
Villeneuve
Savigneux
Ambérieux-en-Dombes
Bouligneux
le Plantay
Villars-les-Dombes
Versailleux
le Montellier
Pizay
Bourg-St-Christophe
Tramoyes
Montluel
Beynost
Dagneux
Balan
Miribel
Rillieux
Neyron
Villette-d'Anthon
Villieu-d'Anthon
Chavarioz
Pont-de-Chéruy
Loyettes
Saint-Romain-de-Jalionas
Crémieu
Villemoirieu
Trept
Plateau de Crémieu
Courtenay
Arandon
Passins
Morestel
Frontonas
Saint-Marcel-Bel-Accueil
Saint-Sorlin-de-Morestel
Vézeronce
Serrières
Salagnon
Flosaille
la Verpillière
Saint-Savin
Saint-Chef
Vignieu
Dolomieu
Thuellin
Veyrins
Corbelin
Aoste
Evrieu
Bourgoin-Jallieu
l'Isle-d'Abeau
Saint-Alban-de-Roche
Ruy
Saint-Jean-de-Soudain
la Chapelle-de-la-Tour
Faverges-de-la-Tour
la Tour-du-Pin
Sainte-Blandine
Saint-Victor-de-Cessieu
Nivolas-Vermelle
Cessieu
Saint-Agnin-sur-Bion
Saint-Clair-de-la-Tour
Saint-André-le-Gaz
Saint-Didier-de-la-Tour
Montagnieu
les Eparres
Tramolé
Badinières
Eclose
Chatonnay
Biol
Bizonnes
le Châtelard
Châbons
Buvin
Charavines
le Pin
Virieu
Paladru
Montferrat
la Bâtie-Divisin
les Abrets
Pressins
Massieu
Romagnieu
le Pont-de-Beauvoisin
Saint-Jean-d'Avelanne
Saint-Béron
Saint-Geoire-en-Valdaine
Saint-Bueil
les Echelles
Saint-Christophe-sur-G.
Entre-deux-Guiers
Avressieux
Domessin
Aiguebelette
la Bridoire
Chambéry
Saint-Thibaud-de-Couz
Attignat-Oncin
Saint-Jean-de-Couz
Saint-Pierre-d'Entremont
Saint-Marie-d'Alvey
Novalaise
Champagneux
Murs-et-Gélignieux
la Chapelle-Meyrieux-Trouet
le Bourget-du-Lac
Saint-Paul
Yenne
Peyrieu
la Balme
Saint-Jean-de-Chevelu
Lucey
Arbignieu
Virignin
Belley
Brégnier-Cordon
les Avenières
Brangues
Saint-Benoît
le Bouchage
Lhuis
Saint-Germain-les-Paroisses
Briord
Marchamp
Contrevoz
Chazey-Bons
Magnieu
Conjux
Chanaz
Vions
Ceyzérieu
Pugieu
Rossillon
Ordonnaz
Virieu-le-Grand
Belmont
Artemare
Talissieu
Culoz
Brénaz
Passin
Champagne-en-Valromey
Thézillieu
Conand
Vieu
Grand Colombier
Anglefort
Seyssel
Corbonod
Lompnieu
Hauteville-Lompnès
Ruffieu
Champdor
Corcelles
Challonges
Usinens
Bassy
Hotonnes
Chaley
Argis
Cormaranche-en-Bugey
Ambérieu-en-Bugey
Saint-Rambert-en-Bugey
Saint-Maurice-de-Rémens
Saint-Denis-en-B.
Bettant
Vaux-en-Bugey
Torcieu
Cleyzieu
Leyment
Lagnieu
Sainte-Julie
Saint-Sorlin-en-Bugey
Sault-Brénaz
Vieubois
Vertrieu
la Balme-les-Grottes
Parmilieu
Saint-Vulbas
Porcieu-Amblagnieu
Montalieu-Vercieu
Serrières-de-Briord
Charette
Bouvesse-Quirieu
Saint-Baudille-de-la-Tour
Hières-sur-Amby
Loyettes
Saint-Romain-de-Jalionas
Pérouges
Chazey-sur-Ain
Meximieux
Villieu
Mollon
Châtillon-la-Palud
Chalamont
Villette
Château-Gaillard
Ambronay
Saint-Jean-le-Vieux
l'Abergement-de-Varey
Arant
Izenave
Boyeux-Saint-Jérôme
le Grand-Abergement
le Petit-Abergement
Varambon
Châtenay
Priay
Mont Luisandre
Coutelieu
Pont-d'Ain
Jujurieux
Genissiat
Vanz
Ain
Rhône
Albarine
Canal de Miribel et du Rhône au Rhin
Canal de Jonage
Canal de Pierre-Bénite
Canal de Vaulx-Milieu
Canal de la Bourbre
Canal de la Valbonne
Canal de la Verpillière
Canal de la Balme
Canal de la Bourbre
Canal de la Bourbre
Canal de la Bourbre

de collines morainiques d'extension, de morphologie et d'altitude variables du sud au nord. Mandier (1984) distinguait trois, voire quatre phases pouvant correspondre à plusieurs périodes de stationnement principal suivies de phases régressives. Du point de vue paléogéographique, c'est la phase d'avancée maximale ancienne qui nous intéresse ici (stade A).

La phase d'avancée maximale du glacier würmien

Elle est matérialisée par l'avancée extrême des lignes de moraines frontales vers l'ouest ou par le caractère perché des plus hauts niveaux des terrasses fluvio-glaciaires.

Dès 1905, Penck et Bruckner avaient remarqué que des moraines récentes dépassaient par places les vallums internes. C'est notamment le cas de la colline de Béligneux, qui se compose de moraines récentes peu altérées, surmontées d'une formation deltaïque, à 265 m, déposée dans un lac de barrage glaciaire s'étendant vers le nord jusqu'au plateau de la Dombes. Les traces de cette avancée maximale (stade A), dont les témoins s'étendent vers l'ouest, au-delà des arcs morainiques frontaux de Grenay à Lagnieu (stade B), ont été analysées en détail par Mandier (1984), ***(fig. 2. 6)***.

Au pied de la Dombes, entre Montluel à l'ouest et Meximieux à l'est, s'étendent des formations morainiques et fluvio-glaciaires. Mandier y distingue :

• la plate-forme de Béligneux, à alluvions fluvio-glaciaires à sol épais de 1,2 m, témoignant d'une avancée glaciaire würmienne vers l'ouest au moins jusqu'à Dagneux (moraine de fond des Pommars) ;

• et la région de Béligneux à Meximieux, située en contrebas de la plate-forme de Béligneux et constituée d'alluvions fluvio-glaciaires se chargeant de galets striés avec une couverture de moraine de fond.

Enfin, entre Lagnieu et la costière de la Dombes, l'avancée glaciaire aurait été divisée en deux lobes par la cloison du bois de Leyment, l'un à l'ouest et l'autre à l'est. Ils s'avancent tous deux assez loin vers le nord au point de se réunir au niveau des buttes morainiques du bois de Servette (283 et 289 m) dont l'orientation en V évoque cette dynamique de confluence. Une terrasse de haut niveau (270 m) aurait alors été mise en place tant par les eaux du lobe glaciaire lui-même que par celles de l'Albarine.

Dans les Terres Froides, les traces de moraines d'un maximum d'extension würmien (stade A) ont été reconnues en tête des petits couloirs de Diemoz, de Combe Rousse et de Charantonnay.Ces reliques morainiques du stade A sont largement oblitérées par l'expansion des stades postérieurs. Les limites des stades A et suivants sont très proches et parallèles. Ce complexe ne dépasse pas 2 km de large vers le Grand Lemps, à l'est, pour atteindre 5 km vers Saint-Jean-de-Bournay ***(fig. 2. 7)***.

En résumé, la plupart des auteurs sont unanimes pour reconnaître, qu'au-delà du complexe des moraines frontales de Grenay-Lagnieu, existent les traces d'une avancée plus lointaine d'un glacier würmien, stade A ou stade de Béligneux (Mandier, 1984). A partir de ces données, les différents auteurs ont adopté une paléogéographie des fronts cohérente. Elle reste en revanche très imprécise à l'apex du lobe lyonnais et notamment au niveau des contacts du glacier avec le Jura méridional. Afin de reconstituer une paléogéographie cohérente du «glacier du Rhône» nous nous sommes intéressés aux témoinx géomorphologiques situé entre l'apex du lobe de piémont et le bassin lémanique.

Le problème des reconstitutions paléogéographiques au niveau du Jura méridional

Comme nous l'avons évoqué précédemment ***(cf. § 2. 1. 1)***, si la paléogéographie du glacier du Rhône en contact avec le Jura est bien précisée dans le bassin lémanique, il n'en est plus de même au sud. En effet, si l'on s'attarde sur la carte paléogéographique proposée par Campy (Campy et Arn, 1990) ***(fig. 2. 8)***, on relève plusieurs incohérences. L'altitude du glacier du Rhône en contact avec la retombée sud du Grand Colombier atteint 600 – 650 m, puis atteint l'altitude de 250 m au front, matériali-

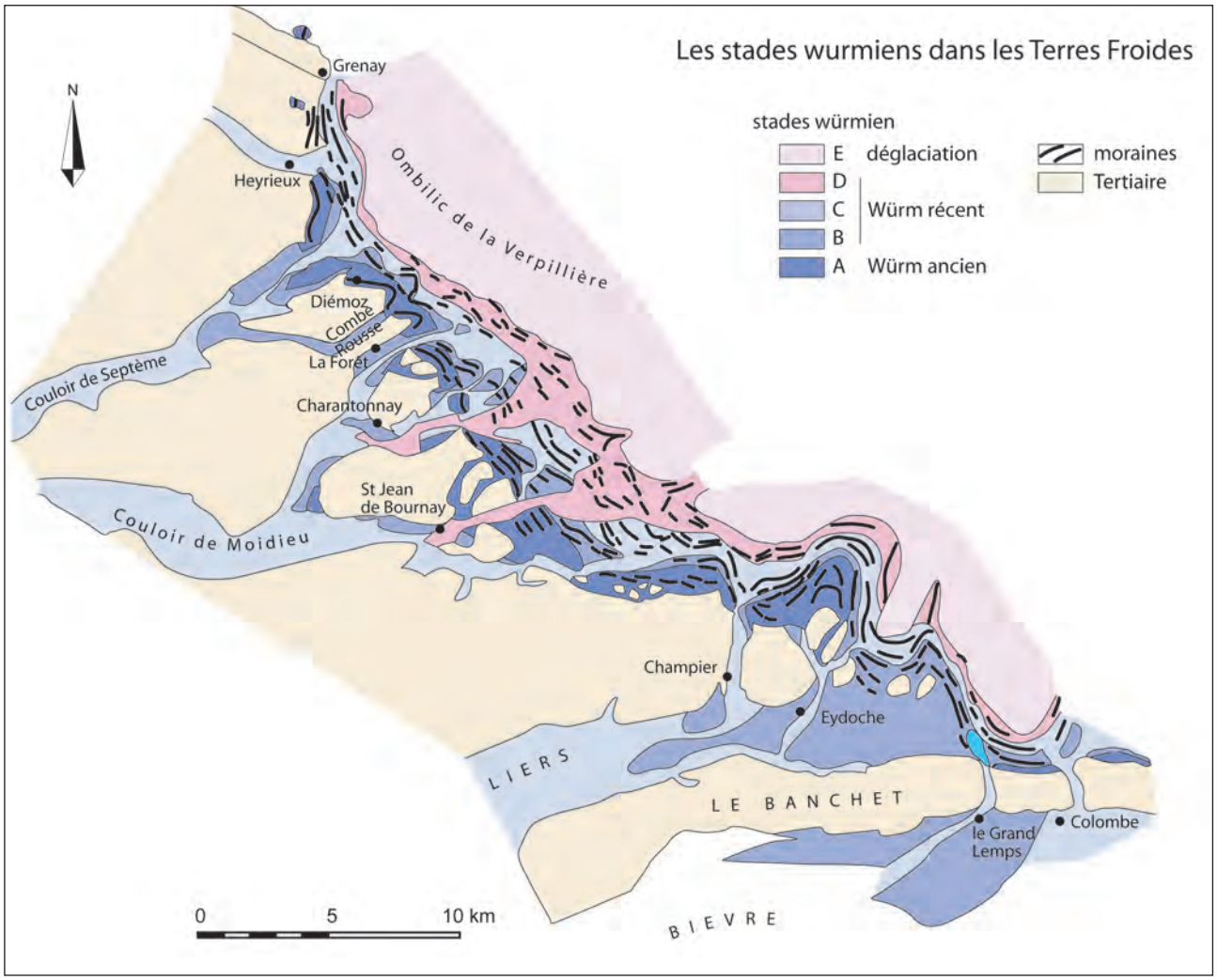


Fig. 2. 7 - Carte géomorphologique des formations quaternaires dans les Terres froides (Mandier, 1984).

sée par la terrasse de Beligneux et ce sur une distance de 55 km. Cela représente une dénivelée de 350 m pour un profil de 0,65 %, valeur qui semble très faible pour un glacier en équilibre. Cette reconstitution interpelle et la difficulté consiste ici à concilier un glacier du Rhône stationnant à l'altitude de 600 - 650 m dans le bassin de Belley et son débouché sur le piémont avec un glacier, qui ne peut être originaire que de Savoie (Isère, Arc) et atteignant une altitude de 1100 ± 50 m (Gidon, 2002) en contact avec le Mont du Chat et la Montagne de la Charvaz. De plus, le glacier du Rhône dans son extension sur le piémont est censé entrer en contact avec le chaînon jurassien vers 950 – 870 m d'altitude, comme en témoignent les moraines d'Innimond et de Cerin (Kerien *et al.*, 1990 ; Richard et Rufaldi, 1999), pour ensuite recouvrir le plateau de Crémieu. Ces incohérences altitudinales posent problème et soulèvent la question récurrente : sommes-nous, dans ce secteur, en présence d'un ou de plusieurs appareils glaciaires ?

2. 2. 2 - Les apports de nouvelles observations sur le CMI

2. 2. 2. 1 - Le Jura méridional et le bassin de Belley

Le vaste secteur compris entre le vallum de Lagnieu, le Jura méridional, la cluse des Hôpitaux et le Valromey a peu été étudié dans sa globalité. Dans le cadre de notre travail, il est essentiel de s'attarder sur cette région, recherchant systématiquement les témoins géomorphologiques du glacier würmien. La retombée méridionale du Jura, située entre le vallum de Lagneux et le bassin de Belley, montre des formations morainiques bien préservées, qui

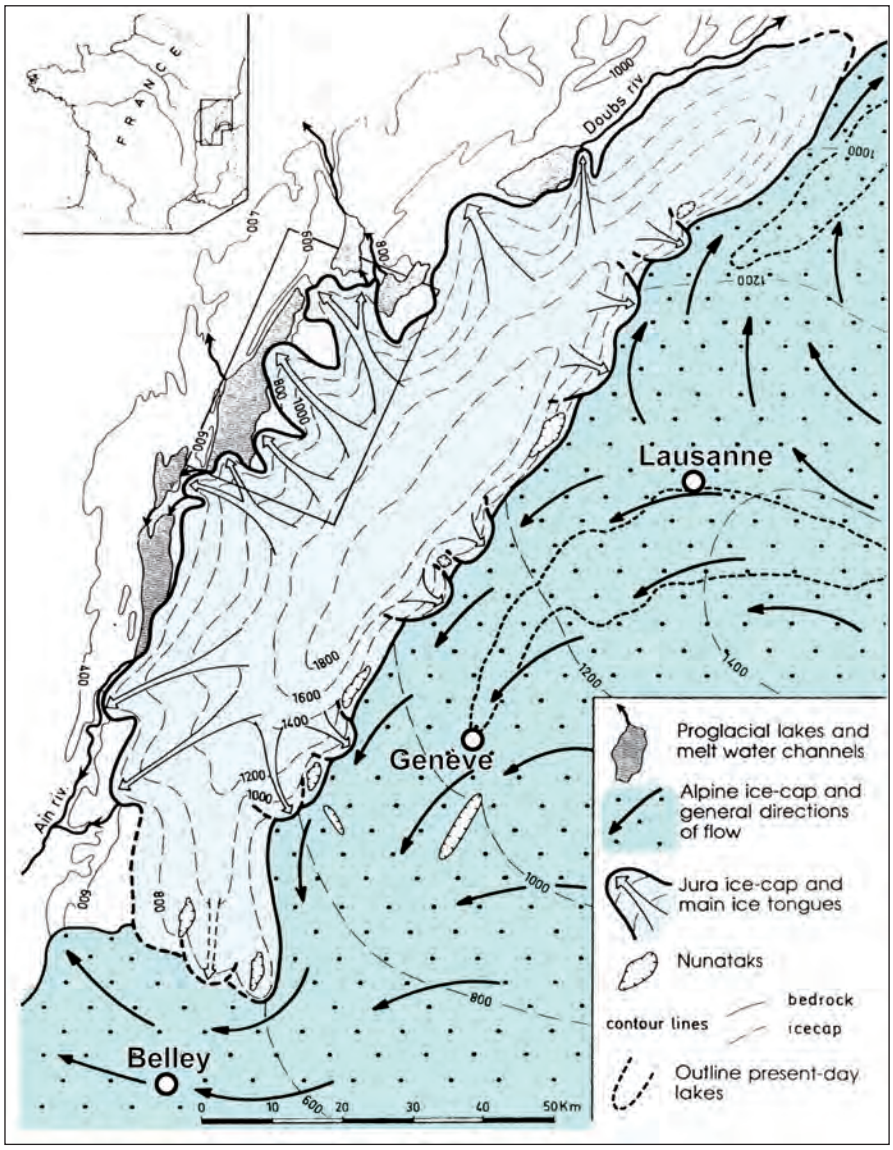


Fig. 2. 8 - Carte du glacier du Rhône et de la calotte jurassienne (Campy et Arn, 1990).

peuvent être des témoins géomorphologiques hérités du WGM.

Entre le lac de Cerin (780 m) et l'anticlinal du Molard Dedon (1100 m), plusieurs complexes morainiques latéraux correspondant aux différentes phases d'avancées maximales et de retrait du glacier würmien ont pu être observés. Certaines de ces formations figurent sur la carte géologique de Belley (Kerrien *et al.*, 1990).

On distingue ainsi du nord au sud :

• sur les hauteurs du village de Lompnaz (en direction du village d'Ordonnaz), le till d'ablation est présent jusqu'à une altitude d'environ 860 m. Dans ce secteur, des épierrements liés à l'activité agro-pastorale séculaire recèlent des blocs erratiques d'origine alpine. Nous avons cartographié les blocs erratiques les plus volumineux (> 2 m^3) et nous porterons une attention particulière à la pétrographie de ces derniers ;

• à 4 km au S-E, la gouttière synclinale de Cerin est occupée par une tourbière (étudiée par Rufaldi (1998), ainsi que par le lac éponyme (780 m). Leur présence est liée à diverses phases d'obturation du synclinal par la glace du lobe lyonnais. Les moraines latérales et frontales sont remarquablement conservées : elles sont interprétées comme contemporaines d'un stade de retrait du glacier (Kerrien *et al.*, 1990) ;

• en amont, le plateau qui supporte le village d'Innimond montre un remarquable complexe morainique frontal issu du débordement du glacier sur le plateau. Trois arcs morainiques frontaux, concentriques et étagés ont pu être reconnus entre les altitudes de 950 et 880 m. Le matériel alpin y est très abondant et les blocs erratiques volumineux ont fait l'objet d'une étude approfondie. Dans le prolongement de l'arc morainique supérieur (950 m), à 1,5 km au N-E, le fond d'un petit synclinal est occupé par une moraine de fond et la présence de sources conforte l'existence de cette formation étanche. Une petite crête morainique affleure entre 900 et 890 m d'altitude ***(fig. 2. 9).***

Dans le secteur de la cluse des Hôpitaux nous

avons identifié plusieurs complexes morainiques, notamment sur les plateaux calcaires jurassiens. Ces derniers sont liés à la présence de la langue glaciaire des Hôpitaux qui a profondément pénétré le Jura méridional (Lignier, 2001 ; Ligné et Desmet, 2002) :

• à l'ouest de la cluse des Hôpitaux, sur le plateau au niveau du village d'Ordonnaz (850 m), plusieurs rides morainiques entre 860 et 800 m d'altitude témoignent de l'extension du glacier würmien. Au N-W, en direction du village d'Arandaz, (montagne d'Arandaz), le till d'ablation est abondant ainsi que les blocs erratiques ; plusieurs rides morainiques sont étagées entre 800 et 750 m d'altitude.

• à l'est de la cluse des Hôpitaux, entre les villages d'Armix et de Prémillieu, le versant septentrional de la « Grande Montagne de Virieu » est recouvert de tills alpins jusqu'à 950 m. On remarque au S-E de Prémilieu, plusieurs cordons morainiques, certains recoupés par la départementale 103, entre 850 et 900 m d'altitude.

L'étroit synclinal occupé par le village de Thézillieu recèle des témoins géomorphologiques dans un état exceptionnel de préservation. Ils sont matérialisés par un véritable amphithéâtre morainique qui se décompose de l'amont vers l'aval :

• en un cordon morainique externe, latéral puis frontal, recoupé par la route départementale qui relie Prémillieu à Thézillieu (850 m). Une coupe dans la formation a été rafraîchie puis échantillonnée dans l'objectif d'analyser la fraction fine. Cette formation dessine un arc morainique frontal qui ferme au nord le vallon de Thézillieu à l'altitude de 820 m, au lieu dit le Genevray. Cette construction morainique est doublée à l'est par un chenal marginal emprunté par les eaux de fonte qui s'écoulaient vers le nord, tributaires de l'Albarine ;

• en retrait du précédent, on distingue deux arcs morainiques, tous deux responsables d'obturations glacio-lacustres dont il ne subsiste aujourd'hui que deux zones marécageuses fermées par les cordons morainiques précités (respectivement à 830 m et 820 m d'altitude).

Cette étude géomorphologique nous permet d'attribuer les complexes morainiques supérieurs d'Innimond (950 m), de Lompnaz (860 m), d'Ordonnaz (850 m), de Thézillieu (900 m) et de Prémillieu (850 m) aux maxima d'englacement du dernier cycle glaciaire, responsables de la mise en place du CMI.

Dans le Valromey, le glacier alpin a remonté à contre-pente cette vaste dépression . Les témoins géomorphologiques relatifs aux limites du glacier alpin sont rares. Malgré tout, nous avons pu identifier quelques formations morainiques latérales et latéro-frontales :

• au S-E du village d'Hotonnes, ce sont trois rides morainiques aux altitudes décroissantes de 750, 730 et 725 m (Songieux) dont l'une retient une zone marécageuse aménagée aujourd'hui en étang ;

• au village d'Hotonnes même, le till d'ablation est abondant. Le replat en contrebas du village (720 m) peut être interprété comme une moraine latéro frontale du glacier alpin diffluent. Une coupe anthropique nous a permis de confirmer cette hypothèse. Le till d'ablation repose sur une moraine de fond argileuse. La diamicte très riche en matériel cristallin a été échantillonnée dans le but d'analyser les minéraux lourds. Plus à l'est, au village de Ruffieu (720 m), la même morphologie peut être observée ***(fig. 2. 10).***

Il existe des blocs erratiques alpins plus au nord du Valromey, jusqu'à 1080 m d'altitude. Falsan et Chantres (1879) avaient identifié au Plan d'Hotonnes des blocs de poudingue de Vallorcine que nous avons retrouvés. Nous pensons que ces blocs ont été déposés par le glacier du Rhône au cours d'une glaciation plus ancienne (Riss, *l.s.*, MIS 6, 8, 10 ?) et suggérons qu'ils ont été apportés par un courant glaciaire s'écoulant depuis le nord. En effet, le glacier du Rhône a largement difflué par la cluse de Nantua et sur le plateau du Retord (Bravard, 1970 ; Campy, 1992) au cours du Pléistocène moyen.

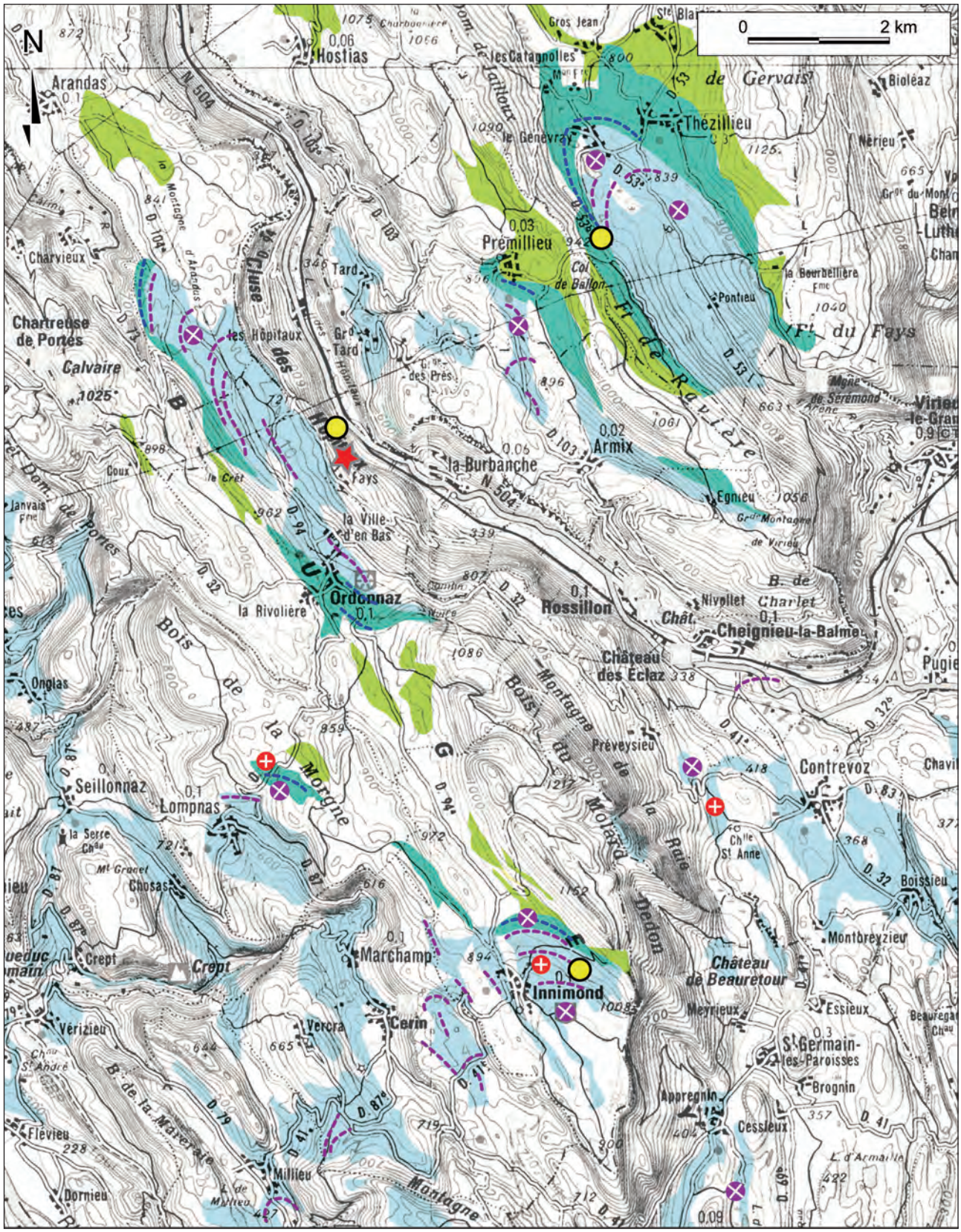


Fig. 2. 9 - Carte géomorphologique des formations quaternaires du jura méridional, localisation des blocs erratiques étudiés et des prélèvements de till (analyse des minéraux lourds).

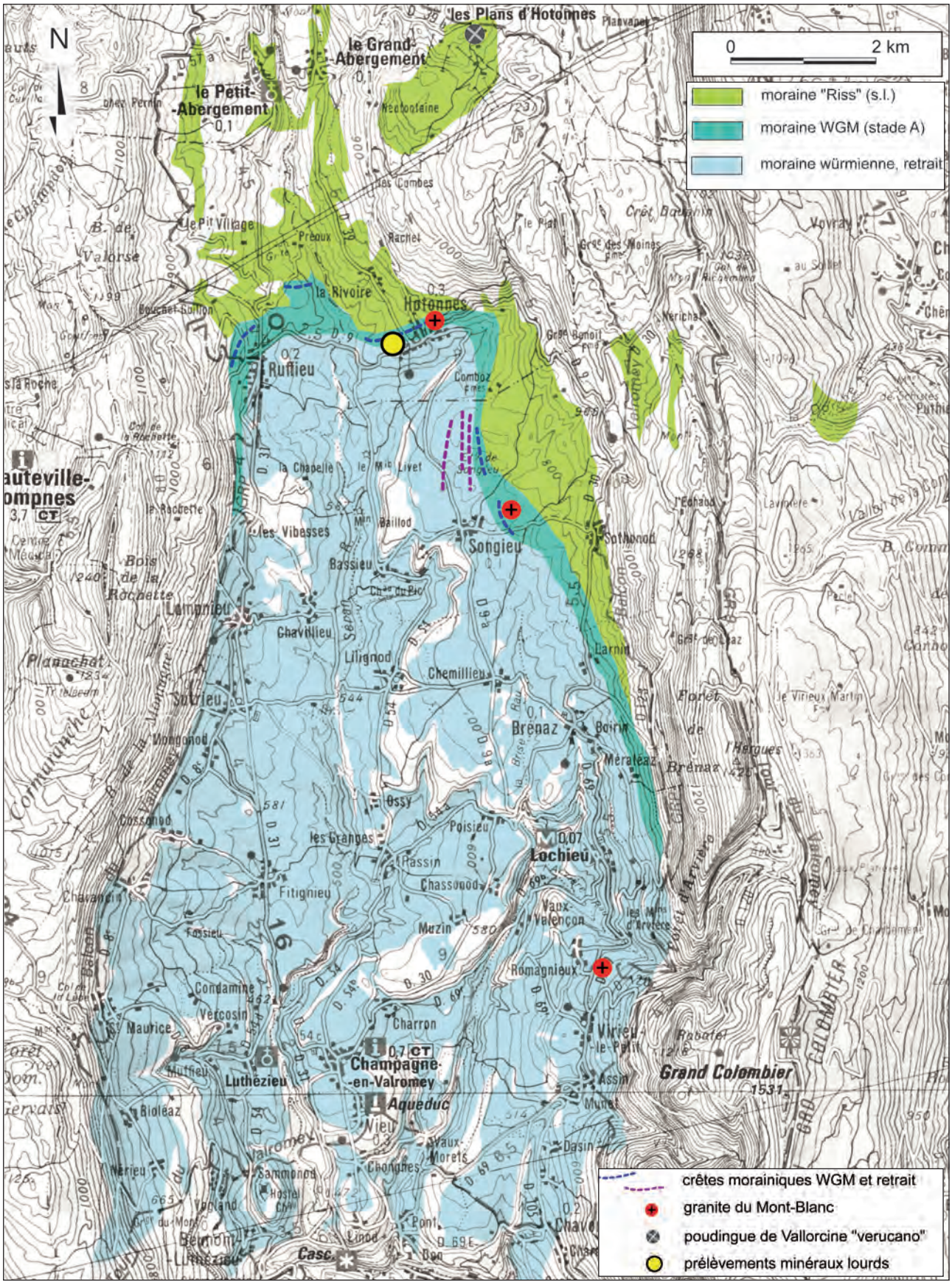


Fig. 2. 10 - Carte géomorphologique des formations quaternaires du Valromey et localisation du prélèvement de till (analyse des minéraux lourds).

2. 2. 2. 2 - Le versant occidental du Mont du Chat

Le versant oriental du Mont du Chat est, par sa pente prononcée, peu propice à la conservation des formations superficielles. En revanche le versant occidental présente une relative bonne préservation des édifices détritiques glaciaires. Ces formations ont été cartographiées sur la carte géologique « Chambéry » (Gidon P., 1969) mais leurs localisations se révèlent encore imprécises. Ces volumineuses constructions morainiques existent à l'est du village de Vacheresse. Une longue crête morainique parcourt le versant occidental du Mont du Chat sur une distance de 2 km entre les altitudes de 1054 m au sud et 1090 m au nord. Édifice quasi parfait, il est accompagné de son chenal marginal. Ce site est identifié localement sous le toponyme évocateur de «Replat» ***(fig. 2. 11 et Fig. 2. 12)***. A l'extrémité sud, la construction (moraine et chenal marginal) est littéralement tronquée, affectée par la solifluxion et le tassement en masse. En contrebas, à la cote 900 m, un alignement de replats d'origine morainique dans lesquels quelques coupes naturelles permettent d'identifier un till d'ablation. Ces dernières formations sont affectées par des tassements en masse, les altitudes relevées ne correspondent pas à celle de leur mise en place. La cartographie des constructions morainiques du versant occidental du Mont du Chat constitue un jalon essentiel dans notre reconstitution paléogéographique du lobe lyonnais. Enfin, l'étude et la cartographie des dépôts glaciaires effectuées dans l'ensellement du col de l'Epine - col du Crucifix suggèrent que la diffluence a atteint une altitude proche de 1200 m.

2. 2. 2. 3 - Implications paléogéographiques

La cartographie des formations quaternaires qui intègre les moraines frontales et latérofrontales du Valromey, le complexe morainique frontal du synclinal de Thézillieu et les moraines latérales de la cluse des Hôpitaux est, du point de vue altitudinal, en continuité avec celles du Jura méridional. Ces formations appartiennent aux mêmes phases d'extension maximale du glacier alpin. La cartographie des constructions morainiques nous permet donc de reconstituer la paléogéographie du glacier würmien alpin, en contact avec le sud du Jura. On peut avancer que les glaces remplissaient le bassin de Belley jusqu'à 1000 m d'altitude favorisant alors l'écoulement de langues diffluentes dans les vallées et synclinaux du Jura méridional. La cluse des Hôpitaux a été envahie par une langue glaciaire diffluente, dont l'épaisseur de 500 m à l'entrée orientale de la cluse a permis au glacier de déborder sur les plateaux au sud et au nord de la cluse. Le profil de la langue glaciaire nous est suggéré par les altitudes décroissantes des cordons morainiques latéraux. A partir du moment où la langue glaciaire a été confinée entre les escarpements calcaires (en contrebas du village d'Hostias), les témoins géomorphologiques n'ont pas été préservés. Le front de cette langue n'est pas connu. Mais par analogie, ce profil peut être reconstitué grâce aux langues glaciaires actuelles (Beaudevin, 2001) de topographie similaire (largeur environ 700 m). La moyenne établie sur cinq glaciers alpins donne une pente de 10 à 15%. Appliquant cette valeur pour une épaisseur d'environ 300 m, on obtient une extension proche de 3 km, permettant à la langue glaciaire des Hôpitaux d'atteindre la confluence avec l'Albarine.
Au nord, le glacier alpin à largement pénétré le Valromey, s'écoulant à contre pente en direction des villages d'Hotonnes et de Ruffieu comme en témoignent les replats d'origine morainique.

Enfin, à l'apex du lobe de piémont, les moraines supérieures du versant occidental du Mont du Chat permettent de reconstituer la paléogéographie du lobe lyonnais : le glacier würmien atteignait une altitude comprise entre 1 100 et 1 200 m en contact avec la chaîne de l'Epine, puis 950 m d'altitude 25 km au N-W (moraines supérieures d'Innimond), enfin, 200 m d'altitude au front de la Valbonne à proximité de Belligneux, 35 km à l'ouest des moraines d'Innimond. Ces valeurs déterminent un profil longitudinal du lobe lyonnais de 1,66 % ***(fig. 2. 13 et fig. 2. 14).***

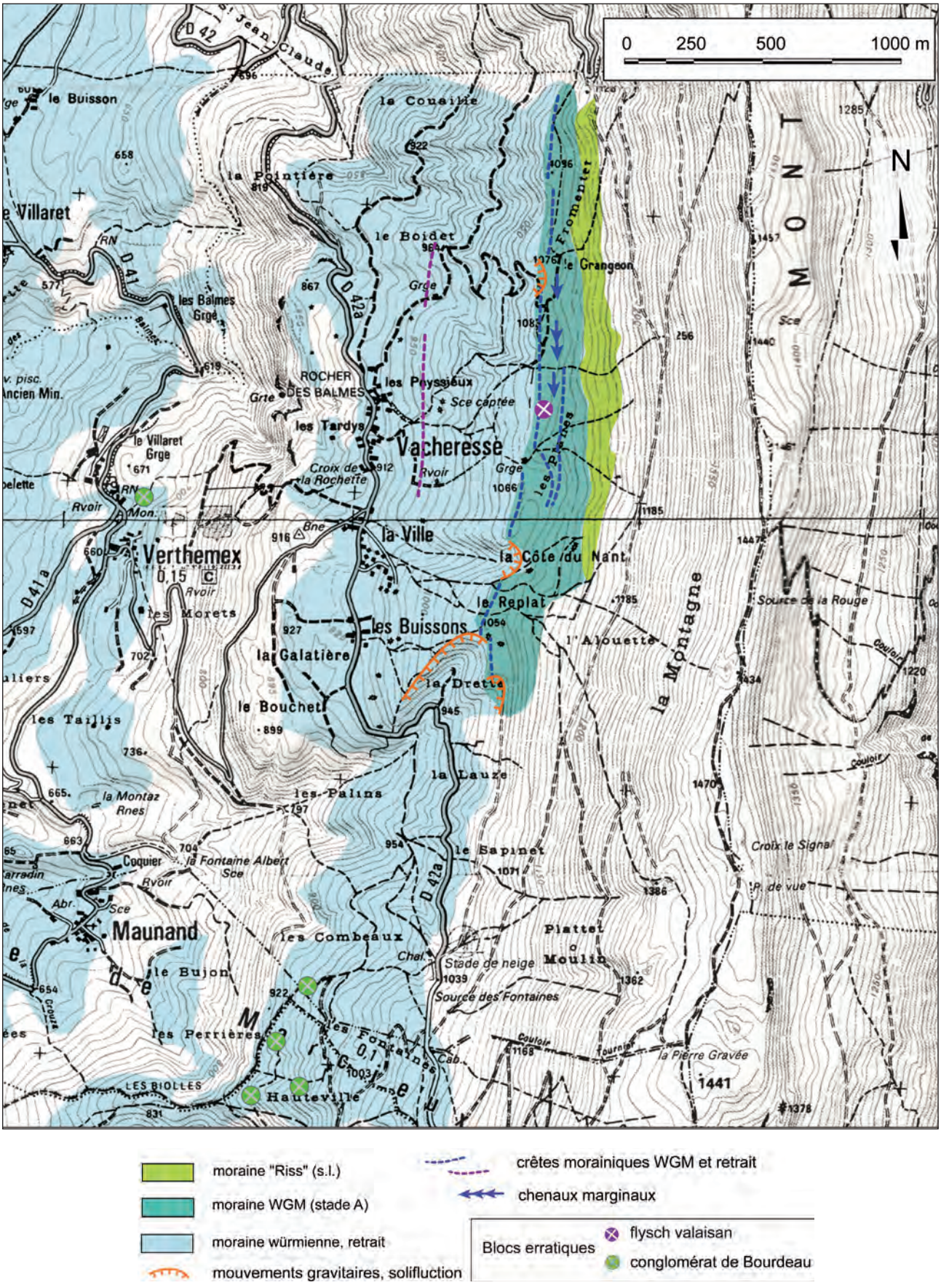


Fig. 2. 11 - Carte géomorphologique des formations quaternaires du versant occidental du Mont du Chat.

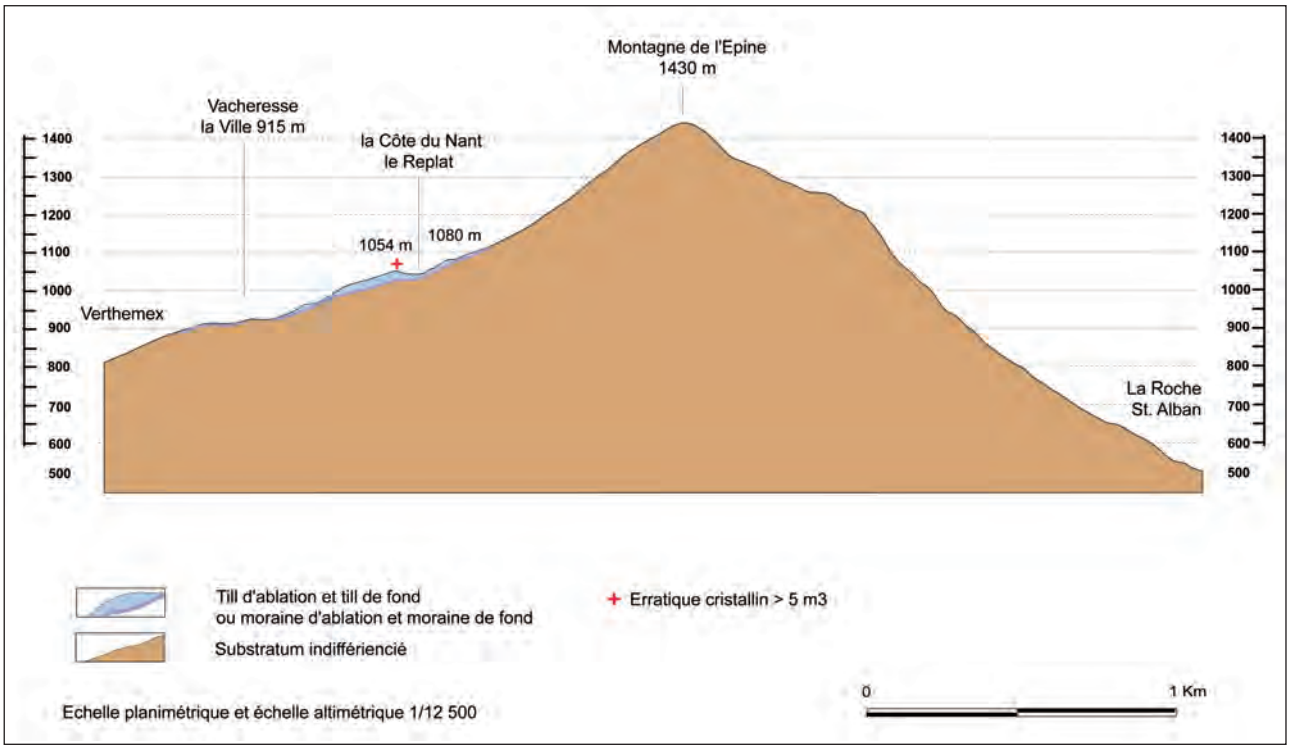


Fig. 2. 12 - Profil du Mont du Chat et des formations quaternaires du versant occidental.

En conséquence, un profil du lobe lyonnais peut être établi :

• la distance entre le col de l'Epine– Belligneu (la Valbonne) est de 60 km

• l'altitude de la glace sur le col de l'Epine est de 1200 m

• l'altitude du front glaciaire de la Valbonne est de 200 m

Sur une dénivelée de 1000 m le profil correspond à une pente de **1,66** %
(Exprimé en m 1000 / 60 000 =
0,015 x 100 = **1,66** %)

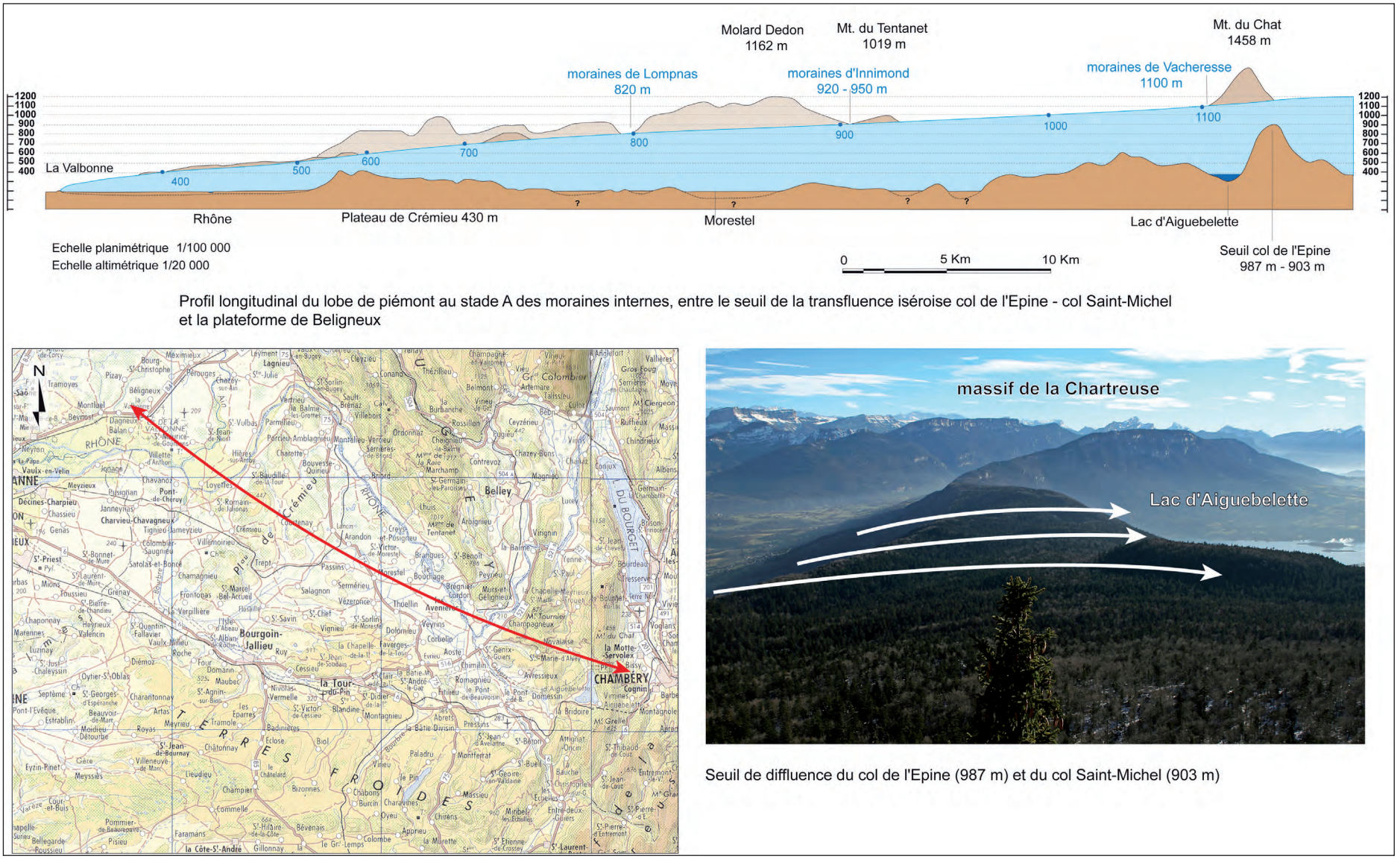
Comparaison avec un lobe de piémont analogue

Dans le but de vérifier la cohérence de cette hypothèse, une comparaison avec un appareil glaciaire actuel parait nécessaire (principe de l'actualisme). Mandier (2003) avait fait de même en comparant le glacier isérois au glacier Columbia (Alaska) et le lobe du Malaspina au lobe lyonnais. Nous avons également comparé le profil du lobe de piémont du Malaspina (Alaskan range), de dimensions analogues, avec le profil déduit des témoins géomorphologiques du lobe lyonnais. On remarque une grande similitude des profils qui rend cohérente notre reconstitution.

Glacier Seward - Malaspina	
Distance entre le verrou Wrangell St Elias et le golfe d'Alaska	35 km
Altitude de la glace au verrou : Dénivelée 620 / 35 000 = 0,01771 100	620 m 620 m 1,77 %

2. 2. 3 - L'alimentation du lobe lyonnais

Sur la base d'études pétrographiques précises des blocs erratiques, des spectres pétrographiques des dépôts glaciaires et d'une analyse des traces d'érosion glaciaire, Lory (1860-1864), puis Falsan et Chantre (1879-1880) ont cherché à déterminer les directions des flux et les secteurs d'origine des divers dépôts glaciaires. Ils identifièrent une origine des glaces dans les bassins versants de l'Arve, de l'Isère et de l'Arc qu'ils définirent sous le terme de «*glacier delphino-savoisien*».



Profil longitudinal du lobe de piémont au stade A des moraines internes, entre le seuil de la transfluence iséroise col de l'Epine - col Saint-Michel et la plateforme de Beligneux

Seuil de diffluence du col de l'Epine (987 m) et du col Saint-Michel (903 m)

Fig. 2. 13 - Profil longitudinal du lobe lyonnais entre la diffluence du col de l'Epine et le front de la Valbonne (Mandier, 1984), complété par nos observations.

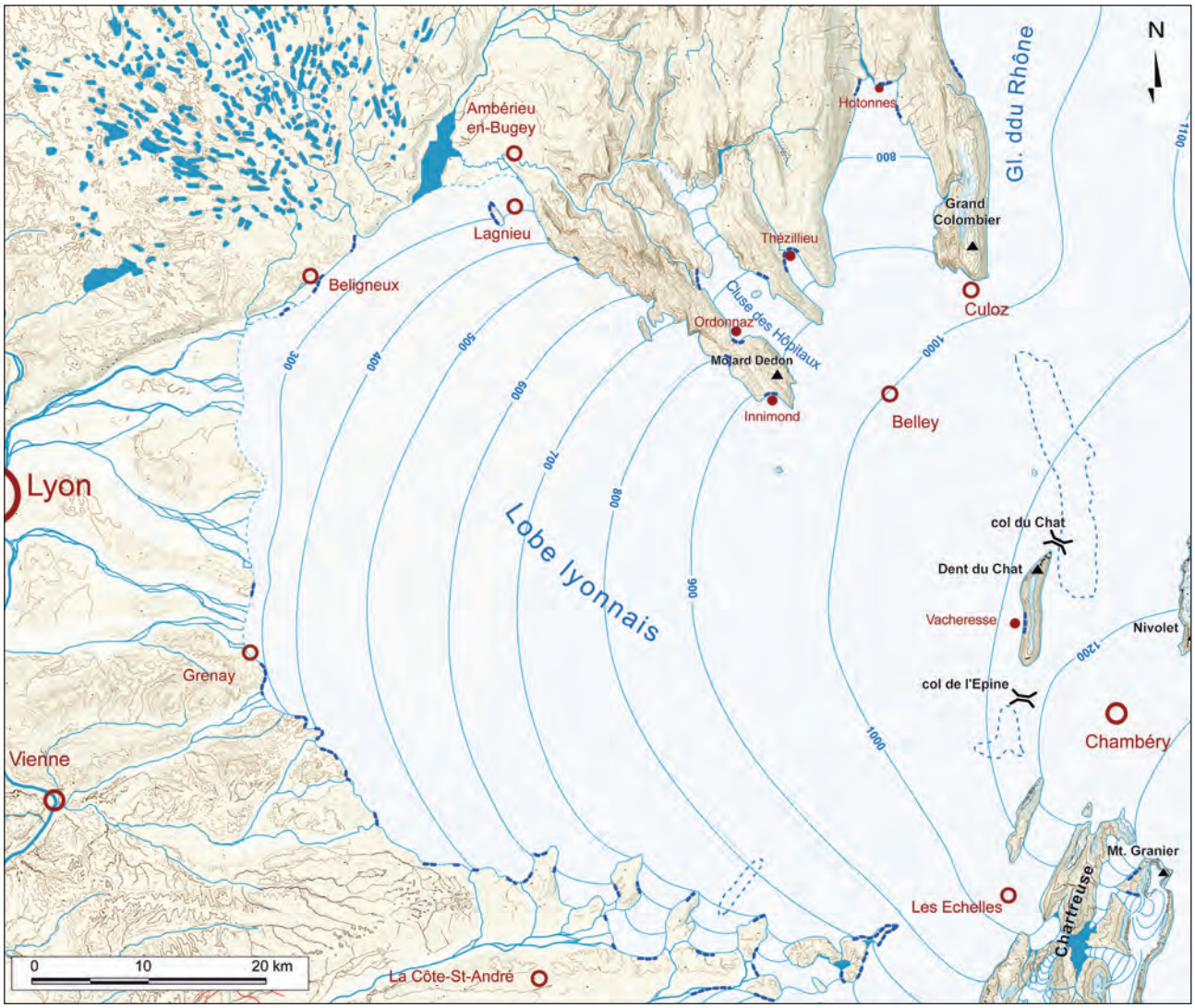


Fig. 2. 14 - Reconstitution paléogéographique du lobe lyonnais au WGM (stade A de Mandier, 1984) complétée.

C'est à ce «*glacier delphino-savoisien*», qui avait occupé la cluse de Chambéry et difflué par dessus la montagne de l'Epine, que les auteurs ont attribué une grande part des dépôts glaciaires de la région lyonnaise.

Falsan et Chantre (1879-1880) établirent ainsi une carte détaillée montrant à la fois l'origine des dépôts et les flux de glace reconstitués ***(cf. § II – 2. 1)***. Cette carte suggère que l'essentiel de la glace du lobe lyonnais provient des Alpes françaises du nord, et que les glaces issues du bassin lémanique n'ont constitué qu'un flux étroit en rive droite du glacier de l'Arve.
Plus tard, Penck et Brückner (1909) ont subdivisé le complexe glaciaire rhodanien en deux parties :

• un «glacier helvétique» (*helvetischer Gletscher*, étudié par Eduard Brückner), formé par les glaciers du Rhône valaisan, de la Sarine et de l'Aar,
• et un «glacier rhodanien» (*rhodanischer Gletscher*, étudié par Albrecht Penck), formé par les glaciers du Rhône, de l'Arve, de l'Isère et de l'Arc ***(cf. § II – 2. 1)***.

C'est en ces termes que les auteurs décrivirent le réseau glaciaire précité :
Le réseau glaciaire de la vallée de l'Isère, extrait de Penck A., Brückner E. (1909). Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig (traduction de l'édition originale par P. Schoeneich).

« *Le glacier rhodanien* »

« Dans les masses formidables de glace, qui remplissaient pendant l'Age glaciaire l'espace entre les Alpes et le Jura français et qui s'étalaient sous forme d'un réseau dense par dessus les contreforts Sud de ce dernier, les différentes composantes n'étaient plus clairement séparées : la glace de la vallée du Rhône formait avec celle de l'Arve et de l'Isère un tout, que nous appellerons Glacier rhodanien, comme pendant au Glacier helvétique. La limite entre les deux n'est naturellement pas une limite franche; mais comme le Mont du Vuache, avec ses 1 111 m d'altitude, forme à l'W de Genève une séparation remarquable de l'avant-pays alpin, tant du point de vue géologique que géomorphologique, il séparait aussi dans l'ensemble les masses glaciaires helvétiques et rhodaniennes. Il était toutefois lui-même recouvert par la glace ; celle-ci avait une culmination au NE dans le voisinage du Chasseron et elle déposait encore aux environs de la Pointe de Sorgier, sur le flanc de la chaîne du Reculet, des blocs erratiques à 1200 m d'altitude. Mais le bord et le lit de cette glace deviennent différents. Au NE, c'est la première chaîne du Jura qui barrait le glacier helvétique, au SW c'est la deuxième chaîne qui prend le rôle de barrage. Si au NE l'espace entre Alpes et Jura est un paysage couvert de collines, il est traversé au SW par de nombreuses chaînes qui tendent du Jura vers les Alpes, et même si elles étaient enfouies sous les glaces, celles-ci en étaient divisées en courants organisés comme un réseau. Charles Lory avait déjà éprouvé le besoin de donner un nom à ce réseau. Il parle d'un glacier delphino-savoyard. Falsan et Chantre utilisent toutefois ce nom sur leurs cartes dans un sens beaucoup plus restrictif pour la seule partie médiane du glacier rhodanien; nous éviterons la confusion en utilisant ce nouveau nom ».

«*Le flanc des Alpes*»

« Plus encore que le grand glacier helvétique, le glacier rhodanien fait penser par son développement au glacier de l'Inn: comme celui-ci est barré par les Alpes calcaires septentrionales, il est barré par le Jura. Mais son système glaciaire est encore plus compliqué; car il reçoit des Alpes non de simples affluents, mais un véritable réseau de glaciers. Les vallées transversales descendant de la chaîne principale - la Tarentaise empruntée par le cours supérieur de l'Isère, la Maurienne traversée par l'Arc, ainsi que la vallée du Drac -débouchent dans la vallée longitudinale de l'Isère. Celle-ci est quant à elle la partie terminale du grand alignement de vallées que nous avons pu suivre depuis le coude du Rhône à Martigny par le Col des Montets (1 445 m) dans la Vallée de Chamonix et de là par dessus le Col de Demi Quartier dans l'Arly et jusqu'à l'Isère. Comme la vallée longitudinale de l'Inn, celle de l'Isère est ouverte sur le système subalpin par plusieurs passages: le seuil bas (500 m) de Faverges nous mène dans le Val d'Annecy; à côté, le Col de Tamié (908 m) offre un passage plus court; par le Col du Frêne (956 m) nous parvenons dans la vallée du Chéran ; la « Cluse» de Chambéry (309 m) relie le fond de la vallée de l'Isère avec celui de la Combe de Savoie, la grande vallée longitudinale entre

les deux chaînes du Jura, qui abrite le lac du Bourget et qui est traversée plus au N par le Rhône, entre Bellegarde et Culoz. La dernière ouverture conduit l'Isère de la partie inférieure de sa vallée, le Grésivaudan, à travers les massifs calcaires subalpins sur la bordure du massif».

«Le réseau glaciaire de la vallée de l'Isère»

« Toutes les ouvertures précitées étaient englacées; une masse glaciaire coalescente s'étendait de la vallée du Rhône vers Martigny jusqu'au coude de l'Isère vers Grenoble; elle était drainée non seulement dans la direction des cours d'eau actuels, Rhône, Arve et Isère, mais s'écoulait aussi de la vallée longitudinale de l'Isère vers la région d'Annecy, dans la vallée du Chéran et la Combe de Savoie ».

La confusion qui existe actuellement quant à l'attribution des dépôts glaciaires de la région lyonnaise est due aux trois facteurs suivants (Schoeneich, 2002 ; Coutterand *et al.*, 2009) :

• le poids de l'hydrographie : dans l'attribution des noms de glaciers, la configuration du réseau hydrographique actuel a primé sur les considérations glaciologiques. On a ainsi attribué au glacier du Rhône les dépôts de la région lyonnaise, drainée par le cours du Rhône, et au glacier de l'Isère ceux du lobe de Moirans, dans l'actuelle basse vallée de l'Isère. Or, les écoulements de glace du Quaternaire empruntaient souvent d'autres cheminements que ceux des rivières actuelles ;

• le poids des mots : Penck et Brückner (1909), tout en reprenant les interprétations de Lory (1860-1864), puis de Falsan et Chantre (1879-1880), renomment le lobe lyonnais «*rhodanischer Gletscher*» ; plus tard, le texte original de Penck et Brückner sera traduit par «glacier du Rhône» au lieu de «glacier rhodanien». Ainsi, c'est par glissement sémantique et au fil des traductions qu'on est passé d'un «*rhodanischer Gletscher*» bien défini chez Penck et Brückner à un «glacier du Rhône» à l'origine des interprétations erronées actuelles ;

• le poids des frontières nationales et linguistiques : tant les auteurs suisses que français ont eu l'habitude de ne considérer qu'une partie du réseau glaciaire, ce qui a favorisé l'émergence et la persistance d'une vision erronée des flux de glace. Le fait que les auteurs suisses aient surtout publié en allemand et les auteurs français en français a renforcé ce clivage.

Ces trois facteurs ont finalement primé sur les données pétrographiques certes anciennes mais sans équivoque et sur des considérations glaciologiques pourtant évidentes lorsque l'on prend en compte la totalité du système glaciaire. Malgré les travaux bien étayés de ces précurseurs, le terme de « glacier du Rhône » s'est imposé dans la littérature et dans l'esprit des chercheurs pour l'ensemble du complexe glaciaire.

En effet, il semble peu crédible que les glaciers savoyards n'aient connu qu'un développement limité au sillon subalpin, alors que leur voisin est censé déborder à la fois sur le Moyen-Pays suisse et la région lyonnaise. Mandier (2003) réexamine la part à attribuer au glacier du Rhône (*s.s.*). Il écrit notamment : «*il nous paraît essentiel de mettre fin à un malentendu concernant l'appellation glacier de piémont du Rhône. Analysé à partir de l'aval, le glacier würmien de piémont ne pouvait qu'être qualifié de rhodanien sans pour autant que cela signifie une alimentation principale à partir du glacier du Valais*». De fait, il envisage une alimentation du lobe lyonnais par les glaciers du Rhône, de l'Arve et de l'Isère pendant la phase d'extension maximale (stade A). Puis, durant le stade D, seules les glaces iséroises, complétées par les apports du glacier de l'Arve, dont l'importance relative reste à estimer, auraient contribué à l'alimentation du lobe lyonnais.

À l'examen de la littérature, il est intéressant de noter que le complexe glaciaire rhodanien est rarement représenté dans son ensemble (Schoeneich, 2002) :

• les quaternaristes suisses ne représentent en général que le lobe suisse et limitent leurs cartes à la région genevoise. Cependant, la carte paléogéographique de Paul Beck (1926) fait figure d'exception. C'est une des rares à représenter le complexe glaciaire rhodanien dans son ensemble ***(fig. 2. 15)***. La représentation classique est celle proposée par Jäckli (1962, 1970). Lorsqu'ils représentent les flux de glace, ils indiquent un flux principal qui s'incurve vers le

nord depuis la cuvette lémanique et négligent l'écoulement par Genève, qui est pourtant censé alimenter le lobe lyonnais (Frei, 1912, ***fig. 2. 16*** ; Kasser, 1980 ; Haeberli et Penz, 1985, ***fig. 2. 17*** ; Haeberli, 1991). Cette représentation des flux de glace est d'ailleurs étayée par des données pétrographiques de blocs erratiques.

• les quaternaristes français (Mandier, 1984 ; Monjuvent *et al.*, 1984 ; Campy, 1985 ; Buoncristiani et Campy, 2002) ne représentent que le lobe lyonnais et font débuter le glacier du Rhône dans le bassin lémanique ***(fig. 2. 18).*** Comme le souligne Schoeneich (2002), lorsqu'ils représentent les flux de glace, «*ils indiquent un flux principal rhodanien venant de Genève et occultent totalement la contribution des glaciers transversaux ayant occupé les cluses d'Annecy et de Chambéry, ils considèrent que les glaciers savoyards ne jouant qu'un rôle limité, n'auraient guère débordé du sillon du Grésivaudan*». L'examen de la littérature montre qu'aucun auteur n'a représenté le complexe glaciaire «rhodanien» dans son ensemble.

Ces différentes cartes tronquées occultent complètement les surfaces d'accumulation glaciaires que supposerait l'alimentation des deux lobes par le seul glacier du Rhône. Mais surtout, ces représentations partielles suggèrent une énorme extension de cet appareil, la zone d'ablation paraissant largement disproportionnée par rapport à la zone d'accumulation.
Le rapport, Accumulation / Area / Ratio (AAR) montrerait dans ce cas une zone d'ablation plus vaste que sa zone d'accumulation, rapport totalement incompatible avec celui d'un glacier à l'état d'équilibre.

2. 2. 3. 1 - La position de ligne d'équilibre glaciaire

Les différents calculs de la LEG appliqués au système glaciaire Rhône – Arve – Isère, donnent une altitude comprise entre 1250 m et 1350 m.
À l'examen de l'appareil isérois qui occupe le Grésivaudan, on ne peut que constater la proximité de la zone d'alimentation, la LEG étant située à l'entrée de la cluse de Chambéry, soit à une distance de 70 km du complexe des moraines internes de Grenay (stade A). Cette situation suggère un débit de glace considérable par la cluse de Chambéry, qui alimentait les diffluences du val de Couz, du seuil de l'Epine et du col du Chat.
En revanche, la reconstitution montre que la LEG du glacier du Rhône devait se situer au centre de la cuvette lémanique, avec une zone d'alimentation du glacier distante de plus de 150 km du complexe des moraines frontales du stade A. Au simple examen de ce paramètre, il ressort qu'une telle distance du front est incompatible avec une alimentation du lobe lyonnais par la seule glace valaisanne ***(fig. 1. 3, cf. § A. 1. 2)***.

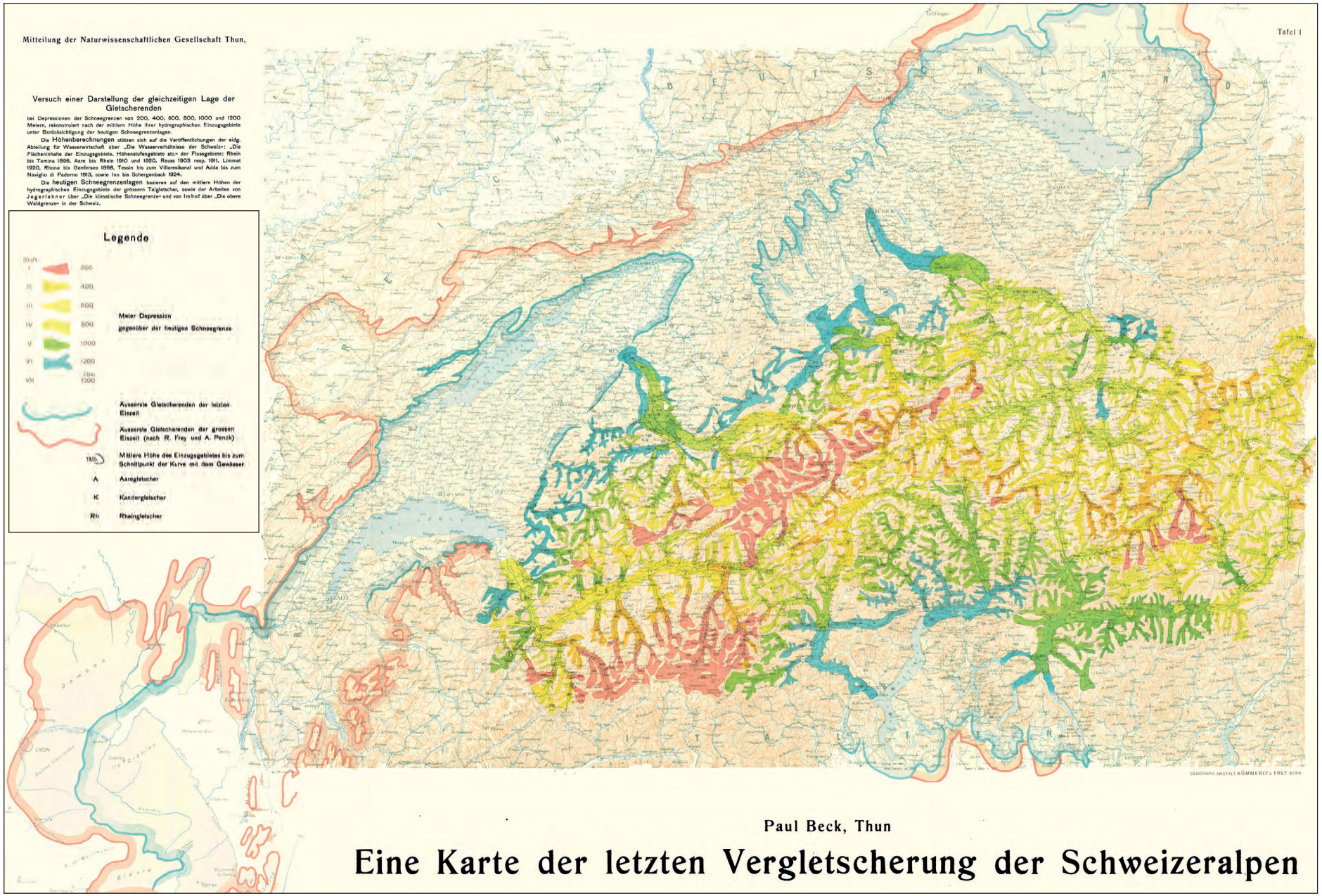


Fig. 2. 15 – Carte de Paul Beck (1926). Le complexe glaciaire du Rhône est ici représenté dans sa globalité.

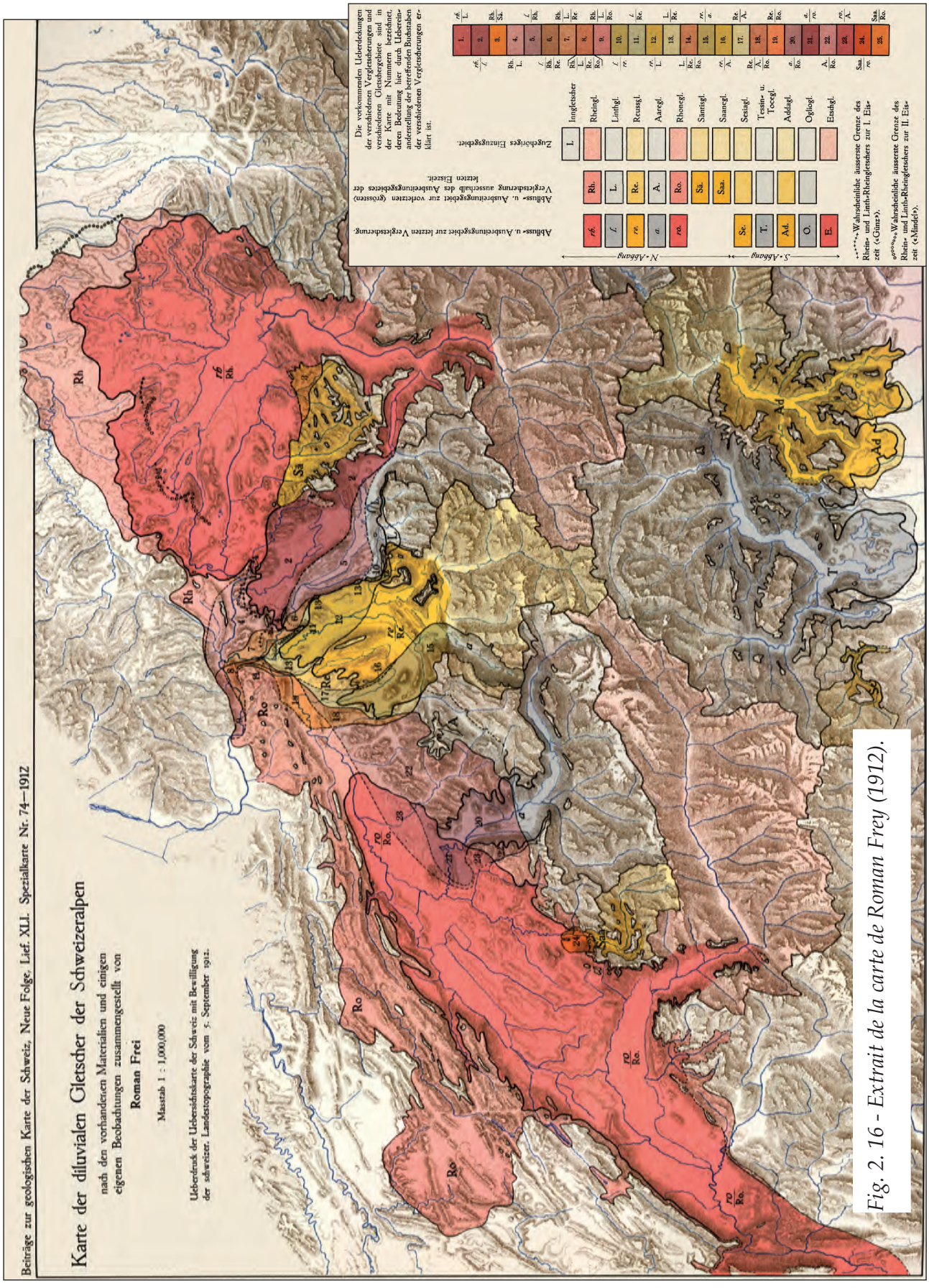


Fig. 2. 16 - Extrait de la carte de Roman Frey (1912).

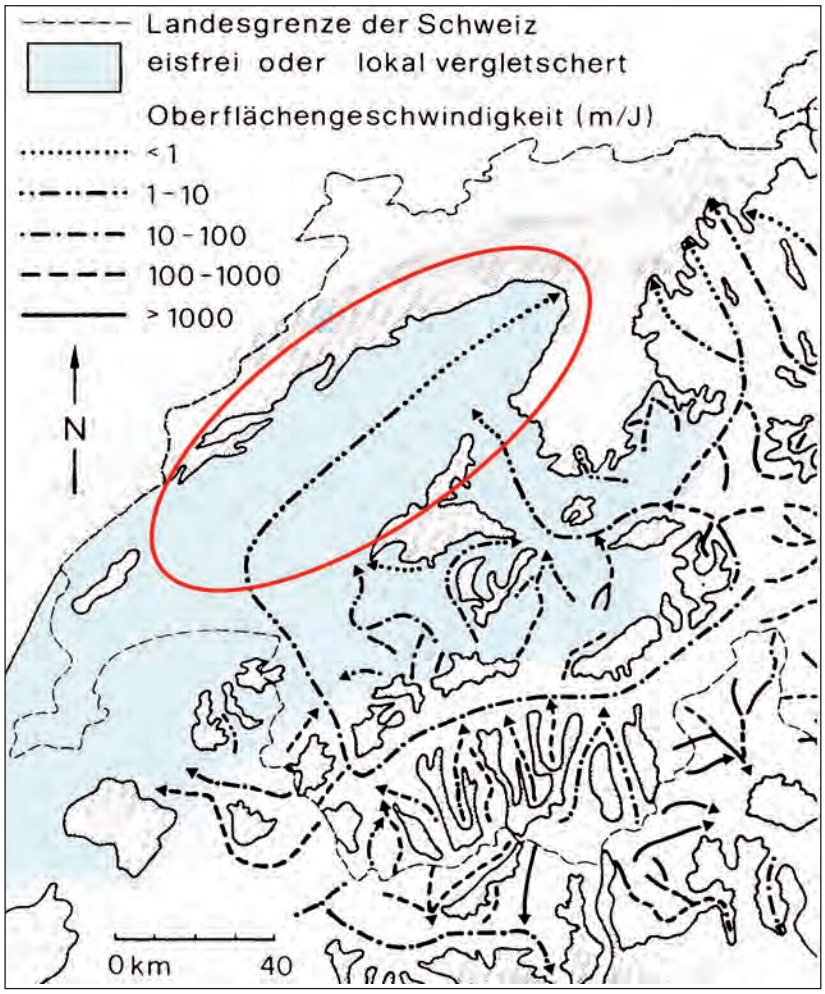
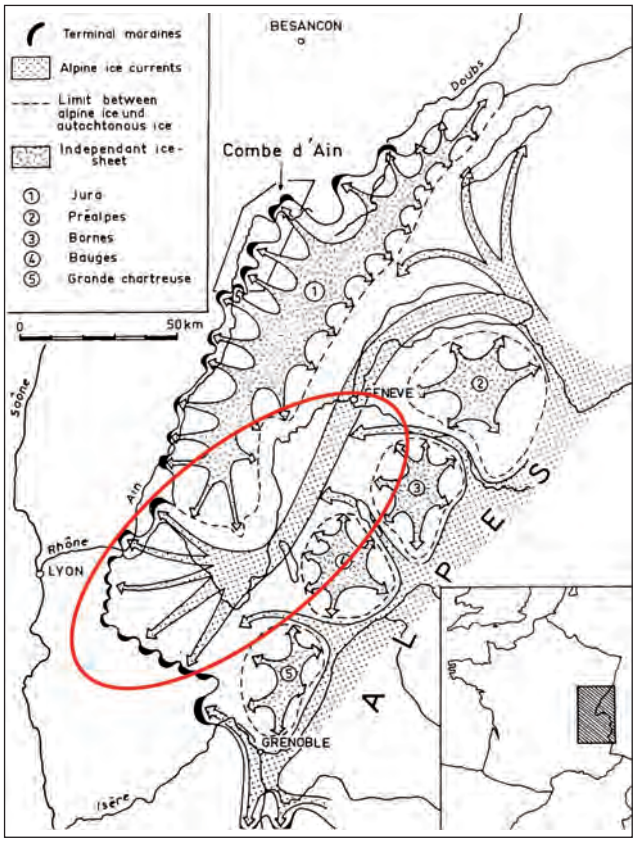


Fig. 2. 17 - Représentation par des auteurs suisses du seul lobe de Wangen du glacier du Rhône (Haeberli et Penz, 1985), colorisée.



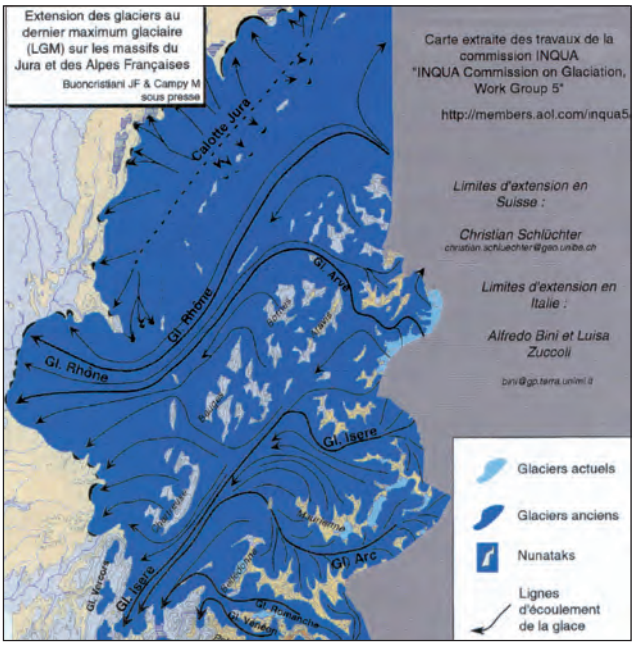


Fig.2. 18 - Représentation des flux et du seul lobe lyonnais par des auteurs français :
figure gauche (Campy, 1985) ;
figure droite (Buoncristiani et Campy, 2002).

2. 2. 3. 2 - Les données pétrographiques

En regard de la similitude des unités structurales (Alpes internes et Alpes externes présentes en Valais, en Tarentaise et en Maurienne), les données pétrographiques publiées (Barféty *et al.*,1977 ; Debelmas *et al.*,1989, Marthaler, 1998) et la seule analyse pétrographique macroscopique des matériaux erratiques issus des différents bassins ne permettaient pas de trancher sur l'origine des flux glaciaires.

Afin d'aller plus loin dans l'analyse, une étude microscopique associée à l'examen macroscopique des blocs erratiques identifiés sur le piémont a été menée. Une trentaine d'échantillons a été prélevée sur des blocs erratiques et analysée. Les analyses pétrographiques ont permis de distinguer les marqueurs suivants :

1. les brèches polygéniques et les grès grossiers et conglomératiques du flysch du domaine valaisan (ex zone des brèches de Tarentaise) ;
2. les conglomérats à galets taraudés de la molasse burdigalienne ou « conglomérat de Bourdeau » (commune de Bourdeau, versant oriental de la montagne de l'Epine) ;
3. les brèches et poudingues à ciment rouge de la molasse oligocène, « marbre de Vimines « ou brèche de Vimines (sur les versants oriental et occidental de la montagne de l'Epine) ;
4. les conglomérats polygéniques du Houiller (zone houillère ou briançonnais externe des vallées de la Maurienne et de Tarentaise) ;
5. les granites du rameau interne des massifs cristallins externes, en particulier ceux de la Lauzière et de Saint Colomban-des-Villards ;
6. les gabbros à gros grains des ophiolites liguro-piémontaises et valaisannes (bassins versants de la Tarentaise et de la Maurienne) ;
7. les orthogneiss du massif du Grand Paradis appartenant aux unités piémontaises (s.s.) et affleurant notamment dans la haute vallée de l'Arc (au village de l'Ecot et au glacier des Sources de l'Arc).

1 – Les brèches polygéniques, les grés grossiers et conglomératiques du flysch du domaine valaisan.

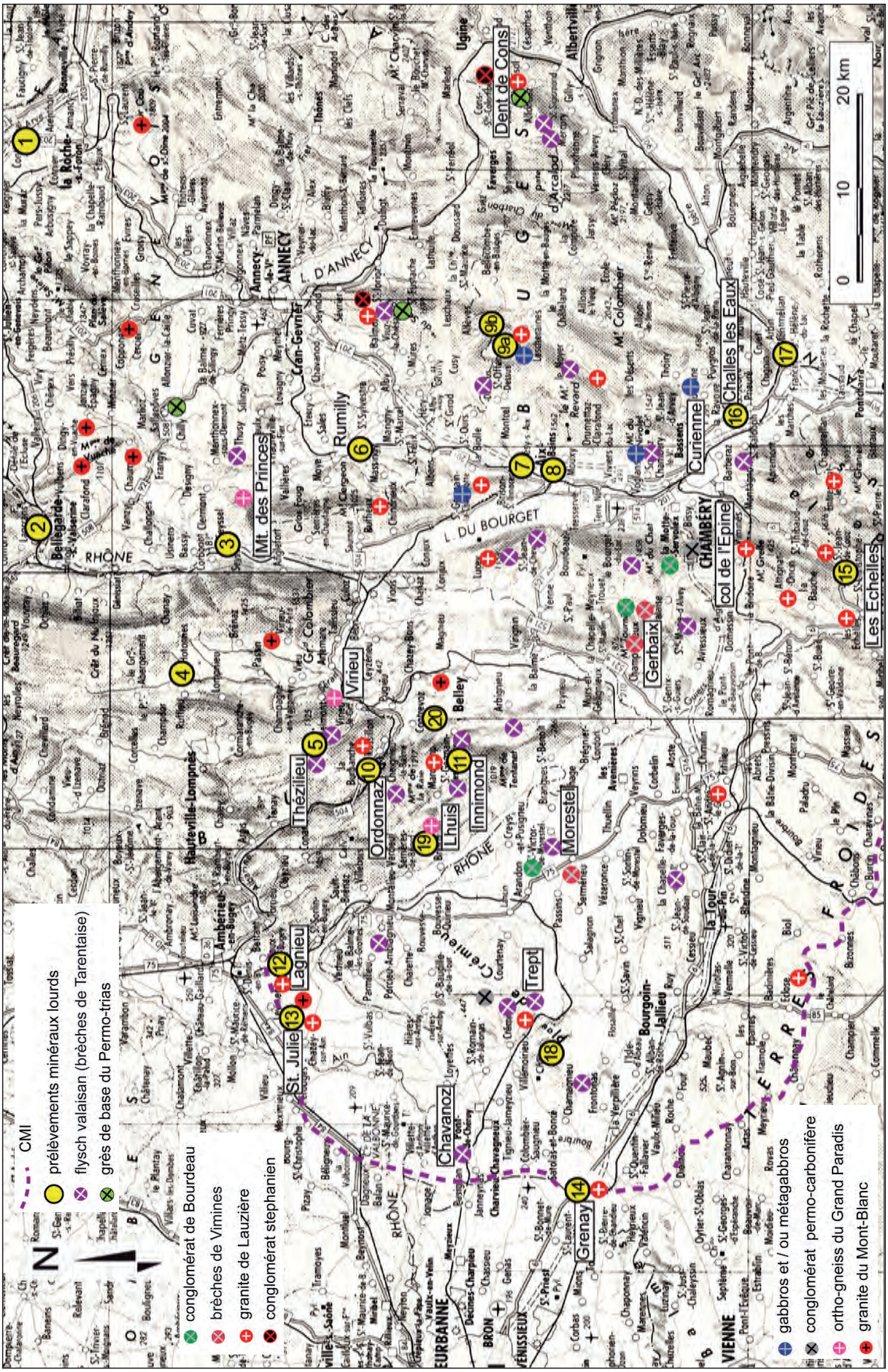
Une attention particulière a été portée à ce marqueur, car il constitue un des principaux vecteurs pétrographiques pour l'étude des blocs erratiques.

A - Répartition des blocs erratiques et description

C'est véritablement par « convois » que les faciès détritiques grossiers du flysch du domaine valaisan ont été transportés par l'écoulement des glaciers sur l'Est lyonnais et sur l'avant-pays savoyard.

Vingt six blocs erratiques ont été observés ***(fig. 2. 19 ; cf. annexe, liste)***. Ils présentent tous des caractéristiques similaires : faciès détritiques polygéniques riches en clastes de socle cristallin, de quartzites blancs, de dolomies grises, jaunes ou noires et de calcaires marmorisés bleu à noir. La forte hétérométrie des galets témoigne d'une absence totale de tri. Ainsi, la matrice appartient à la partie la plus fine issue de la désagrégation des divers éléments constitutifs. De telles caractéristiques rappel-

Fig. 2. 19 (ci-contre) – Localisation et lithologie des blocs erratiques étudiés sur le piémont lyonnais (liste en annexe). Situation des sites prélevés pour analyses des minéraux lourds : 1 - Arve, Reignier ; 2 - Rhône, Ballon Lancrans ; 3 - Rhône Seyssel (Vivian et Ricq) ; 4 - Hotonnes ; 5 – Thézillieu ; 6 - Rumilly (Vivian et Ricq) ; 7 - Val du Bourget (Nicoud, Macaire) ; 8 - Val du Bourget (Vivian et Ricq) ; 9 - Bange (Hobléa) ; 10 - Grotte Sous Sangles ; 11 - Innimond ; 12 – Lagnieu ; 13 - Sainte Julie ; 14 - Grenay ; 15 - Les Echelles ; 16 - Isère Challes-les-Eaux (Vivian et Ricq) ; 17 - Isère Montmélian. Stades de retrait du piémont lyonnais : 18 - Mora ; 19 - Lhuis ; 20 - Artemare.


CMI
prélèvements minéraux lourds
flysch valaisan (brèches de Tarentaise)
grès de base du Permo-trias
conglomérat de Bourdeau
brèches de Vimines
granite de Lauzière
conglomérat stephanien
gabbros et / ou métagabbros
conglomérat permo-carbonifère
ortho-gneiss du Grand Paradis
granite du Mont-Blanc
0 10 20 km
RHONE
L. D'ANNECY
L. DU BOURGET
Mt. des Princes
Rumilly
Thézilieu
Virieu
Ordonnaz
Lhuis
Innimond
Belley
Morestel
Gerbaix
Curienne
Challes les Eaux
Dent de Cons
Les Echelles
col de l'Epine
Lagnieu
St. Julie
Chavanoz
Trept
Grenay
Bellegarde
Hauteville-Lompnès
Ambérieu
Annecy
Cran-Gevrier
Albertville
Ugine
CHAMBERY
BOURGOIN-JALLIEU
VIENNE
EURBANNE
BRON
VENISSIEUX

lent sans ambiguïté les faciès observés au niveau des flyschs des zones valaisannes et ultra-dauphinoises (vallées de l'Isère et de l'Arc) ou bien au niveau de la série de la Nappe de la Brèche en Chablais (vallées des Dranses et du Giffre).

Parmi les blocs erratiques étudiés, certains ont été décrits par Falsan et Chantre, (1879-1880) sous l'appellation de «*brèche triasique*». Nous citerons entre autres, «*la Pierre du Bon Dieu*» ***(Fig. 2. 20)*** à proximité de Trept en Isère.
Sur les vingt six blocs erratiques cartographiés, cinq répartis entre le plateau de Crémieu et le Jura méridional, ont été échantillonnés et analysés. Deux d'entre eux présentant des caractères lithologiques propres aux vingt six blocs retenus sont ici développés.

Trept
Bloc erratique de 50 m^3 présent sur le plateau de Crémieu ***(fig. 2. 21 A)*** : il correspond à une brèche polygénique hétérométrique dont les éléments figurés sont représentés par des dolomies grises et jaunes, des calcaires sombres et des éléments cristallins du socle antétriasique. La «phase de liaison» est une matrice présentant des éléments anguleux issus principalement de la désagrégation des séries triasiques du Trias basal moyen ***(fig. 2. 22)***. L'ensemble présente un étirement général et une orientation très marqués.

Innimond
Il s'agit également d'un bloc de brèche polygénique hétérométrique de 5 m^3 environ, situé sur la moraine supérieure d'Innimond (950 m) ***(fig. 2. 21 B)***. Les éléments figurés sont représentés par des calcaires noirs et des dolomies grises ; de nombreux éléments sont localement broyés. La «phase de liaison» est une matrice à éléments anguleux, tous les grains sont orientés. Tout comme le bloc précédent, il présente aussi un étirement et une orientation très marqués ***(fig. 2. 23)***. Par ailleurs, les minéraux néoformés (quartz, calcite) sont abondants.

Le caractère brèchique des éléments constitutifs et le métamorphisme affectant cette lithologie est reconnu. De ce fait, une provenance des unités du flysch valaisan est proposée.

B - Localisation des affleurements sources

• Affleurements du flysch valaisan en Tarentaise et Beaufortin

Les niveaux lithologiques présentent des caractères très distincts et dont la plupart peuvent se suivre sur des distances considérables, depuis la Savoie (Cheval Noir) à la région simplonique en Suisse.
Les unités affleurent entre la moyenne Tarentaise et le Beaufortin et couvrent une super-

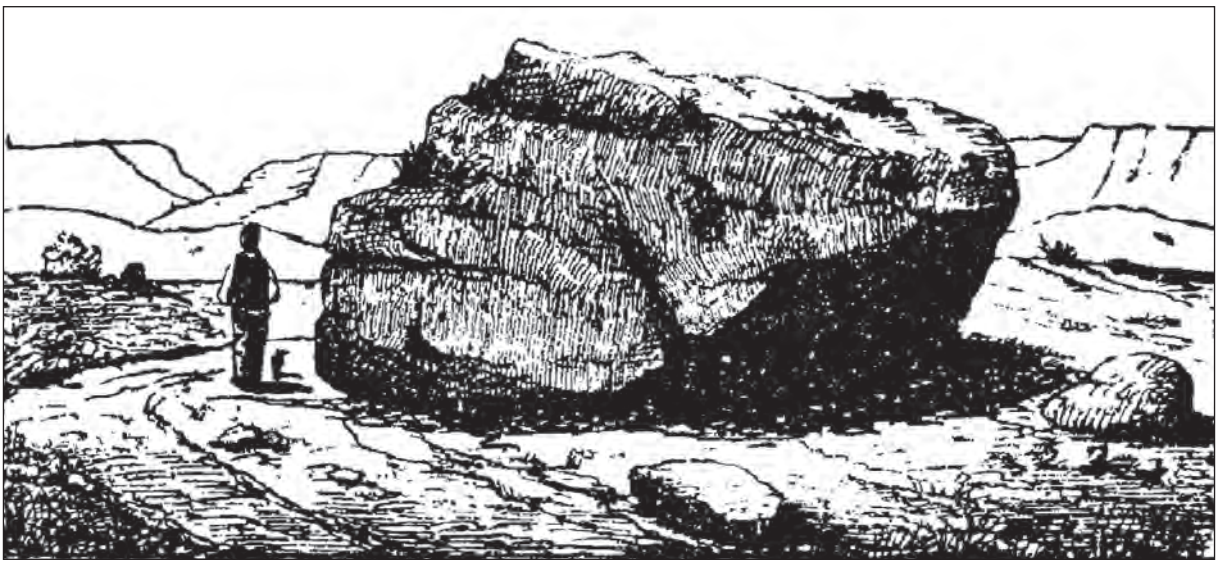


Fig. 2. 20 – La « pierre du Bon Dieu» près de Trept, dessin de A. Falsan (Falsan et Chantre, 1879).

Fig. 2. 21 – (A) La «pierre du Diable» (plateau de Crémieu, Trept, bloc erratique de flysch valaisan.

Fig. 2. 21 – (B) Un bloc erratique des moraines supérieures d'Innimond (950 m), flysch valaisan.

Fig. 2. 22 - Détail macroscopique de la «pierre du Diable» : brèches polygéniques et hétérométriques du flysch valaisan.

Fig. 2. 23 – Observation macroscopique des conglomérats du flysch valaisan. L'étirement des galets est clairement observable (flèche blanche).

ficie de plus de 155 km^2 qui se répartit entre la Pointe de Lechaud (vallée des Glaciers) au N-E, l'Aiguille du Grand Fond (2889 m), la Pierra Menta (2714 m) ***(fig. 2. 24)*** au N-W et la Pointe du Grand Nielard (2544 m) au S-W de Moûtiers.

Les faciès se répartissent en deux unités tectoniques distinctes qui se définissent d'ouest en est : (i) l'unité de Moûtiers, la plus externe, se développe de la frontière franco-italienne jusqu'à Moutiers au front des unités penniques, (ii) l'unité du Roignais-Versoyen, en position interne, se développe de Aime (Savoie) jusqu'en Suisse. Des variations de faciès sont perceptibles (Antoine, 1971), pour l'ensemble de la formation, entre les unités de Moûtiers et du Roignais-Versoyen ***(fig. 2. 25)***.

- L'unité de Moûtiers (fig.I. 2. 25)

Le faciès le plus fréquent est une brèche polygénique et hétérométrique. L'observation macroscopique révèle un ciment de calcaire gris-bleu à noir prenant souvent une patine gris clair comparable à celle du calcaire liasique. Il s'agit en fait d'une matrice composée des clastes les plus fins (Fudral, 1973). L'épaisseur des bancs (stratification souvent très fruste) est décimétrique à métrique. Les éléments, variés, représentent tous les termes du proche substratum de la formation : grès houillers, quartzites phylliteux du Permo-Trias, quartzites blancs et verts du Trias inférieur, tous les types de dolomies et calcaires du Trias moyen, dolomies et brèches dolomitiques du Trias supérieur, calcaires liasiques et infraliasiques, calcaires oolitiques à milioles du Dogger. Des éléments appartenant au socle cristallin (granites, microgranites, micaschistes) se rencontrent parfois dans cette unité.

- L'unité du Roignais-Versoyen (fig. 2. 25)

Le faciès le plus répandu est celui d'une alternance monotone de lits décimétriques de

Fig. 2. 24 –La Pierra Menta (2714 m), sommet emblématique du Beaufortin appartenant à l'unité de Moûtiers.

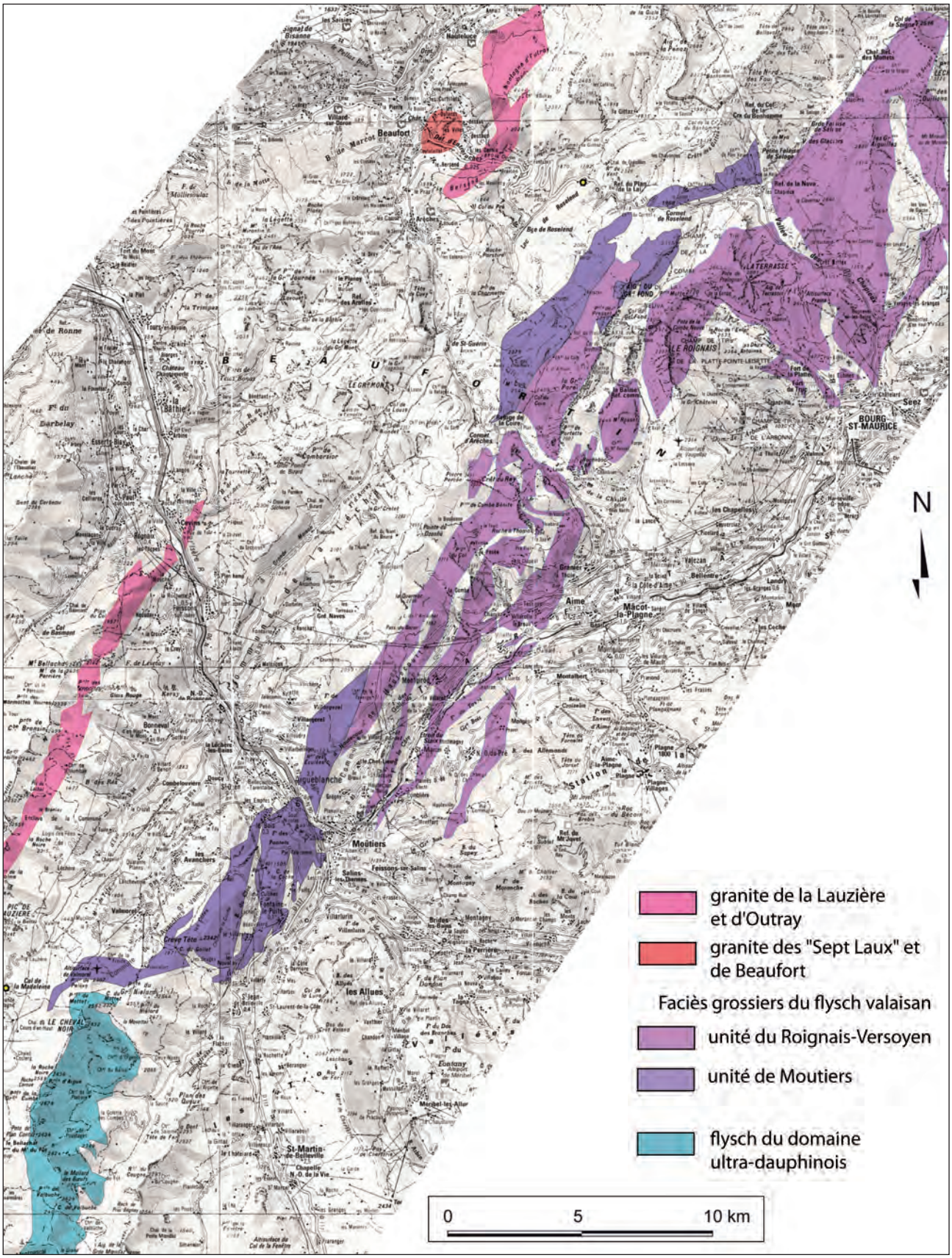


Fig. 2. 25 – Carte de localisation des flyschs des zones valaisannes (unités de Moûtiers et du Roignais-Versoyen) et ultra-dauphinoises.

calcaires sableux, calcschistes, schistes phylliteux noirs, gris ou argentés, dont l'épaisseur (difficile à chiffrer avec précision en raison de la déformation tectonique) paraît comprise entre 600 et 900 m (Debelmas *et al.*, 1989). Il s'agit donc de la formation la plus épaisse de la séquence du «flysch» de Tarentaise ***(fig. 2. 26)***.

Cette formation de brèches et de microbrèches, consiste en un ensemble fortement détritique où prédominent les conglomérats. De nombreuses variations de faciès affectent la proportion, la nature du ciment calcaire et la dimension des éléments.

Des éléments appartenant au socle cristallin sont parfois observés, mais ils sont plus rares que dans l'unité de Moûtiers.

C - Description des faciès et métamorphisme

Une attention toute particulière a été portée sur les déformations et le métamorphisme qui affectent ces unités. En effet, les faciès brèchiques sont nombreux dans les bassins du haut Rhône, du Chablais, de l'Isère et de l'Arc, et c'est principalement l'intensité, ou l'absence du métamorphisme qui se révèle un critère discriminant pour confirmer leur provenance.

L'examen macroscopique des échantillons permet de mettre en évidence les déformations et le métamorphisme qui affectent le flysch valaisan.

Trois phases de déformations et de plis associés ont affecté la totalité du domaine valaisan (Lancelot, 1979). La première, très pénétrative, génère des plis isoclinaux synschisteux. Le chloritoïde apparaît aux dépens de la carpholite. Cette première phase s'inscrit dans un champ P/T ainsi déterminé :

P ~ 12 k bar et 400 < T° < 450°C (Goffé et Bousquet, 1997 ; Fügenschuh, 1999) succédant à un pic P 17 – 18 k bar et T° ~ 350°. La deuxième phase, tout aussi pénétrative, génère aussi des plis isoclinaux parfois spectaculaires. Les

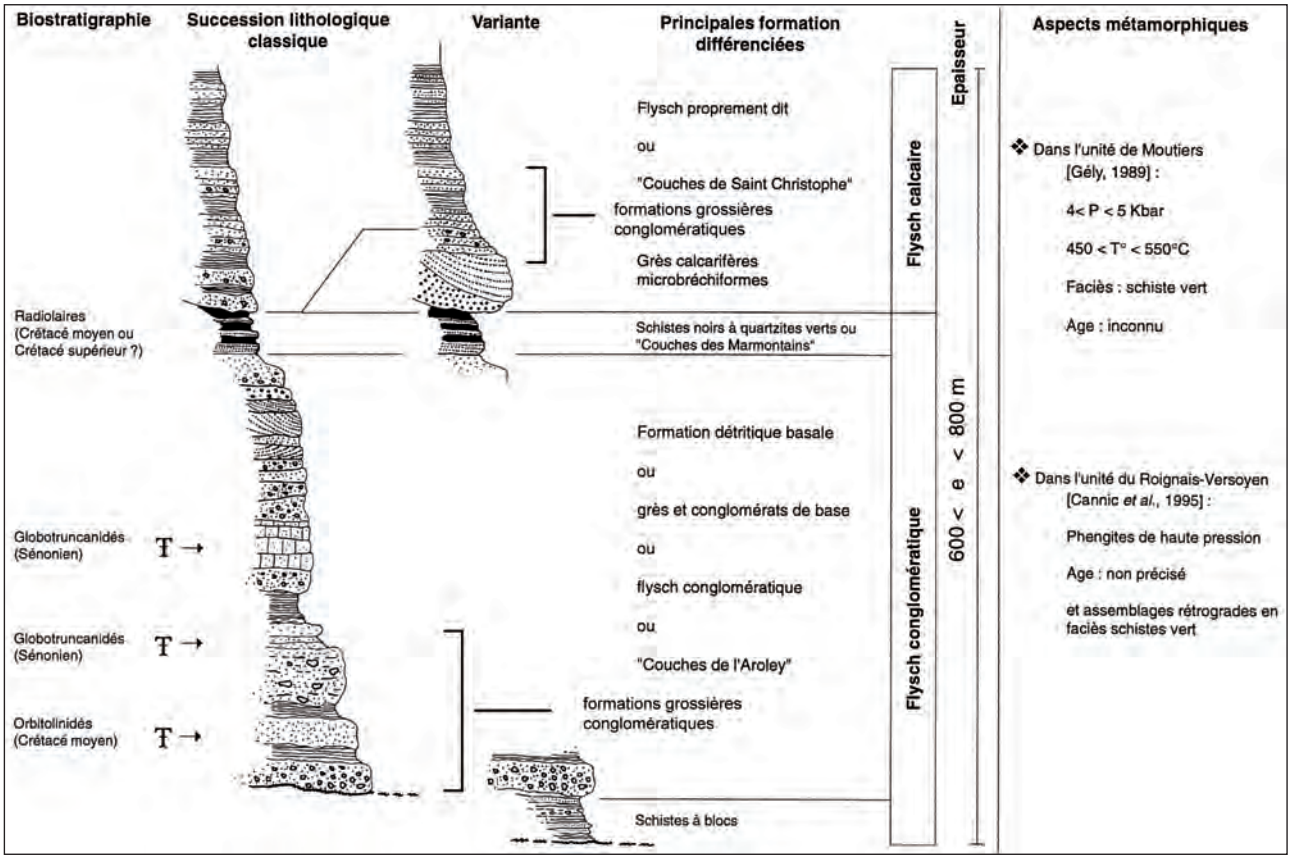


Fig. 2. 26 – Colonne stratigraphique du flysch valaisan, synthèse des données existantes et localisation des niveaux grossiers (Fudral, 1998).

structures de la troisième phase tout aussi synschisteuses s'inscrivent néanmoins dans un champ P/T moins élevé P < 5 k bar et T° < 350°C. Ceci se traduit par une recristallisation générale de la calcite et du quartz et le développement des phyllites variées de néoformation (séricite, phengite, chlorites diverses, stilpnomélane), ***(fig. 2. 27)***. Etirement et recristallisations métamorphiques intenses caractérisent donc l'évolution structurale de ce domaine.

• ***Affleurements du domaine dit ultra-dauphinois (fig. 2. 25)***

On rattache à ce domaine les flyschs grésoschisteux, dit « flysch des Aiguilles d'Arves ». L'évolution structurale est beaucoup moins intense (Ceriani, 2001) ; elle s'est développée dans un champ P/T beaucoup plus bas. C'est une différence majeure comparée à la série précédente.

• ***Affleurements de la série de la Nappe de la Brèche du Chablais (fig. 2. 28)***

Elle comprend :

• une Brèche inférieure : il s'agit d'une brèche polygénique hétérométrique non orientée. Les éléments figurés sont principalement composés de dolomies grises, beiges et jaunes, et de calcaires sombres présentant un très faible émoussé. La phase de liaison est identique à la Nappe de la Brèche supérieure. C'est une matrice composée des clastes les plus fins.

• une Brèche Supérieure : tout comme la nappe de la brèche inférieure, il s'agit d'une brèche polygénique hétérométrique non orientée mais très fracturée à filonnets de calcite. Les éléments figurés sont composés principalement de calcaires sombres et de dolomies beiges ainsi que de plus rares éléments du socle, vert foncé. La phase de liaison est une matrice composée des clastes les plus fins.

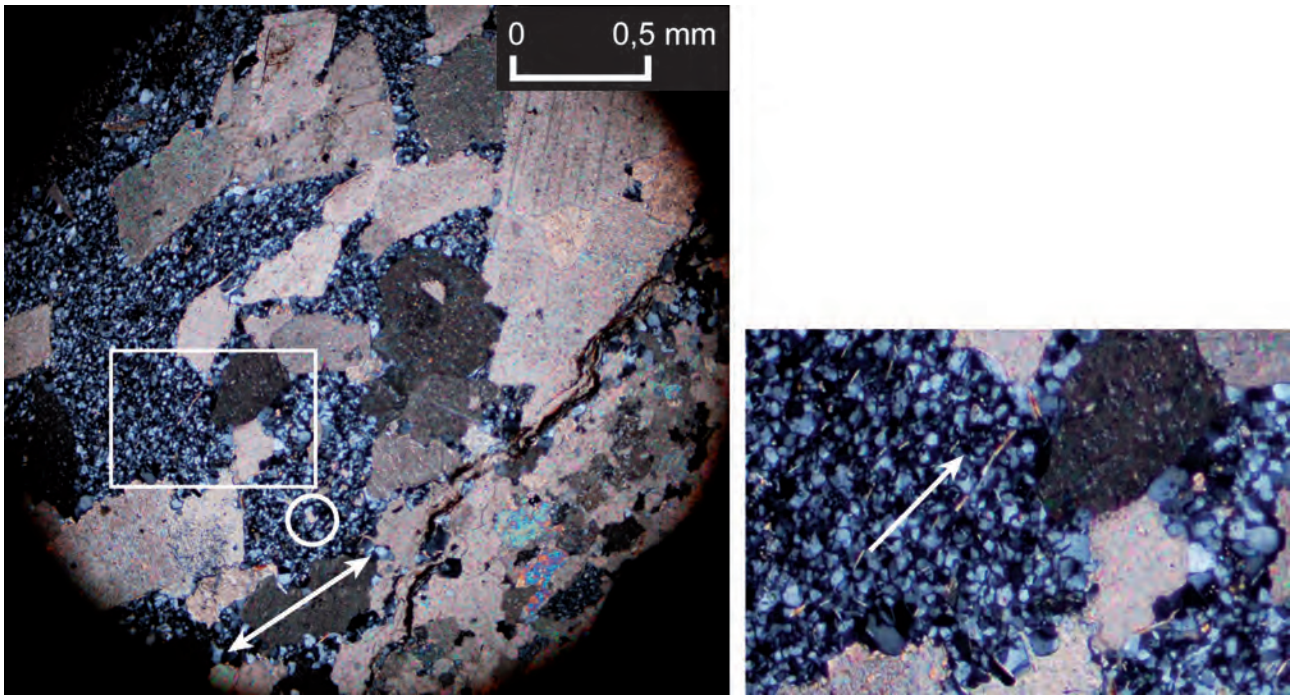


Fig. 2. 27 - Détail d'une lame mince du flysch valaisan :
Le fond est essentiellement constitué de clastes carbonatés (calcaires et dolomies) et de fragments siliceux recristallisés. De petites baguettes phylliteuses orientées S-W - N-E sont repérables dans le matériel siliceux (flèches blanches). Elles mettent en évidence l'étirement généralisé des divers éléments de l'échantillon. On note par ailleurs la néoformation de cristaux de dolomite et d'albite (cercle blanc).

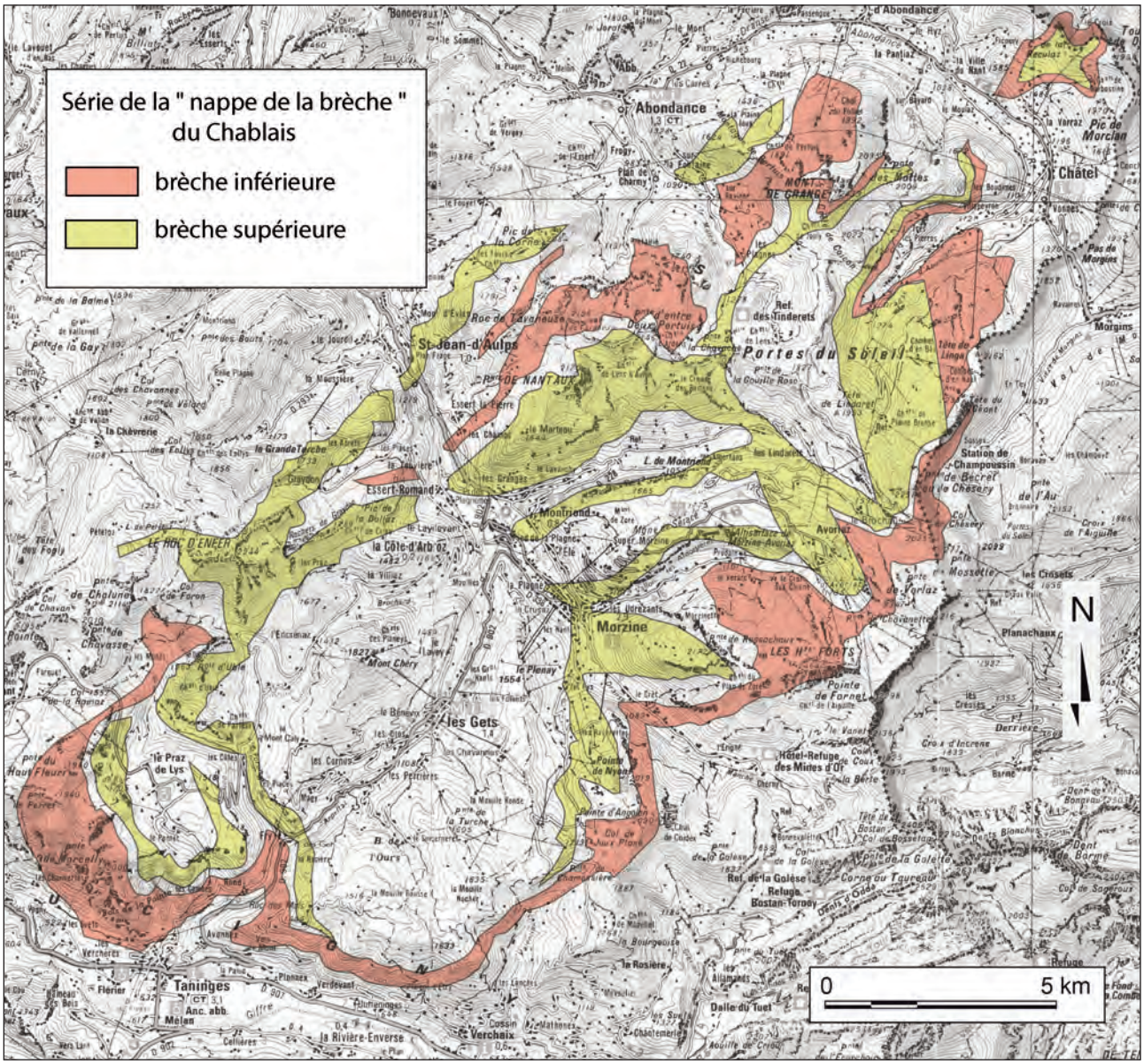


Fig.2. 28 – Carte de localisation de la série de la Nappe de la Brèche du Chablais.

Description des faciès et métamorphisme

En Chablais, l'évolution de la paragenèse des minéraux argileux et de la cristallinité de l'illite, dans des roches du Trias moyen, du Malm et du Crétacé sup -Tertiaire, montre une augmentation progressive de l'intensité métamorphique depuis la diagenèse au front des Préalpes Médianes plastiques, jusqu'à l'épizone à l'arrière des Préalpes Médianes rigides (Mosar, 1988 a). Le métamorphisme qui affecte la Nappe de la Brèche n'existe que sur le dos des Médianes rigides et se situe dans l'anchizone à sa base et dans la diagenèse au sommet. La Nappe supérieure, dans l'ensemble des Préalpes, ne dépasse pas la diagenèse profonde. On observe un gradient métamorphique horizontal du front des Préalpes Médianes vers l'arrière en passant de la diagenèse à l'épizone ***(fig. 2. 29 et fig. 2. 30).***

La comparaison entre le flysch valaisan, d'une part, le flysch ultra-dauphinois et la Nappe de la Brèche du Chablais d'autre part, est sans équivoque. Elle démontre l'intensité du métamorphisme qui affecte le flysch valaisan en opposition avec le flysch ultra-dauphinois et la Nappe de la Brèche du Chablais : ces der-

niers ne présentent qu'un très faible métamorphisme et ne montrent pas de tels étirements.

Conclusion sur les blocs erratiques de brèches polygéniques

En regard de l'abondance des blocs erratiques composés de faciès détritiques grossiers du flysch valaisan, répartis entre la Tarentaise et le piémont lyonnais, on peut éliminer tout apport par le glacier du Rhône depuis le Valais (Suisse). En effet, malgré la présence de cette unité en Valais, la surface des affleurements de flysch valaisan (Pierre Avoi, Sion et Val Ferret) ne dépasse pas 10 km², soit seulement 7 % de la surface concernée en Tarentaise-Beaufortin. De plus, il est démontré que les flux issus du Valais ***(Cf. § A. 2. 1)*** se sont écoulés vers le lobe

Fig. 2. 29 - Détail d'un bloc erratique de la Nappe de la Brèche inférieure du Chablais : les éléments figurés sont représentés par des calcaires sombres et des dolomies grises ou jaunes.

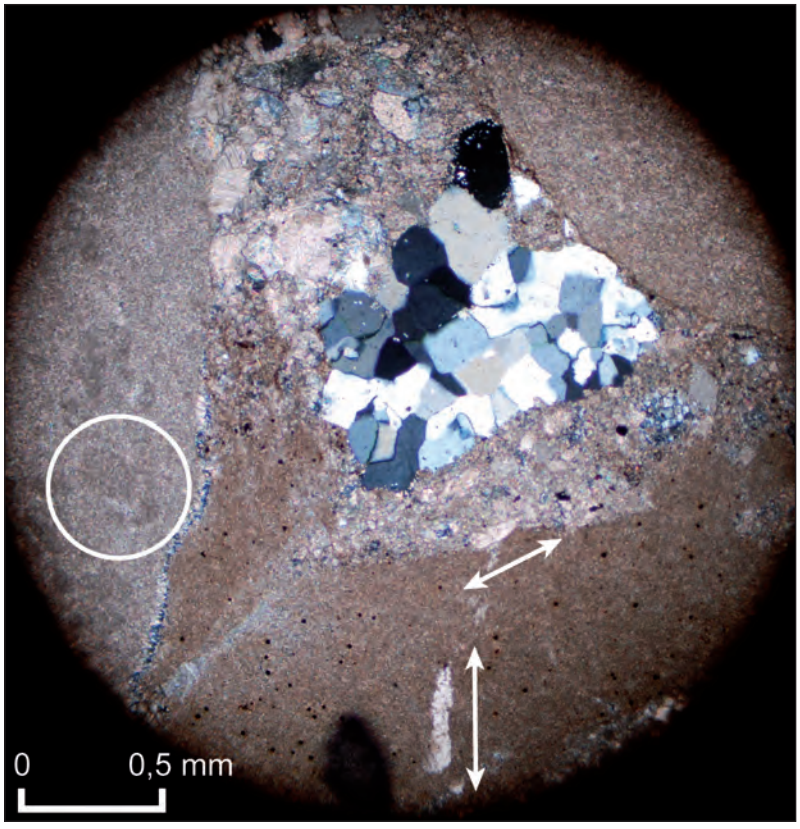


Fig. 2. 30 - Détail d'une lame mince d'un échantillon de la Nappe de la Brèche inférieure : la lame montre un ensemble de clastes carbonatés et siliceux et également de grains beaucoup plus fins, pour l'essentiel de même nature. Ils ne présentent pas d'orientation préférentielle (flèches blanches). Les clastes calcaires W révèlent des vestiges fossiles (algues calcaires) non orientés.

de Wangen du glacier du Rhône.
Par ailleurs, les critères qui caractérisent les blocs erratiques étudiés sur le piémont lyonnais sont les déformations et le métamorphisme de haute pression. Ainsi, sur la base des analyses comparatives on peut écarter toute provenance d'éléments issus du Chablais.
Enfin, l'abondance des blocs erratiques de flysch valaisan et surtout la répartition en faisceau depuis la Tarentaise constituent le principal traceur pour les flux isérois.

2 - les conglomérats à galets taraudés de la molasse burdigalienne ou conglomérat de Bourdeau

A - Répartition des blocs erratiques et description

Les blocs erratiques constitués de conglomérat de Bourdeau abondent sur le versant occidental de la montagne de l'Epine, dans le bassin de Novalaise, sur les flancs du Mont Tournier ainsi que dans la région de Morestel ***(fig. 2. 19)***.

B - Localisation des affleurements sources (fig. 2. 31)

Les affleurements de ce conglomérat s'étendent sur le bord oriental de la montagne de l'Epine, depuis Bourdeau au nord, en bordure du lac du Bourget, jusqu'à l'ouest de Chambéry. Souvent discrets, ils sont la plupart du temps révélés par les talus des routes. A Bourdeau, il affleure sur une épaisseur maximale d'une cinquantaine de mètres en bordure de la route longeant le lac du Bourget (Gidon *et al.*, 1969).

Les affleurements montrent une répartition particulière de la taille des galets : de plusieurs dizaines de centimètres au nord pour arriver au gravier au sud.

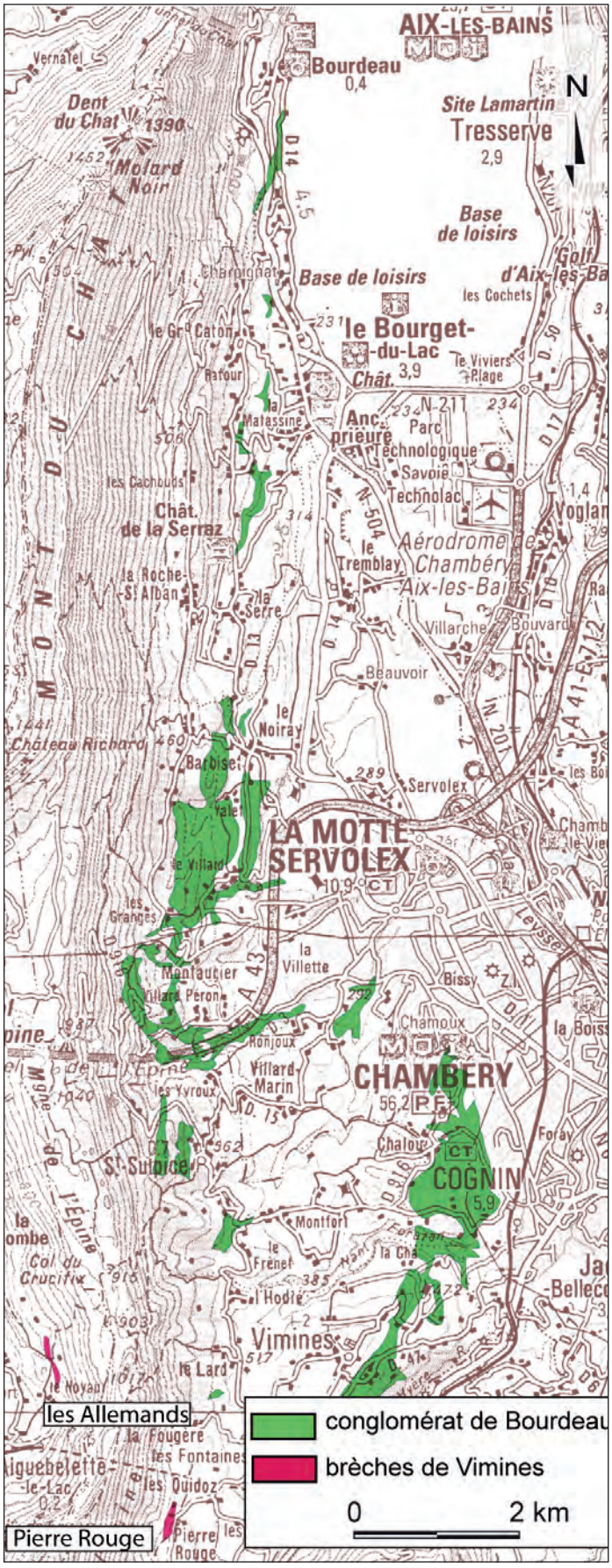


Fig. 2. 31 - Carte de localisation de la molasse burdigalienne ou conglomérat de Bourdeau et des brèches et poudingues à ciment rouge de la molasse oligocène ou brèche de Vimines.

Depuis la partie amont du Nant du Villard, en passant par le Molassier (commune de Saint-Sulpice), jusqu'au lieu-dit « Les Ecorchuts » (la Motte-Servolex) la formation affleure en une bande dont l'épaisseur varie de 3 à 10 m. Plus au sud, au lieu-dit «Les Simonds»,la formation n'a plus qu'une épaisseur de 2 à 3 m. Les galets sont de petite taille et on observe dans la matrice verdâtre azoïque, à côté du quartz et de la glauconite, des grains verts et rouges de radiolarite.

Cependant, de nombreux affleurements de molasse burdigalienne doivent être mentionnés, notamment dans le bassin de Belley. Citons, en particulier, plusieurs affleurements localisés au nord de l'agglomération de Belley où le conglomérat à gros blocs grossièrement arrondis et perforés, repose sur la surface irrégulière des calcaires urgoniens. Puis, à Saint-Martin-de-Bavel, un petit affleurement montre à la base un conglomérat à galets calcaires perforés de trous de pholades. Malgré tout, les affleurements du bassin de Belley ne peuvent être à l'origine des blocs erratiques localisés au col de l'Epine.

C - Description des faciès et métamorphisme

Le conglomérat de base du Burdigalien a été introduit dans la littérature sous le terme de «Conglomérat de Bourdeau» par Paul Gidon (1969).

Il s'agit plus précisément d'un poudingue (Lamiraux, 1977) dont les éléments sont les produits de l'érosion de paléo-reliefs locaux. Les galets ont été roulés, jusqu'à leur arrondissement par les torrents puis accumulés sur un rivage. Les galets du conglomérat sont principalement composés de calcaires jaunes et gris (88%). On remarque aussi quelques silex sénoniens bruns ou rouges (4%)) et de rares éclats de quartz filonien (3%).

La matrice est un grès à ciment calcaire, glauconieux (glauconite 3 à 4%), c'est-à-dire de la molasse qui a été datée du Burdigalien. Le ciment peut contenir des fossiles. Mais les particularités remarquables de ce poudingue sont les perforations qui affectent uniquement les galets calcaires ***(fig. 2. 32).*** Des organismes marins lithophages (pholades) sont responsables de ce taraudage plus ou moins profond et plus ou moins fréquent.

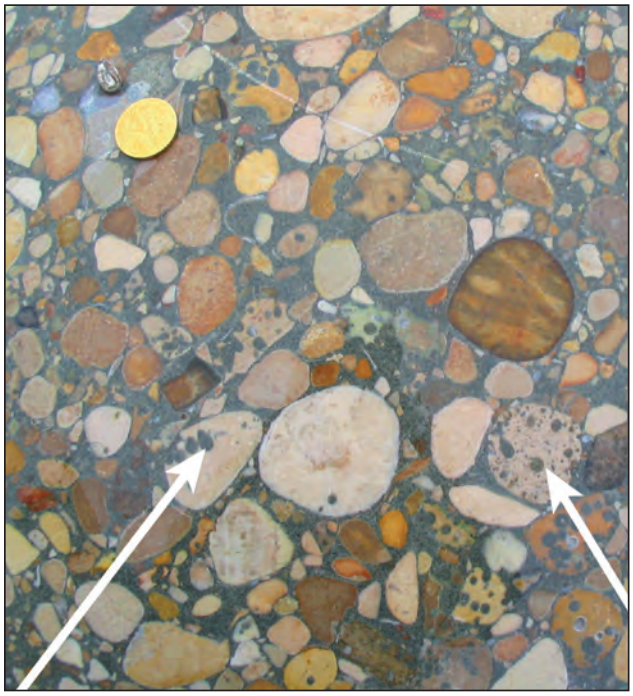


Fig. 2. 32 – Section polie d'un échantillon de conglomérat de Bourdeau (Morestel), les flèches blanches indiquent les perforations qui affectent de nombreux galets calcaires © D. Tritenne.

3 - Les brèches et poudingues à ciment rouge de la molasse oligocène, « marbre de Vimines ou brèche de Vimines »

A - Répartition des blocs erratiques et description

Cette lithologie est représentée parmi quelques rares blocs erratiques entre Morestel et la montagne de l'Epine. On observe aussi quelques blocs erratiques dans le bassin de Novalaise, sur la chaîne du Mont Tournier, notamment au col de la Latte (volumineux bloc signalé par Falsan et Chantre, 1879), sur la commune de Grésin et enfin à proximité de Morestel (le Bachelin) ***(fig. 2. 19)***.

B - Localisation des affleurements sources *(fig. 2. 31)*

Les affleurements de cette formation continentale lacustre suivent le flanc oriental de la montagne de l'Épine de façon discontinue (Gidon, 1969). L'affleurement de Vimines, au lieu-dit bien nommé « Pierre Rouge » (600 m), est le plus important, avec une épaisseur d'environ 50 m. Sur le versant occidental de la Montagne de l'Epine, un autre affleurement de faciès identique a été découvert récemment (Guyomard, 2002) au lieu dit «les Allemands» (566 m).

C - Description des faciès

Les éléments calcaires composant cette brèche font partie de la molasse aquitanienne. Leur forme, plus ou moins arrondie, indique un transport fluviatile (galets roulés) ; leur forme subanguleuse, plus fréquente, montre qu'ils n'ont pas subi d'usure liée à un long transport. Ces éléments présentent souvent des auréoles de recristallisation rougeâtres, au point parfois que le galet ne subsiste plus que sous une forme fantôme ***(fig. 2. 33)***.
Un ciment calcaire lie ces morceaux de roches, déposé par les eaux de ruissellement chargées en carbonate de calcium, et dont les hydroxydes de fer sont à l'origine de la teinte rouge de la brèche. Il existe une variété jaune, mais assez rare (Rival et Tritenne, 2006).

Conclusion sur les blocs erratiques de conglomérat de Bourdeau et de brèches de Vimines

La répartition des blocs erratiques de conglomérat de Bourdeau et de brèches de Vimines depuis la cluse de Chambéry et depuis le versant occidental de la Montagne de l'Epine accrédite nos résultats obtenus à partir de l'étude de la répartition des blocs erratiques de flysch valaisan. Elle confirme surtout la présence d'une puissante diffluence par l'ensellement des cols du Crucifix et de l'Epine.

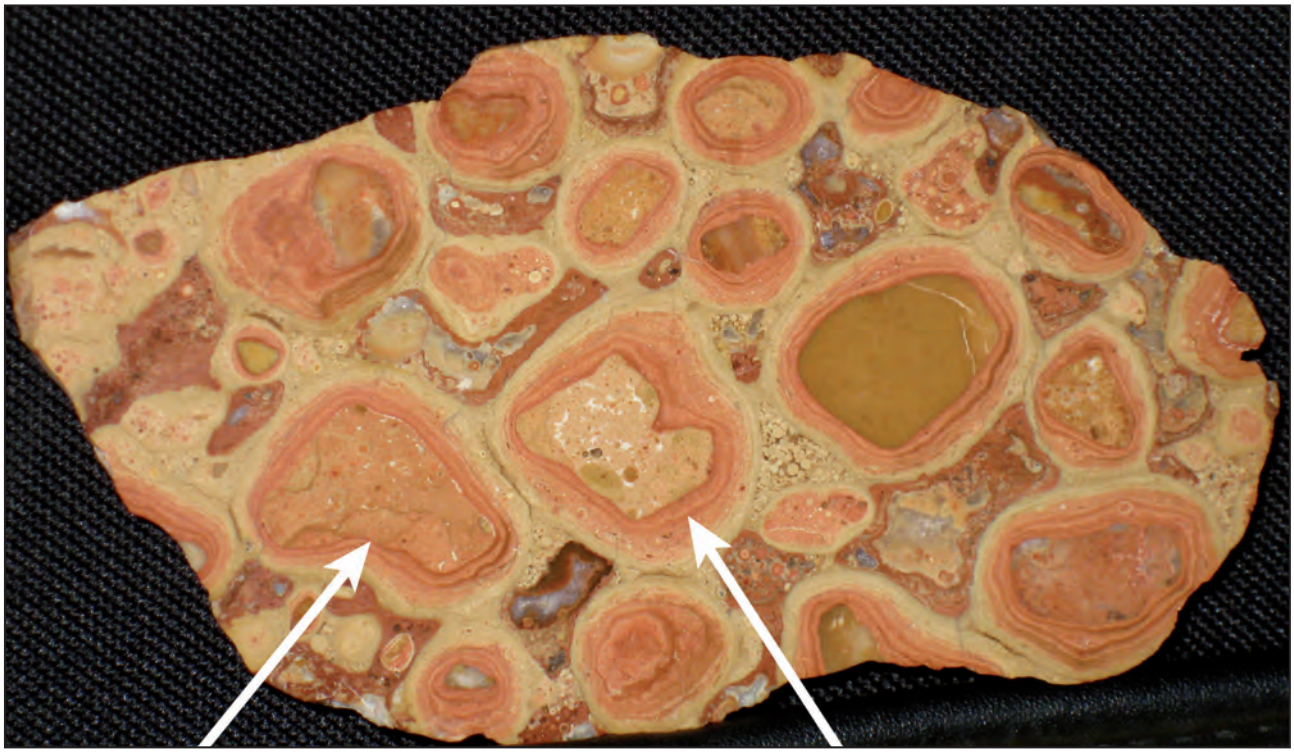


Fig. 2. 33 - Section polie d'un échantillon de brèche de Vimines : les divers clastes de la brèche sont entourés de zones de croissance colorées (flèches blanches), vraisemblablement liées à l'activité d'organismes alguaires en milieu aquatique peu profond.

4 - Les conglomérats permo-carbonifères

A - Répartition des blocs erratiques et description

La présence de rares blocs erratiques de conglomérats permo-carbonifères sur le piémont est confirmée grâce à l'identification d'un volumineux bloc erratique de 3 m^3 au col de l'Épine (Guyomard, 2002). Un autre élément de même lithologie, moins volumineux, a été identifié sur le plateau de Crémieu (Trept), ***(fig.2. 19).***

B - Localisation des affleurements sources

(Fig. 2. 34)

Plusieurs affleurements de cette unité peuvent être à l'origine des blocs erratiques : dans le val d'Arly (à l'est de Flumet) et en Maurienne (Barféty *et al.*, 1977) où elle affleure au nord de Saint-Michel-de-Maurienne. Ces faciès se développent surtout à partir de l'arête des Encombres - rocher du Péronnet, col et Pointe des Encombres.

La provenance du val d'Arly doit être éliminée. En effet, la reconstitution des flux glaciaires qui ont emprunté les grandes cluses ***(cf. § A. 4)*** démontre clairement une alimentation de la cluse d'Annecy par les glaciers de la Tarentaise et du Beaufortin. Cette dynamique a alors détourné les glaces de la vallée de l'Arly vers la cluse d'Annecy.

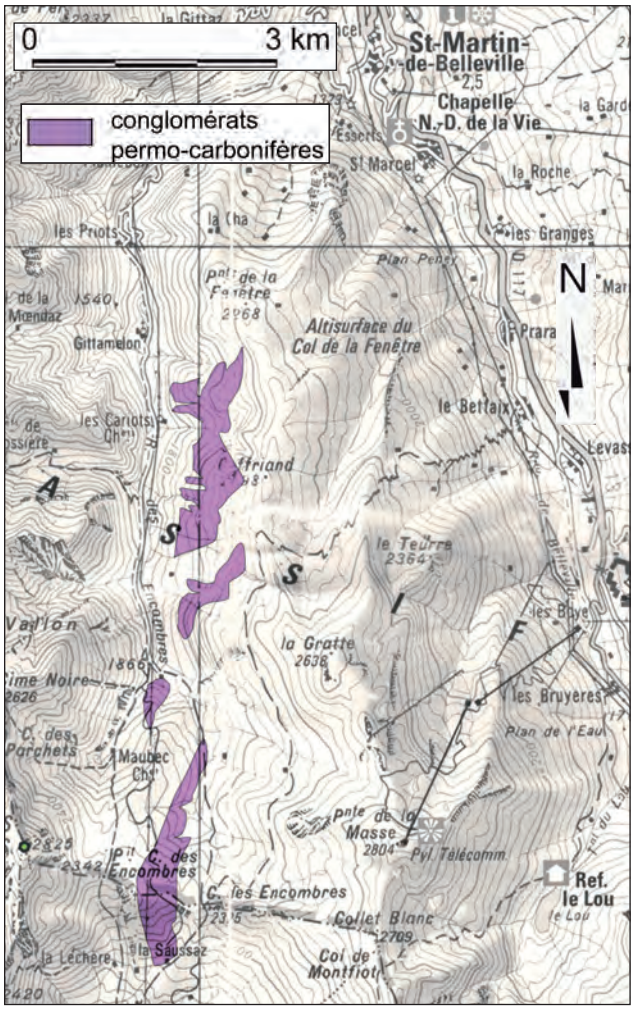


Fig. 2. 34 – Carte de localisation des conglomérats permo-carbonifères en Maurienne.

Fig. 2. 35 - Détail macroscopique d'un bloc erratique de conglomérat permo-carbonifère.

C - Description des faciès

Cette formation est essentiellement détritique. Il s'agit de conglomérats très durs de nuance grise plus ou moins foncée à galets de taille variée de granites, de schistes cristallins, de quartzites verts, gris ou rouge violacé, à galets de quartz blanc ou rosé à magnétite et paillettes de séricite ***(fig. 2. 35).***

5 - Les gneiss du Grand Paradis

A - Répartition des blocs erratiques et description

Quelques blocs erratiques *de gneiss du Grand Paradis* ont été identifiés sur le piémont lyonnais : dans la moraine frontale qui ferme le petit vallon de Lhuis (Jura méridional), sur la retombée méridionnale du Jura, au nord de Virieu-le-Grand, ainsi qu'au sein des formations morainiques de l'Albanais, sur le flanc oriental du Mont Clergeon ***(fig. 2. 19)***.

B - Localisation des affleurements sources *(fig. 2. 36)*

Les blocs erratiques sont issus d'unités affleurantes situées dans la Haute-Maurienne, dans la région des sources de l'Arc. Les affleurements forment une partie des interfluves situés entre la Levanna Occidentale (3 593 m), au nord, le glacier des Evettes au sud et le village de l'Ecot.

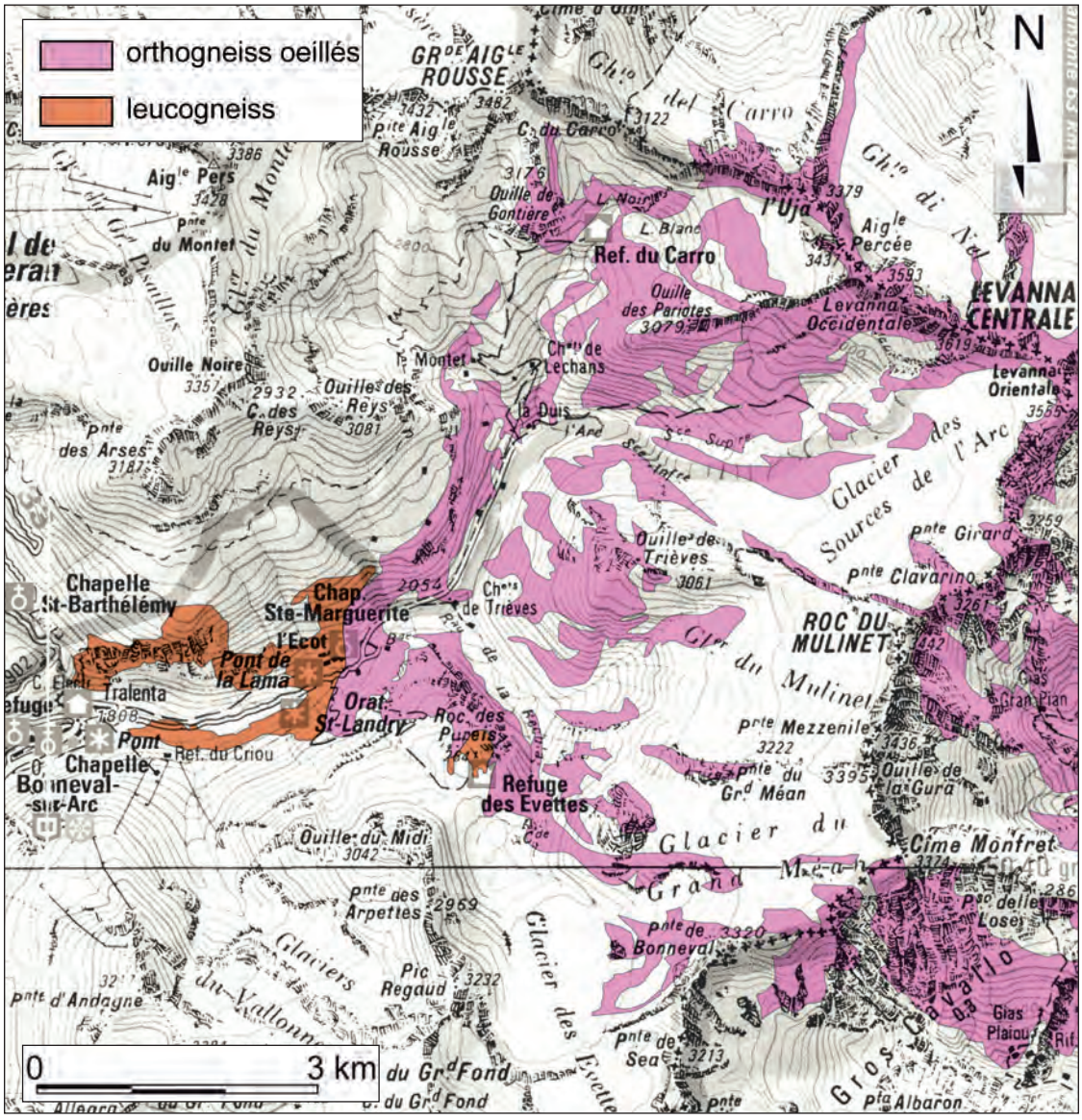


Fig. 2. 36 – Carte de localisation des gneiss du Grand Paradis en haute Maurienne.

C - Description des faciès

Les études pétrographiques permettent de distinguer deux faciès parmi les orthogneiss du massif du Grand Paradis :

• des orthogneiss œillés, de teinte gris bleuté, à grain souvent grossier ;
• et des leucogneiss de teinte gris clair, beige pâle, rosâtre ou bleue, leucocrates à hololeucocrates, à grains fins (Deville, 1989 ; Deville *et al.*, 1991).

Les orthogneiss œillés, «orthogneiss du Grand Paradis» des auteurs, correspondent aux blocs erratiques étudiés. Les orthogneiss œillés de teinte gris bleuté, à grain souvent grossier et à biotite, sont issus d'un ancien batholite formant l'essentiel du massif du Grand Paradis. Tous les intermédiaires existent entre des faciès intensément déformés, rubanés, à foliation mylonitique très marquée, et des faciès peu déformés où est encore perceptible la texture grenue du granite originel. Le faciès moyen correspond à un gneiss à texture porphyroclastique, avec des yeux en amande plus ou moins aplatis dans le sens de la foliation ***(fig. 2. 37)***.

Conclusion sur les blocs erratiques de gneiss du Grand Paradis

La localisation de blocs erratiques constitués de gneiss du Grand Paradis est primordiale dans la reconstitution des flux glaciaires. En effet, ces blocs erratiques n'ont pu être apportés que par le glacier de l'Arc. Ils constituent la preuve d'une diffluence d'une partie du bassin de la Maurienne par la cluse de Chambéry.

6 - Métagabbros magnésiens, à gros grains

A - Répartition des blocs erratiques et description

Nous avons identifié quelques blocs erratiques de métagabbros à proximité du lac de La Thuile (740 m), sur la commune de Curienne, sur le plateau de Pragondran (650 m et 800 m) et sur la montagne de Cessens (680 m), ***(fig. 2. 19)***.

B - Localisation des affleurements sources (fig. 2. 38)

Les métagabbros magnésiens à gros grains («*euphotide*» des auteurs anciens) affleurent, la

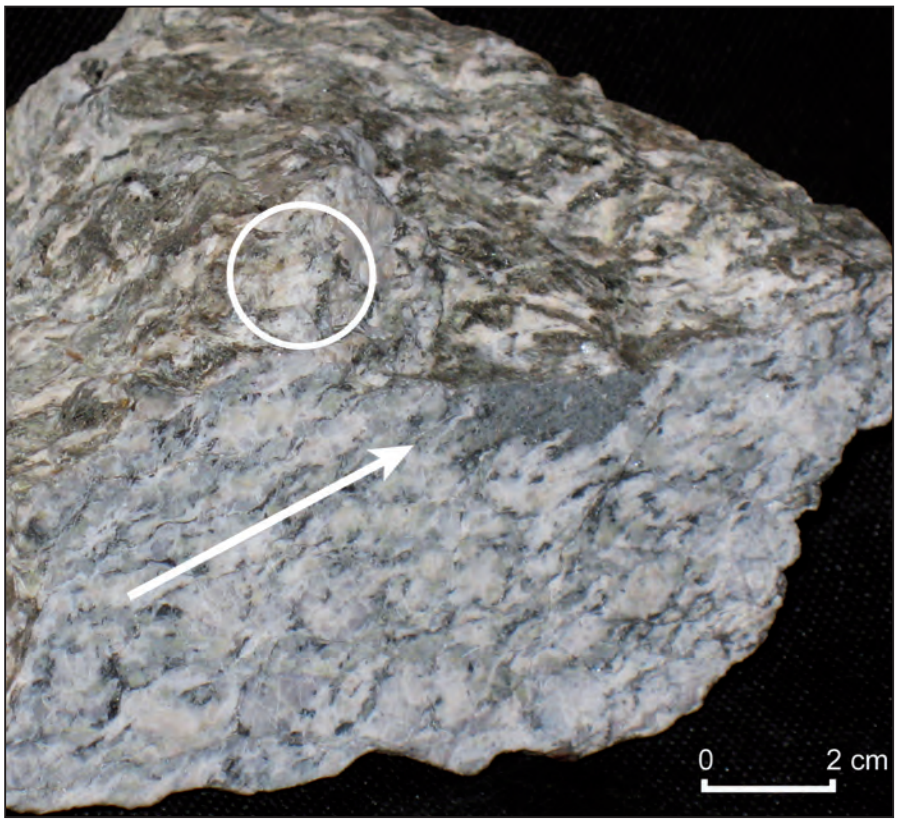


Fig. 2. 37 - Détail macroscopique d'un bloc erratique d'orthogneiss à texture porphyroclastique ± œillé du Grand Paradis: l'examen montre la foliation très marquée (flèche blanche), des clastes de feldspath potassique (cercle blanc) et des minéraux sombres dont la biotite chloritisée est le composant essentiel.

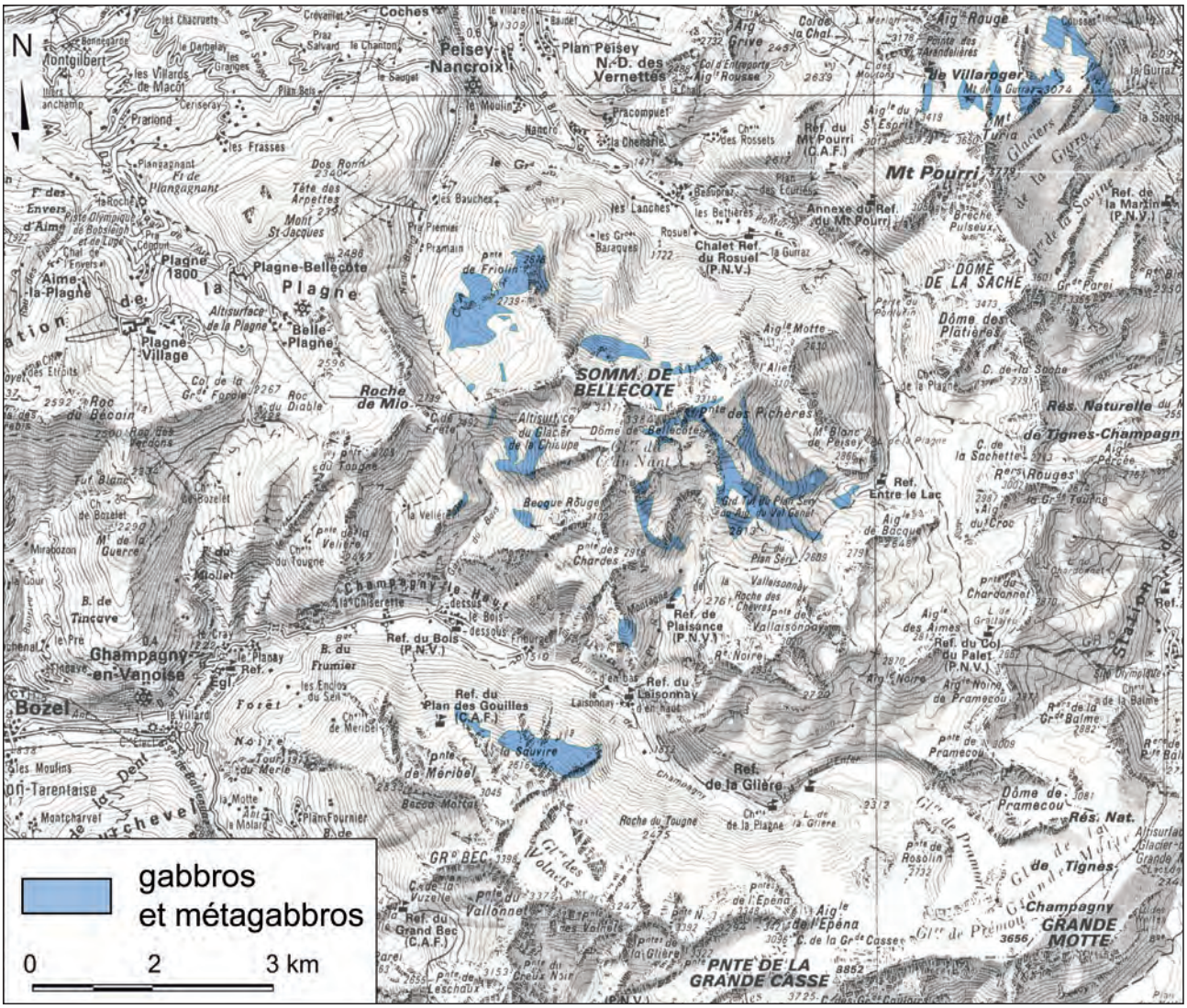


Fig. 2. 38 – Carte de localisation des affleurements de gabbros et métagabbros dans le massif de la Vanoise.

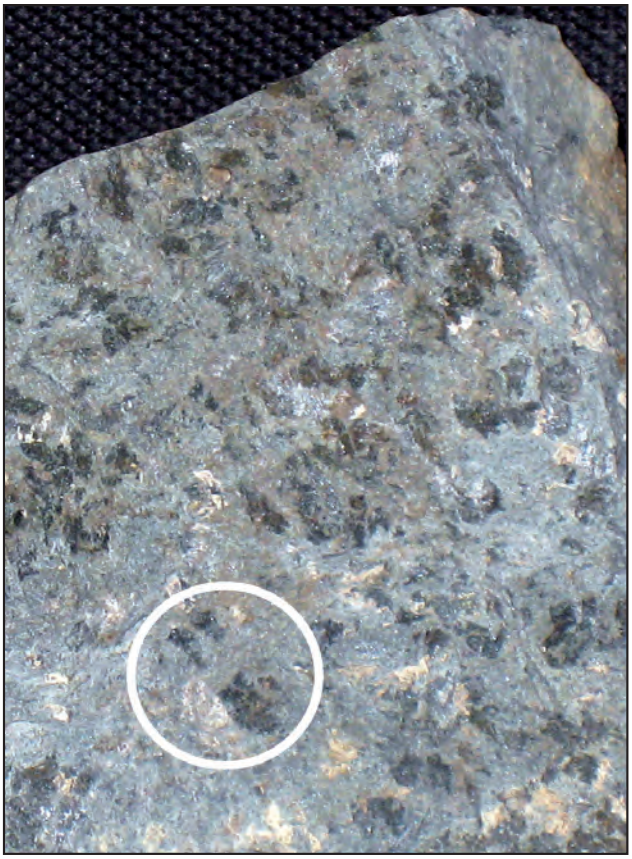
plupart du temps, en lien avec des péridotites serpentinisées. En Tarentaise et en Maurienne, comparés aux unités représentées par le flysch valaisan, les affleurements présentent des surfaces très limitées.
Ils sont bien localisés dans trois secteurs géographiques (du plus externe au plus interne) :

• le massif de Bellecôte, où d'importants affleurements de gabbros massifs sont présents ;
• au nord du Mont Pourri, où les pentes nord du mont Turia montrent d'importants affleurements gabbroïques dont les unités présentent une épaisseur de 100 à 200 m (Debelmas *et al.*, 1991) ;
• au sud de la station de Tignes, à l'est de la pointe du Grand Pré sous forme de petits affleurements (Deville *et al.*, 1991).

C - Description des faciès

L'observation macroscopique des échantillons met en évidence la teinte verte bleutée claire, liée à la présence de porphyroblastes noirs d'actinote, d'amphiboles verte, de chorite et d'épidote ***(fig. 2. 39)***.

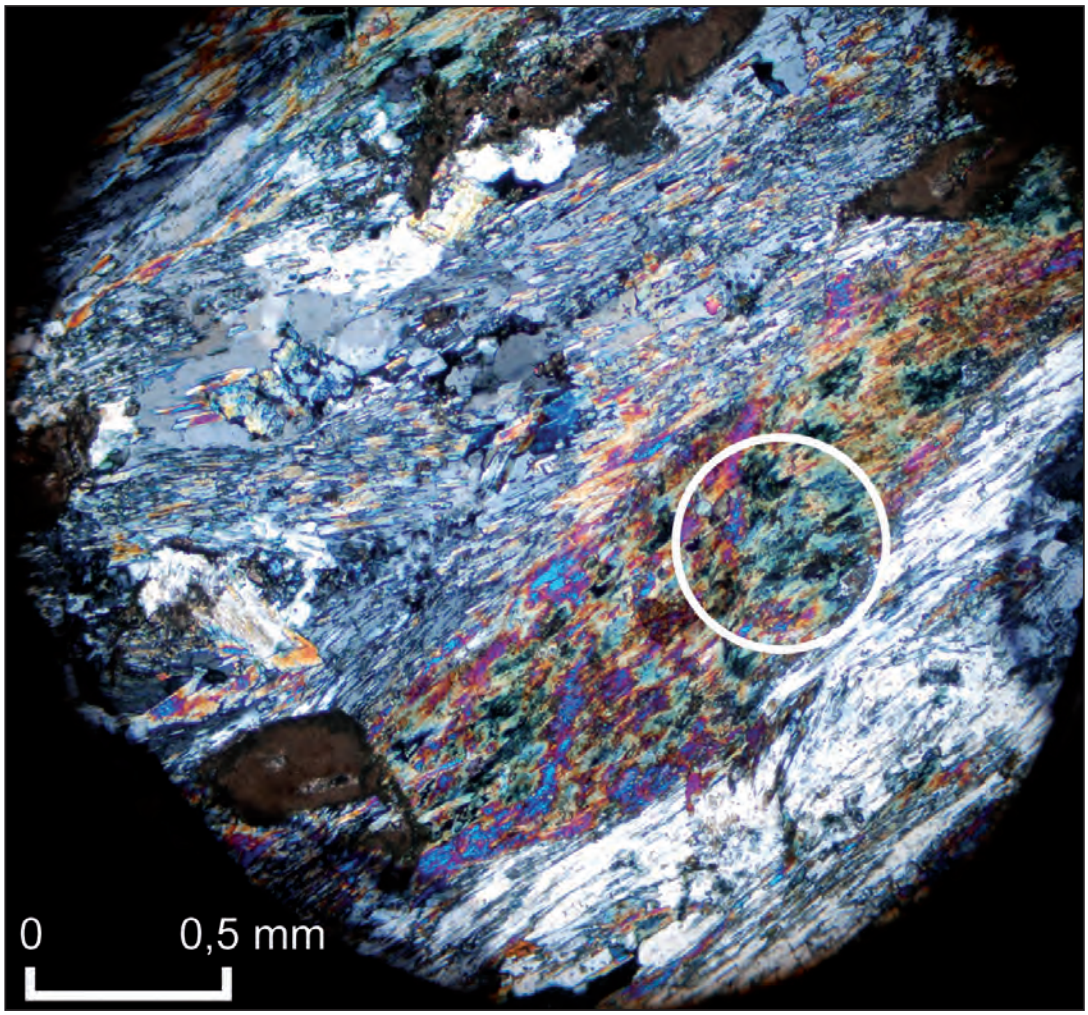
La seule relique minérale magmatique des métagabbros magnésiens est le clinopyroxène. Ce dernier, remplacé pour partie par la hornblende brune, vraisemblablement au cours d'épisodes d'altération et/ou de métamorphisme moyen intra-océanique, conduit à l'omphacite ou bien à un assemblage d'am-



phiboles bleues et vertes au cours du métamorphisme alpin HP-BT. Les sites des plagioclases sont occultés par l'association zoïsite, + amphiboles, ± chlorite, ± grenat et choritoïde. L'assemblage amphiboles, ± chlorite, ± talc semble s'être développé aux dépens des olivines et/ou des orthopyroxènes Ces minéraux de haute pression sont la plupart du temps rétromorphosés en un assemblage d'albite, d'amphibole verte et de chlorite ***(fig. 2. 40)***.

Fig. 2. 39 - Détail macroscopique d'un bloc erratique de gabbros : l'examen montre des pyroxènes résiduels orientés dans un fond à grain fin difficilement identifiable macroscopiquement.

Fig. 2. 40 - Détail d'une lame mince de métagabbros : la lame montre bien le litage métamorphique ainsi que le remplacement des pyroxènes par des assemblages à amphiboles, chlorite et talc (cercle blanc).



Conclusion sur les blocs erratiques de gabbros et de métagabbros

La présence des blocs erratiques de métagabbros et le métamorphisme qui affecte ces unités (démontré par la présence de minéraux néoformés), constituent un excellent traceur des flux. Ils soulignent la provenance des flux glaciaires issus de la zone interne des bassins de Tarentaise et de Maurienne.

7 - Les granites des massifs cristallins externes de la Lauzière et de Saint Colomban

La présence d'une grande quantité de blocs erratiques de granite, répartis sur l'Est lyonnais, a été mise en évidence par de nombreux travaux (Lory, 1860-1864, 1871 ; Falsan et Chantre, 1879-1880 ; Favre, 1884). Les massifs cristallins externes sont susceptibles de fournir ce matériel, à l'exemple du granite du Mont-Blanc, *«protogine»* des auteurs anciens (Von Raumer, 1993), des granites de Beaufort et de Belledonne. La difficulté majeure réside dans la reconnaissance de ces différents faciès afin d'en déterminer l'origine.

A - Répartition des blocs erratiques et description

De nombreux blocs erratiques de granite ont retenu notre attention sur les moraines internes de l'Est lyonnais (CMI), ainsi que sur les moraines latérales du lobe de piémont dans le Jura méridional ***(fig. 2. 19)*** :

• initialement sur le piémont, notre attention s'est attachée aux rides morainiques des stades A, B, et C, à Lagnieu, Charveyron, Sainte Julie et Grenay ;

• sur les flancs du Jura, sur les moraines latérales de Lompnas (850 m) et sur le complexe morainique d'Innimond (880 - 950 m) ;

• dans le bassin des Echelles et de Saint-Laurent-du-Pont.

Globalement, on distingue une variété de granites à grain fin présentant des minéraux peu altérés, qui les différencient nettement du granite du Mont–Blanc. Malgré l'anthropisation du site, plusieurs blocs sont visibles à la surface des moraines de Lagneu – Charveyron (till d'ablation) puis de Sainte Julie. En outre, le matériel d'origine alpine à blocs de granite est fortement représenté dans les épierrements qui bordent les chemins.

B - Description des faciès et localisation des affleurements sources *(fig. 2. 41)*

Nos analyses ont d'abord porté sur la structure macroscopique des échantillons puis sur l'examen microscopique de lames minces. Parmi les lames minces réalisées, nous décrirons les échantillons les plus remarquables.

Sur les moraines de Lagneu – Charveyron et de Sainte Julie trois blocs erratiques ont été échantillonnés :

1. Granite à grain fin, fortement chloritisé ayant subi un faible métamorphisme (faciès préhnite-pumpellyite), on remarque la présence d'épidote et d'allanite. L'origine de ces faciès est à rechercher dans le massif de la Lauzière.
2. Granite à grain fin, à muscovites abondantes, à biotite totalement chloritisée présentant une forte similitude avec le granite des Sept Laux.
3. Granite à grain grossier, à biotite, plagioclase abondant et séricitisé, présence de sphène ; ce faciès suggère une origine du massif de Lauzière interne ou du Saint Colomban.

Les moraines latérales du Jura méridional présentent également du matériel d'origine alpine, et ce en abondance. Les granites sont bien représentés. Plusieurs blocs erratiques ont été étudiés sur les moraines supérieures (till d'ablation) de Lompnas (830 m), puis d'Innimond (880 – 950 m) :

1. Granite altéré à biotite chloritisée caractérisé par la présence d'allanite, d'épidote et de sphène ; ce faciès présente une grande similitude avec le granite de Saint Colomban.
2. Granite à grain fin à muscovites abondantes, à biotite totalement chloritisée

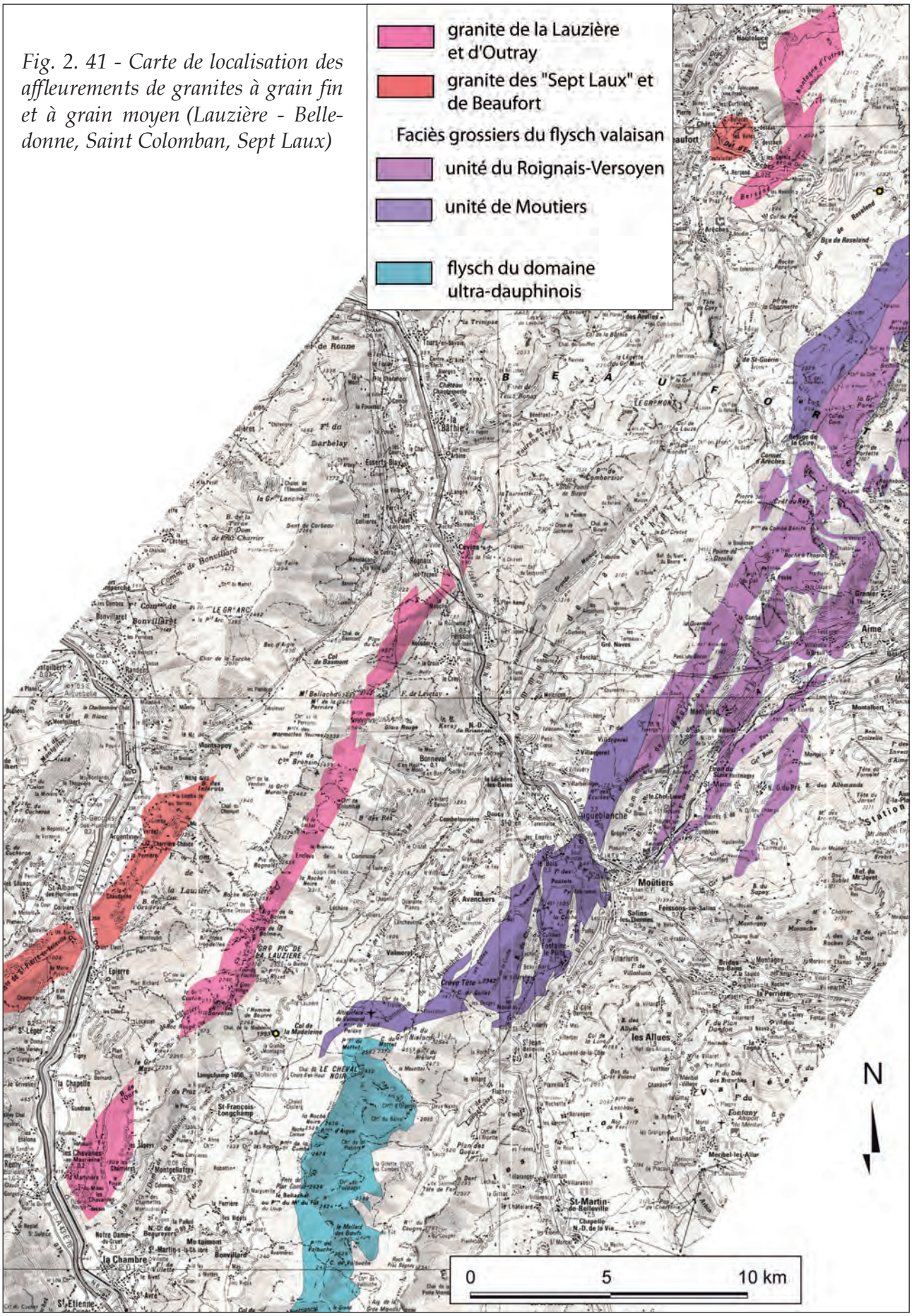


Fig. 2. 41 - Carte de localisation des affleurements de granites à grain fin et à grain moyen (Lauzière - Belledonne, Saint Colomban, Sept Laux)

et présentant un faible métamorphisme (préhnite- pumpellyite) ; ce faciès suggère une origine des Sept Laux.

Enfin, nous avons étudié plusieurs blocs erratiques granitoïdes dans le bassin des Echelles et de Saint Laurent-du-Pont :

1. Granite à grains fins à biotite chloritisée caractérisé par la présence de sphène, ce faciès présente une grande similitude avec le granite de Saint Colomban.

Les observations macroscopiques et microscopiques des échantillons permettent d'exclure une éventuelle origine du massif du Mont-Blanc dont les faciès soulignent leur caractère altéré **(fig. 2. 42 – 1 et 2)**

Conclusion sur les blocs erratiques de granite

Plusieurs faciès peuvent être identifiés. Ils comprennent : (i) des granites à grain fin faiblement altérés, fortement chloritisés et présentant un faible métamorphisme (faciès préhnite- pumpellyite), et (ii) des granites à grain moyen riches en feldspath potassique à biotite et à chlorite abondantes. L'origine doit être recherchée dans les massifs du Beaufortin et de la Lauzière-Belledonne (granites des Sept Laux et du Saint Colomban ; Debon et Lemmet, 1999). Les observations macroscopiques permettent de discriminer les granites du Mont-Blanc des granites à grain fin peu altérés des massifs de Lauzière-Belledonne, des Sept Laux et du Saint Colomban ; ces derniers étant très abondants.
Suite à nos travaux, force est de constater la rareté des blocs erratiques de granite du Mont-Blanc sur le piémont lyonnais. En revanche au N-E de la cluse des Hôpitaux et du synclinal de Thézillieu, les blocs erratiques de granite du Mont-Blanc sont plus fréquents (Valromey). Leur présence dans ce secteur suggère une influence des glaciers de l'Arve et/ou du Rhône.

Conclusion générale sur les analyses pétrographiques

L'étude basée sur l'analyse pétrographique macroscopique et microscopique des blocs erratiques apporte des éléments déterminants pour la reconstitution des flux glaciaires ayant alimenté le lobe de piémont lyonnais.
Sept marqueurs fiables ont permis d'identifier les bassins versants sources : (i) les brèches polygéniques du flysch du domaine valaisan, les conglomérats polygéniques du Houiller, les granites du rameau interne des massifs cristallins externes et les gabbros à gros grains des ophiolites démontrent clairement la prove-

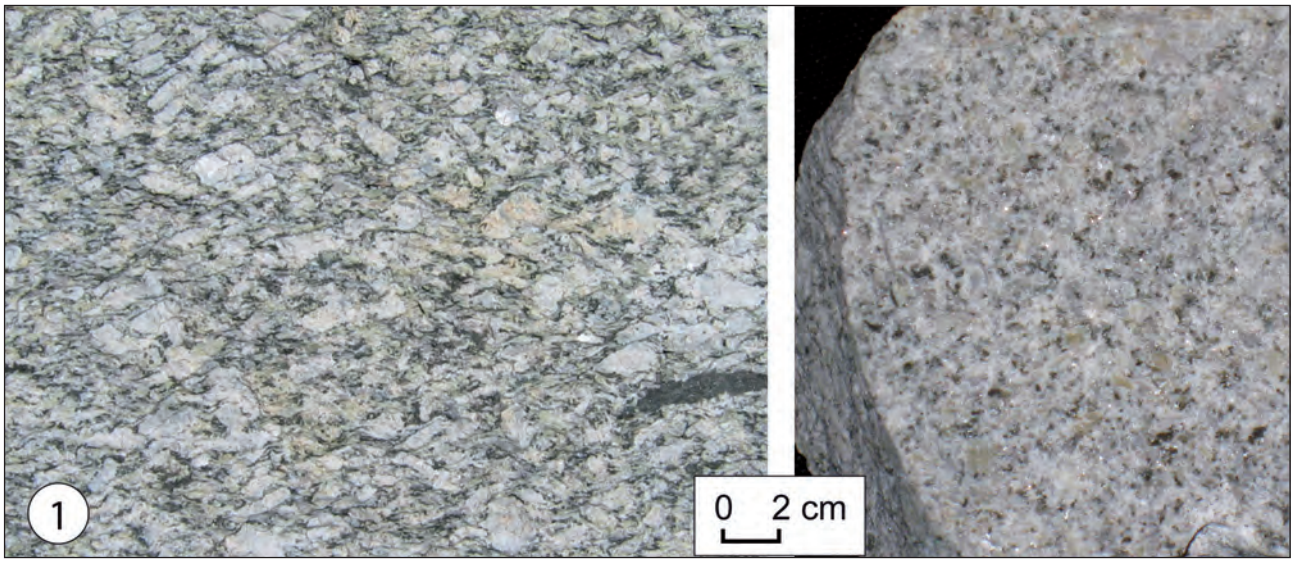


Fig. 2. 42 – Détails macroscopiques de deux faciès : (1) granite du Mont-Blanc : granite porphyrique orienté à plagioclases altérés, riche en biotite alpine (biotite verte) ;(2) granite à grain fin non porphyrique, isotrope et pauvre en biotite (Lauzière - Belledonne).

nance des bassins versants de la Tarentaise et du Beaufortin ; (ii) les orthogneiss du massif du Grand Paradis et les conglomérats polygéniques du Houiller démontrent la provenance du bassin versant de la Maurienne ; (iii) les brèche de Vimines de la molasse oligocène et le conglomérat de Bourdeau de la molasse burdigalienne démontrent la transgression de la chaîne de l'Epine par le col éponyme et le col du Chat par les flux de glace s'écoulant dans la cluse de Chambéry. Grâce à ces sept marqueurs, il apparaît que la totalité du volume de glace du lobe de piémont lyonnais provenait de zones d'alimentation constituées par les bassins du Beaufortin, de la Tarentaise et d'une partie de la Maurienne.

A la suite de ces analyses pétrographiques, une reconstitution schématique des affleurements et du trajet des blocs erratiques étudiés est proposée sur la carte topographique simplifiée ***(fig. 2. 43)***.

2. 2. 3. 3 - L'apport des minéraux lourds

Les sédiments sableux détritiques d'origine glaciaire sont composés de quartz qui en constitue la majeure partie, puis de feldspaths, carbonates, micas, en proportions variables, et enfin de minéraux rares (minéraux lourds, «denses», c'est-à-dire de densité > 2,9). Leur pourcentage par rapport à l'ensemble d'une fraction sableuse peut varier entre 0,05 et 3 % (Duplaix, 1958). Ces proportions sont habituelles sauf pour certains concentrés naturels tels que les sables de plages, où les minéraux lourds peuvent être abondants.

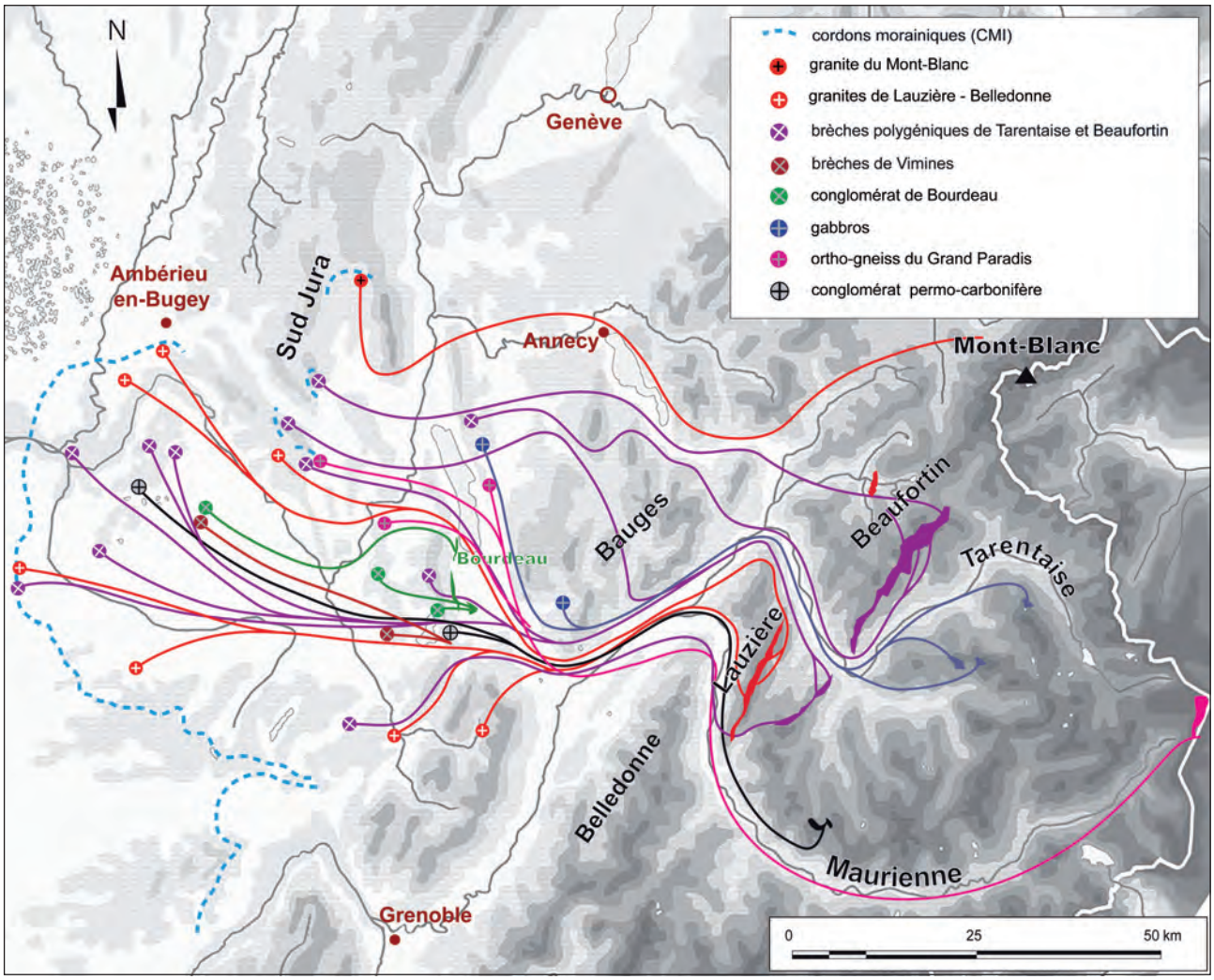


Fig. 2. 43 - Carte topographique de reconstitution des affleurements et du trajet des blocs erratiques.

La rareté des minéraux lourds et leur diversité donnent la possibilité de caractériser un sédiment, soit par l'association minéralogique (formée de 2 à 4 espèces minérales les plus abondantes), soit par un minéral indicateur (minéral peu fréquent et souvent peu abondant). Cette caractérisation s'effectue par comptage des grains sur une lame en comportant 200 à 300.
Dans la zone étudiée, cette méthode avait déjà été expérimentée (Vivian et Ricq, 1966, 1969 ; Gasser et Nabholz, 1969 ; Delannoy, 1981 ; Hobléa, 1999). Nous avons eu recours à cette méthode afin d'identifier l'origine des dépôts quaternaires du CMI sur l'Est lyonnais.

Au cours de ce travail, les accumulations glaciaires d'origine glaciogénique ont été plus particulièrement étudiées. L'étroite collaboration avec Monique Beiner dont nous avons appliqué la méthodologie (Beiner, 2009) a permis, après identification des minéraux lourds, d'effectuer les comptages indispensables pour déterminer les proportions et ainsi leurs provenances. Nous référant aux travaux antérieurs, puis à nos analyses, nous avons identifié, dans un premier temps, les marqueurs des principaux flux (Arve, Rhône, Isère). Dans un second temps, nous avons analysé 16 échantillons répartis sur le piémont lyonnais interne au CMI ***(fig. 2. 19)***.

• Le problème de la résistance des minéraux lourds

La plupart des dépôts échantillonnés correspondent à des apports détritiques originaires des bassins versants souvent distants. Une altération chimique et un fractionnement mécanique jusqu'à l'écrasement des minéraux pendant leur transfert doivent être envisagés, modifiant, de ce fait, les proportions des minéraux lourds.
C'est ce que propose Bustamante Santa Cruz (1976), ***(fig. 2. 44)*** qui, à partir d'attaques chimiques en laboratoire, a établi une nouvelle échelle d'altération des minéraux lourds (Ces derniers provenaient de sables alluviaux du bassin de la Meuse ardennaise). L'auteur a ainsi défini quatre groupes distincts, au sein desquels la densité, la forme et la résistance à l'altération sont comparables. Appliquée aux

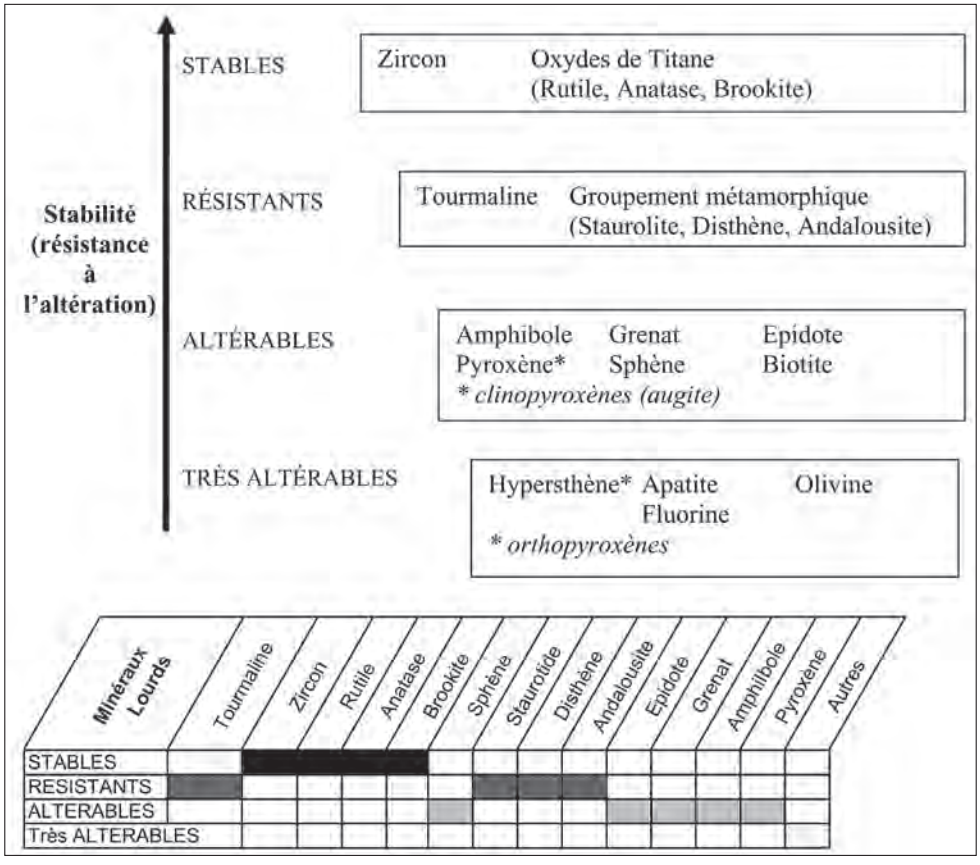


Fig. 2. 44 - Echelle d'altération des minéraux lourds (Bustamante Santa Cruz, 1976).

sédiments du lobe lyonnais, cette méthode a fourni des résultats qui montrent que les dépôts les plus distaux semblent appauvris en hornblende et peut-être glaucophane, grenat et épidote.

• ***Distribution des minéraux lourds selon les bassins versants***

Les échantillons propres aux trois bassins versants sont issus des formations glaciogéniques (moraines) et fluvioglaciaires proximales.

Les dépôts **du bassin du glacier du Rhône *(fig. 2. 45)*** sont caractérisés par l'association **épidote-grenat–glaucophane**. Si ce dernier minéral est peu représenté, sa présence a malgré tout son importance, comme nous le verrons plus loin. La hornblende verte est représentée mais en plus faible proportion que dans le bassin versant de l'Isère. La glaucophane est présente, tant dans les tills du lobe de Wangen (Gasser et Nabholz, 1969) que du lobe de Genève (Vivian et Ricq, 1966). Les analyses des dépôts de Seyssel (Vivian et Ricq, 1966) sont très proches de nos résultats d'analyse des échantillons de Ballon Lancrans, à la sortie de la cuvette lémanique. Celles-ci démontrent l'origine intra-alpine des dépôts glaciaires. Les glaciers ont traversé, après le Léman, les terrains secondaires et tertiaires du Genevois et des régions plus méridionales. Or le Secondaire et le début du Tertiaire sont, d'après Vatan (*in* Vivian et Ricq, 1966), caractérisés par les minéraux de la zone du métamorphisme général provenant des chaînes hercyniennes érodées au Crétacé supérieur et à l'Eocène, ainsi que par des minéraux résistants (tourmaline et zircon) présentant un faciès de grains très usés et roulés. La faible proportion de minéraux caractéristiques des zones internes des Alpes (en particulier la faible teneur en hornblende verte) peut être interprétée selon deux schémas : (i) soit les surfaces des affleurements des amphibolites sont restreintes en Valais comparées aux bassins versants de Tarentaise et de Maurienne ; (ii) soit l'écoulement de glaces du Valais a principalement été drainé par le lobe de Wangen.

Les dépôts du **bassin de l'Arve** sont caractérisés par la grande **abondance du grenat, par la forte proportion de l'épidote**, et une hornblende très peu représentée. Nos prélèvements révèlent l'absence de glaucophane.
D'après Vivian et Ricq (1966), les dépôts de

Minéraux Sites / auteurs	Ép.	Grt.	Glp.	Hnbl.	Trm. Zir.	Stt. Dist.	Sph.. Rt	Div.
Arve, Reignier (ce travail)	33%	47%	0	8%	5%	2%		5%
Arve, Rumilly (Vivian et Ricq)	21%	67%	1%	2%	5%	3%	1%	
Rhône, Wangen (Gasser et Nabholz)	44%	25%	1%	18%	7%	0	0	5%
Rhône, Ballon Lancrans (ce travail)	25 %	49%	2%	16 %	2%	3%		3%
Rhône Seyssel (Vivian et Ricq)	37 %	37 %	2 %	2 %	15 %	5 %		2%
Isère Montmélian (ce travail)	25%	13%	5%	44%	10%	1%	2%	
Isère Challes-les-Eaux (Vivian et Ricq)	25%	18%	8%	35%	7%	3%	2%	2%
Isère divers (Hobléa)	25%	19%	7%	39%	5%	2%	3%	

Fig. 2. 45 - Cortèges des minéraux lourds des moraines würmiennes selon les bassins versants (Vivian et Ricq, 1966 ; Gasser et Nabholz, 1969 ; Hobléa, 1999, ce travail).

Rumilly seraient représentatifs du bassin de l'Arve, mais cette interprétation est invalidée par la présence de la glaucophane qui accrédite notre hypothèse de l'origine iséroise des sédiments de l'Albanais. ***(fig. 2. 45).***

Les dépôts de **la vallée de l'Isère** ***(fig. 2. 45)*** sont marqués par une prédominance de minéraux alpins fragiles **: hornblende verte** (de 39 à 44 %) et présence de **la glaucophane** (de 5 à 8%). La présence de ces amphiboles monocliniques prouve une origine intra-alpine (zone interne). Le grenat et l'épidote sont moyennement représentés (13 à 28%). La glaucophane ***(fig. 2. 46)*** est un marqueur du métamorphisme de haute pression et basses températures (HP – BT). Elle est abondante dans les schistes bleus, les schistes lustrés ainsi que dans les éclogites. Sa seule présence, même en très faible proportion est déterminante car elle implique une origine des dépôts depuis la zone briançonnaise interne, située à l'est d'une ligne Modane-Bourg-St-Maurice, selon Gilles Ménard (communication orale).

Conclusion sur la caractérisation des minéraux lourds des bassins versants sources

En ce qui concerne les dépôts rhodaniens et isérois, les comptages que nous avons effectués, confirment les proportions déterminées par Vivian et Ricq (1966) et Hobléa (1999).
Dans le bassin de l'Isère, c'est principalement la présence de la glaucophane, caractéristique du métamorphisme alpin, impliquant une origine de la zone briançonnaise interne, qui est déterminante dans l'identification des flux isérois. Elle est associée à la hornblende verte abondante, issue des massifs cristallins externes. La caractérisation des minéraux lourds démontre l'opposition remarquable entre trois types de dépôts, caractéristiques de trois bassins glaciaires bien individualisés.

• Analyses des échantillons, du piémont lyonnais

Les échantillons analysés sont présentés ci-dessous, après identification et comptage. Les proportions déterminées donnent lieu à des interprétations qui seront discutées ci après.

Grotte des Echelles
La fraction fine analysée provient de matériel fluvioglaciaire endokarstique mis en place par des écoulements de forte compétence à la base de la langue glaciaire diffluente qui s'écoulait dans le val de Couz en direction du bassin des Echelles. Malgré la quantité importante de minéraux altérés (~ 50%) et opaques, on peut mettre en évidence la très forte proportion de la hornblende (65%) dans les minéraux sains. Le grenat et l'épidote sont moyennement représentés. Malgré une faible proportion (1%), la présence de la glaucophane associée à la hornblende traduit sans ambiguïté le caractère isérois des dépôts.

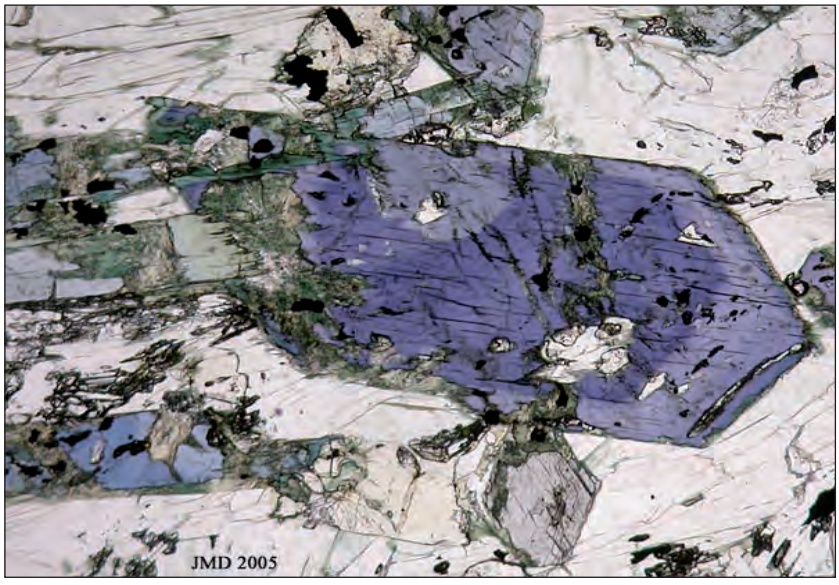


Fig. 2. 46 – Vue au microscope d'un prisme de glaucophane sur une lame mince de roche. La couleur bleu lavande est originale et ne peut être confondue avec un autre minéral, surtout si l'on vérifie le pléochroïsme du grain en lumière naturelle.

Cluse des Hôpitaux : grotte Sous les Sangles

La fraction fine analysée provient de matériel morainique mis en place par la marge latérale ouest de la langue diffluente des Hôpitaux (Lignier et Desmet, 2002). Le glacier a «injecté» dans le karst des dépôts morainiques à éléments carbonatés et endogènes que nous avons échantillonnés puis analysés ***(fig. 2. 47 A et B).***

Beaucoup de minéraux sont altérés et opaques (~ 50%). Malgré tout, l'identification des minéraux a permis des comptages qui mettent en évidence l'importance des minéraux résistants (tourmaline, zircon) et l'abondance de l'épidote.

Avec les nombreux galets d'amphibolites présents dans la cavité, on aurait pu s'attendre à rencontrer plus de grains de hornblende dans nos comptages. Or, ce minéral a subi l'altération du milieu et n'atteint que 10% du cortège minéralogique.

Enfin, la présence de la glaucophane démontre une origine de la zone interne des dépôts.

Sainte ***Julie***

La fraction fine analysée provient de matériel fluvioglaciaire mis en place au front des moraines du stade B (CMI). Les comptages révèlent une association grenat – épidote - hornblende et la présence de glaucophane ***(fig. 2. 48).***

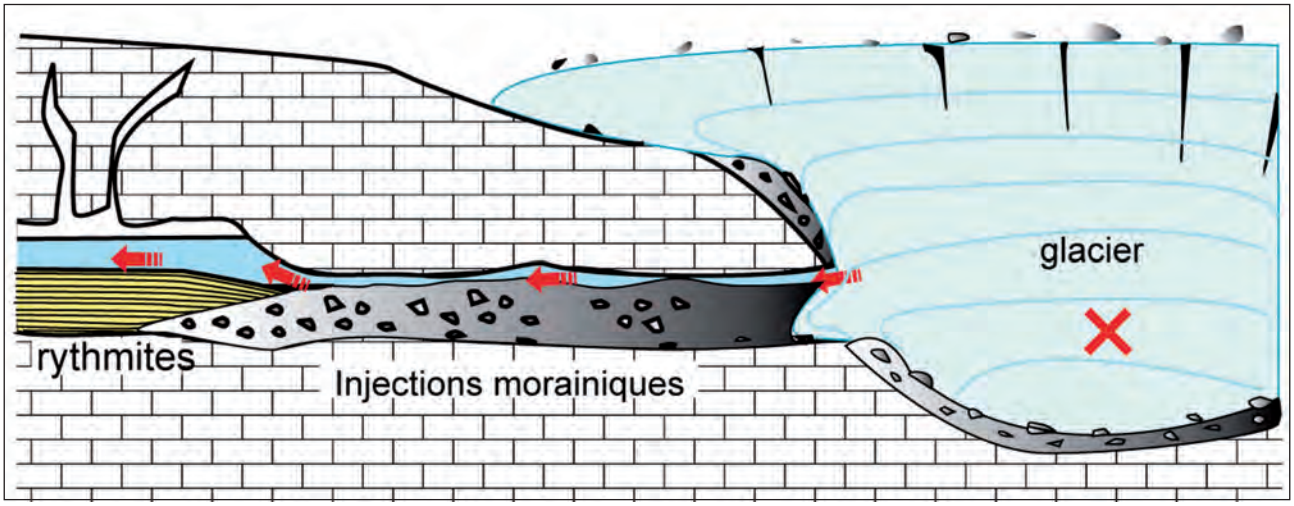


Fig. 2. 47 A- Processus de la mise en place du matériel morainique dans la grotte Sous les Sangles (d'après Lignier, 2002).

Fig. 2. 47 B- Matériel morainique à éléments alpins injecté dans la grotte Sous les Sangles.

Minéraux Site / auteurs	Ép.	Grt.	Glp.	Hnbl.	Trm. Zir.	Stt. Dist.	Sph..Rt	Div.
Les Echelles	14%	10%	1%	65%	0	4%	2%	4%
Sous Sangles	29 %	12%	4%	10 %	23%	17%	4%	1%
Sainte Julie	25%	32%	1%	26%	11%	3%	1%	1%
Lagnieu	17%	54	3%	8%	7%	8%	3%	
Grenay	37%	42%	4%	12%	3%	2%	0	
Innimond	16%	22%	1%	38%	16%	4%	3%	
Thézillieu	14 %	27 %	8%	22 %	17%	7%	2%	3%
Hotonnes	28 %	20 %	-	25 %	18%	2%	2%	5%
Moras	41%	28%	1%	12%	12%	4%	2%	
Val du Bourget (Nicoud & Macaire)			présence	abondante				chlorite
Val du Bourget (Vivian & Ricq)	12%	11%	10%	48%	10%	3%	2%	4%

Fig. 2. 48 - Cortèges des minéraux lourds des moraines würmiennes échantillonnées sur le CMI (Vivian et Ricq, 1966 ; ce travail).

Moraine de Grenay
La fraction fine analysée provient d'un cordon morainique frontal (ablation till) attribué au stade B du CMI. L'abondance des minéraux altérés et opaques a rendu les observations difficiles. De nombreux minéraux transparents, dont les caractéristiques cristallographiques s'apparentent aux amphiboles, ne peuvent être identifiés avec certitude. Les comptages mettent en évidence l'abondance de grenat (42 %) et d'épidote (37 %), la hornblende verte étant faiblement représentée (12%). Malgré tout, l'origine interne des dépôts est suggérée par la présence de la glaucophane ***(fig. 2. 48).***

Moraine d'Innimond
La fraction fine analysée provient d'un cordon morainique frontal (ablation till) attribué au glacier würmien dont la langue glaciaire, en contact avec le Jura méridional, diffluait sur le plateau calcaire d'Innimond.
L'identification des minéraux a permis des comptages qui mettent en évidence l'importance relative des minéraux résistants (tourmaline, zircon, 16%) ainsi que grenat (22%) et épidote (16%). On notera l'abondance de la hornblende (38 %) ainsi que la présence de la glaucophane, minéral qui suggère l'origine interne des dépôts ***(fig. 2. 48).***

Moraine de Thézillieu
La fraction fine analysée provient d'une accumulation morainique latéro-frontale (ablation till) mise en place par une diffluence du glacier dans le synclinal de Thézillieu. La hornblende (22%), le grenat (27%) et l'épidote (14%) sont bien représentés. L'abondance de la glaucophane (8%) confirme les données pétrographiques et démontre sans ambiguïté une provenance de la zone interne ***(fig. 2. 48).***

Moraine d'Hotonnes
La fraction fine analysée provient d'une accumulation morainique latéro-frontale (ablation till) mise en place par une diffluence du glacier alpin qui a envahi à contre-pente le Valromey. Cette analyse n'est pas discriminante. L'absence de la glaucophane suggérerait une pro-

venance du bassin de l'Arve, malgré la faible proportion du grenat. Cette hypothèse serait alors confirmée par la présence de granites du Mont-Blanc. Malgré tout, la hornblende atteint une proportion de 25 %, incompatible avec une origine du bassin de l'Arve. De ce fait, l'hypothèse d'un flux glaciaire issu du bassin du Rhône n'est pas à exclure, le caractère ubiquiste des granites du Mont-Blanc étant avéré pour ces deux bassins ***(fig.2. 48)***.

Conclusion sur les minéraux lourds

Les analyses de la fraction fine des dépôts d'origine glaciogénique et paraglaciaire répartis sur la périphérie du lobe lyonnais confortent les conclusions issues des analyses pétrographiques des blocs erratiques. Les résultats des analyses des minéraux lourds démontrent, en grande majorité, l'origine intra alpine des dépôts. Cette conclusion s'appuie principalement sur la présence de la glaucophane dans la plupart des échantillons analysés.
Du nord au sud, depuis le synclinal de Thézillieu jusqu'aux moraines internes de Grenay, l'abondance de la hornblende associée à la présence de la glaucophane traduit une forte influence des bassins de Tarentaise et/ou de Maurienne.
Toutefois, l'origine iséroise semble atténuée pour les comptages effectués sur différents échantillons distaux comme ceux de Lagnieu et de Grenay. L'hypothèse, a priori, que la fraction sableuse contiendrait assez d'éléments montrant qu'elle provient des mêmes régions alpines que les différents flux de glace, n'a pu être vérifiée. En effet, l'analyse des minéraux lourds des échantillons de Lagnieu et de Grenay pourrait impliquer, en partie, l'influence de la composante du substratum molassique immédiat, comme l'avaient suggéré Gasser et Nabholz (1969) dans leurs travaux sur les terrasses fluvio-glaciaires du plateau suisse.

Conclusion générale sur l'alimentation du lobe lyonnais

L'appellation initiée par Falsan et Chantre (1879-1880), de «glacier delphino-savoisien», revêt ici une pleine signification.
L'analyse ici menée suggère que la totalité des glaces du lobe de piémont lyonnais provenait des zones d'accumulation de la partie interne des Alpes du nord françaises (sens géographique) : sud du massif du Mont-Blanc, Beaufortin, Tarentaise et une partie de la Maurienne ***(fig. 2. 49 A-B et fig. 2. 50)***.

Ce postulat s'appuie principalement sur les éléments suivants :

- la reconstitution de la ligne d'équilibre glaciaire du système Rhône–Arve–Isère, estimée à 1300 ± 50 m qui démontre la proximité de la zone d'alimentation iséroise par rapport au lobe lyonnais,
- les résultats des analyses pétrographiques des blocs erratiques, confirmés par les déterminations des minéraux lourds contenus dans la fraction fine des dépôts glaciaires.

In fine, notre travail démontre que le glacier du Rhône valaisan n'a pas contribué à l'alimentation du lobe lyonnais au cours du dernier cycle glaciaire. Il conviendrait donc d'abandonner l'appellation de «*glacier du Rhône*» (*s.s.)* pour désigner le lobe de piémont lyonnais. Nous proposons désormais d'adopter l'appellation de «*lobe lyonnais*».

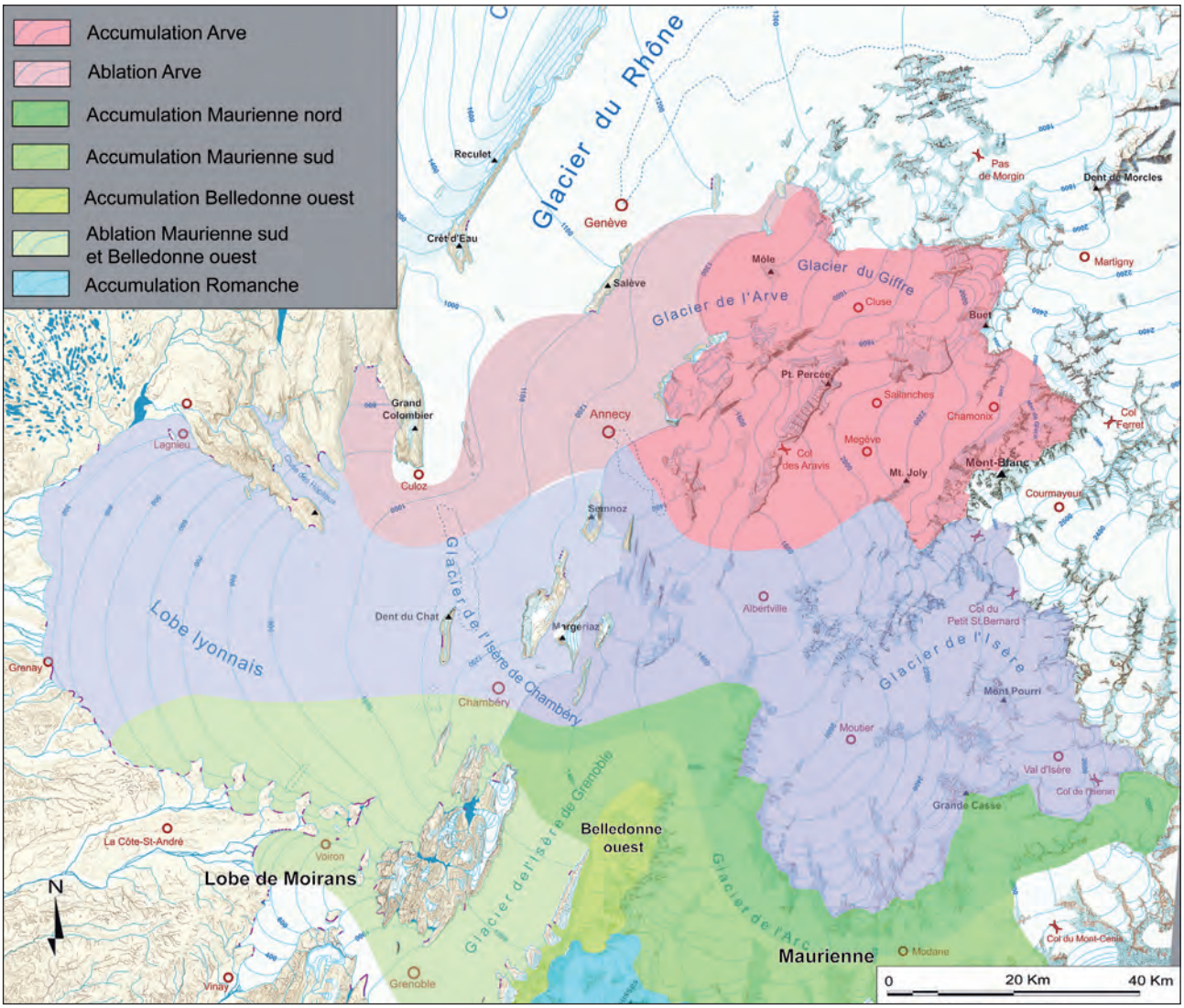


Fig. 2. 49 A – Cette carte montre la contribution des différents bassins versants dans l'alimentation du lobe lyonnais. Les zones d'accumulations sont distinguées par des couleurs plus foncées des zones d'ablation.

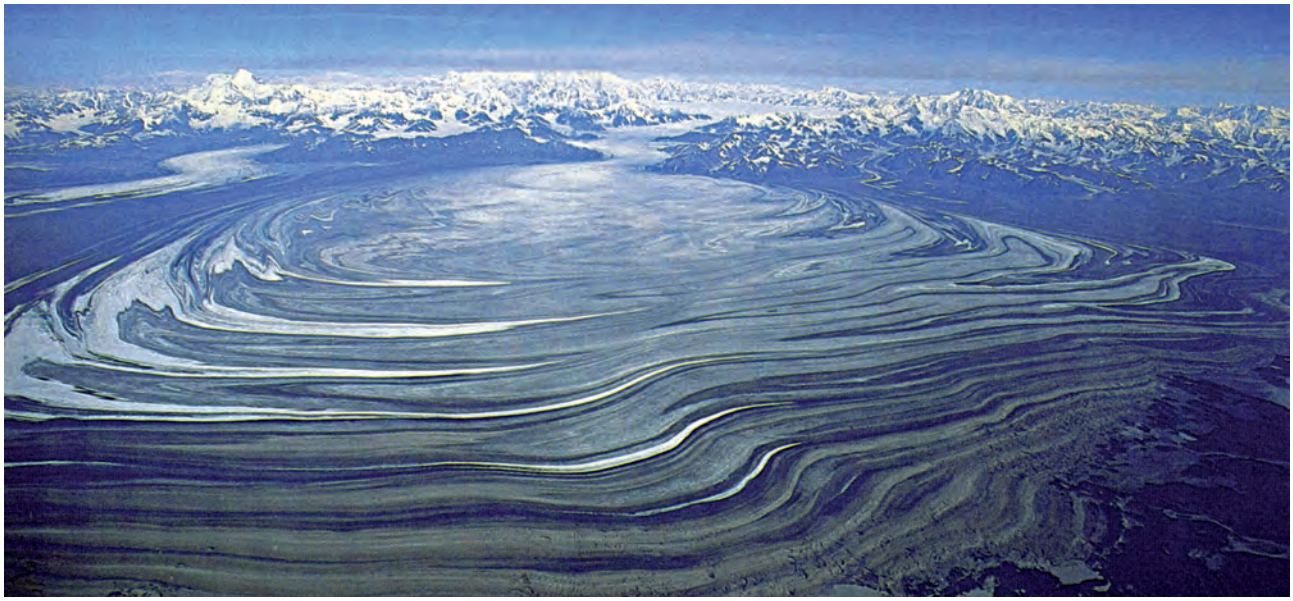


Fig. 2. 49 B – Lobe de piémont du glacier du Malaspina (Alaska), analogue actuel du lobe lyonnais au WGM. La largeur du lobe atteint ici 30 km.

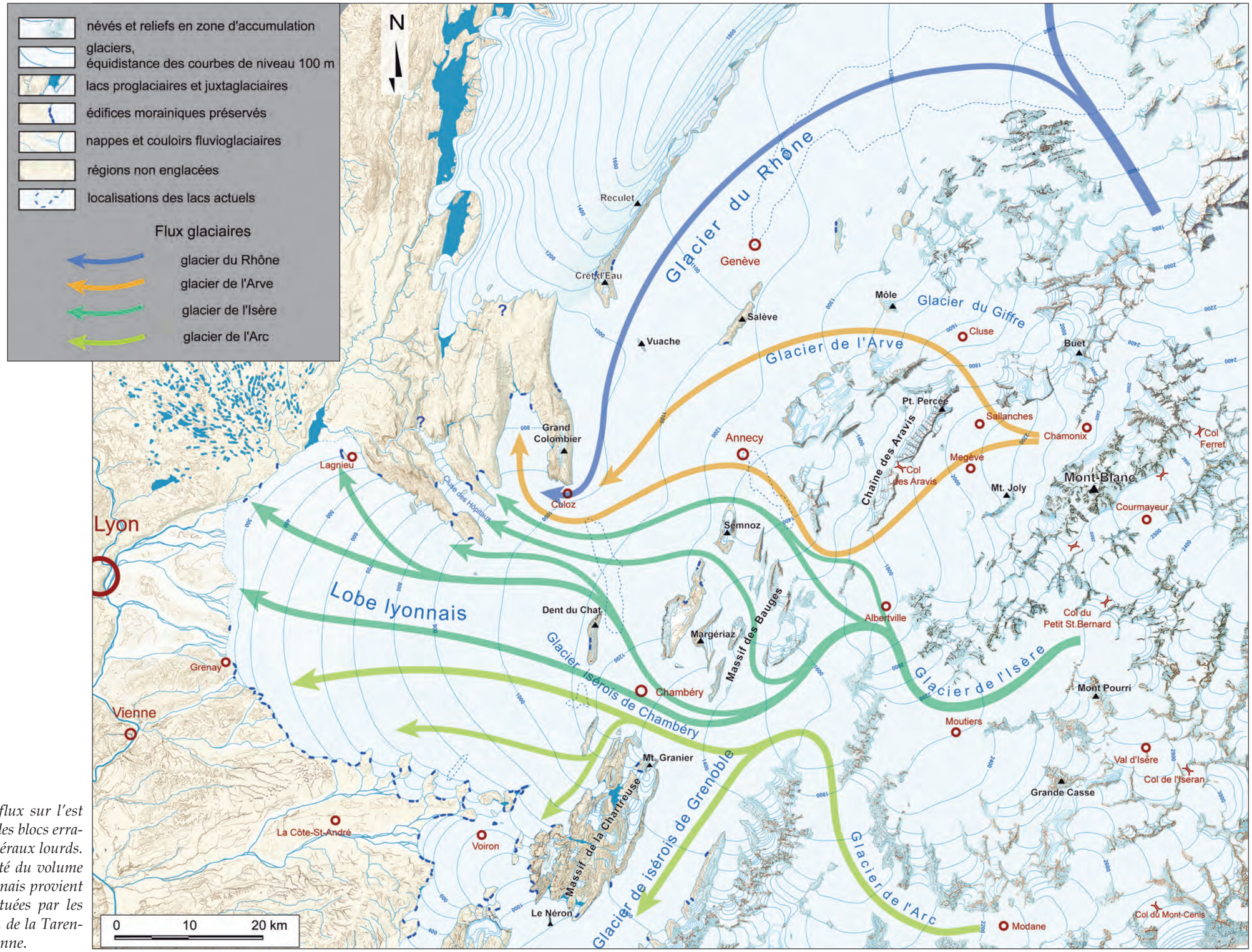


Fig. 2. 50 - Reconstitution des flux sur l'est lyonnais basée sur pétrographie des blocs erratiques et sur les analyses des minéraux lourds. Cette carte suggère que la totalité du volume de glace du lobe de piémont lyonnais provient des zones d'alimentation constituées par les bassins de l'Arve, du Beaufortin, de la Tarentaise et d'une partie de la Maurienne.

2. 3 - Le lobe de Moirans en basse Isère

2. 3. 1 - La paléogéographie

• ***Dans l'ombilic de Grenoble***

Dans le Grésivaudan, les témoins morainiques sont rares. Malgré tout, sur les versants de Belledonne, à l'est du col du Barioz, les accumulations morainiques du plateau du Laval (1300 m) témoignent du maximum würmien du glacier isérois. En effet, on identifie deux rides morainiques parallèles aux altitudes respectives de 1280 et 1300 .

Dans l'ombilic de Grenoble, de nombreux témoins géomorphologiques nous permettent de reconstituer la paléogéographie du glacier isérois. Nous ne décrirons que les principaux témoins ***(fig. 2. 51)*** :

• en rive droite, ils sont représentés par la moraine du Baure (1190 m), Gidon (1994, 2002), et plus en aval, au N-E du Mont Saint Eynard, par la moraine des Pillonnières (1075 m) qui témoigne de la pénétration du glacier alpin dans le val du Sappey-en-Chartreuse. Enfin, au N-W de la cluse de Voreppe, les cordons morainiques de Mont Saint-Martin (960 m).

• en rive gauche, sous Chamrousse, on découvre le complexe morainique des Seiglières le long de Belledonne, témoin de l'altitude atteinte par le glacier isérois (Gignoux et Moret, 1952 ; Monjuvent, 1978). La moraine latérale du Marais aux Seiglières peut être suivie sur 2 km (1150 m au Nord et 1110 m d'altitude au Sud).

Ainsi, en corrélant les altitudes des constructions morainiques entre l'ombilic de Grenoble et le Touvet, nous sommes en mesure de reconstituer le profil longitudinal du paléo-glacier isérois dans cette portion du Grésivaudan. Une distance de 25 km sépare la moraine du Marais (1150 m) des moraines du plateau du Laval (1300 m) pour une dénivelée de 150 m soit une pente de 0,6 %. Cette valeur très faible est en accord avec le profil proposé par Gidon (2002) ; elle est vraisemblablement liée à la largeur du Grésivaudan. En effet, les glaciers très larges présentent des profils peu accentués (Beaudevin, 2001). Le profil du glacier isérois peut être comparé avec le profil longitudinal du glacier Columbia (0,8 %) en Alaska, présentant des dimensions analogues.

En rive gauche de la cluse de Voreppe, après sa confluence avec le glacier de la Romanche, puis les diffluences dans les basses vallées du Drac et de la Gresse, le glacier a abandonné les accumulations du plateau des Guillets (nord du Vercors, Saint-Nizier-du-Moucherotte), interprétées comme les moraines du maximum würmien (Monjuvent, 1978) ***(fig. 2. 52).***

La première ride morainique (ou moraine latérale) appartenant au maximum würmien est celle de la Chaussère qui comporte une double crête portant le hameau éponyme (1094 m). Les eaux de fusion ont façonné deux chenaux radiaux, puis marginaux qui, réunis un peu en aval ont façonné la remarquable gorge morte du Pas-du-Curé (commune d'Engins ; Gignoux et Moret, 1952). Monjuvent l'a désigné par « stade de la Chaussère » ***(fig. 2. 52).*** D'autres crêtes se tiennent un peu en retrait, partant des Michelons et suivies par la route de Rochetière. Des émissaires de cet épisode ont façonné de petites brèches actuellement sèches dans le plateau calcaire. En retrait, le stade des Guillets, est bien matérialisé par une première moraine, longé à l'aval par un chenal qui aboutit à la combe de Lavaresse. La seconde, la plus développée, s'étend du cimetière militaire jusqu'au Mollard, appuyée sur la crête sénonienne qui forme le sommet du plateau. Plusieurs coupes sont visibles et montrent un till d'ablation à gros blocs cristallins. Nous avons analysé la fraction fine de la matrice. A son extrémité nord, la moraine contourne le sommet du plateau au hameau des Roux où quatre chenaux radiaux issus de la moraine des Guillets ont creusé des vallées mortes dans le calcaire sénonien du plateau.

Un quatrième stade est encore visible, le stade de Charvet ou du Mollard-Gargot, composé de deux rides morainiques qui s'orientent au S-E à l'extrémité du plateau (une seule subsistant dans la vallée du Furon), longées par leurs chenaux marginaux respectifs. Parallèlement à ces stades, le glacier alpin a abandonné des moraines à éléments alpins, à l'entrée du val de Lans. Les moraines d'Engins (950 m) témoi-

gneraient d'un stade de retrait du glacier alpin dans les gorges du Furon (Delannoy, 1981). La morphologie glaciaire du plateau des Guillets permet ainsi de distinguer un stade paroxysmal que nous avons reconstitué sur la carte paléogéographique ***(fig. 2. 61)***, suivi de trois stades de retraits successifs.
Enfin, plus en aval, en rive gauche de la cluse de Voreppe, le glacier würmien a largement difflué sur le plateau de Montaud, abandonnant un puissant complexe morainique (750 – 825 m). La diffluence franchissait le plateau sur une largeur de l'ordre de 1 000 m et rejoignait le glacier de l'Isère après que celui-ci ait contourné la Dent de Moirans.

• ***Dans l'ombilic de Moirans et la basse Isère, la position des fronts***

Tous les auteurs s'accordent pour corréler la terrasse de St-Marcellin aux moraines latéro-frontales du Château de Cumane (Gigout, 1969). Ainsi, Mandier (1984) confirme cette hypothèse et corrèle la terrasse du maximum würmien de St-Marcellin à la moraine du Villard (410 m) au nord de Notre-Dame-de-l'Osier ***(fig. 2. 51)***. De plus, comme l'ont soutenu Veyret (1936) et Bravard (1963), la terrasse fluvioglaciaire de St-Marcellin se raccorde à l'est de Vinay aux moraines latéro-frontales de Revollière (384 m) et du Ganté (388 m). Aucun auteur n'a identifié de témoins de cette phase en rive gauche car le glacier s'appuyait contre l'escarpement calcaire du Vercors.
La vallée morte de Bièvre-Valloire relie, sur près de 55 km, la cluse de Voreppe à la vallée du Rhône. Elle est constituée d'une série de terrasses emboîtées à l'aval (Valloire) et d'un complexe morainique et de terrasses à l'amont (Bièvre-Liers).
Ce dispositif a toujours attiré l'attention des auteurs. Mandier (1984) propose de corréler le lambeau de la terrasse de Chanas-Les Prêtes (158 à 160 m d'altitude) au maximum du Würm. Il est légèrement plus élevé que la vaste terrasse de St-Rambert et se trouve dans

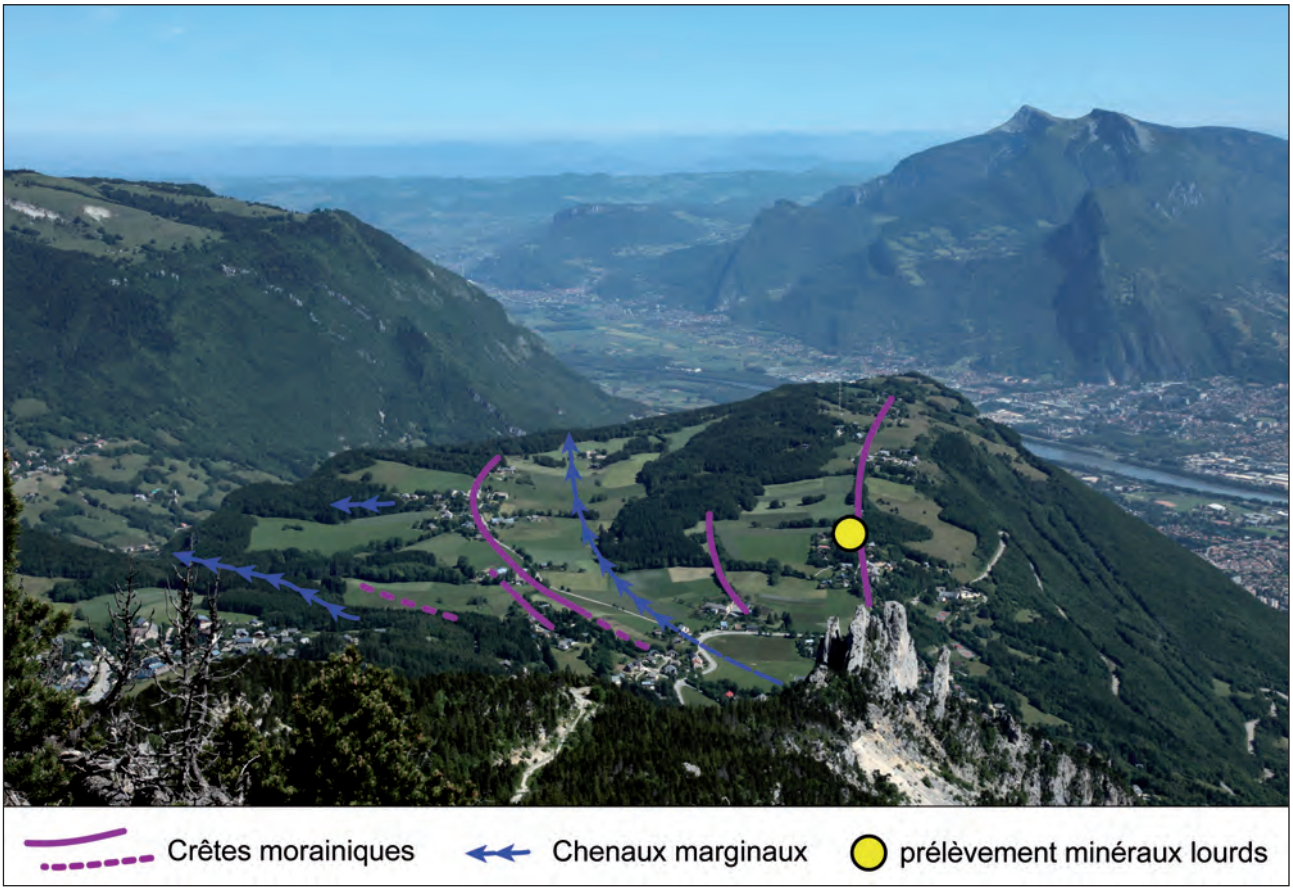


Fig. 2. 52 - Complexe morainique du plateau des Guillets et localisation du prélèvement (analyse des minéraux lourds).

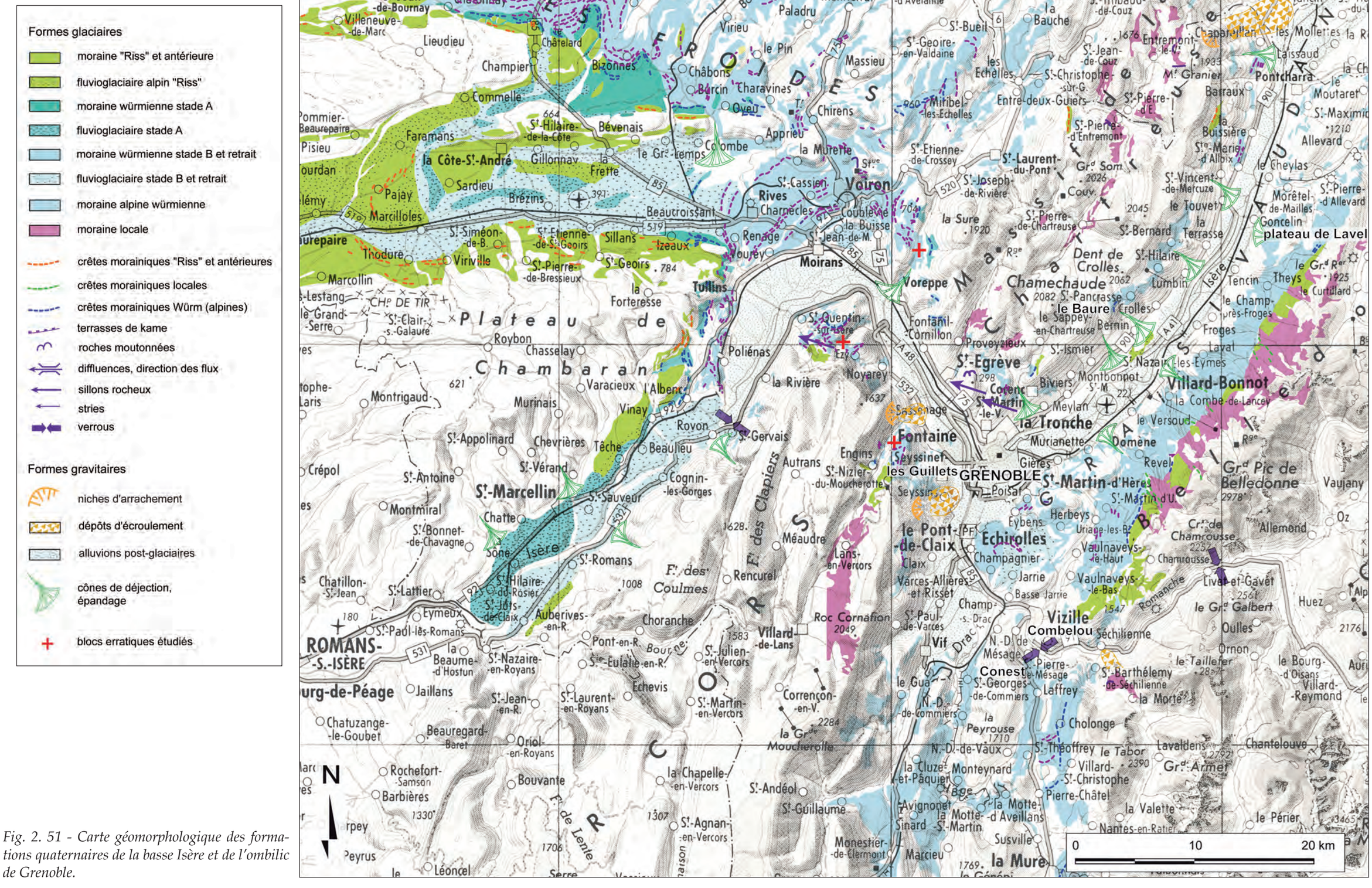


Fig. 2. 51 - Carte géomorphologique des formations quaternaires de la basse Isère et de l'ombilic de Grenoble.

la même position relative que le niveau des Burettes qu'il associe au maximum du Würm ancien.
S'appuyant sur des arguments pédologiques (sol assez évolué sur une épaisseur totale de 1,2 m), Mandier propose de corréler cette terrasse avec celle du stade de Béligneux (stade A). A son tour, Gidon (1992) considère que la moraine de Mi-Plaine (Gros Molard) représente un des témoins du stade d'extension maximale du glacier wurmien isérois qu'il met en parallèle avec le stade A de Béligneux. Malgré tout, la faible puissance de la ride morainique frontale interroge : elle doit être rapportée à une durée de stationnement brève. Ce schéma est identique tout au long du front würmien des glaciers alpins.

2. 3. 2 - L'alimentation du lobe de Moirans

Au XIX^{e} siècle, s'appuyant sur les reconnaissances pétrographiques des blocs erratiques et des spectres pétrographiques des dépôts glaciaires, Lory (diverses publications), puis Falsan et Chantre (1879-1880) cherchèrent à déterminer les zones d'origine des divers dépôts glaciaires qui ont atteint l'ombilic de Moirans. Ils attribuaient ainsi une partie de l'amphithéâtre morainique de Moirans au glacier de la Romanche (présence de roches caractéristiques de l'Oisans) et suggéraient que le glacier de la Romanche avait occupé la partie sud du lobe de Moirans et le lobe de la basse Isère (Schoeneich, 2002).

Extrait de Falsan et Chantre (1879-1880).

« Beaucroissant (350m) — La boue glaciaire se présente sur ce point presque sans mélange sur une épaisseur de 7 à 8 m ; les galets qu'elle renferme appartiennent pour la plupart au glacier de l'Isère. Pourtant, quelques diorites, qui paraissent propres à l'Oisans, semblent montrer que là a eu lieu la jonction des deux glaciers et le mélange de leurs matériaux. En effet, tandis que les roches que nous croyons provenir de l'Oisans, se trouvent, comme à Rives et à Renage, dans les bas fonds plus ou moins dénudés, on trouve sur les hauteurs des grès carboniférien, des brèches triasiques et des protogines cubant 2 et 3 m. Ces blocs sont dans le village en nombre considérable, toutes les maisons en sont construites ainsi que le château qui domine cette localité. C'est là un des points extrêmes qu'a atteint au Sud le glacier de l'Isère » (Falsan et Chantre, 1879-1880).
C'est ainsi qu'est posé le problème de l'alimentation du lobe de Moirans : Isère, Arc, Romanche ? Afin de lever la contradiction entre les hypothèses avancées par les auteurs précités, nous avons, dans un premier temps, déterminé la position de la LEG du glacier de la Romanche, déduisant ainsi la surface de sa zone d'alimentation. Puis, dans un second temps, nous avons analysé des blocs erratiques de la rive gauche de la cluse de Voreppe, afin d'identifier des marqueurs pétrographiques potentiels du bassin versant de la Romanche. Enfin une analyse de la fraction fine des dépôts glaciogéniques du plateau des Guillets a été réalisée.

2. 3. 2. 1 - La ligne d'équilibre glaciaire du glacier de la Romanche

Le travail réalisé sur la paléo surface du système glaciaire Rhône / Arve / Isère a permis de déterminer une valeur moyenne de l'altitude de la LEG de 1300 ± 50 m (i.e.).
Connaissant l'altitude de la surface topographique de la langue glaciaire entre son débouché dans l'ombilic de Vizille et l'ombilic du Bourg d'Oisans, et connaissant la valeur moyenne du système glaciaire global, il est possible de positionner la ligne d'équilibre avec une incertitude d'environ 50 m pour le bassin versant le plus méridional de la zone étudiée. Nous connaissons l'altitude de la surface du glacier (1300 m) face à la diffluence de Luitel (Séchilienne) (Monjuvent, 1978). De ce fait, il est possible de situer la ligne d'équilibre à 1350 ± 50 m dans le couloir de Livet-Gavet un peu en amont de la diffluence précitée.
Ainsi, en appliquant le ratio de 0,67 (Kerschner, 1976 ; Gross *et al.*, 1978), la planimètrie de la carte au 1 : 200 000 de la paléo-surface glaciaire donne une superficie totale du bassin d'alimentation du glacier de la Romanche de 1100 ± 50 km^2.
Par ce biais, la surface théorique de la zone

d'ablation peut-être reconstituée. Elle atteindrait une surface de 550 km². Cette valeur permet d'envisager une extension débordant de la cluse de Voreppe, alimentant une partie du lobe de Moirans et probablement le lobe de la basse Isère.
L'examen des surfaces considérées suggère que trois bassins versants ont contribué à l'alimentation du lobe de Moirans :

- une partie du bassin de la Maurienne (1000 km²) en raison de la diffluence d'une partie de ce bassin par la cluse de Chambéry. Elle a été déterminée sur la base des analyses pétrographiques des blocs erratiques du piémont lyonnais ;
- les bassins versants de Belledonne ouest (275 km²) ;
- enfin le bassin de la Romanche (1 100 km²).

Les analyses pétrographiques des blocs erratiques du lobe lyonnais ***(cf. § 2. 2. 3. 2),*** suggèrent que le glacier de l'Arc a partiellement difflué par la cluse de Chambéry. De ce fait, les glaces iséroises (*s.s.)* issues de Tarentaise ont été contraintes par le glacier de l'Arc à s'écouler par la cluse de Chambéry. Elles **n'ont pas alimenté le glacier du Grésivaudan au sud de la diffluence de Chambéry**. De même, ce sont les glaces issues des bassins versants de la Maurienne et de Belledonne qui s'écoulaient vers l'ombilic de Grenoble, contribuant ainsi à alimenter le lobe de Moirans ***(fig. 2. 53 et fig. 2. 54)***.

- ***Les indices géomorphologiques***

Monjuvent (1978) postulait que le glacier de la Romanche n'avait pas débordé dans l'ombilic de Grenoble, bloqué par le glacier de l'Isère. C'est ce dernier qui aurait alors remonté la basse vallée du Drac et la basse Gresse. L'auteur écrit : *« l'étude morphologique a montré combien il était impuissant à franchir le verrou du Conest-Combeloup, donc à refouler le glacier du Grésivaudan »*. Après examen des arguments de l'auteur nous tenterons d'apporter des éléments de réponse.
Le verrou Conest-Combeloup précité sépare l'ombilic de Grenoble de celui de Vizille, prolongé par l'actuelle vallée morte d'Uriage ***(fig. 2. 51)***. Au maximum de la glaciation du Würm, le glacier de l'Isère était canalisé par le profond surcreusement de l'ombilic de Grenoble qui atteint une cote proche de – 300 m NGF (Nicoud *et al.*, 2002), voire – 500 m NGF (Vallon, 1999). Celui de la Romanche débouchait dans l'ombilic de Grenoble et à l'altitude de 1 200 m, le courant principal se heurtait à l'obstacle structural de l'extrémité nord du Conest (Fau Cuchet, 1 360 m), déviant le flux à 180° vers le nord.
L'hypothèse de Monjuvent qui envisage le barrage du glacier de la Romanche par le glacier isérois, soulève le problème de la zone d'ablation du glacier de la Romanche.

Alimentation : altitude surfaces glaciaires > 1300 m	Surfaces
Arc Sud	1000 km²
Belledonne Ouest	275 km2
Romanche	1100 km²
Total alimentation	2575 km²
Ablation :	
Grésivaudan ablation : Maurienne sud Belledonne ouest	625 km2
Romanche ablation	550 km2
Total :	1175 km2
Surface ablation = 0,33	AAR = 0,67

Fig. 2. 53 - Répartition des surfaces d'alimentation et d'ablation du glacier isérois de Grenoble et du glacier de la Romanche.

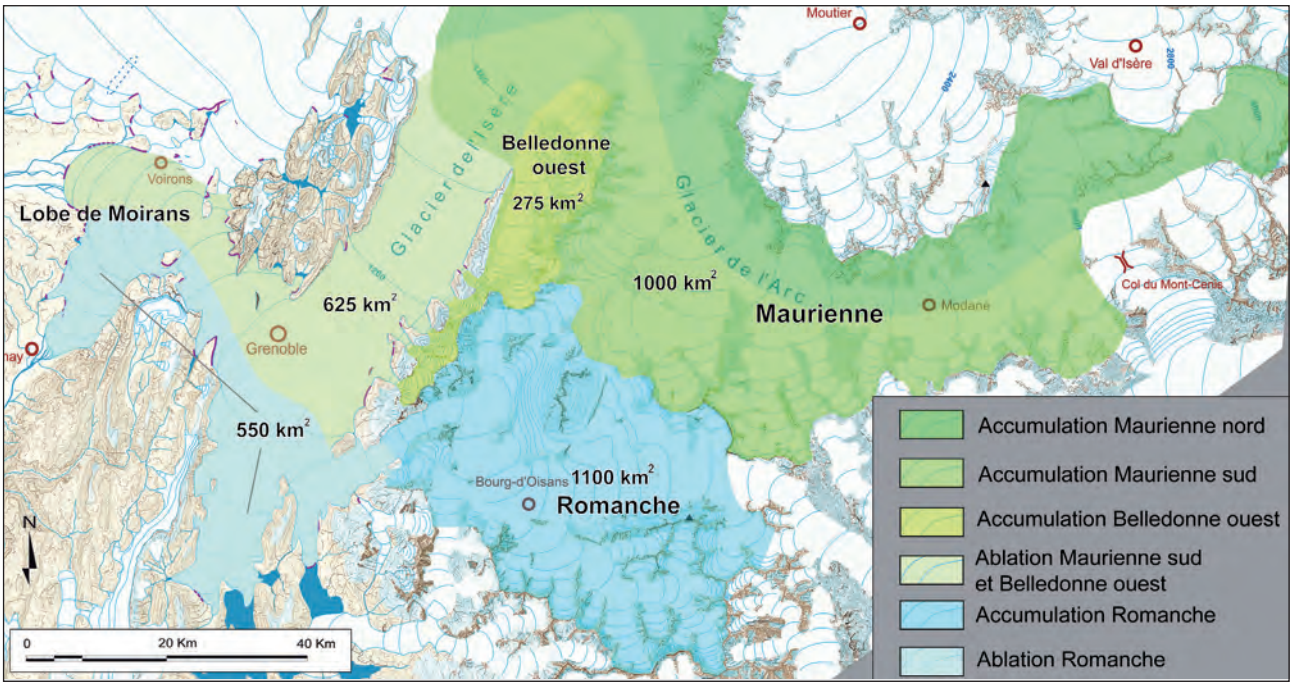


Fig. 2. 54 - Contribution des bassins versants de la Maurienne, de Belledonne et de la Romanche à l'alimentation du lobe de Moirans et de la basse Isère.

En effet, selon le schéma de Monjuvent, le dissipateur du bassin de la Romanche aurait une surface extrêmement réduite, constituée par l'aval du couloir glaciaire de Livet-Gavet et par la diffluence de la Mathésine. La zone d'ablation serait alors quasiment inexistante (inférieure à 50 km²). Le bassin de la Romanche était occupé par un réseau glaciaire anastomosé d'une surface de près de 1200 km² dont 90 % situés en zone d'accumulation, soit une surface supérieure à 1000 km². Force est de constater que l'hypothèse du barrage glaciaire est en contradiction avec les notions de dynamique glaciaire propre à tout appareil. En effet, la production de glace drainée par le bassin versant de la Romanche doit être évacuée dans une zone d'ablation qui est proportionnelle à la zone d'alimentation (Kerschner, 1976 ; Gross *et al.*, 1978), selon le ratio de 0,67 (AAR), couramment admis.

Au WGM, cet appareil présentait une épaisseur de glace suffisante pour s'engager en rive droite dans la dépression de Luitel : l'altitude de la surface du glacier étant estimée à 1300 m face à la diffluence (Monjuvent, 1978). Six kilomètres en aval, en rive gauche, le glacier s'engageait dans la large diffluence de la Mathésine à une altitude d'au moins 1 200 m. Cette paléogéographie implique une épaisseur de glace d'environ 1 000 m au franchissement du verrou du Conest-Combeloup situé quelques kilomètres en aval de la ligne d'équilibre glaciaire calculée. Une telle épaisseur de glace et la proximité de la LEG (10 à 15 km tout au plus) impliquent un débit de glace considérable au débouché du glacier de la Romanche dans l'ombilic de Grenoble. Cette hypothèse suggère que les diffluences des vallées du Drac et de la Gresse auraient été alimentées par les glaces issues du bassin de la Romanche ***(fig. 2. 55)***. Quant au flux isérois, alimenté principalement par les appareils de la Maurienne et de Belledonne, il drainait sensiblement la même surface que le bassin glaciaire de la Romanche. Malgré une section plus large, la ligne d'équilibre étant distante de plus de 40 km de la confluence avec le glacier de la Romanche, c'est ce dernier qui présentait un débit plus important dans l'ombilic de Grenoble.

Un autre argument plaidant en faveur d'un glacier de la Romanche qui s'écoule en rive

gauche de la cluse de Voreppe et contribue à alimenter le lobe de Moirans doit ici être évoqué :

Dans les ombilics de Grenoble et de Vizille, postérieurement au maximum d'extension des glaciers würmiens, se sont déposées des séries d'alluvions lacustres formant terrasses. Ces alluvions fluvio-lacustres ont été recouvertes par une moraine dont la faible puissance est sans commune mesure avec les énormes dépôts glaciaires du maximum. Pour le glacier de l'Isère, ce sont les moraines de Poisat. Pour le glacier de la Romanche, les moraines de Champagnier témoignent de cette récurrence qui aurait atteint Uriage à la même période. Ainsi, la dernière crue de ce glacier lui permet encore d'occuper l'ombilic de Vizille et de diffluer dans la dépression d'Uriage. Cet épisode est synchrone avec la position du glacier isérois qui obture la cluse de Grenoble et met en place la terrasse lacustre du Crey d'Eybens (280 m). La reconstitution paléogéographique montre que les glaciers de la Romanche et de l'Isère ont atteint l'ombilic de Grenoble à la même époque. Ces observations invalident l'hypothèse de Monjuvent qui suggérait qu'au maximum würmien les glaces de la Romanche n'auraient pas dépassé cette position, cantonnée à l'ombilic de Vizille.

2. 3. 2. 2 - Les données pétrographiques

Dans l'objectif d'identifier les marqueurs pétrographiques des flux de la rive gauche de la cluse de Voreppe, nous nous sommes intéressés à la morphologie glaciaire du Plateau des Guillets.
Moret (*in* Vivian et Ricq, 1969) suggérait que le glacier de la Romanche avait difflué sur le plateau des Guillets. L'argument essentiel de Moret pour faire des dépôts de Saint-Nizier des accumulations du glacier de la Romanche, s'appuyait sur la présence dans la moraine des Guillets de blocs erratiques d'amphibolites et des granites du Pelvoux. Afin de vérifier cette hypothèse, des prélèvements ont été effectués sur les blocs erratiques du rebord du Vercors (plateau des Guillets et Montaud), en rive gauche de la cluse de Voreppe. Le till

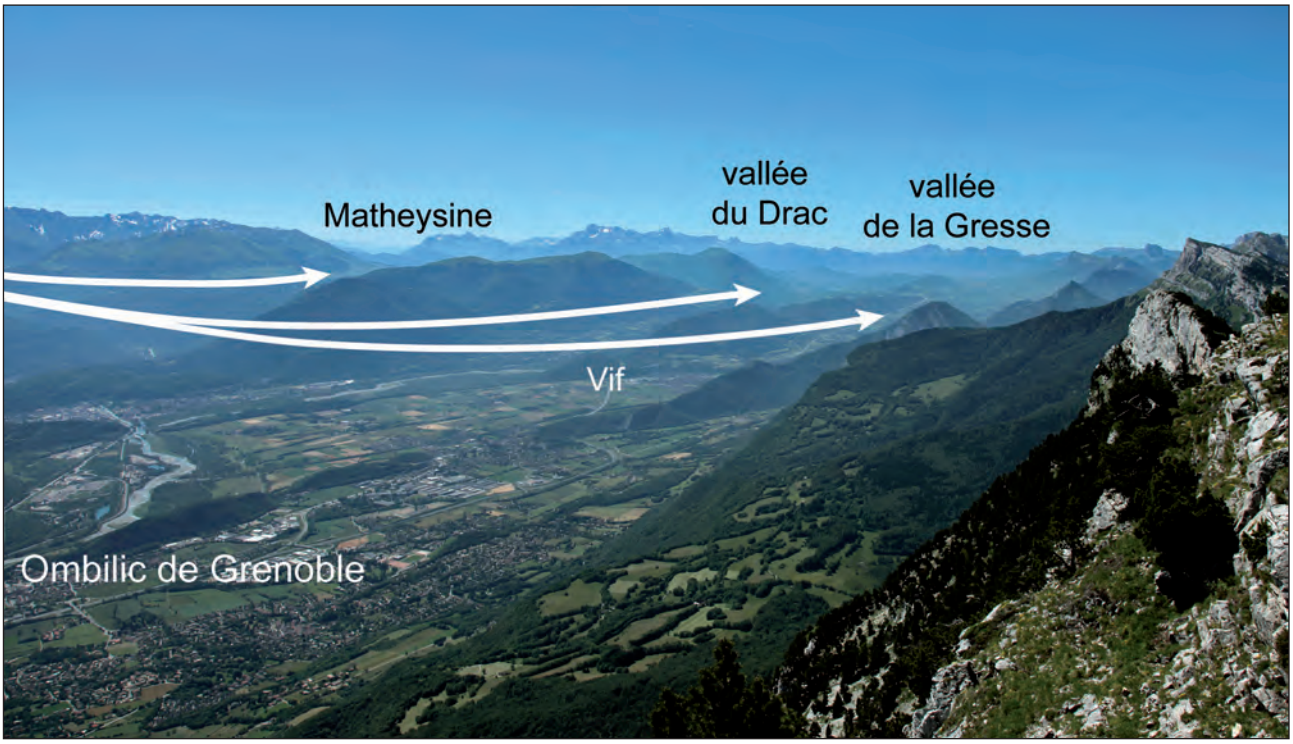


Fig. 2. 55 – Représentation des diffluences du glacier de la Romanche en Mathésine, et dans les basses vallées du Drac et de la Gresse.

d'ablation se caractérise dans ce secteur par une grande abondance de matériel cristallin (gneiss et granites divers). Douze blocs erratiques, à faciès granitiques et gneiss divers, ont été étudiés ***(fig. 2. 56)***. La contribution d'Arnaud Pecher (LGCA) a permis d'identifier des gneiss amphiboliques partiellement migmatisés et notamment, un bloc erratique de granite du Cray issu du bassin du Vénéon.

1 – Gneiss amphiboliques

A - Répartition des blocs erratiques et description

De nombreux blocs erratiques de gneiss, d'amphibolite et de granite ont été observés sur le plateau des Guillet (Moret, 1928). Un bloc de gneiss amphibolique a été analysé.

B - Description des faciès

L'observation macroscopique de l'échantillon suggère de le rattacher aux amphibolites massives qui se présentent sous l'aspect de lits ou de bancs plus ou moins lenticulaires ou boudinés. Ce sont des roches très sombres, peu ou pas orientées, à grain millimétrique et à texture nématoblastique, pouvant parfois présenter de la biotite. Par endroits (Aiguille du Plat de la Selle, Rouies, versant nord du col du Sellar), elles peuvent former l'essentiel de la roche et sont alors très souvent associées à des agmatites (Barféty *et al.*, 1984).

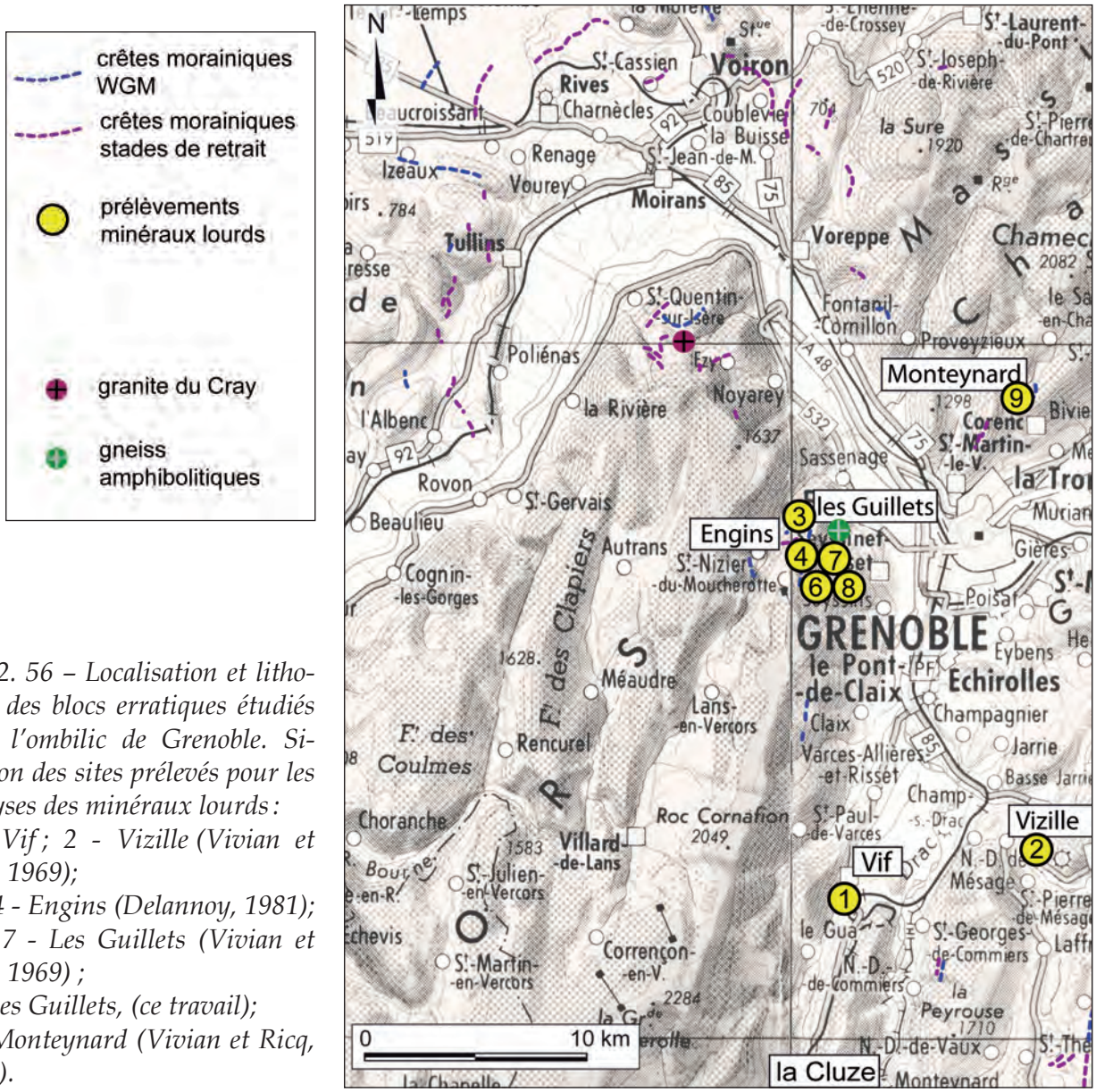


Fig. 2. 56 – Localisation et lithologie des blocs erratiques étudiés dans l'ombilic de Grenoble. Situation des sites prélevés pour les analyses des minéraux lourds :
1 – Vif ; 2 - Vizille (Vivian et Ricq, 1969);
3 et 4 - Engins (Delannoy, 1981);
6 et 7 - Les Guillets (Vivian et Ricq, 1969) ;
8 – Les Guillets, (ce travail);
9 – Monteynard (Vivian et Ricq, 1969).

C - Situation des affleurements sources
(fig. 2. 57)

A l'examen de ce faciès (en collaboration avec Arnaud Pêcher, UJF), une origine des Rouies, et du col du Sellar, dont les affleurements présentent de grandes similitudes avec le faciès analysé pourrait être proposée.

2 – Granite du Cray

A - Répartition des blocs erratiques et description

La diffluence du glacier alpin sur le Plateau de Montaud (sud de la Dent de Moirans) est responsable de nombreuses accumulations de blocs erratiques de granite. C'est dans ce secteur qu'un bloc erratique de granite du Cray pu être identifié.

B - Description des faciès

C'est un granite aplitique à grain fin, montrant de manière caractéristique de nombreuses taches centimétriques de cordiérite pinnitisée. On y observe en outre de la muscovite, abondante, de la biotite, en quantité très variable, et parfois des grenats millimétriques (Barféty *et al.*, 1984 ; Debon et Lemmet, 1999), ***(fig. 2. 58)***.

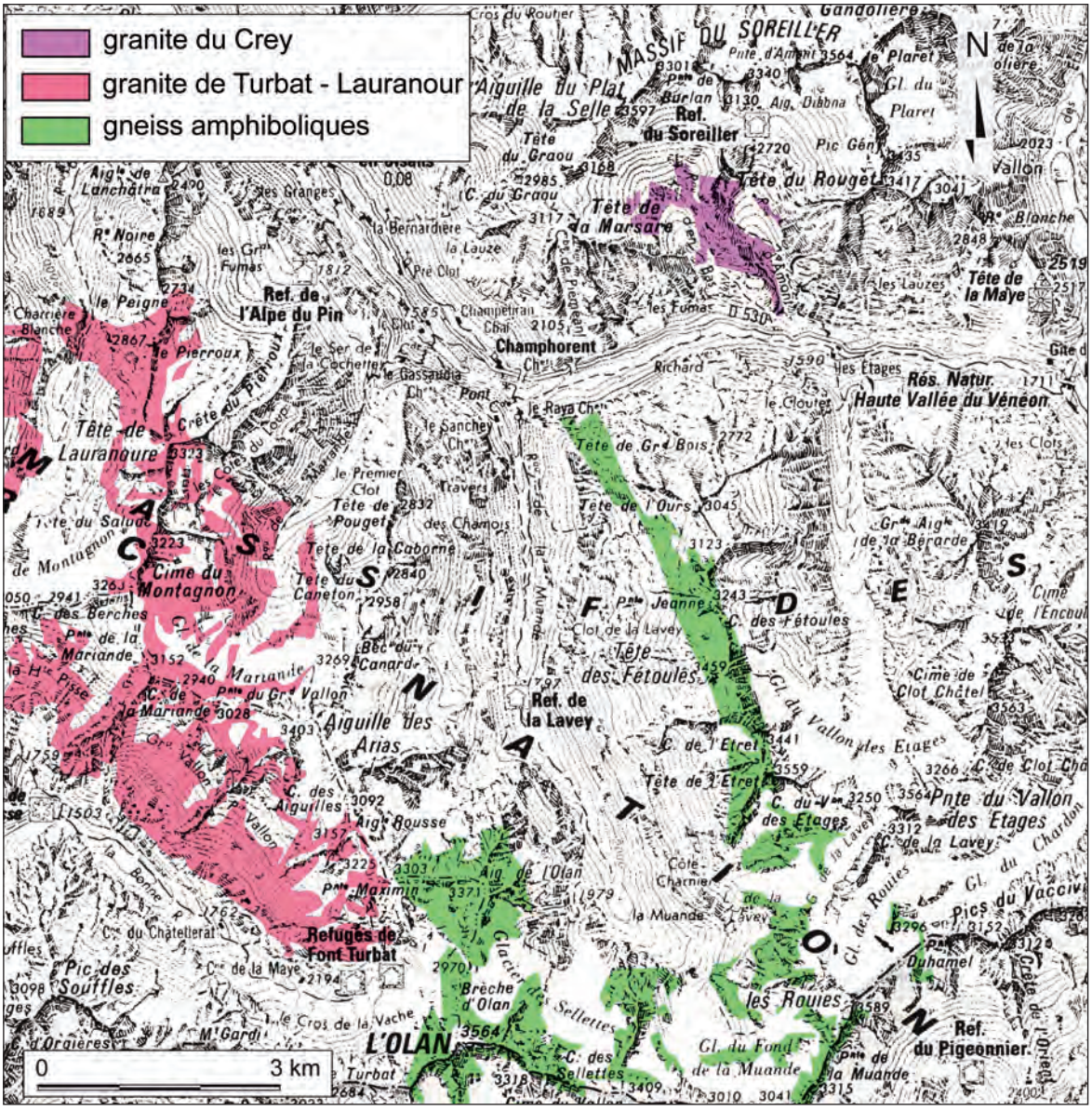


Fig. 2. 57 - Carte de localisation des affleurements de granite du Cray et des amphibolites massives dans le bassin versant du Vénéon.

C - Situation des affleurements sources
(fig. 2. 57)

Ils forment une masse grossièrement circulaire au milieu du cirque du Soreiller en rive droite de la vallée du Vénéon. Cependant, il existe aussi un faciès à cordiérite parmi les granites de Turba – Lauranour, mais de type porphyrique et souvent orienté.

Conclusion sur les analyses pétrographiques

Un seul marqueur pétrographique fiable, représenté par le granite du Cray, suggère la présence d'un flux glaciaire de la Romanche s'écoulant en rive gauche de la cluse de Voreppe.

2. 3. 2. 3 - L'apport des minéraux lourds

L'hypothèse avancée par Falsan et Chantres (1879) qui considéraient que le glacier de la Romanche avait contribué à alimenter le lobe de Moirans était contredite par les travaux de Monjuvent (1978). Ce dernier envisageait que seul le glacier isérois diffluait dans la basse vallée du Drac et la basse Gresse.
L'hypothèse de Monjuvent (1978) s'appuyait sur les analyses microscopiques de la fraction fine des dépôts glaciaires de la basse Gresse à hornblende verte dominante, et qui présente une grande similitude avec le spectre isérois mesuré par Vivian (Vivian et Ricq, 1969). L'auteur faisait aussi référence aux travaux de Vivian et Ricq (1969) qui attribuaient uniquement au glacier de l'Isère la genèse des moraines du plateau des Guillets.
Il était indispensable de vérifier s'il était possible de retrouver dans tous les dépôts étudiés des indices fiables sur la provenance des matériaux morainiques. La confrontation du spectre des minéraux lourds de la fraction fine aux analyses pétrographiques des blocs erratiques qui composent la fraction grossière des accumulations morainiques peut permettre de confirmer ou de contredire les conclusions issues des analyses pétrographiques.

• Distribution des minéraux lourds selon les bassins versants

Dans ce but, nous avons recherché des échantillons références de l'Isère et de la Romanche dans divers dépôts ***(fig. 2. 59)*** :

- dans la vallée de l'Isère ;
- dans le sud du Sillon Alpin, sur les moraines du plateau de Champagnier attribuées au glacier de la Romanche (Monjuvent, 1978) à Vif et Vizille.

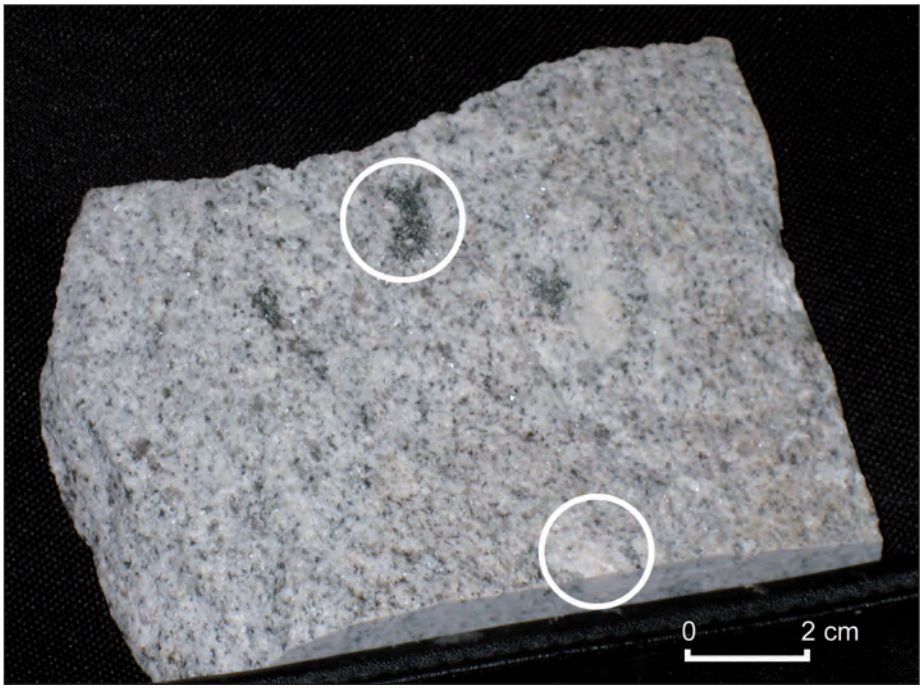


Fig. 2. 58 - Détail macroscopique d'un bloc erratique de granite du Cray : on identifie des taches caractéristiques de cordiérite pinnitisée (cercle blanc au N), ainsi que des méga cristaux de feldspaths potassiques (cercle blanc au S).

Minéraux Site / Auteurs	Ép.	Grt.	Glp.	Hnbl.	Trm. Zir.	Stt. Dist.	Sph..Rt	Div.
Isère (ce travail) Montmélian	**25%**	**13%**	**5%**	**44%**	**10%**	**1%**	**2%**	
Val du Bourget (Vivian et Ricq)	12%	11%	10%	48%	10%	3%	2%	4%
Isère (Vivian et Ricq)	28%	18%	8%	39%	7%			
Isère (Hobléa) Divers échantillons	25%	19%	7%	39 %	5%	2%	3%	
Romanche Vizille (Vivian et Ricq)	9%	31%	0	60%				
Romanche Vif (Vivian et Ricq)	11 %	36%	0	51 %	2%			

Fig. 2. 59 - Cortèges des minéraux lourds des moraines würmiennes Isère et Romanche (d'après Vivian et Ricq, 1969 ; Hobléa, 1999).

Nous avons présenté précédemment ***(cf. § 2. 2. 3. 3)*** **le spectre des minéraux lourds du bassin de l'Isère** dont les proportions significatives peuvent être rappelées (Vivian et Ricq, 1969 ; La Treille, 1969 ; Hobléa, 1999 ; ce travail), ***(fig.2. 59)*** :

• une prédominance de minéraux alpins fragiles : hornblende verte (de 39 à 44 %) et l'abondance relative de la glaucophane (5 à 8%) ;

• une association du grenat (13 à 19%) et de l'épidote (12 à 28%) ;

`

Les dépôts du **glacier Drac-Romanche** (Vivian et Ricq, 1969) se caractérisent principalement par :

• la quantité importante de hornblende (entre 51 et 60%), peu altérée;

• l'absence de glaucophane, de chloritoïdes et d'oxydes de titane ;

• les nombreux grenats (entre 31 et 36%) et l'épidote (moyenne 10%) moins abondante que dans le bassin de l'Isère

• la présence de tourmaline et de zircons usés en petite quantité et uniquement sous forme de grains très usés et non de prismes ;

Les spectres des minéraux lourds des échantillons de la moraine du plateau des Guillets sont cohérents d'un auteur à l'autre ***(fig. 2. 60)***. On remarque la prédominance de la hornblende verte (de 35 à 57 %), l'importance des grenats (de 25 à 28%) et surtout l'absence de glaucophane. Les analyses du val d'Engins montrent une abondance de la hornblende verte (entre 45 et 57%) et les grenats sont représentés dans les mêmes proportions qu'au plateau des Guillets (entre 10 et 30%). En rive droite de la cluse de Voreppe, la formation morainique de Monteynard a livré un spectre des minéraux lourds typiquement isérois, caractérisé par la présence de la glaucophane. On constate que la glaucophane est absente de tous les échantillons du plateau des Guillets

Minéraux Site / Auteurs	Ép.	Grt.	Glp.	Hnbl.	Trm. Zir.	Stt. Dist.	Sph..Rt	Div.
Engins 1, Furon (Delannoy)	36%	10%	0	45%	4%	5%		
Engins 2, Furon (Delannoy)	9%	30%	0	57%	4%			
Monteynard RD (Vivian et Ricq)	22,5 %	27 %	1 %	47, 5 %	1%			
Les Guillets RG (ce travail)	**10 %**	**14%**	**0**	**35 %**	**25%**	**10%**	**2%**	**4%**
Laliarey, Furon (Vivian et Ricq)	8%	25%	0	35%	15%	10%		
Les Guillets RG (Vivian et Ricq)	10%	28%	0	45%	10%			6%

Fig. 2. 60 - Cortèges des minéraux lourds des moraines würmiennes dans l'ombilic de Grenoble et la cluse de Voreppe, rive droite et rive gauche (d'après Vivian et Ricq, 1969 ; Delannoy, 1981 ; ce travail).

et du Val de Lans. De ce fait, nous attribuons les dépôts morainiques de la rive gauche de la cluse de Voreppe au glacier de la Romanche.
Ainsi, la carte ***(fig. 2. 61)*** reconstitue les flux glaciaires ayant contribué à l'alimentation du lobe de Moirans et de la basse Isère.
Cette hypothèse est en contradiction avec les travaux de Vivian et Ricq (1969), qui concluaient ainsi : « *c'est le glacier de l'Isère qui est à l'origine des petits vallums de Saint. Nizier – les Guillets* ».

• Origine controversée de la glaucophane dans la vallée du Drac

La basse vallée du Drac étudiée par Monjuvent (1978) pose en effet un problème : les sables des Silvain et de la Cluze se sont déposés dans un lac d'obturation glaciaire de cote minimale de 755 m (Monjuvent, 1978). L'auteur, envisageait à juste titre qu'ils avaient été apportés non par le Drac ou un de ses affluents, mais simplement par le glacier isérois : « *Ils auraient été sélectionnés par lessivage de la moraine dans le front de fusion lacustre et déposés en avant au cours de la progression, puis recouverts par le glacier et la moraine* ». C'est ainsi que sur la base de leur composition minéralogique (épidote, grenat, hornblende, zircon, tourmaline, anatase, glaucophane et chloritoïde), Monjuvent (1978) postulait que la plus grande partie du matériel sableux, malgré son faciès très fin et homogène, provenait du bassin de l'Isère, apporté par les glaciers du Grésivaudan. L'auteur s'appuyait principalement sur la présence de glaucophane et de chlorite (Vivian et Ricq, 1966, Monjuvent, 1967, Latreille, 1969) minéraux caractéristiques du bassin isérois (Maurienne et Tarentaise).
La réalité est peut-être plus complexe. Ces sables proviennent en partie de l'érosion et du remaniement des moraines de fond plus anciennes (MIS 6) par le glacier remontant

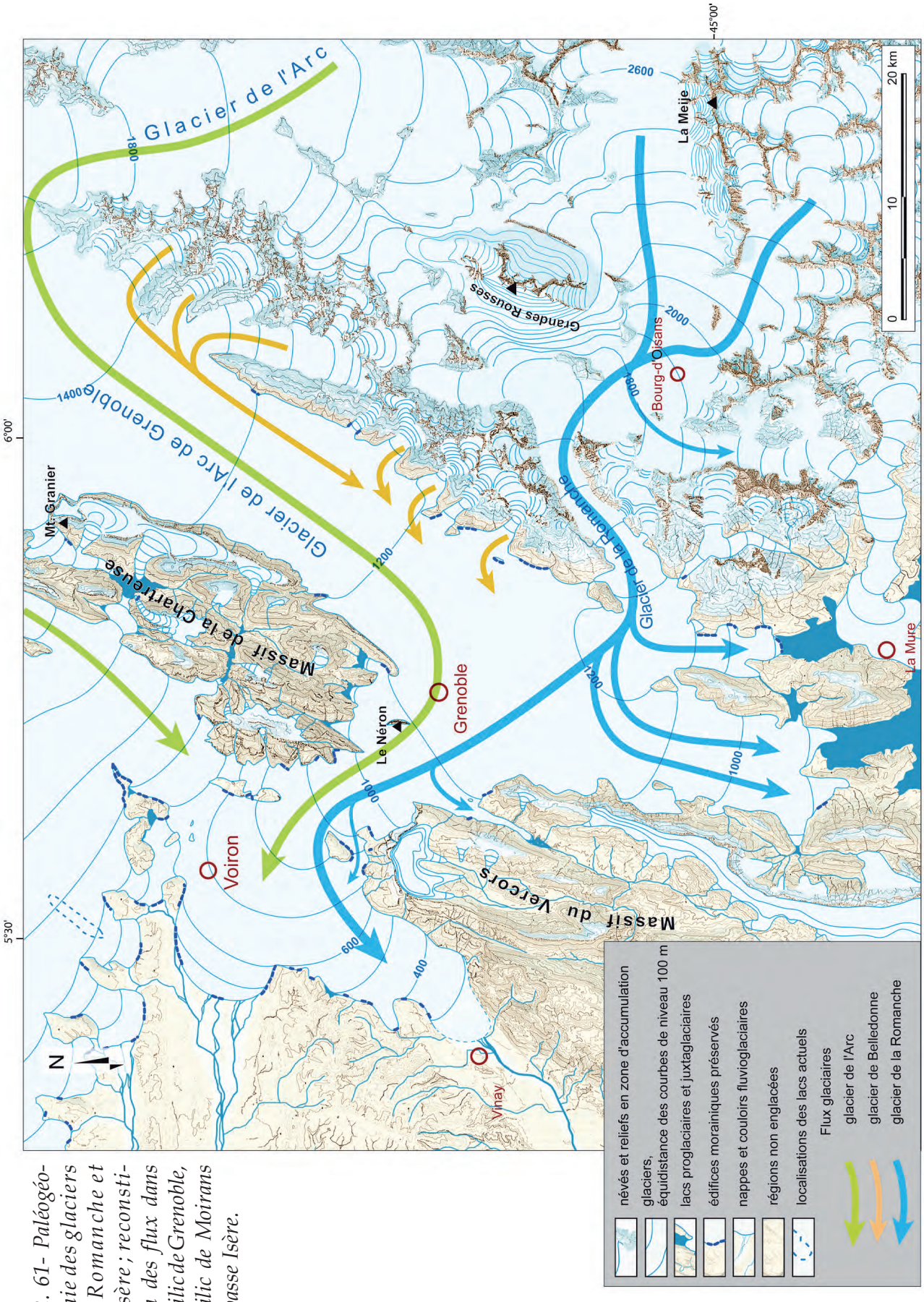


Fig. 2. 61- Paléogéographie des glaciers de la Romanche et de l'Isère ; reconstitution des flux dans l'ombilic de Grenoble, l'ombilic de Moirans et la basse Isère.

les basses vallées du Drac au WGM. En effet, au cours des glaciations antéwürmiennes (MIS 6, 8, 10), la diffluence du glacier de la Durance par le col Bayard rejoignait les glaciers du Drac, de la Bonne et de la Séveraise en Champsaur et s'écoulait en direction du Grésivaudan. La moraine de fond tapissant la basse vallée du Drac était donc enrichie par les apports issus du bassin versant de la Durance, source possible de glaucophane.

Conclusion sur les minéraux lourds

Le spectre des minéraux lourds du plateau des Guillets carractérise le bassin de la Romanche par la forte proportion de la hornblend verte et l'absence de la glaucophane. La détermination des minéraux lourds confirme ainsi les analyses pétrographiques des blocs erratiques.

Conclusion sur l'alimentation du lobe de Moirans

La reconstitution de la LEG du glacier de la Romanche montre que 90 % de son bassin versant était situé en zone d'accumulation. Cette valeur permet ainsi d'envisager une extension de la zone d'ablation de cet appareil, débordant largement de l'ombilic de Grenoble. Le cortège des minéraux lourds contenus dans la fraction fine des moraines du plateau des Guillets confirme notre identification pétrographique qui s'appuie sur un marqueur déterminant du bassin versant du Vénéon. Les résultats confirment les hypothèses des auteurs anciens, (Lory, 1860-1864 ; Falsan et Chantre, 1879-1880 ; Moret, *1928*) qui attribuaient la construction d'une partie de l'amphithéâtre morainique de Moirans aux glaciers de la Romanche.

Conclusion générale sur l'alimentation des lobes de piémont

De ce travail, nous retiendrons que le lobe de Wangen du glacier du Rhône était principalement alimenté par la glace issue du Valais. Cette reconstitution s'appuie sur les analyses pétrographiques. En ce qui concerne l'alimentation du «lobe lyonnais», les analyses confirment l'appellation initiée par Falsan et Chantre (1879-1880) de «glacier delphino-savoisien». En effet, les résultats des analyses pétrographiques des blocs erratiques, appuyés par la détermination des minéraux lourds contenus dans la fraction fine des dépôts glaciaires, suggèrent que la totalité des glaces du lobe de piémont lyonnais provenait des zones d'accumulation de la partie interne des Alpes du Nord françaises : sud du massif du Mont-Blanc, Beaufortin, Tarentaise et une partie de la Maurienne. *In fine*, **le glacier du Rhône valaisan n'a jamais contribué à l'alimentation du lobe lyonnais.**
Enfin, en nous appuyant sur la reconstitution de la ligne d'équilibre glaciaire, sur le cortège des minéraux lourds contenus dans la fraction fine des dépôts glaciaires et sur les analyses pétrographiques, la construction d'une partie de l'amphithéâtre morainique de Moirans peut être attribuée au glacier de la Romanche dont la puissance a été souvent sous-estimée. A l'issue de ce travail, il est possible de proposer une carte paléogéographique de reconstitution des flux des glaciers du Rhône, de l'Arve et de l'Isère au WGM ***(Fig. 2. 62)***.

Il importe, à la suite de cette reconstitution de préciser le contexte paléogéographique des zones d'alimentation des lobes de piémont. La suite de cette étude va ainsi s'attarder sur les zones d'accumulation des quatre grands appareils glaciaires du Rhône, de l'Arve, de l'Isère et de la Romanche et leurs interactions avec les grandes cluses et les massifs subalpins.

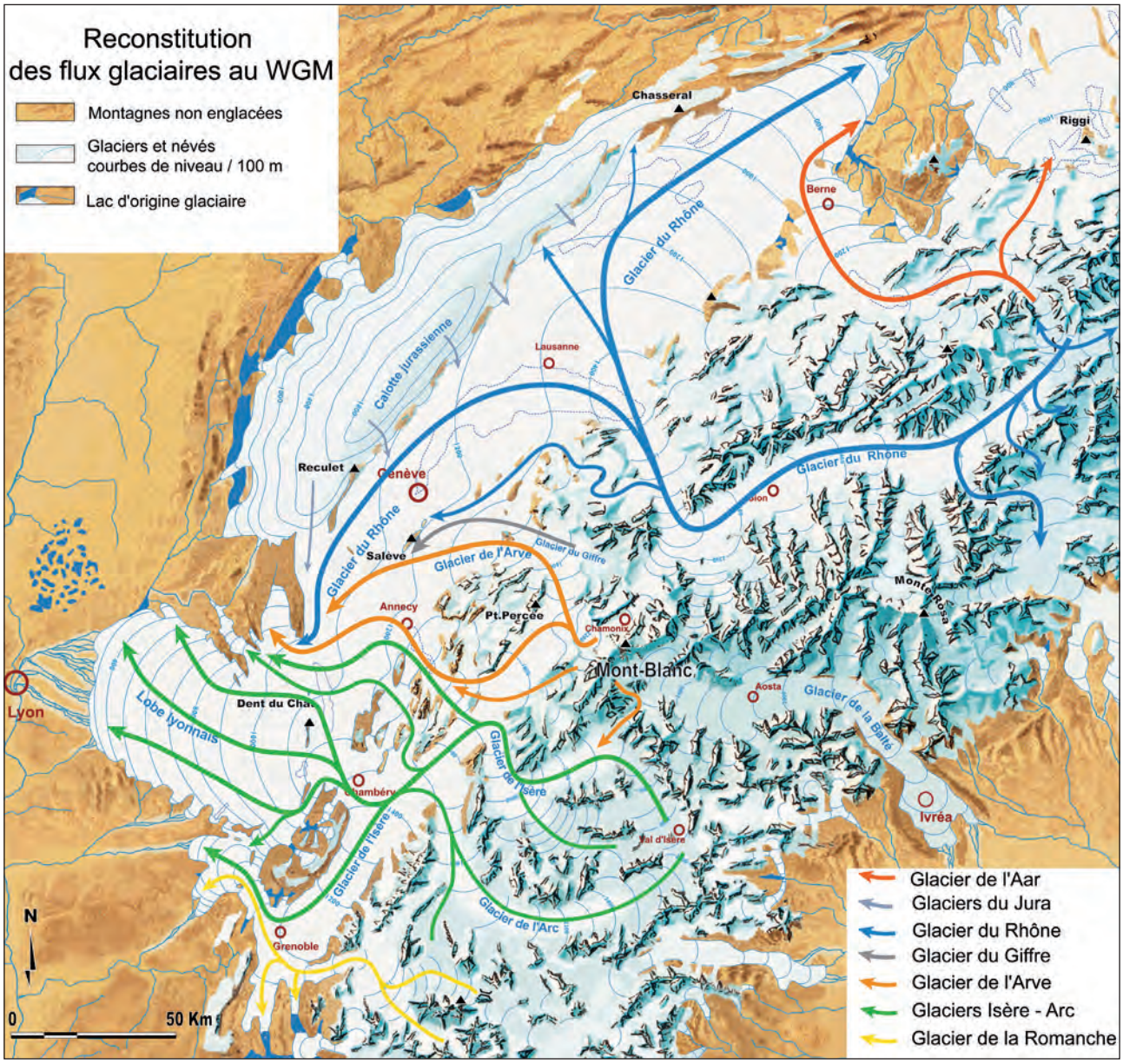


Fig. 2. 62 - Carte générale de reconstitution des flux des glaciers du Rhône, de l'Arve et de l'Isère au WGM.

3 - Diffluences et transfluences en zones d'alimentation

Après avoir reconstitué l'alimentation des lobes de piémont, ce chapitre va s'attacher à l'étude des zones d'accumulation. Ce travail s'attardera plus particulièrement sur les transfluences et diffluences de la couverture glaciaire des hauts reliefs alpins. C'est-à-dire en Valais, dans le massif du Mont-Blanc, en Vanoise et dans le massif des Ecrins. Les reconstitutions paléogéographiques présentées s'appuient principalement sur les formes d'érosion glaciaire et dans une moindre mesure sur la pétrographie des dépôts glaciaires. Les interactions entre les différents bassins versants étaient nombreuses, en raison d'une couverture glaciaire continue. Les vallées étant occupées par des épaisseurs de glace pluri-hectométriques à kilométriques, de nombreux cols et interfluves étaient débordés par les flux glaciaires.
Une attention particulière a été apportée à la reconstitution paléogéographique de l'englacement de cette zone, utilisant alors une méthode désormais traditionnelle, basée sur la cartographie des «trimlines». Appliquée initialement à la région du massif du Mont-Blanc (Porter et Orombelli, 1982) et au centre de la Suisse (Florineth et Schlüchter, 1998), cette méthode a été étendue à notre terrain d'investigation : la haute vallée du Rhône (Valais), le bassin de l'Arve, les bassins de Tarentaise et de Maurienne (massif de la Vanoise), puis le bassin de la Romanche (massif des Ecrins).

• *Le modelé glaciaire*

II est généralement admis que le modelé actuel des vallées alpines est directement hérité de l'érosion glaciaire, qu'il n'est donc qu'un modelé à peine retouché par l'érosion post-glaciaire et voilé par les dépôts récents, surtout en haute montagne. Dans cette zone, située intégralement dans la partie montagneuse, le modelé glaciaire est effectivement peu retouché. Bien sûr, les crêtes et les parois élevées sont garnies, à leur pied, de talus d'éboulis qui gomment souvent les pieds de versants mais sans apporter de modifications profondes au relief lui-même.

Les trimlines

Les massifs cristallins externes et internes sont majoritairement constitués de granites et de gneiss, qui ont favorisé une bonne préservation du modelé d'érosion glaciaire. L'érosion glaciaire représente la somme de plusieurs processus (abrasion, délogement, eaux de fonte) ; leurs jeux conjoints permettent ainsi de définir un modelé d'érosion glaciaire caractéristique (Agassiz, 1838 ; Ballantyne, 1997 ; Benn et Evans, 1998). La morphologie et la préservation de ce modelé d'érosion glaciaire sont dépendantes, par ailleurs, de la lithologie du substrat, de sa structure, mais également de la nature des processus d'altération.
Afin de définir la surface maximale d'englacement, on utilisera la limite supérieure de ce modelé glaciaire, la «trimline» (Thorp, 1981) ***(cf. III. 3. 1)***.
Les «trimlines» ainsi cartographiées montrent toutes un modelé identique mais également une très bonne préservation des formes d'érosion glaciaire, contrastant avec les formes d'érosion périglaciaire. Cette limite correspond à une période d'englacement paroxysmale dont l'âge relatif peut être discuté.

L'âge des trimlines

La morphogenèse d'une chaîne de montagnes résulte principalement de l'action conjointe d'un ensemble de processus d'érosion mécanique et chimique. On observe des processus liés à la décompression post-glaciaire au cours de laquelle les versants vont subir un rééquilibrage de pression dû à la disparition de la glace. Des phénomènes de cryoclastie et thermoclastie des versants entrent également en jeu.
A partir des données de terrain et de différents travaux, nous pouvons proposer une approche quantitative de ces processus qui a été appliquée initialement au massif du Mont-Blanc (Coutterand et Buoncristiani, 2006).

L'observation des roches moutonnées, encore recouvertes par un glacier durant le Dryas récent (12 000 cal BP), montre une érosion différentielle postglaciaire de 40 mm entre un filon de quartz et la surface du granite, soit une érosion postglaciaire minimale de 4 mm/ka ; cette valeur représente l'érosion différentielle mais non l'érosion totale du substratum, la veine de quartz étant également affectée par l'érosion. Cependant, l'altitude, l'orientation des versants et la couverture nivale sont des paramètres agissant directement sur les valeurs d'érosion. Certains auteurs proposent ainsi des valeurs moyennes de 10 mm / ka (Einsele, 1992 ; Press et Siever, 1986 ; Bierman, 1993). En utilisant cette valeur, une ablation moyenne minimale du modelé glaciaire de 0,25 m est calculée depuis le MIS 2 (~ 25 000 BP), puis de 0,60 m depuis le MIS 4 (~ 60 000 BP) et finalement de 1,70 m depuis le MIS 6 (~ 170 000 BP). A partir de ces données, il apparaît que l'érosion des surfaces d'origine glaciaire est un processus rapide. Ainsi, à l'échelle du Pléistocène, les «trimlines» étudiées sont donc relativement jeunes.

Un autre argument permettant d'estimer l'âge des trimlines est d'ordre paléogéographique. La cartographie des dépôts montre des extensions glaciaires sur le piémont du complexe Arve-Rhône-Isère très proches pour les trois derniers épisodes glaciaires (Monjuvent, 1978 ; Mandier, 1984). On constate, en effet, qu'une distance d'environ 10 à 15 kilomètres sépare les fronts morainiques attribués à la dernière et l'avant-dernière glaciations (MIS 2-4 et 6), (Mandier, 1984). Etant donné ce faible écart de longueur, nous devons admettre que les surfaces des glaciers des trois derniers stades isotopiques froids présentaient des altitudes similaires dans les zones amont, à quelques mètres ou dizaines de mètres près (Lliboutry, 1965 ; Monjuvent, 1978). Par conséquent, les mêmes surfaces d'érosion ont été reprises par les glaciers des derniers stades isotopiques froids. La glaciation la plus étendue (*«most extensive glaciation»,* MEG) correspondrait à un stade froid beaucoup plus ancien (MIS 8, 10, ou 12 ?) dont il ne subsiste que de rares formes d'érosion globale comme les épaulements du Môle dans la basse vallée de l'Arve (Verniory, 1937 ; Deleau, 1973).
Ces deux approches, confirmées par la remarquable préservation des « trimlines » dans les massifs cristallins, suggèrent une mise en place récente. De ce fait, ces formes d'érosion sont attribuées au maximum d'englacement (WGM) de la dernière glaciation (Florineth et Schüchter, 1998 ; Coutterand et Buoncristiani, 2006).

• ***Les diffluences***

Une diffluence et une transfluence se définissent comme le débordement d'un glacier par un seuil, un col, ou, le point bas d'un interfluve. Monjuvent (1978) considère une langue diffluente comme un glacier élémentaire, isolé, ayant ses propres caractéristiques répondant aux lois générales d'écoulement de la glace (Llboutry, 1965, 1975 ; Monjuvent, 1978). Cette situation peut être envisagée en zone d'ablation. Cependant, à proximité de la ligne d'équilibre glaciaire et à fortiori en zone d'alimentation, les débits de glace s'en trouvent renforcés et influencent alors l'extension d'une langue diffluente.

3. 1 - Le massif du Mont-Blanc et le bassin de l'Arve

3. 1. 1 – Géomorphologie et reconstitution paléogéographique

Un travail portant sur la reconstitution paléogéographique de la région du massif du Mont-Blanc au WGM a été proposé (Coutterand et Buoncristiani, 2006). Cette étude montre que, dans cette région, les vallées étudiées présentent sur leurs versants les traces d'une occupation glaciaire jusqu'aux altitudes de 2500-2800 mètres dans les secteurs amont et autour de 2000 mètres dans les secteurs aval.

• ***Versant oriental du massif du Mont- Blanc (Val Ferret italien et Val Ferret suisse)***

Ce versant du massif du Mont-Blanc est constitué par des granites et montre des parois

dont les commandements dépassent 2000 m ; cette lithologie permet la préservation des formes d'érosion (Burri, 1974). L'altitude atteinte par la surface du glacier est bien matérialisée par les « trimlines » ***(fig. 3. 1)*** que l'on peut observer entre le Catogne (présence de blocs erratiques de granite sur les épaulements) et le col de la Seigne (sud du Val Veny), mais également, grâce à son enregistrement dans le Val Veny sur le Mont Chétif et dans le Val Ferret italien sur le Mont de la Saxe (Porter et Orombelli, 1982).

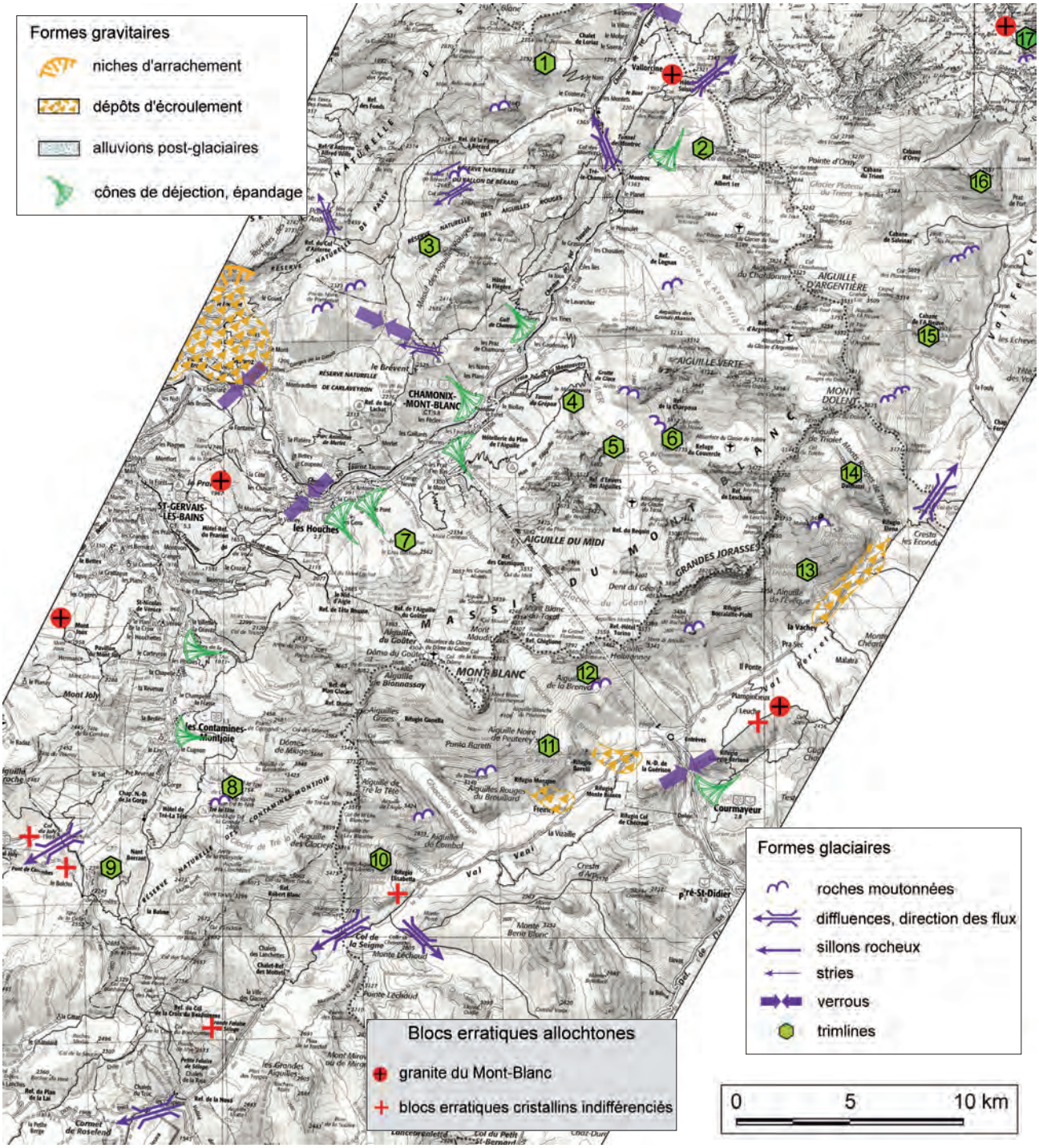


Fig. 3. 1 – Cartographie des principales trimlines du massif du Mont-Blanc (cf. liste en annexe).

• ***Région septentrionale du massif du Mont-Blanc***

Dans le Val Ferret suisse, le Catogne, (2598 m), distant de 6 km de l'axe de la vallée du Rhône, présente, sur l'arête sud un large épaulement de roches moutonnées (gneiss anatectiques de la bordure orientale du massif du Mont-Blanc) à l'altitude de 2240 m. La présence de blocs erratiques de granite confirme les apports du glacier de Ferret. Ainsi, la surface du glacier devait s'établir vers 2300 m d'altitude à la verticale d'Orsières (Burri, 1974).
Dans le même secteur, un indice remarquable témoigne de l'épaisseur de glace et de la puissance du glacier de Ferret au cours du WGM ***(n° 17, fig. 3. 1)*** : sur le versant droit de la Drance de Ferret, entre Sembrancher et Orsières, on découvre plusieurs blocs de granite du Mont-Blanc à environ 1800 mètres d'altitude (alpage du Larzey) ; ils n'ont pu être apportés que par le glacier de Ferret et correspondent aux dépôts transportés en rive droite du glacier ***(fig. 3. 2)***. Ils démontrent ainsi que le glacier d'Entremont devait être repoussé et pincé contre sa rive droite par le volumineux glacier de Ferret qui drainait toute la partie nord-orientale du massif du Mont-Blanc. L'écoulement des deux appareils débordait alors les crêtes (> 2200 m d'altitude) et passait en rive gauche de la vallée de Bagnes (Burri, 1974).

• ***Aiguilles Rouges et massif du Haut Chablais***

Limité au S-E par l'Eau Noire, le massif du Haut Chablais a généré un englacement puissant. La lithologie (roches sédimentaires) a néanmoins très mal préservé les formes d'érosion glaciaire. En revanche, dans le vallon de Trè-les-Eaux ***(fig. 3. 3)*** et en rive gauche du vallon de Barberine, le socle affleure. De ce fait, on peut s'appuyer sur les formes d'érosion et notamment les trimlines de la rive gauche. Elles permettent une reconstitution fiable du glacier qui occupait le cirque délimité par l'arête du Mont Ruan - Tours Salières - Pointe d'Aboilons. La glace atteignant plus de 2600 m face au col du Tenneverge (2484 m) permettait alors la mise en place d'une diffluence vers la vallée du Giffre.

• ***Versant occidental du massif du Mont-Blanc***

La cartographie des trimlines et épaulements, correspondant aux confluences des appareils issus du massif du Mont-Blanc avec le glacier principal de la vallée de l'Arve, permet de reconstituer l'altitude atteinte par la surface du glacier occupant la vallée de Chamonix. On observe cette limite altitudinale à 2550 m au débouché du glacier du Tour, 2500 m au glacier d'Argentière, 2400 m à la Mer de Glace (Vallot *et al.*, 1924), et 2300 m au glacier de Bionnassay.

• ***Sud du massif et Val Montjoie***

Les trimlines sont bien enregistrées en rive droite du Val Montjoie et atteignent l'altitude de 2400 m ; elles témoignent de

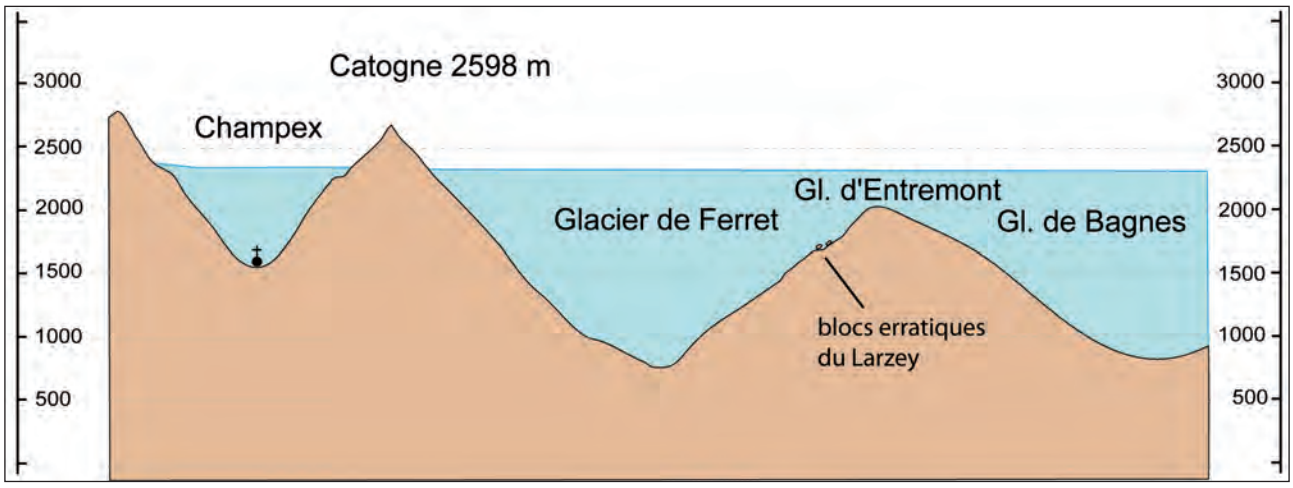


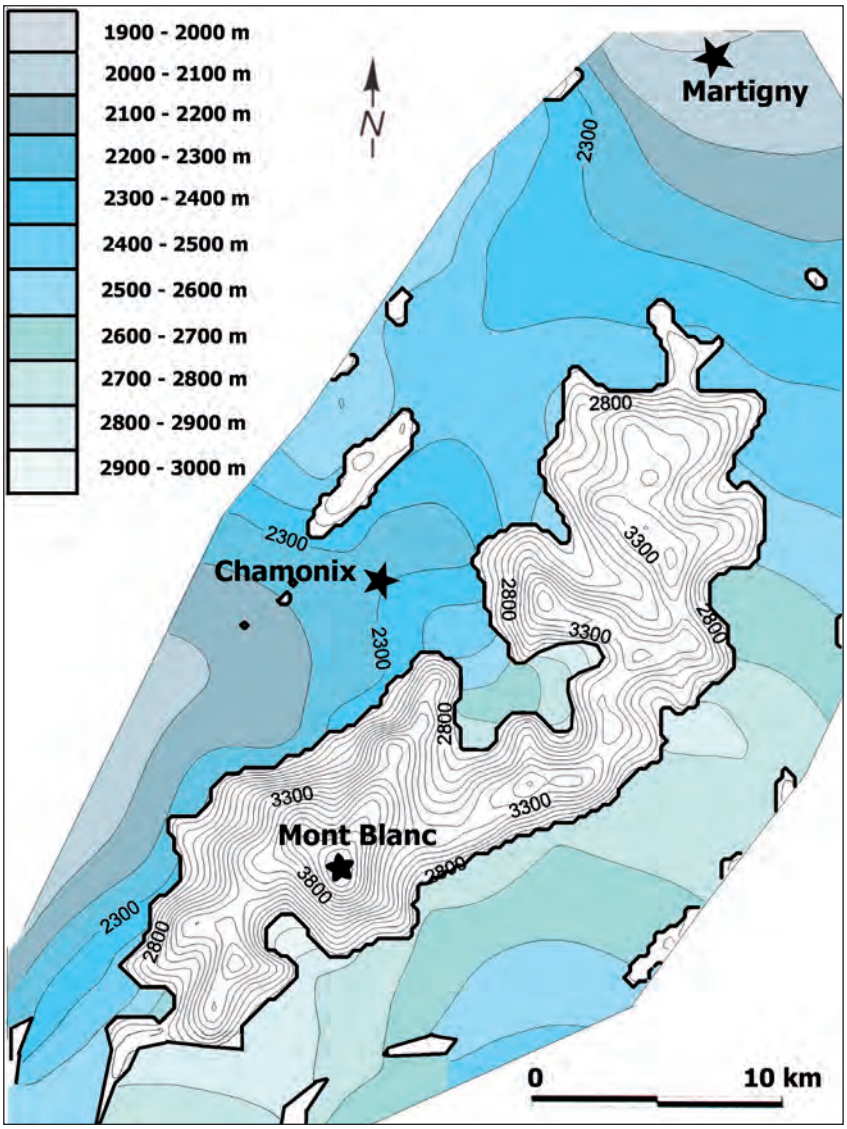
Fig. 3. 2 - Nord-est du massif du Mont-blanc, glacier de Ferret et d'Entremont (d'après Burri, 1974).

Fig. 3. 3 - Mise en évidence de la trimline à partir de la différence de modelé : exemple du versant sud de l'Aiguille de Loria (gneiss) en rive gauche du vallon de Trè les Eaux.

Fig. 3. 4 - Modèle paléogéographique du WGM résultant du croisement entre la reconstitution de la surface pléniglaciaire et la topographie actuelle (équidistance des courbes de niveau 100 m).

l'écoulement du glacier de Tré la Tête. En rive gauche de la vallée du Bon-Nant, au sud du col du Joly, l'aiguille de Roselette (paragneiss) présente une trimline à 2250 m d'altitude. Ainsi, ces observations permettent de proposer une altitude de la surface du glacier entre 2350 et 2400 m sur le haut Val Montjoie.

La cartographie proposée des trimlines a permis de réaliser une base de données de 72 points documentant la paléo-surface glaciaire (Coutterand et Buoncristiani, 2006). A partir de cette base de données et en utilisant la méthode d'interpolation de type « krigeage », la paléo-surface a pu être reconstituée et géoréférencée. A l'aide du Système d'Information Géographique (*IDRISI*), la topographie actuelle (*STRM 90*) et la paléo-surface würmienne ont pu être croisées. Une reconstitution



paléogéographique de la zone étudiée durant le WGM a ainsi été proposée ***(fig. 3. 4)***.

3. 1. 2 - Reconstitution des flux et diffluences

A partir de cette reconstitution, la surface des glaciers dépassant souvent l'altitude de 2400 – 2800 m, selon les secteurs, a permis aux écoulements de s'affranchir des contraintes de la topographie. Ainsi, la surface pléniglaciaire occupait toutes les dépressions, ennoyant de nombreux reliefs et interfluves de la périphérie du Mont Blanc. Cinq zones d'accumulation ont pu être mises en évidence : la haute vallée de l'Arve (altitude 2400 m), le haut val Montjoie, (altitude 2400 m), le haut Val Ferret italien (altitude 2800 m), le haut Val Veny, (altitude 2850 m) et la haute vallée des Glaciers, (altitude 2800 m). En regard de ces résultats, il apparaît que la paléo-surface glaciaire présente une différence altitudinale de l'ordre de 400 m entre le versant septentrional et le versant méridional du massif du Mont-Blanc : la zone méridionale étant la plus élevée. Cette différence d'altitude pourrait être attribuée à une alimentation plus importante des bassins versants situés au S-E du massif du Mont-Blanc. Cette situation pourrait être expliquée par une augmentation de l'activité des perturbations provenant du sud, comme le proposait déjà Florineth (1998), pour le S-E des Alpes suisses où il définissait une circulation de sud dominante. Cependant, ces 400 m de différence peuvent s'expliquer également par une altitude plus élevée du substratum du Val Veny et du Val Ferret qui reste inconnue à ce jour, du fait du remplissage post-glaciaire. La reconstitution paléogéographique de la région du massif du Mont-Blanc permet de confirmer certaines diffluences glaciaires déjà connues et de mettre en évidence d'autres diffluences qui peuvent être détaillées comme suit ***(fig. 3. 5)*** :

• Région septentrionale du massif du Mont-Blanc

La diffluence des glaciers du Tour et d'Argentière vers le glacier du Rhône est reconnue (De Martonne, 1931 ; Corbin et Oulianoff, 1929, 1931, 1934). Les flux issus du glacier du Tour et d'Argentière, bloqués au sud par l'écoulement de la Mer de Glace, alimentaient le glacier du Rhône par les vallées de l'Eau Noire et du Trient dès que leur surface dépassait 1600 m d'altitude sur les flancs de la vallée de l'Arve. Au nord du col des Montets, à proximité du sommet de la montagne des Posettes (2200 m), on observe dans les conglomérats permo-carbonifères (faciès Verrucano) un poli glaciaire strié et bien préservé (Kelly *et al.*, 2004), confirmant la direction de l'écoulement selon un axe SSE-NNW, soit en direction de la vallée du Rhône ***(fig. 3. 6)***. Cette exceptionnelle préservation du poli glaciaire strié est liée à la présence de dépôts glaciaires ayant protégé ce modelé depuis le WGM.

L'hypothèse d'une diffluence du glacier de Bérard vers le bassin de la Diosaz est confirmée par les trimlines du vallon de Bérard qui atteignent respectivement 2600 m en amont et

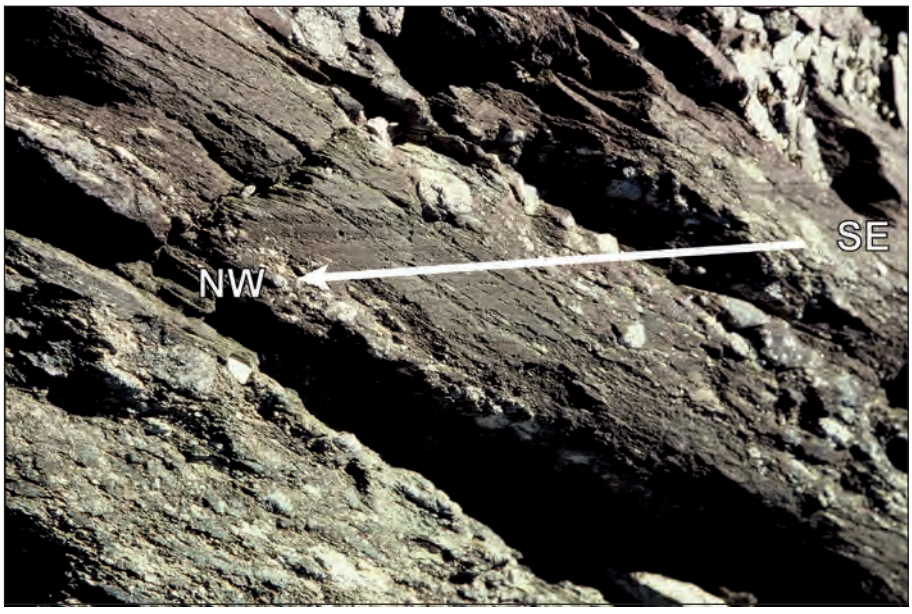


Fig. 3. 6 - Poli glaciaire et stries affectant les conglomérats permo-carbonifères sur la crête sommitale des Posettes (2210 m).

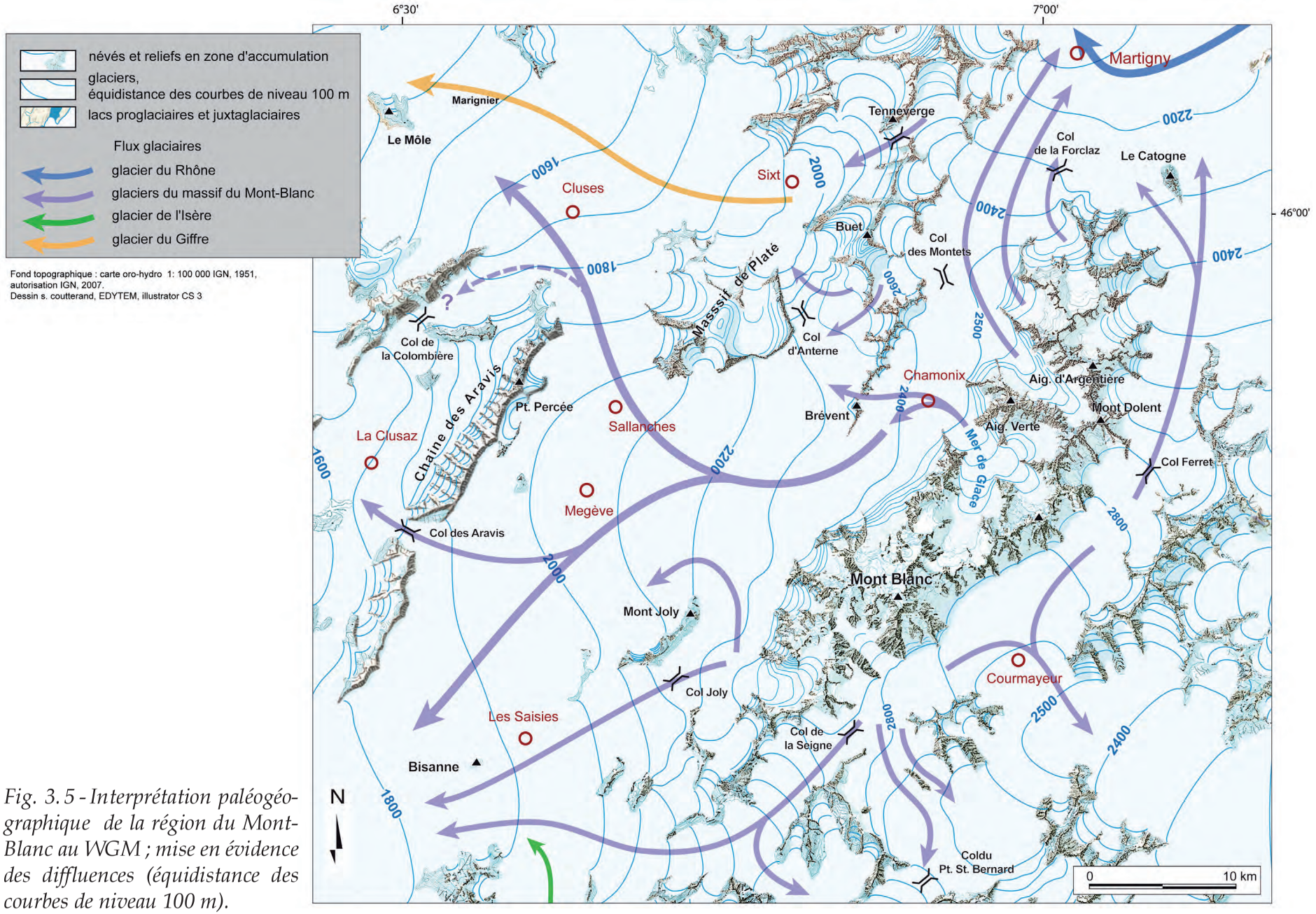


Fig. 3.5 - Interprétation paléogéographique de la région du Mont-Blanc au WGM ; mise en évidence des diffluences (équidistance des courbes de niveau 100 m).

2450 m d'altitude en aval, tout comme la morphologie du col de Bérard. Les trimlines cartographiées sur la retombée occidentale des Aiguilles Rouges dans la vallée de la Diosaz présentent des altitudes inférieures comprises entre 2500 m en amont (Aiguille du Pouce) et 2300 versant occidental du Brévent.
Ces indices géomorphologiques permettent d'envisager une diffluence du glacier de la Diosaz par le col d'Anterne (2257), la surface du glacier ennoyant probablement les Frettes de Villy (2430 m). Malgré tout, aucun témoin (matériel cristallin) n'a été observé sur le versant nord du col d'Anterne et dans la vallée du Giffre, en raison des remaniements postérieurs les glaciers locaux.

• ***Versant occidental du massif du Mont-Blanc***

L'altitude minimale de 2400 m atteinte par le glacier de l'Arve sur l'ombilic de Chamonix permet d'envisager deux diffluences vers le bassin de la Diosaz :
- la première, hypothétique, par le col Cornu (2414 m),
- la seconde, plus vraisemblable, par le col du Brévent (2368 m). C'est notamment la morphologie de ce dernier qui plaide en faveur de cette hypothèse ; elle est confortée par l'aspect du versant de la Diosaz du massif des Aiguilles Rouges présentant de vastes surfaces de roches moutonnées qui s'élèvent jusqu'aux cols précités.

Dans le Val Montjoie, les altitudes des trimlines du glacier de Tré la Tête et de l'Aiguille de Roselette mettent en évidence le fonctionnement de deux diffluences :
- la première par le col de la Fenêtre (2240 m),
- la seconde par le col du Joly (1989 m).
Les glaces du haut Val Montjoie débordaient donc vers le Beaufortin comme l'attestent les blocs cristallins observés sur le versant méridional du col du Joly ***(fig.3. 7)***.
De même, les blocs erratiques rencontrés au sud des crêtes du Mont d'Arbois (1827 m) prouvent que les arêtes situées au N-W du Mont Joly ont été recouvertes par l'écoulement provenant du massif du Mont-blanc (Mennessier *et al.* 1977).

Fig. 3. 7 – Seuil de diffluence du col du Joly : les flèches matérialisent les flux issus du glacier de Tré la Tête vers le bassin versant du Beaufortin.

• ***Versant oriental du massif du Mont-Blanc***

Le glacier de Ferret italien a difflué par les Petit et Grand cols Ferret (2490 m) vers le glacier du Rhône (Kelly *et al.*, 2004), comme le suggère l'altitude de 2800 m atteinte par les trimlines entre le Grand col Ferret et le Mont Rouge de Gruetta. Il en est de même dans le Val Veny, (surface de la glace 2850 m), où le glacier a non seulement difflué par col de la Seigne (2516 m), vers la vallée des Glaciers, mais aussi par le col de Chavannes (2603 m) en direction du bassin de la Thuile (Porter et Orombelli, 1982).
Enfin, dans la vallée des Glaciers, le Cormet de Roselend (1968 m) a été occupé par une puissante diffluence des glaces du Mont-Blanc issue du Val Veny *via* le col de la Seigne.

• ***Hypothèse d'une diffluence des glaces du Mont-Blanc par le col du Petit Saint Bernard***

En raison des altitudes atteintes par la couverture glaciaire dans le haut Val Veny, le glacier a débordé les interfluves situés entre la pointe de Léchaud (3128 m) et le mont Favre (2967 m), s'écoulant en direction du bassin de la Thuile (Porter et Orombelli, 1982) et rejoignant le flux issu du glacier du Ruitor. Il est vraisemblable que la surface de la glace atteignait près de 2600 m d'altitude sur le haut bassin de la Thuile. On peut, dès lors, envisager qu'une diffluence a emprunté le col du Petit Saint Bernard (2188 m), alimentant alors le glacier de l'Isère. Notre hypothèse s'oppose à celle de Onde (1937) qui envisageait plutôt un écoulement du glacier de l'Isère vers le glacier de la Baltéa. Mais cet auteur ne pouvait, à l'époque, s'appuyer sur les travaux récents de reconstitution paléogéographique du versant méridional du massif du Mont-Blanc (Porter et Orombelli, 1982 ; Coutterand et Buoncristiani, 2006).

Conclusion sur la région du massif du Mont-Blanc

Cette reconstitution paléogéographique du massif du Mont-Blanc apparaît fiable, car les roches endogènes (granite et roches métamorphiques) permettent une bonne préservation du modelé d'érosion glaciaire et, de ce fait, une lecture encore nette des formes d'érosion glaciaire.
Cette reconstitution démontre que l'altitude atteinte par l'englacement de la région du massif du Mont-Blanc permettait la mise en place d'importantes diffluences vers les bassins versants voisins. C'est ainsi que le Beaufortin était parcouru par deux flux majeurs issus de la partie méridionale du massif du Mont-Blanc : les diffluences du col du Joly et du Cormet de Roselend.
Au nord du massif, les flux glaciaires issus des bassins du Tour et d'Argentière étaient tributaires du glacier du Rhône. Les zones d'accumulation du nord du massif du Mont-Blanc constituaient alors un obstacle à l'écoulement des glaces valaisannes, contraignant le glacier du Rhône à s'écouler vers le nord au niveau du coude de Martigny.

3. 2 – La haute vallée du Rhône et le Valais

Au WGM, cette région était occupée par un des plus puissants réseaux glaciaires des Alpes. Le glacier du Rhône drainait une surface de près de 4000 km^2. Totalement situé en zone d'alimentation, le cours principal était non seulement alimenté par les glaciers latéraux, mais s'auto-alimentait également tout le long de son cours jusqu'à son débouché dans le bassin lémanique.

3. 2. 1 - Géomorphologie et reconstitution paléogéographique

La cartographie et l'interprétation des formes d'érosion glaciaire « trimlines » de la haute vallée du Rhône ont été facilitées par la présence de roches endogènes. La remarquable préservation du modelé glaciaire sur les granites de l'Aar de la région du Grimsel a permis aux auteurs de reconstituer la paléogéographie du maximum d'englacement au WGM (Florineth et Schlüchter, 1998). Ces derniers ont ainsi mis en évidence la présence d'un « icedome », centré sur la vallée de Conches (haute vallée du Rhône), entre le Grimselpass et le village

d'Oberwald, et dont la surface atteignait une altitude d'environ 2800 - 2900 m. Cependant, cette interprétation serait à reconsidérer. En effet, la formation d'un icedome est difficilement concevable sur une vallée dont la dénivelée depuis les interfluves a pu atteindre 1500 m. Selon Michel Vallon, LGGE (communication personnelle), les fluages de la glace basale au fond de l'auge limitent toute accrétion en surface et lorsque l'on observe des glaciers analogues dans les chaînes montagneuses en marge de la calotte glaciaire groenlandaise, on remarque que les surfaces glaciaires présentent une topographie très régulière, extrêmement lissée et nivelée par la glace qui ennoie les interfluves et les talwegs préexistants ***(fig. 3. 8).***

La reconstitution paléogéographique de l'englacement a été rendue possible grâce aux affleurements de roches cristallines localisés principalement en rive droite sur le versant méridional du massif de l'Aar.
Complétant les reconstitutions de nos prédécesseurs (K. Arn, 1998 ; Florineth et Schlüchter, 1998 ; Kelly *et al.*, 2004), la carte paléogéographique présentée, sur laquelle ont été reconstituées les diffluences s'appuie sur le levé cartographique des trimlines ***(fig. 3. 9)***.
Ce travail a été, en partie, réalisé par Kelly (2003, 2004) qui s'appuie, comme ses prédécesseurs sur la cartographie des «trimlines», lui permettant ainsi de reconstituer la paléogéographie du glacier du Rhône et des vallées latérales jusqu'à Martigny. Ainsi en Valais, l'interprétation des formes d'érosion lui permet de mettre en exergue une vaste zone d'accumulation centrée sur Zermatt (Mattertal) à l'altitude de 3000 - 3100 m, où elle envisage la présence d'un «icedome». L'auteur mentionne également de nombreuses microformes d'érosion glaciaire et des roches moutonnées striées qu'elle attribue au «LGM» (20 000 BP). Cette interprétation prête à confusion, à l'exemple des stries du Betmergrat en rive gauche du glacier d'Aletsch. Ces microformes sont en effet dans un excellent état de préservation et sont liées aux ultimes débordement de l'interfluve situé entre le Bettmerhorn et le Furkahorn (Bettmergrat), par le glacier d'Aletsch pendant le Tardiglaciaire. Les travaux ont démontré que les micro-formes d'érosion glaciaire disparaissent très rapidement par l'altération et l'érosion mécanique (Campy et Macaire, 2003 ; Coutterand

Fig. 3. 8 – Exemple de nunataks de la partie occidentale de la calotte glaciaire du Groenland © L. Moreau.

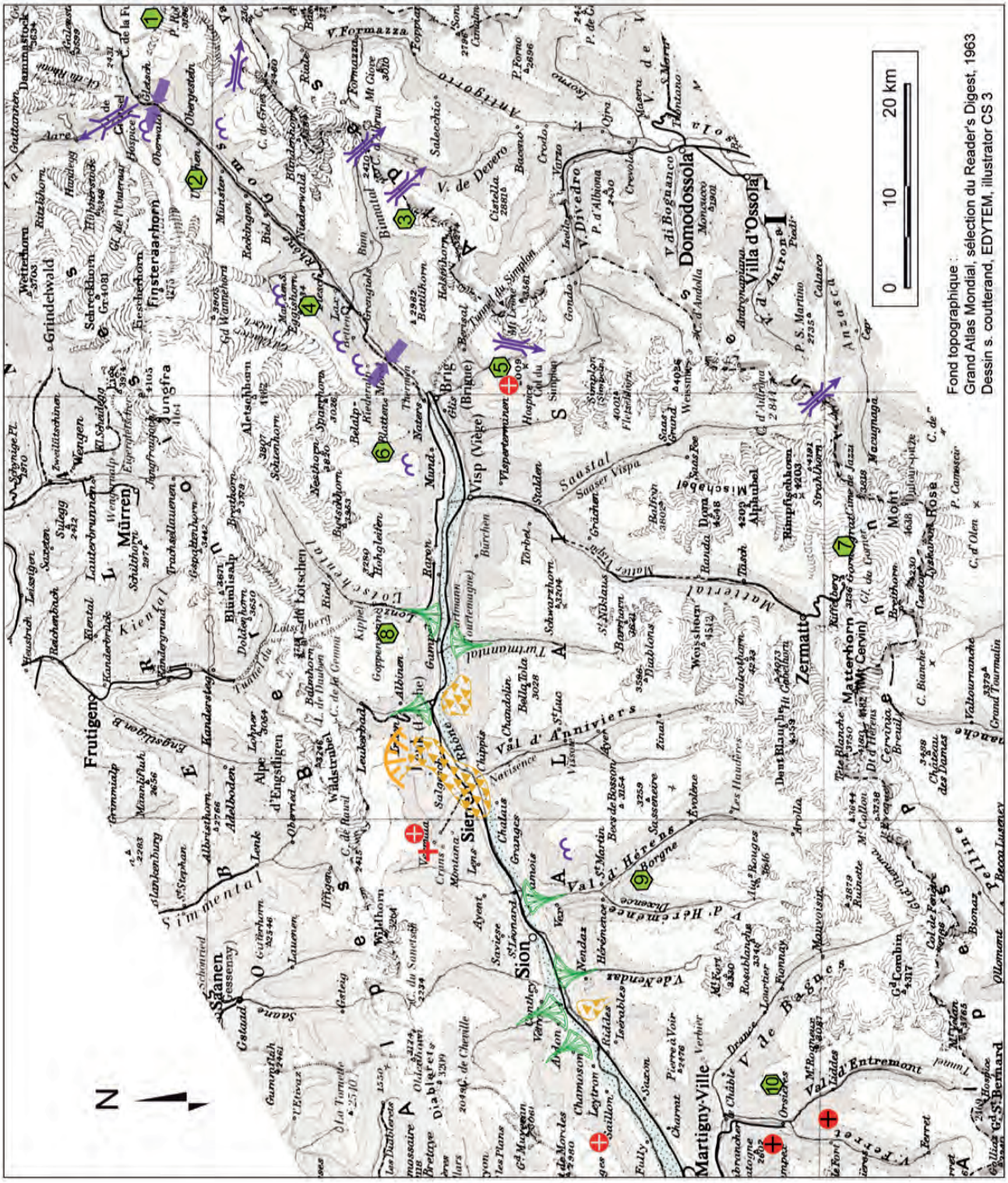


Fig. 3. 9 – Cartographie des formes d'érosion et des principales trimlines de la vallée du Rhône (cf. liste des trimlines en annexe).

et Buoncristiani, 2006).
Quelques divergences d'interprétation paléogéographique apparaissent entre notre reconstitution et celle de Kelly. En effet, l'auteur a cartographié et digitalisé les trimlines, puis s'est raccordée à la paléo-surface du glacier du Rhône de la carte de Jäckli (1970, digitalisée par Heger (1995), sans y apporter les corrections nécessaires inhérentes aux altitudes des trimlines. Ainsi, par le fait d'introduire des incohérences altitudinales dans un système d'information géographique, la reconstitution paléogéographique numérique est erronée et aboutit à une surface du glacier du Rhône déprimée au centre de sa vallée par rapport aux trimlines latérales, alors que le glacier est censé largement diffluer dans Binntal (K. Arn, 1998). Dans la réalité, la surface du glacier devait être uniforme à une altitude légèrement supérieure à celles des trimlines du Binntal et de la vallée du Rhône.

Nos observations effectuées entre Sierre et Martigny nous conduisent à modifier la paléogéographie proposée par les auteurs (Jäckli, 1962, 1971 ; Kelly *et al.*, 2004). Ainsi, au niveau de Sion, le glacier aurait atteint l'altitude de 2200 m ; en témoignent les blocs erratiques cristallins indiqués par Lugeon (1910) au N-E de Sion, à La Chaux (2000 m). Au niveau du coude de Martigny, en rive droite, l'épaulement cristallin du Sex Carro (2091 m) présente une succession de roches moutonnées et de sillons rocheux. Ces indices suggèrent que le glacier du Rhône dépassait cette cote et diffluait sur cet épaulement à une altitude d'environ 2150 m, avant de s'engager dans le défilé verrou de Saint-Maurice.

3. 2. 2 - Reconstitution des flux et diffluences

A l'examen des formes d'érosion sur les principaux cols délimitant le bassin versant du Rhône, Florineth (Florineth et Schlüchter, 1998) met en exergue les débordements de «l'icedome Rhône» vers les bassins versants voisins ***(fig. 3. 10)*** :

- par le Grimselpass (2165 m), vers le glacier de l'Aar ;
- par la Furkapass (2436 m), vers le glacier de la Reuss ;
- enfin par le Nufenenpass (2478), vers les complexes glaciaires du Ticino.

En aval, d'autres diffluences et débordements du glacier principal du Rhône sont reconnus : nos observations effectuées dans le Binntal confirment les interprétations de Arn (1998). En effet, le glacier du Rhône dont la surface atteignait 2750 m d'altitude au centre de la vallée (à la verticale de Fiesch) s'est alors insinué au fond du Binntal, débordant par l'Albrunpass (2409 m), le Geisspfadpass (2474 m) et le Chriegalppass (2500 m).
Le large seuil constitué par l'Albrunpass (2409 m) présente des formes d'érosion glaciaire remarquablement préservées dans des orthogneiss, principalement sous la forme de roches moutonnées très étirées. La dépression aval (quarrying), orientée vers le S-E, précise ainsi la direction du flux ***(fig. 3. 11).***

Au niveau de la confluence des glaciers d'Aletsch et du Rhône, la surface des deux appareils atteignait environ 2600 m à la verticale de Brig. La trimline du Bettmerhorn (2700 m) souligne l'altitude atteinte par les glaciers d'Aletsch et du Rhône (fig. 3. 12). Repoussée par l'important volume de glace issu des bassins d'Aletsch et de Fiesch, une partie des glaces du glacier du Rhône s'épanchait par le col du Simplon (2040 m), alimentant alors le système glaciaire du Toce / Ticino. Cette diffluence majeure est confirmée par les formes d'érosion du col du Simplon (roches moutonnées, queues de rat et stries orientées vers le sud) associées à des dépôts glaciaires originaires de la haute vallée du Rhône (granite de l'Aar). Cependant, les témoins observés au col relèvent du Tardiglaciaire et sont attribués à une dernière diffluence par le col du Simplon (Gondo Stadium) pendant le Dryas ancien (Müller, 1984). Ce n'est seulement qu'au dessus de 2200 m d'altitude que les formes d'érosion peuvent être affectées au WGM (Müller, 1984 ; Kelly *et al.*, 2004).
Enfin, plus en aval, la reconstitution du glacier du Rhône (2250 m sur Sion) suggère la mise en place d'une diffluence par le Pas de Cheville

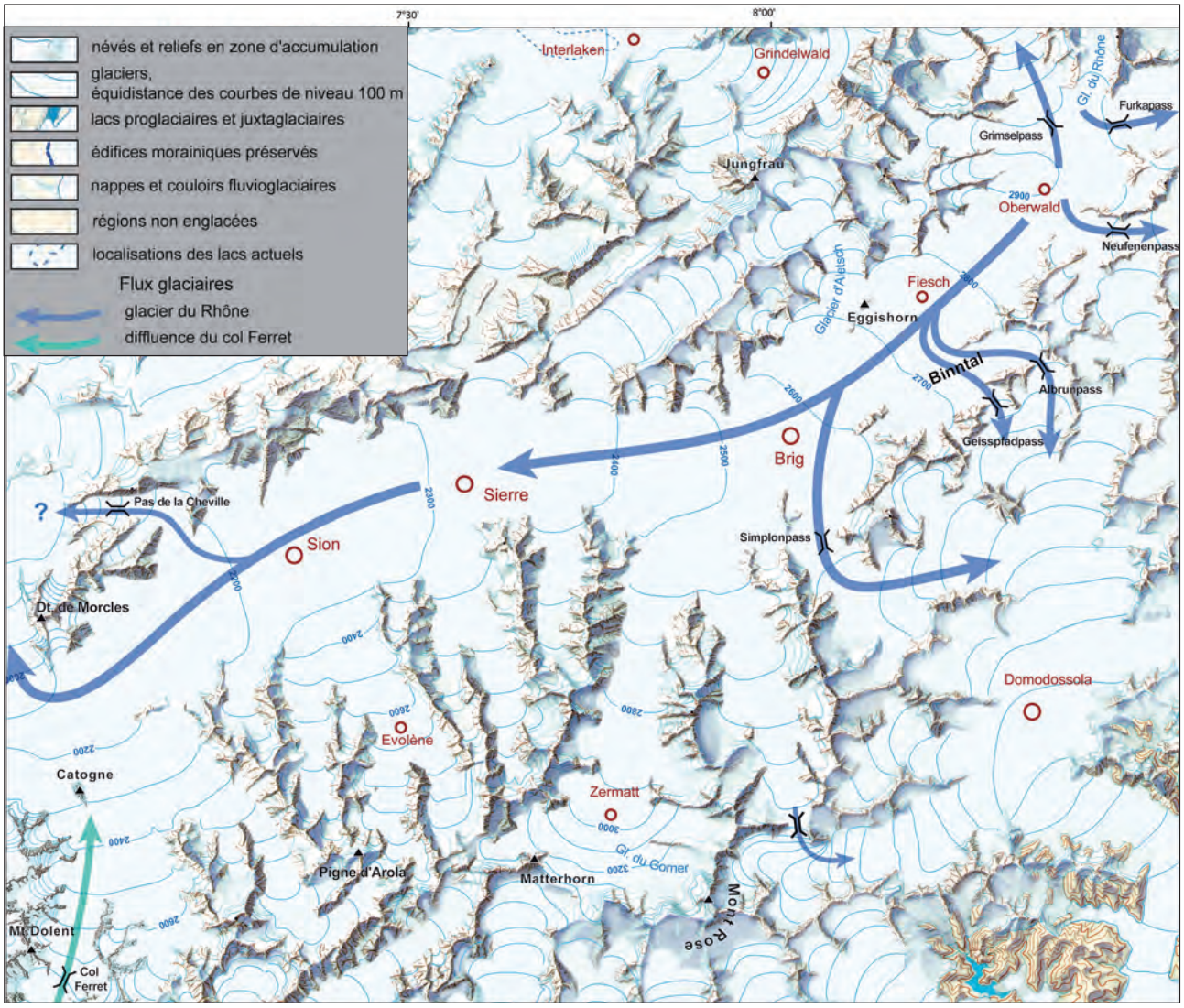


Fig. 3. 10 – Carte paléogéographique du glacier du Rhône en Valais interprétation des diffluences au WGM.

Fig. 3.11 – Albrunpass (2409 m) : la préservation du modelé d'érosion glaciaire (roches moutonnées dans les orthogneiss) indique la direction du flux glaciaire.

Fig. 3. 12 – Trimlines à la confluence du glacier du Rhône et du glacier d'Aletsch (Valais, Suisse).

(2040 m). Cependant, aucun élément pétrographique ne vient conforter cette hypothèse.

Conclusion sur le Valais

La reconstitution paléogéographique du glacier du Rhône en amont de Martigny modifie sensiblement les interprétations anciennes et d'autres plus récentes. En effet, la cartographie des trimlines souligne bien les altitudes atteintes par le flux principal du glacier du Rhône en Valais. Ainsi, ces importantes épaisseurs de glace sont responsables des débordements et des diffluences, notamment dans la haute vallée du Rhône vers les appareils glaciaires des versants septentrionaux et méridionaux des Alpes. La diffluence du col du Simplon, entre autres, détournait une grande part du volume de glace issue de la haute vallée du Rhône vers les appareils du Piémont italien.
A Martigny, se heurtant à l'obstacle constitué par les glaciers du massif du Mont-Blanc, le glacier du Rhône effectuait un coude vers le nord s'écoulant alors par le défilé-verrou de Saint-Maurice en direction de la cuvette lémanique. Il est possible que cet obstacle structural ait joué un rôle de barrage, contribuant ainsi à entretenir un niveau de glace élevé en amont de Martigny.

3. 3 - Le massif de la Vanoise, les bassins de Tarentaise et de Maurienne

Force est de constater l'indigence de travaux traitant du maximum würmien sur lesquels nous pouvions nous appuyer. Cependant, nous nous sommes intéressés au travail réalisé par Onde (1937) relatif aux bassins hydrographiques de l'Isère et de l'Arc. Les vallées de la Tarentaise et de la Maurienne, situées en zone d'accumulation pendant le WGM, ont enregistré, de manière très discontinue, les formes d'érosion relatives à ce maximum d'englacement. Ainsi, en raison de la lithologie très variée et de la complexité structurale du substratum, les reconstitutions paléogéographiques se révèlent très difficiles.
En nous appuyant sur les hypothèses formulées par Onde (1937) et les formes d'érosion glaciaire majeures, nous avons tenté de reconstituer l'englacement de cette région aux altitudes moyennes élevées.

3. 3. 1 - La Tarentaise

3. 3. 1. 1 -Géomorphologie glaciaire et paléogéographie (fig. 3. 13)

En haute Tarentaise, au niveau des interfluves qui délimitent le bassin du glacier des sources de l'Isère, les formes d'érosion nécessaires à notre reconstitution paléogéographique sont encore préservées. Elles nous informent sur l'altitude atteinte par le glacier. Ainsi, la surface des glaces atteignait 3000 m sur le glacier des sources de l'Isère et 2800 m sur Val-d'Isère. L'aspect accidenté du sommet de Bellevarde (2810 m) démontre qu'il émergeait des glaces. Plus en aval, la surface s'abaissait pour atteindre 2500 m sur Sainte-Foy-Tarentaise, 2400 m sur Bourg-Saint-Maurice et 2300 m sur Moûtiers.

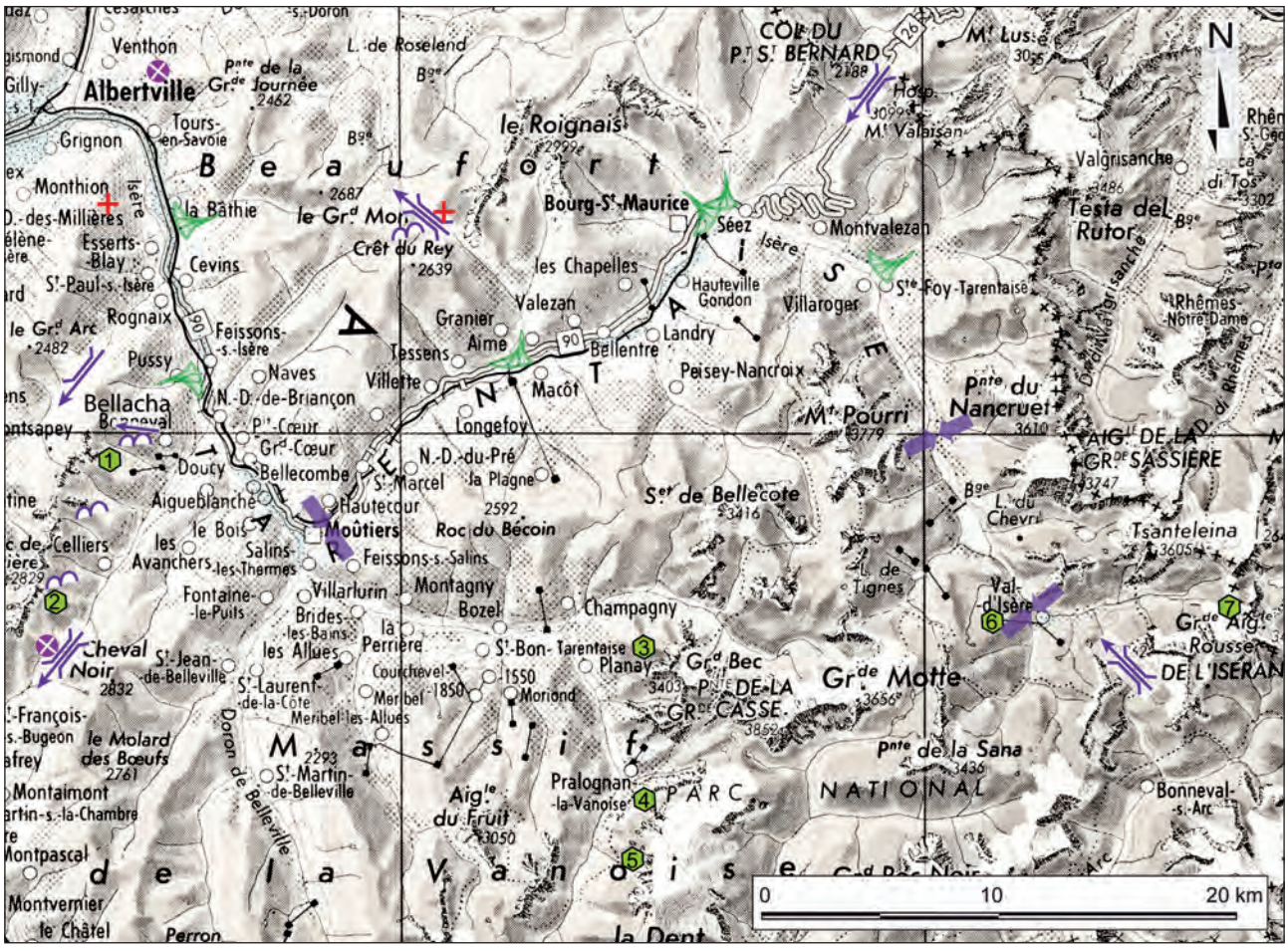


Fig. 3. 13 – Cartographie des formes d'érosion glaciaires et des principales trimlines du bassin de Tarentaise (Cf. liste des trimlines en annexe).

• Le massif de la Lauzière : un jalon dans la reconstitution paléogéographique

Situé entre les vallées de la Tarentaise et de la Maurienne, le massif cristallin de la Lauzière montre une excellente préservation du modelé glaciaire. Entre le col de la Madeleine et le versant oriental du Mont Bellacha (2484 m), les trimlines peuvent être observées aux altitudes remarquablement constantes de 2250 - 2300 m. Le versant S-E du sommet du Mont Bellacha présente un vaste replat constitué de roches moutonnées entre 2200 m et 2340 m d'altitude. La lithologie (orthogneiss) a favorisé leur préservation. Ces roches moutonnées pluridécamétriques à hectométriques présentent des dépressions (quarrying) orientées, contrairement à toute logique d'écoulement d'un glacier local, vers l'amont (face au sommet du Mont Bellacha). Par conséquent, ce n'est pas un glacier local qui est responsable de ce modelé, mais bien un flux allochtone venu du S-E, soit de la partie centrale du massif de la Vanoise ***(fig. 3. 14)***. De plus, cette morphologie glaciaire peut être mise en parallèle avec les crêtes et interfluves de la retombée orientale du massif, totalement arasées jusqu'à 2300 m d'altitude.
Ce témoin géomorphologique représente ainsi une altitude minimale atteinte par la nappe de glace issue de la partie centrale du massif de la Vanoise. Cette hypothèse avait été avancée par Bertrand (Bertrand *et al.*, 2008) qui suggérait même que le sommet du Bellacha avait été «*recouvert par l'inlandsis*» de la Vanoise. Cependant une tectonique locale (surrection) n'est pas à éliminer (communication personnelle Gilles Ménard).

Dans la partie centrale du massif de la Vanoise, les formes d'érosion globales sont encore bien préservées malgré la lithologie. En effet, de nombreux épaulements de roches plus résistantes, bien identifiés sur les flancs des principales vallées qui pénètrent profondément le massif, permettent d'approcher la paléogéographie du massif. Ces épaulements sont situés à des altitudes relativement constantes de 2650 - 2750 m, notamment sur le versant occidental des dômes de la Vanoise.
De ce fait, il est vraisemblable qu'une puissante nappe de glace occupait les principales vallées du Doron de Chavière, du Doron de Champagny, du Doron de Pralognan et du vallon de la Leisse jusqu'à l'altitude minimale de 2900 m, voire 3000 m en amont, *(e.g.)* col de la Vanoise. La question suivante se pose : peut-on envisager la présence d' «icedomes» dont «l'ossature» serait matérialisée par les actuels

Fig. 3. 14 – Modelé d'érosion glaciaire versant oriental du Mont Bellacha. Roches moutonnées à l'altitude de 2250 m.

dômes glaciaires de la Vanoise ?
A la confluence du glacier du Doron, le glacier de l'Isère dépassait probablement la cote de 2300 m sur Moûtiers. En basse Tarentaise, le courant principal se maintenait donc à une altitude supérieure à 1900 m, et ne se déprimait qu'en aval d'Esserts-Blay, après son déversement par-dessus l'épaule nord de la Grande Lanche vers le Grésivaudan.

3. 3. 2 - La Maurienne

3. 3. 2. 1 -Géomorphologie glaciaire et paléogéographie (fig. 3. 15)

En haute Maurienne, en amont de l'Ecot, le glacier de l'Arc est responsable de formes d'érosion bien préservées dans un substratum composé d'orthogneiss du Grand Paradis et d'ophiolites (serpentine). Les roches moutonnées se développent à plus de 2900 m d'altitude. C'est ainsi que dans ce secteur, les inter-

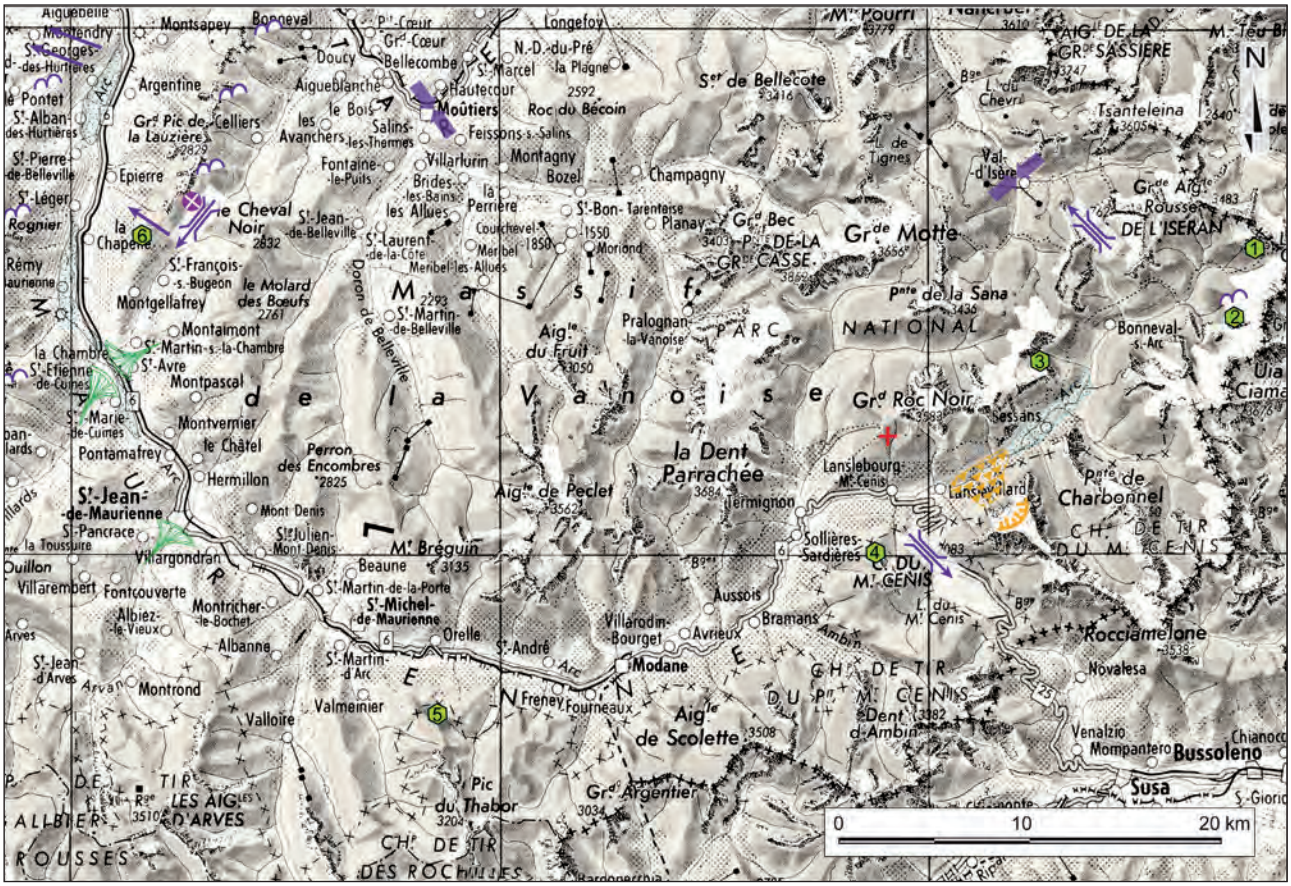


Fig. 3. 15 – Cartographie des formes d'érosion glaciaires et des principales trimlines du bassin de la Maurienne (cf. liste des trimlines en annexe).

fluves perpendiculaires aux crêtes frontalières sont totalement arasées ***(fig. 3. 16)***, comme en témoignent la morphologie des sommets de Ouille de Trièves Est (3061 m), Ouille des Pariotes (3123 m) et du mont Seti (3153 m). Cet héritage géomorphologique nous permet d'envisager une surface du glacier atteignant au moins 3200 m d'altitude sur l'actuel glacier des sources de l'Arc puis 2900 m sur Bessans. Plus en aval, la surface du glacier s'abaissait. Ainsi, au niveau de Lanslebourg la crête de la Petite Turra (2522-2532 m) disparaissait sous la glace ; le glacier dépassait donc cette altitude, car la Grande Turra (2780 m) et la Cime du Laro (2881 m), toute proche, semblent bien, avec leurs profils aiguisés, avoir toujours émergé en « *nunataks* ». Enfin, dans les bassins de Saint-Michel-de-Maurienne et de Sain-Jean-de-Maurienne, le glacier de l'Arc atteignait encore une altitude proche de 2000 m

Avant de déboucher dans le Grésivaudan, le glacier de l'Arc devait franchir l'obstacle de la chaîne des Hurtières. Le modelé des crêtes au-dessus de Saint-Alban et de Saint-Georges-des-Hurtières, qui apparaît aujourd'hui parsemé de croupes arrondies ***(fig. 3. 17)***, donne une idée très précise de l'action érosive du glacier de l'Arc. Les cols du Grand et du Petit Cucheron (1202-1236 m) sont, par leur profil, des seuils glaciaires. Notre reconstitution de l'englacement de la Maurienne montre que le glacier de l'Arc diffluait largement par dessus le déversoir des Hurtières (Beaudevin, 2001), sa surface ne se déprimait qu'en dessous de la cote 1700 m à son débouché dans la Combe de Savoie, comme en témoigne l'épaulement du Grand Pré (1800 m) qui affecte la retombée sud du massif de la Lauzière.

Selon Onde (1937), « *en s'appuyant sur la limite supérieure de l'action érosive des grands appareils de l'Arc et de l'Isère, il ne semble pas exagéré d'attribuer à la surface des glaces une altitude dépassant 1800 m en amont d'Epierre pour la vallée de l'Arc et 1900 m en amont d'Esserts-Blay, pour la vallée de l'Isère* ».

3. 3. 3 - Reconstitution des flux et diffluences

La reconstitution paléogéographique des glaciers de l'Arc et de l'Isère montre que l'englacement de ces deux appareils favorisait la mise en place de plusieurs diffluences et débordements vers les bassins versants voisins ***(fig. 3. 18)***.

En haute Maurienne, une diffluence du glacier de l'Arc vers le glacier de l'Isère, par le col de l'Iseran (2770 m) peut être envisagée en raison de son altitude supérieure à celle du gla-

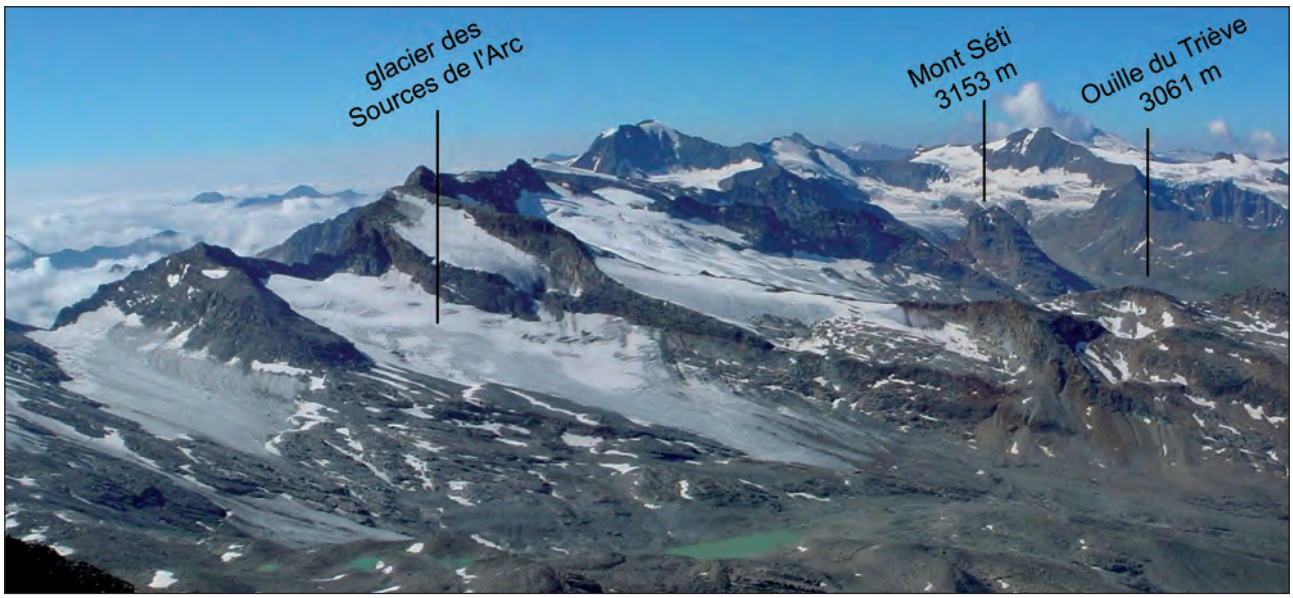


Fig. 3. 16 – Haute Maurienne : les interfluves perpendiculaires aux crêtes frontalières ont bien préservé le modelé glaciaire.

cier isérois. Le profil du col et la topographie très arrondie des crêtes situées entre la Pointe des Leissières (3043 m) et l'arête sud du Signal Iseran (3237 m) renforce cette hypothèse. Malgré tout, cette morphologie peut aussi bien s'expliquer par une diffluence des appareils locaux du Grand Pissaillas et de l'Ouille Noire pendant le Tardiglaciaire. Toujours en haute Maurienne, la diffluence du glacier de l'Arc par le col du Mont-Cenis (2080 m) est reconnue (Onde, 1937). En effet, la large dépression d'une largeur de 4 km qui fait communiquer la vallée de la Maurienne au Val de Suse, était occupée par une puissante diffluence. L'épaisseur de glace sur le col dépassant probablement 600 m. Les formes d'érosion, mal préservées en raison de la lithologie montrent cependant des sillons vallonnés, des sillons rocheux orientées vers le sud.

En Tarentaise, dans l'ombilic de Bourg-Saint-Maurice, le glacier isérois atteignait une cote d'environ 2400 m. Celui-ci a pu alors diffluer par le Cormet d'Arêches (2109 m), vers le Beaufortin. Notre reconstitution paléogéographique est confirmée par les formes d'érosion observées au Cormet d'Arêches (2109 m). En effet, la présence de roches moutonnées, dont une de longueur hectométrique sur une hauteur d'environ 10 m, est affectée par une dépression (quarrying) orientée vers le Beaufortin et qui conforte l'hypothèse d'un courant isérois.

Les interfluves situés entre le bassin de l'Isère et de l'Arc présentent quelques points bas. On peut alors se poser la question d'une communication entre les appareils de l'Arc et de l'Isère. Ainsi, notre reconstitution paléogéographique nous permet d'envisager que le glacier de Tarentaise a pu diffluer par les cols de la Madeleine (1984 m) et de Basmont (1791 m). Si l'on admet un niveau supérieur à 2200 m sur Moûtiers, l'hypothèse est vraisemblable. Elle est en outre confirmée par les formes d'érosion (trimlines) du versant oriental du massif de la Lauzière et par la pétrographie des blocs erratiques du col de la Madeleine (flysch valaisan). La carte paléogéographique des bassins de la Tarentaise et de la Maurienne, présentée ici, reconstitue les diffluences et les interactions entre les différents bassins versants ***(fig. 3. 18)***.

Conclusion sur les bassins de Tarentaise et de Maurienne

La reconstitution paléogéographique du WGM de ces deux bassins versants se révèle très incertaine en raison de la lithologie. Mal-

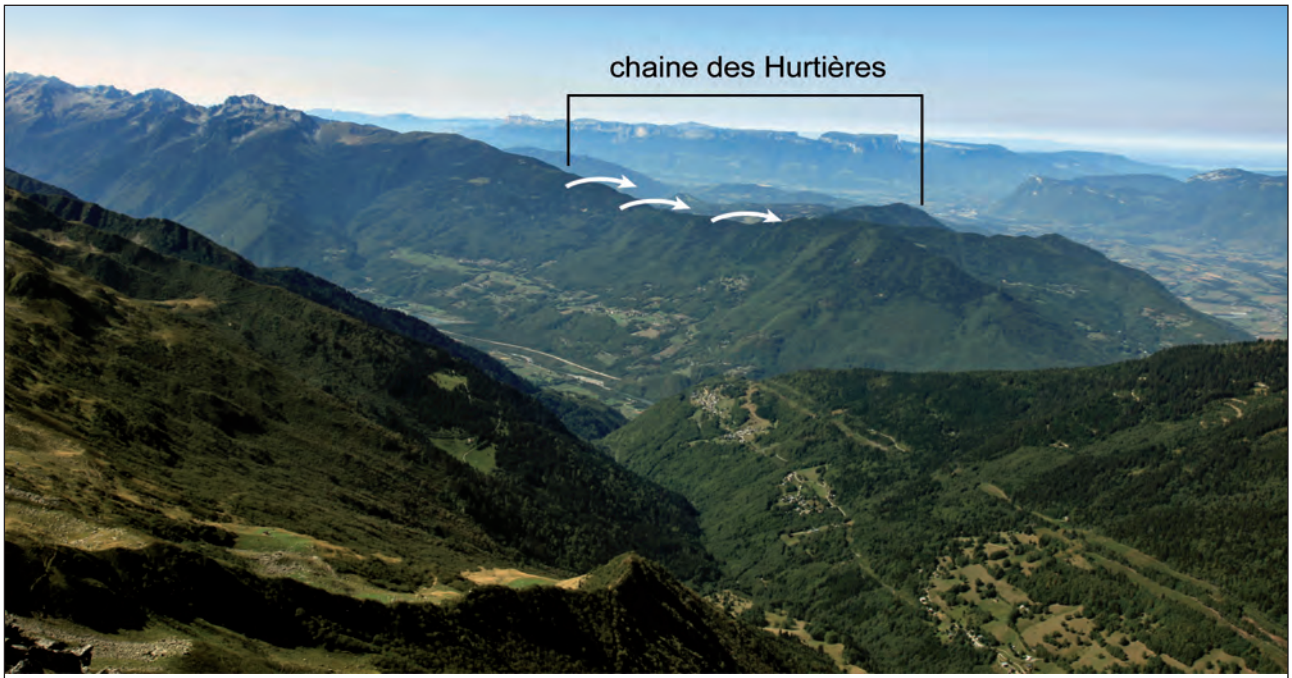


Fig. 3. 17 – La chaîne des Hurtières présente des nombreux sillons d'érosion glaciaire liés au débordement du glacier de l'Arc.

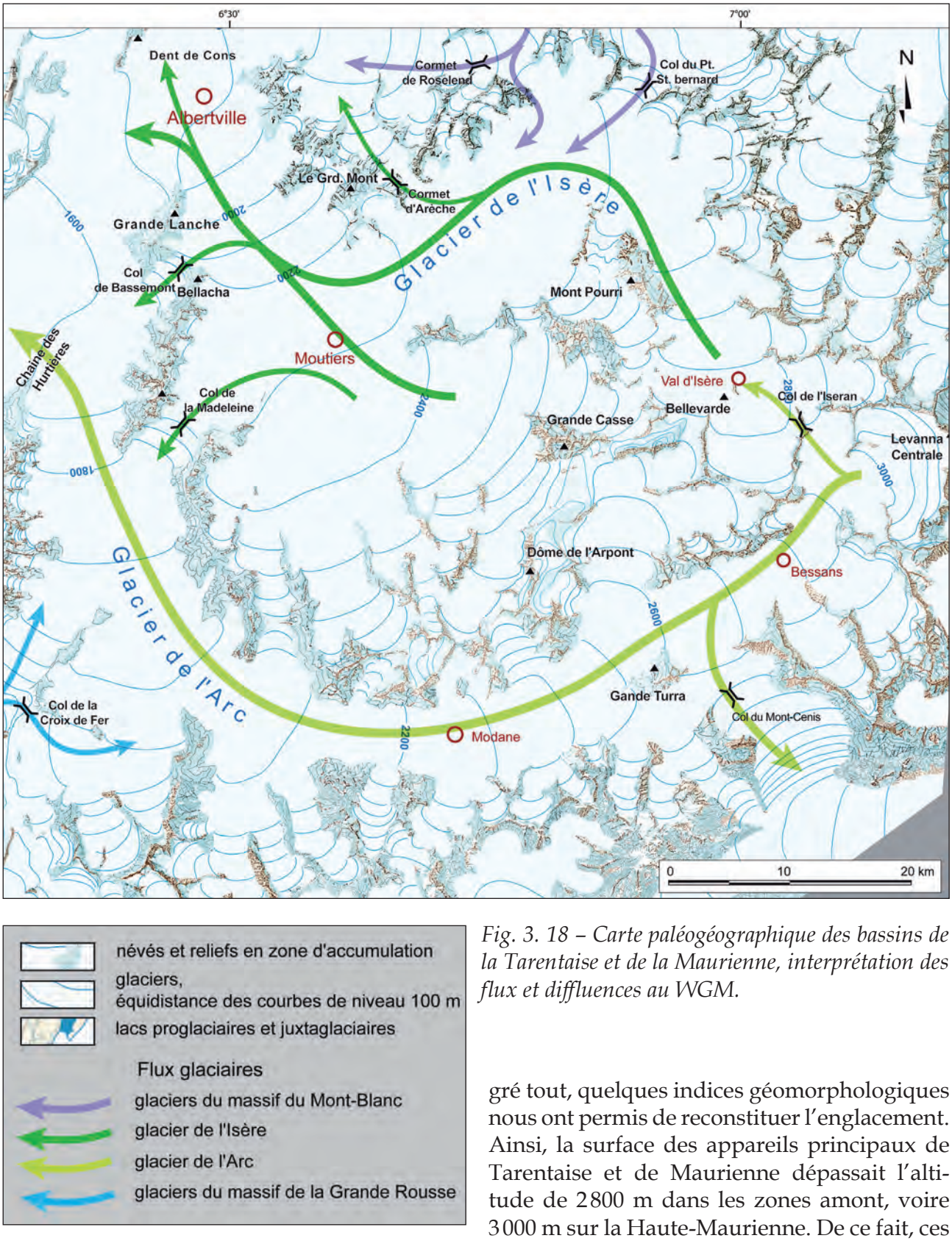


Fig. 3. 18 – Carte paléogéographique des bassins de la Tarentaise et de la Maurienne, interprétation des flux et diffluences au WGM.

gré tout, quelques indices géomorphologiques nous ont permis de reconstituer l'englacement. Ainsi, la surface des appareils principaux de Tarentaise et de Maurienne dépassait l'altitude de 2800 m dans les zones amont, voire 3000 m sur la Haute-Maurienne. De ce fait, ces deux appareils ont largement difflué dans les bassins versants voisins, notamment dans le Beaufortin pour le glacier Tarin, et vers le val de Suse pour le glacier de l'Arc par le col du Mont-Cenis.

3. 4 - Le massif des Ecrins et le bassin de la Romanche

3. 4. 1 – Géomorphologie et reconstitution paléogéographique

De même que dans les bassins de Tarentaise et de la Maurienne, les reconstitutions paléogéographiques précises font défaut. Cependant, quelques auteurs (Monjuvent, 1978 ; Beaudevin, 2001) ont tenté d'estimer l'altitude atteinte par la surface de l'englacement dans les vallées principales de la Romanche et du Vénéon. La présence de roches endogènes dans ces deux vallées, permet une bonne préservation du modelé d'érosion glaciaire ***(fig. 3. 19)***. Dans la vallée de la Romanche, on peut envisager la présence d'une selle glaciaire centrée sur le col d'Arsine (Beaudevin, 2001) à l'altitude de 2750 m. En aval du col du Lautaret, la surface glaciaire ennoyait le plateau d'Emparis, puis s'abaissait jusqu'à l'altitude de 2200 m à la confluence avec le glacier du Vénéon.
La vallée du Vénéon, grâce aux roches endogènes (granites, gneiss, amphibolites), présente un modelé d'érosion glaciaire remarquablement bien préservé et la paléogéographie de l'appareil principal peut être aisément reconstituée. On peut estimer une altitude des glaces supérieure à 2700 m sur la Bérarde, comme en témoignent les roches moutonnées de la tête de la Maye (2518 m) et celles du versant septentrional de la Roche Blanche (2680 m) en rive gauche du vallon des Etançons ***(fig. 3. 20)***. En aval, la surface du glacier du Vénéon se raccordait à l'altitude de 2100 m à l'entrée de l'ombilic de Bourg-d'Oisans, comme en témoignent les roches moutonnées (2100 m) sous le sommet de Pied Moutet.
Dans l'ombilic de Bourg-d'Oisans, il semble que le glacier recouvrait la côte du Seignet (1875 m) en rive droite et probablement la crête du Prégentil (1938 m) en rive gauche, comme le suggère la présence de galets cristallins, sur la crête éponyme (Beaudevin, 2001).

3. 4. 2 - Reconstitution des flux et diffluences

La diffluence du glacier de la Romanche par le col d'Ornon (1367 m) ne fait aucun doute, en raison de l'altitude de la dépression. Monjuvent (1978) l'avait envisagé, mais notre interprétation diverge en ce qui concerne l'épaisseur de la tranche de glace diffluant sur le col d'Ornon. En effet, il semble que Monjuvent sous-évalue l'épaisseur de glace dans l'ombilic de Bourg-d'Oisans ; il considère que le glacier ne dépasse pas la cote de 1560 m. Selon lui, la langue diffluente n'aurait pas dépassé le verrou des Issartons au sud du col d'Ornon. Notre hypothèse montre que la surface du glacier de la Romanche atteignait 1800 m à la racine de la diffluence dans l'ombilic de Bourg-d'Oisans. On peut considérer qu'une tranche de glace d'une épaisseur de 300 à 400 m s'écoulait sur le col. De ce fait, la langue diffluente pouvait alors atteindre et alimenter le glacier de la Malsanne, affluent du glacier de la Bonne, situé 15 km au sud du col d'Ornon ***(fig. 3. 21)***.

Conclusion sur le bassin de la Romanche

La reconstitution paléogéographique du bassin versant de la Romanche a été facilitée par la présence de roches endogènes qui ont particulièrement bien préservé le modelé d'érosion glaciaire. C'est notamment dans la vallée du Vénéon que s'exprime le mieux l'héritage géomorphologique du dernier cycle glaciaire. On peut alors affirmer qu'en amont de Bourg-d'Oisans, la surface des glaciers de la Romanche et du Vénéon dépassait largement 2500 m d'altitude, cette valeur constituant une altitude minimale.

Conclusion générale sur les diffluences amont

Ce travail de reconstitution paléogéographique et de reconstitution des flux glaciaires dans les régions amont nous permet de faire ressortir plusieurs aspects nouveaux relatifs à la puissance de l'englacement :
(i) du point de vue de la reconstitution paléogéographique, on peut attribuer un âge récent à la genèse des trimlines présentes dans les massifs cristallins externes et internes ; elles sont héritées du dernier cycle glaciaire ;

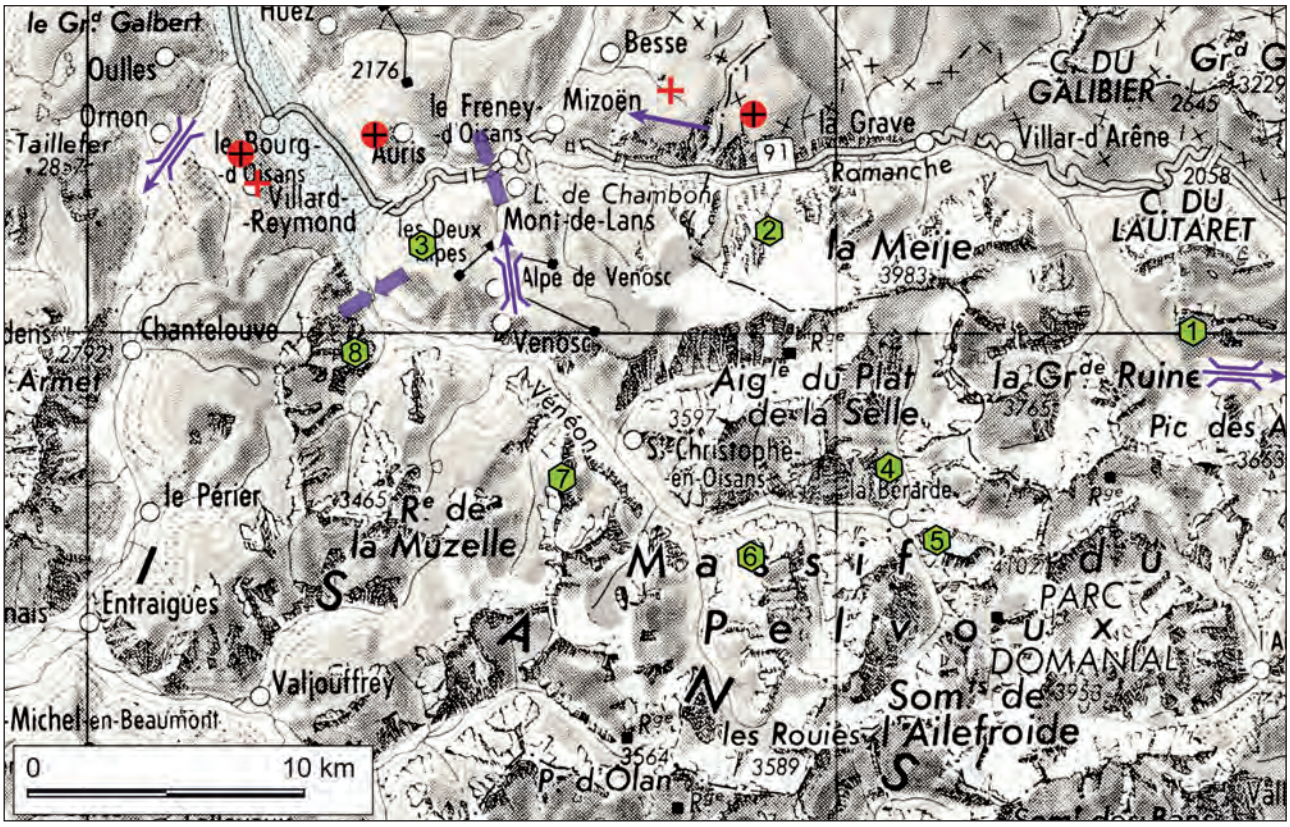


Fig. 3. 19 – Cartographie des formes d'érosion glaciaire et des principales trimlines des bassins de la Romanche et du Vénéon (cf. liste en annexe).

(ii) les épaisseurs de glace qui occupaient les hautes vallées ont bien souvent été sous-estimées par les auteurs qui ont, pour la plupart, travaillé sur le domaine aval ; (iii) cette couverture glaciaire implique nécessairement la présence de glaciers de type «transection» (Kelly *et al.*, 2004) générant de nombreuses diffluences et débordements des interfluves vers les bassins versants voisins. Ainsi, certains bassins versants, à l'exemple du Beaufortin, ont été plus occupés par des glaces allochtones issues du massif du Mont-Blanc et du bassin versant de Tarentaise que par le développement des glaciers locaux. Nous retiendrons que les formes d'érosion sur lesquelles nous nous sommes appuyés dans ce travail relèvent de l'écoulement de glaciers de type tempéré à contact érosif avec le substratum. Les altitudes proposées représentent des altitudes minimales et les épaisseurs de glace ont pu varier tout comme le régime thermique des glaciers.

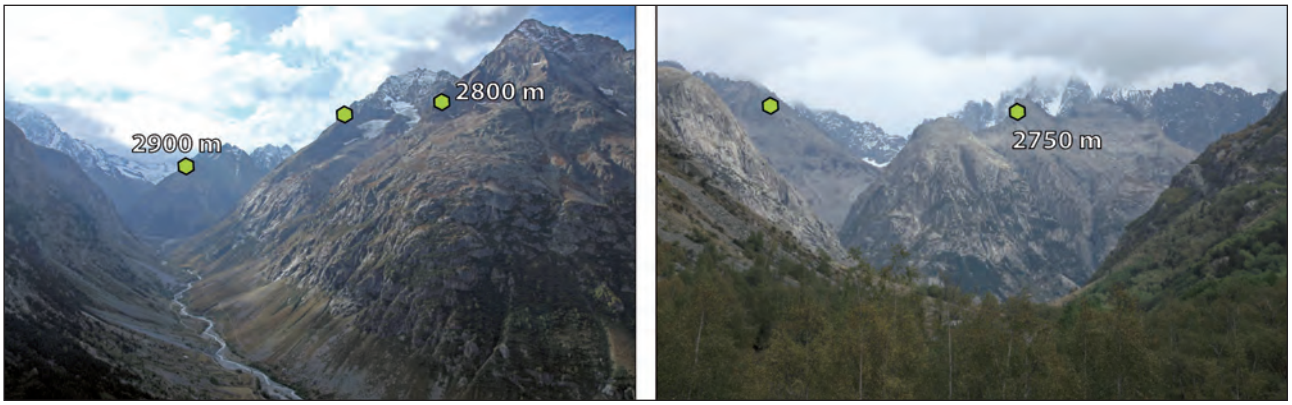


Fig. 3. 20 – Préservation du modelé d'érosion glaciaire dans la vallée du Vénéon : en vert les trimlines.

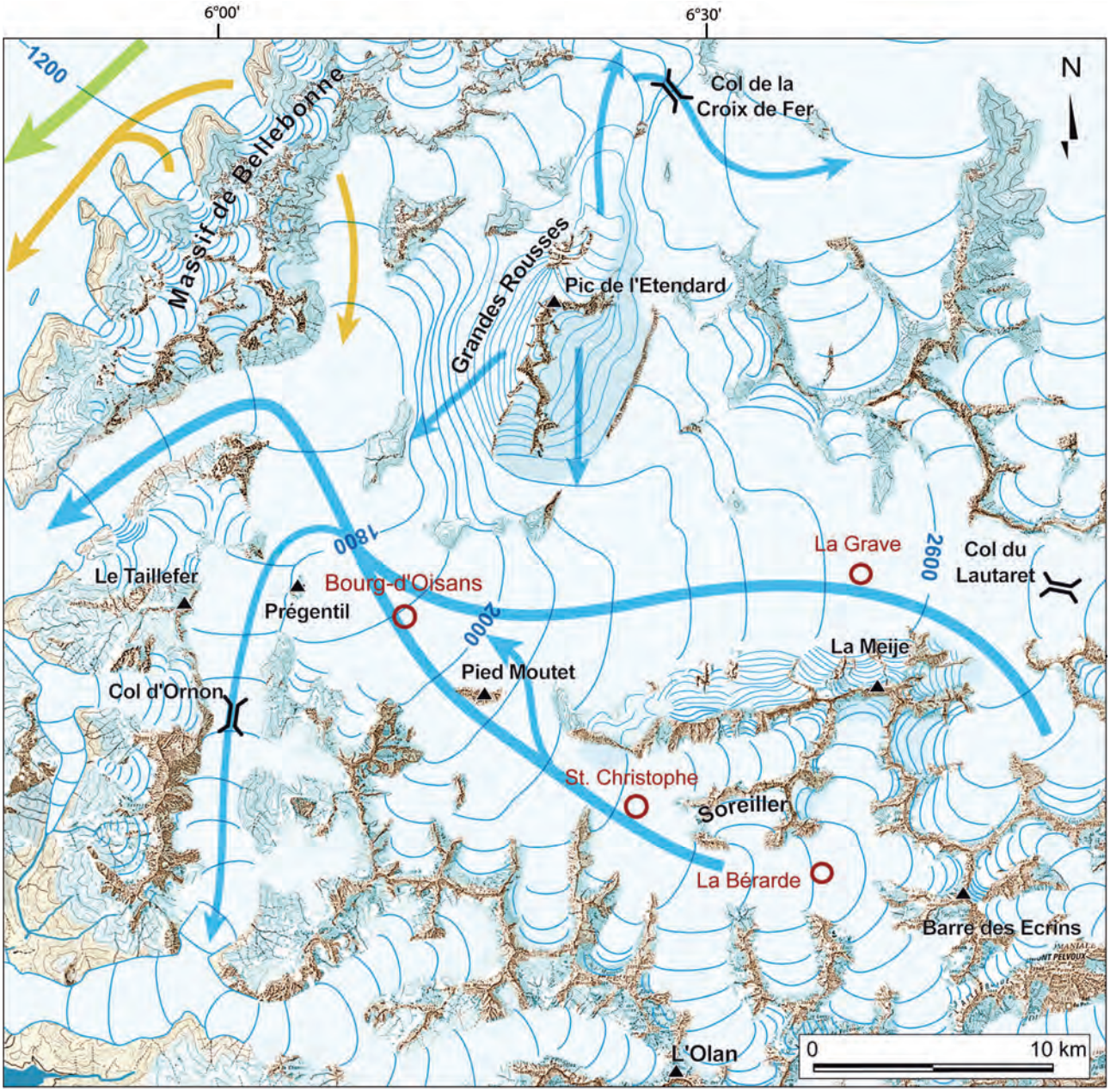


Fig. 3. 21 – Carte paléogéographique du complexe glaciaire Romanche - Vénéon, interprétation des flux et diffluences au WGM.

4 - Le rôle des grandes cluses des massifs subalpins
Interactions des glaciers alpins avec les massifs subalpins

L'étude relative à l'alimentation des lobes lyonnais et de Moirans ***(cf. § A. 2)*** nous a permis d'identifier les différents trajets des flux glaciaires. Les comptages des minéraux lourds, ainsi que l'analyse de nombreux blocs erratiques, ont abouti à identifier les bassins versants glaciaires respectifs responsables de l'alimentation des lobes de piémont. Cette reconstitution souligne le rôle essentiel joué par les glaciers transversaux, originaires de la zone centrale des Alpes, étudiée précédemment ***(cf. § A. 3).*** Dans ce chapitre, nous nous attacherons à préciser : (i) dans un premier temps, la paléogéographie des « glaciers alpins» dans les grandes cluses et leur rôle d'évacuateur des glaces depuis les zones d'alimentation ; (ii) dans un second temps, les interactions des glaces alpines du Rhône, de l'Arve et de l'Isère avec les massifs subalpins.

De nos jours, de nombreux témoins géomorphologiques subsistent dans les grandes cluses et dans les massifs subalpins. Afin de mener notre étude à terme, nous nous appuierons principalement sur les formes de dépôts, notamment la pétrographie du matériel erratique, et dans une moindre mesure sur les formes d'érosion.

La cluse de Voreppe ne sera pas traitée dans cette partie, nous renvoyons le lecteur au chapitre A. 2 consacré à l'étude des flux responsables de la formation du lobe de Moirans et de la basse Isère.

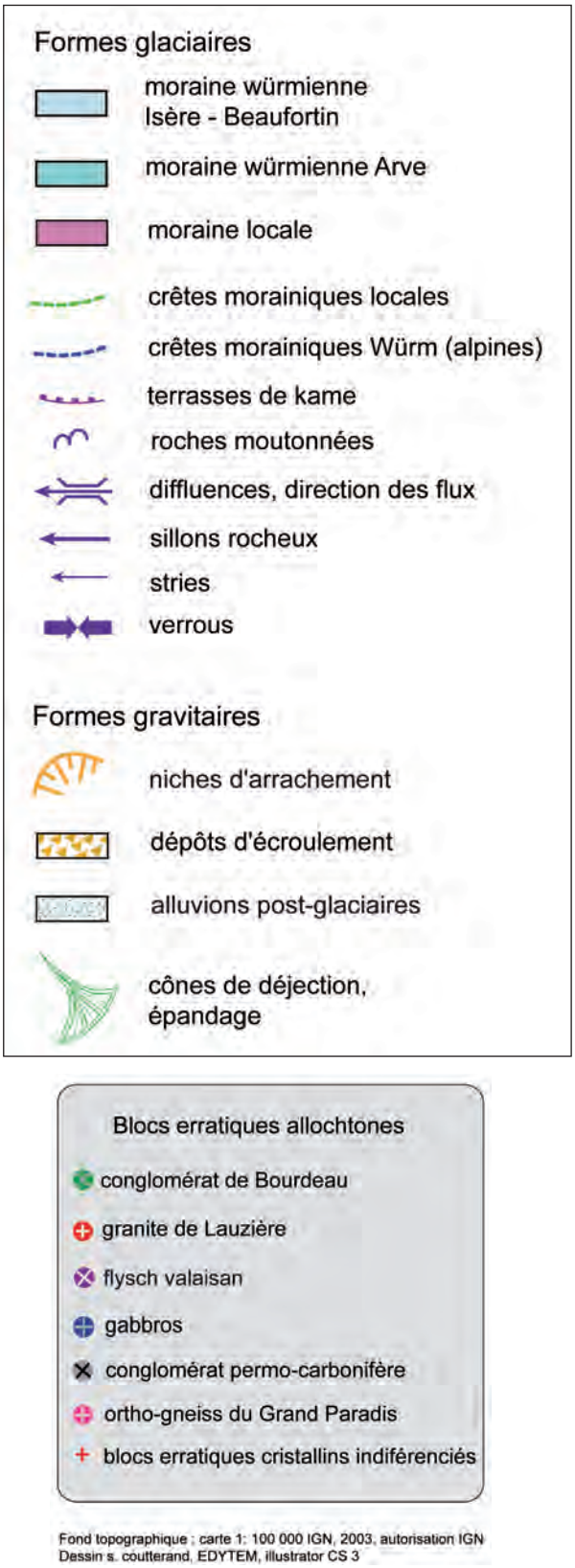


Fig. 4. 1 - Carte des formations quaternaires de la cluse de Chambéry et du val du Bourget.

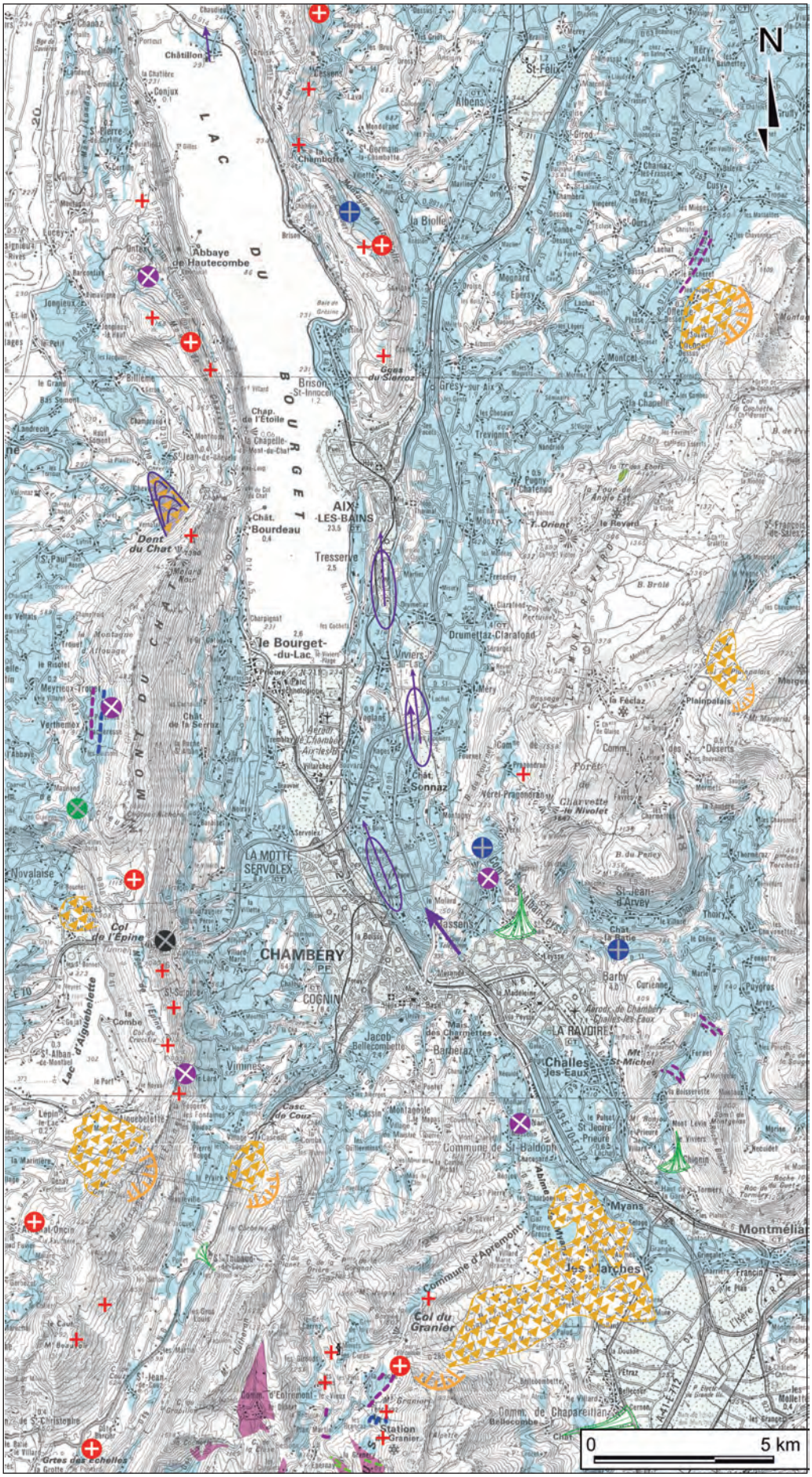
4. 1 - La cluse de Chambéry et le val du Bourget

4. 1. 1 - Reconstitutions paléogéographiques

• ***Observations géomorphologiques (fig. 4. 1)***

Entre le Mont du Chat et la montagne de la Charvaz

La retombée nord de la Dent du Chat présente plusieurs épaulements entre 1100 m d'alti-


N
LAC DU BOURGET
MONT DU CHAT
Châtillon
Abbaye de Hautecombe
Dent du Chat
Brison-St-Innocent
Chap. de l'Étoile
Chât. Bourdeau
AIX-LES-BAINS
Tresserve
Le Bourget-du-Lac
Chât. de la Serraz
Chât. Sonnaz
LA MOTTE SERVOLEX
Novalaise
Col de l'Épine
CHAMBÉRY
COGNIN
Vimines
Jacob-Bellecombette
Barberaz
LA RAVOIRE
Challes-les-Eaux
St-Jean-d'Arvey
Barby
Myans
Les Marches
Montmélian
Commune d'Apremont
Col du Granier
Station Granier
Comm. de Chapareillan
Bellecombe
Grotte des Échelles
0
5 km

tude et le col éponyme. Le till d'ablation y est abondant et la pétrographie du matériel cristallin (présence de gneiss du Grand Paradis) souligne une provenance issue des Alpes internes. Au nord du col du Chat, le chaînon de la montagne de la Charvaz est recouvert de tills d'ablation. A proximité du sommet de la Charvaz, à 1100 m d'altitude, le matériel alpin est absent.

Entre la montagne de la Biolle et le Mont Clergeon

À l'est du lac du Bourget, les crêtes constituées par la montagne de la Biolle (854 m) et la montagne de Cessens (986 m) présentent une abondante couverture morainique (till d'ablation). De nombreux blocs erratiques sont présents, parmi lesquels nous avons identifié des brèches de Tarentaise, des gabbros dioritiques, des métagabbros, des granites à grains fins et des orthogneiss du Grand Paradis.

À l'entrée de la cluse de Chambéry

Sur le plateau de Vérel – Pragondran, les tills d'ablation abondent, et notamment des blocs erratiques s'élevant jusqu'à 950 m d'altitude. Plus haut, les colluvions masquent le substratum et les dépôts quaternaires. Vers le hameau de Pragondran (820 m) des blocs erratiques de granites à grains fins, des amphibolites, des serpentines, des métagabbros, des conglomérats du Houiller et des flysch valaisans ont été identifiés. La composition du till d'ablation reflète remarquablement la provenance des bassins de Tarentaise et de Maurienne. Une flore spécifique s'y est développée jusqu'à 1100 m d'altitude en raison de l'acidité des formations superficielles quaternaires.

Le seuil des cols de l'Épine et du Crucifix

L'ensellement constitué par les cols de l'Épine (990 m) et du Crucifix (945 m) présente de nombreux plaquages morainiques où abondent les éléments alpins jusqu'à l'altitude de 1150 m. Les reconnaissances pétrographiques des blocs erratiques ont permis de distinguer des brèches polygéniques (flysch valaisan), des gabbros, des serpentines, du conglomérat permo-carbonifère (faciès verucano), ainsi que du conglomérat de Bourdeau.

• Reconstitutions paléogéographiques

La cartographie détaillée des dépôts permet de restituer une paléogéographie cohérente du glacier dans le val du Bourget.
La reconstitution proposée du glacier dans le Grésivaudan souligne que le glacier isérois a atteint l'altitude d'environ 1400 m à la racine de la diffluence de la cluse de Chambéry. Cette cote est essentielle pour mieux appréhender les diffluences au sud du massif des Bauges *via* les cols du Lindar (1187 m), des Prés (1135 m), de Plainpalais (1173 m) et au nord de la Chartreuse, via le col du Granier (1135 m).
Dans le bassin chambérien et le val du Bourget, l'altitude atteinte par la surface glaciaire (~ 1250 m sur Chambéry) a favorisé la mise en place de diffluences et transfluences glaciaires. Les glaces s'évacuaient en empruntant trois exutoires :

- la vallée de Couz entre la chaîne de l'Épine et le massif de la Chartreuse pour alimenter les cuvettes des Echelles et de Saint-Laurent-du-Pont (Biju - Duval et Hannss., 1985). Le glacier longeait le rebord occidental de la Chartreuse, pénétrant dans les vallées des deux Guiers comme en témoignent les dépôts morainiques présents dans les gorges des deux Guiers (Gidon, 1995) ;
- le seuil constitué des cols du Crucifix et de l'Épine (987 m), (Hobléa, 1986, 1997 ; Chapron, 1999 ; Mandier, 2003) : sur une épaisseur d'environ 200 m et une largeur de 8 km, la diffluence évacuant la glace vers le piémont ;
- enfin, le col du Chat au nord : sur une épaisseur de 500 m et une largeur de plus de 3 km.

• Mise en évidence d'une dynamique d'écoulement rapide dans le val du Bourget

Entre la cluse de Chambéry et le val du Bourget, l'analyse cartographique de terrain met en évidence des formes d'érosion linéaires

pluri-hectométriques à pluri-kilométriques, très allongées de type « roches moutonnées » et « dos de baleine ». Elles affectent un substratum de calcaire tithonique. D'orientation SE-NW, entre Bassens et Chambéry-le-Vieux, les dos de baleine s'orientent vers le nord entre Sonnaz et Aix-les-Bains, dans l'axe du lac du Bourget. De plus, à la faveur de travaux de génie civil (tranchée de l'autoroute A 41 à Voglans), ***(fig. 4. 2)***, l'exhumation de polis glaciaires a mis en évidence des stries et «*crescentic gouges*» orientés N-S. Cette morphologie caractéristique peut-être rapportée à la grande vitesse d'écoulement des flux au contact du substratum calcaire. En effet, la présence de modelés sous-glaciaires fortement allongés dans une direction parallèle à l'écoulement glaciaire doit être rapportée à des vitesses de fluage très rapide (Post et Lachapelle, 2000 ; Denis *et al.*, 2007).

4. 1. 2 - Reconstitution des flux

Les glaciers occupant la Combe de Savoie ont difflué par la cluse de Chambéry et le val du Bourget. L'identification des bassins versants à l'origine des glaces a permis de reconstituer les flux ayant emprunté le val du Bourget ***(fig. 4. 3)***. Cette reconstitution s'appuie sur les analyses pétrographiques des dépôts glaciogéniques de la cluse de Chambéry et du Val du Bourget.

Analyses pétrographiques des blocs erratiques
Les reconnaissances pétrographiques des blocs erratiques répartis entre le lac de la Thuile et la montagne de Cessens en rive est, et entre le val de Couz et le chaînon de la Charvaz en rive ouest, démontrent une provenance des bassins de la Tarentaise et de la Maurienne ***(fig. 4. 4)***. Ces données s'ajoutent à nos analyses pétrographiques effectuées sur les blocs erratiques du piémont lyonnais et confirment ainsi les origines des flux ***(cf. § A. 2. 2)***.
La caractérisation des minéraux lourds du bassin chambérien (Vivian et Ricq, 1966 ; Hobléa, 1999) confrontée à nos analyses réalisées dans la cluse des Hôpitaux, le synclinal de Thézilieu et le bassin de Belley, confirme une provenance intra-alpine ***(cf. § A. 2. 2. 3. 3)***. La présence de la glaucophane confirme le caractère isérois des minéraux lourds (bassins de Tarentaise et de Maurienne). Ainsi, dans le val du Bourget, le flux principal s'écoulait vers le nord, dans l'axe du lac : il entrait alors en contact, dans le bassin de Belley, avec les flux Arve / Rhône qu'il repoussait dans les dépressions du Jura méridional (Valromey). Nos observations confortent les hypothèses de Chantre (1880) qui précisaient clairement le sens d'écoulement du glacier.

Fig. 4. 2 - Cluse de Chambéry, dos de baleine de Voglans, pluri hectométriques à kilométriques.

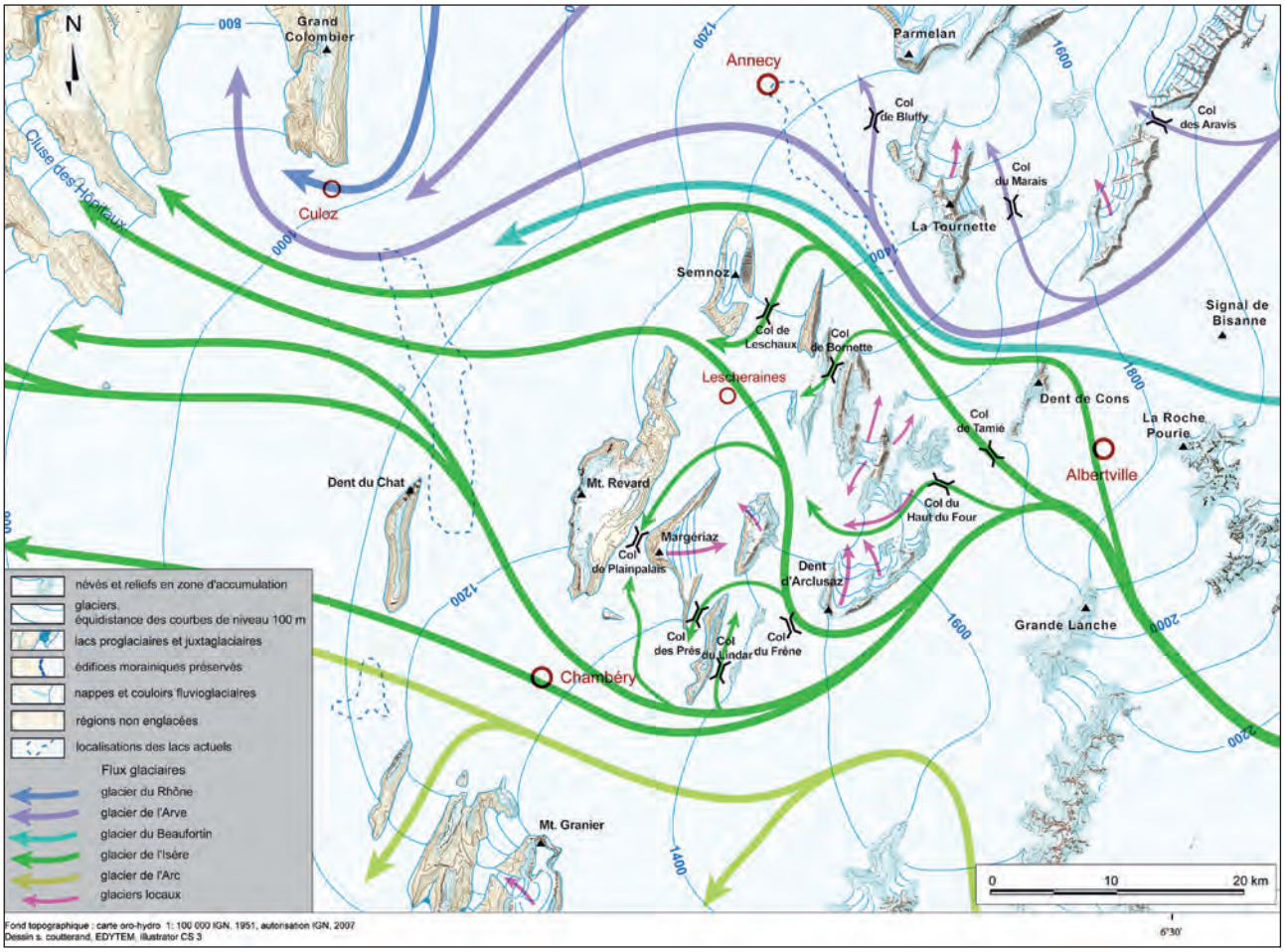


Fig. 4. 3 – Paléogéographie de la diffluence iséroise dans la cluse de Chambéry et le val du Bourget.

Fig. 4. 4 – Vue sur le lac du Bourget en direction du nord, reconstitution des principaux flux glaciaires dans le val du Bourget et en Chautagne et localisation de blocs erratiques marqueurs du flux isérois.

Conclusion sur la cluse de Chambéry

L'étude de la cluse de Chambéry et du val du Bourget permet de confirmer la puissance du courant de glace qui a emprunté cette dépression. C'est une dynamique de glacier émissaire « *outlet glacier* » (Paterson, 1994), qui caractérise cette diffluence du glacier isérois (*l.s.*), alimentée par les bassins de Tarentaise et de Maurienne. Ce « tronc » glaciaire est responsable des débordements des glaces alpines sur le piémont lyonnais : d'abord par un flux principal canalisé par la dépression du val du Bourget et ensuite par les puissantes diffluences et transfluences du val de Couz, du col de l'Épine et du col du Chat au nord.

4. 2 - La cluse d'Annecy

4. 2. 1 – Reconstitutions paléogéographiques

Dans le chapitre consacré à l'état des connaissances, nous avons souligné en introduction ***(cf. § II. 2. 3)*** les grandes divergences d'interprétation portant sur l'identification des flux ayant emprunté la cluse d'Annecy au maximum würmien. En première approche, une reconstitution paléogéographique du glacier ayant occupé la cluse de Faverges – Annecy s'est imposée. Puis, sur la base de reconnaissances pétrographiques des blocs erratiques, nous nous sommes attachés à préciser l'origine des flux glaciaires.

• ***Observations géomorphologiques***

Afin de rendre la reconstitution paléogéographique cohérente, plusieurs sites ont été étudiés au niveau des retombées des massifs subalpins des Bauges au S-E et des Aravis au N-E. Les indices géomorphologiques (tills, blocs erratiques) permettant de reconstituer le WGM de l'appareil ayant occupé la cluse d'Annecy / Faverges ont été recherchés. Nous les décrirons depuis la vallée de l'Arly au S-E jusqu'au N-Wde la dépression d'Annecy ***(fig. 4. 5 et fig. 4. 6)***.

- Épaule nord de la Dent de Cons

La retombée nord de la Dent de Cons présente une succession de replats et d'épaulements ayant favorisé la préservation des dépôts morainiques. Sur le plateau de l'Alpettaz (1394 m), la couverture morainique est très abondante. Elle est révélée par une matrice argileuse (basal till) à blocs erratiques cristallins. Jusqu'à l'altitude de 1 650 m le till d'ablation est présent. On peut ainsi observer de nombreux blocs erratiques dont les plus remarquables ont été échantillonnés afin d'en déterminer la pétrographie et la provenance. Nous avons identifié des brèches polygéniques, des granites à grains fins et enfin, des conglomérats à galets de granite.

- Le col de Tamié

La dépression, qui s'ouvre à 900 m d'altitude, présente des dépôts glaciogéniques en abondance. On notera principalement la présence de volumineux blocs erratiques de brèches polygéniques à proximité de l'Abbaye de Tamié (905 m), au nord du col, à la Ramaz (1 065 m) et sur l'arête sud de la Belle Étoile à 1 530 m d'altitude ***(fig. 4. 5)***. Parmi les galets cristallins, nous avons observé des conglomérats du Houiller ainsi qu'un bloc de granite à grains fins. Ainsi, le col de Tamié était le siège d'une importante diffluence. Elle est confirmée par les caractéristiques géomorphologiques de la vallée qui prolonge le col de Tamié au N-W. Celle-ci, dont le calibre est sans commune mesure avec les compétences du ruisseau de Tamié qui la draine, est d'origine glaciaire (Pillet, 1885).

- La montagne du Semnoz, épaulement nord

La retombée nord de la montagne du Semnoz présente de nombreux plaquages morainiques entre 1275 m d'altitude et la rive du lac d'Annecy. Nos investigations nous ont permis dans un

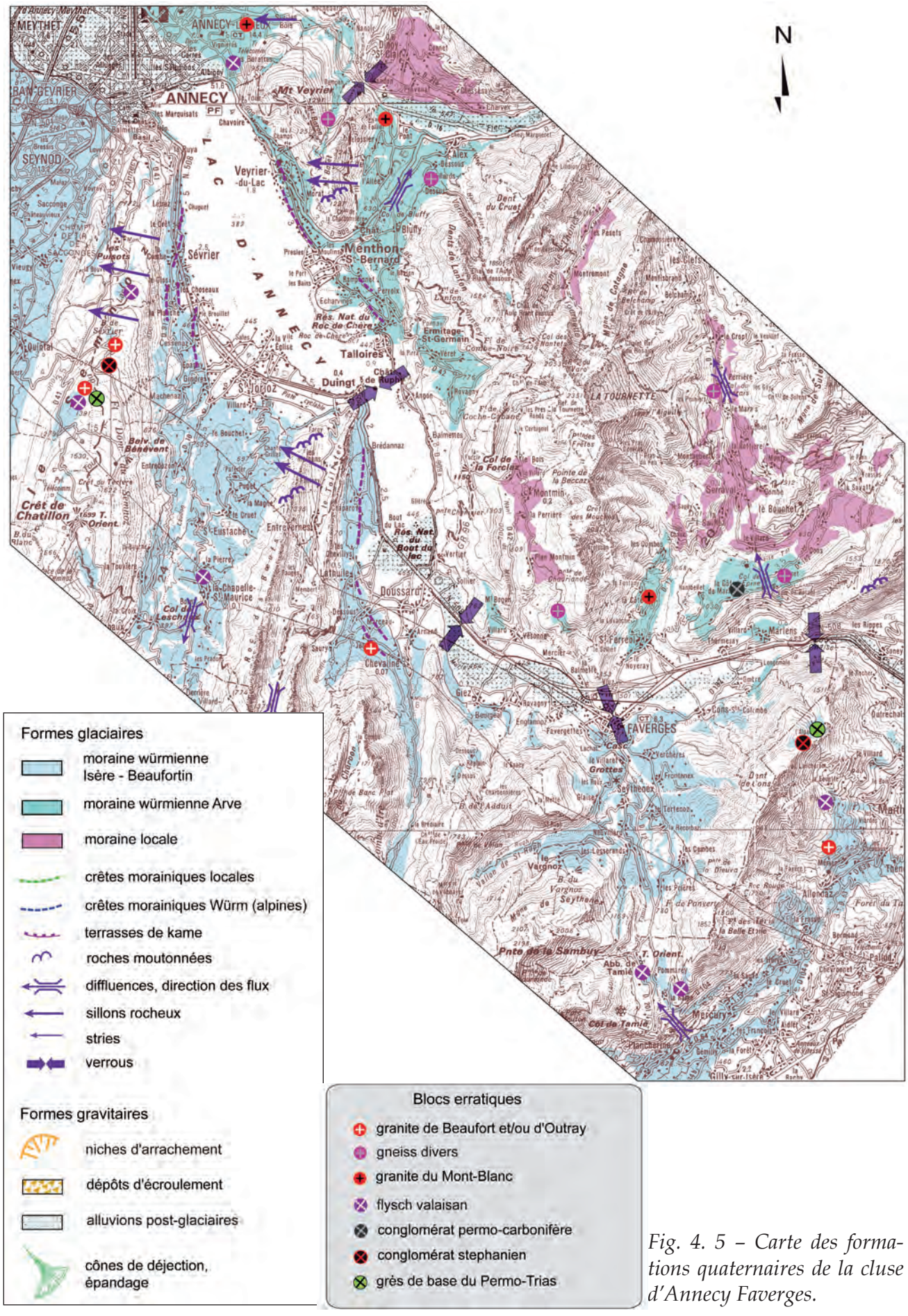


Fig. 4. 5 – Carte des formations quaternaires de la cluse d'Annecy Faverges.

Fig. 4. 6 – La cluse d'Annecy Faverges vue en direction du bassin molassique © F. Amelot.

premier temps de reconnaître l'altitude maximale atteinte par la couverture morainique et dans un second temps, d'identifier la pétrographie des blocs erratiques.
La présence d'une couverture forestière très dense rend les observations très difficiles. En revanche, à la faveur de chemins d'exploitations forestières, on peut observer quelques coupes dans les formations superficielles quaternaires. La moraine würmienne cesse à l'altitude de 1275 m, la transition est remarquablement soulignée par la végétation : en quelques mètres, au terrain argileux (moraine de fond) succède le substratum de calcaire urgonien karstifié. Sous la cote de 1275 m, la moraine de fond et le till d'ablation sont abondants, les blocs erratiques sont nombreux et nous avons échantillonné plusieurs blocs remarquables par leur caractéristiques lithologiques : des brèches polygéniques, des granites à grains fins et une abondance de blocs erratiques de grès, dont un volumineux (80 m^3).

- En bordure N-E de la cluse d'Annecy / Faverges

Au nord de Faverges, des éléments cristallins ont été identifiés au col de l'Épine (947 m) et au col du Marais (817 m). Ces derniers sont principalement constitués de gneiss divers et de conglomérats du Houiller.
En rive gauche de la vallée du Fier, entre le Mont Baret et le Mont Veyrier, malgré le couvert forestier, de nombreux plaquages morainiques sont visibles, notamment dans la dépression du col des Contrebandiers. Le matériel erratique local domine . On remarque cependant la présence de galets cristallins, dont des conglomérats du Houiller n'ayant pu être déposés par le glacier du Fier, appareil drainant les Aravis, mais uniquement par un flux alpin provenant du val d'Arly.

De nombreux blocs erratiques ont été échantillonnés afin d'en préciser la lithologie et en conséquence les affleurements sources. Notre inventaire par secteur étudié est le suivant :

• Répartition des blocs erratiques et description

Sur l'épaulement nord de la Dent de Cons

• des brèches polygéniques (flysch valaisan), dont la similitude avec les échantillons prélevés

sur l'Est lyonnais est avérée. L'origine de la zone valaisanne présente en Tarentaise et dans le Beaufortin est sans équivoque ;

• plusieurs blocs erratiques de granite à grains fins présentant des similitudes avec le « granite des Sept Laux », d'où l'hypothèse d'un granite de Beaufort ;

• deux blocs erratiques de conglomérat à galets de granite de tailles diverses ***(fig. 4. 7)***. Il s'agit d'une formation détritique qui se présente sous le faciès de conglomérat très dur de nuance grise plus ou moins foncée, à galets de taille variée de granites, de schistes cristallins ***(fig. 4. 8)***.

Au col de Tamié

• présence de nombreux blocs erratiques de brèches polygéniques (flysch valaisan), issus de la Tarentaise et du Beaufortin.

Sur la retombée nord du Semnoz

• des blocs erratiques de brèches polygéniques (flysch valaisan), issues de la Tarentaise et du Beaufortin ;

• des blocs erratiques de granite à grain fin présentant des similitudes avec le granite de Beaufort ;

• des blocs erratiques de grès quartzitiques jusqu'à 1 270 m d'altitude dont l'aspect «gneissique» rend l'identification très difficile ***(fig. 4. 9)***.

Fig. 4. 7 – Bloc erratique de conglomérat «stephanien» localisé sur l'épaule nord de la Dent de Cons.

Fig. 4. 8 – Détail d'un bloc erratique de conglomérat «stephanien».

• Analyses pétrographiques des blocs erratiques

Les conglomérats stephaniens

Description des faciès et localisation des affleurements sources

Ces conglomérats identifiés sous l'appellation de conglomérat «stephanien» affleurent en Beaufortin, et notamment entre la base de l'aiguille de Roselette et le lac de la Girotte (Mennessier *et al.*, 1977). Malgré tout, une origine des formations conglomératiques des «assises de Courchevel» a été envisagée, mais ces dernières sont affectées par des déformations et une forte schistosité en raison de leurs positions plus internes. L'origine du Beaufortin des blocs erratiques est ainsi confirmée.

Fig. 4. 9 – Volumineux bloc erratique de grès de base du Permo-Trias (80 m^3) situé à 1270 m d'altitude sur la retombée nord de la montagne du Semnoz.

Grès de base du Permo-Trias

A - Description des faciès

L'observation macroscopique montre une roche claire, à quartz blanc ou rosé, parfois rougeâtre.

Il s'agit d'anciens sables à grains de quartz dont le faciès correspond à une quartzite pouvant appartenir aux «grès de base» du Permo-Trias. C'est un faciès de grès quartzitiques, riches en galets de quartz roses, blancs, ou violacés et de passées pélitiques violettes ou vertes. La présence de phyllites vertes métamorphiques confère à ce faciès gréso-quartzitique à petits galets de quartz, un aspect «gneissique» (Mennessier *et al.*, 1977), ***(fig. 4. 12).***

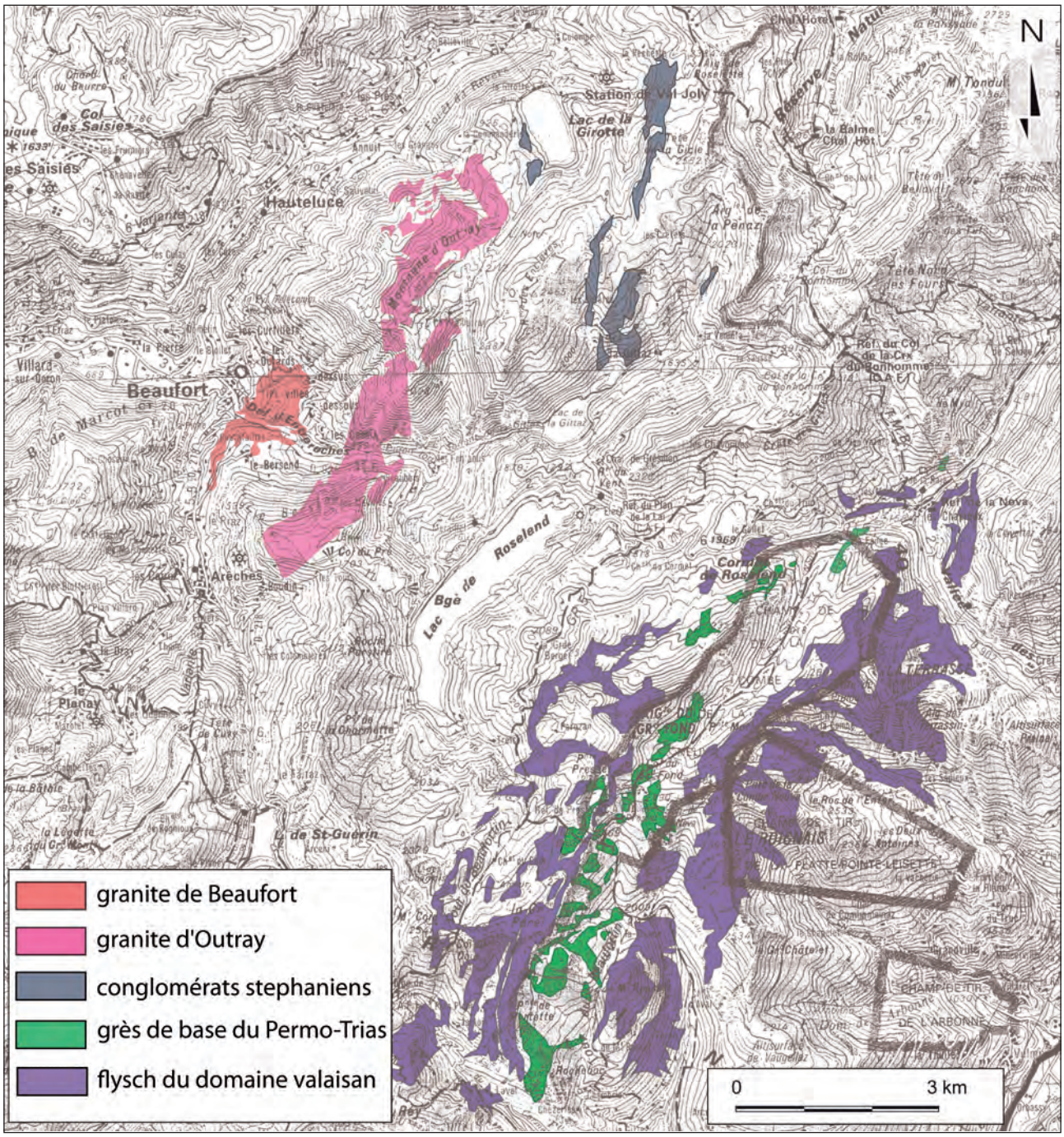


Fig. 4. 10 – Carte de localisation des affleurements à l'origine des blocs erratiques.

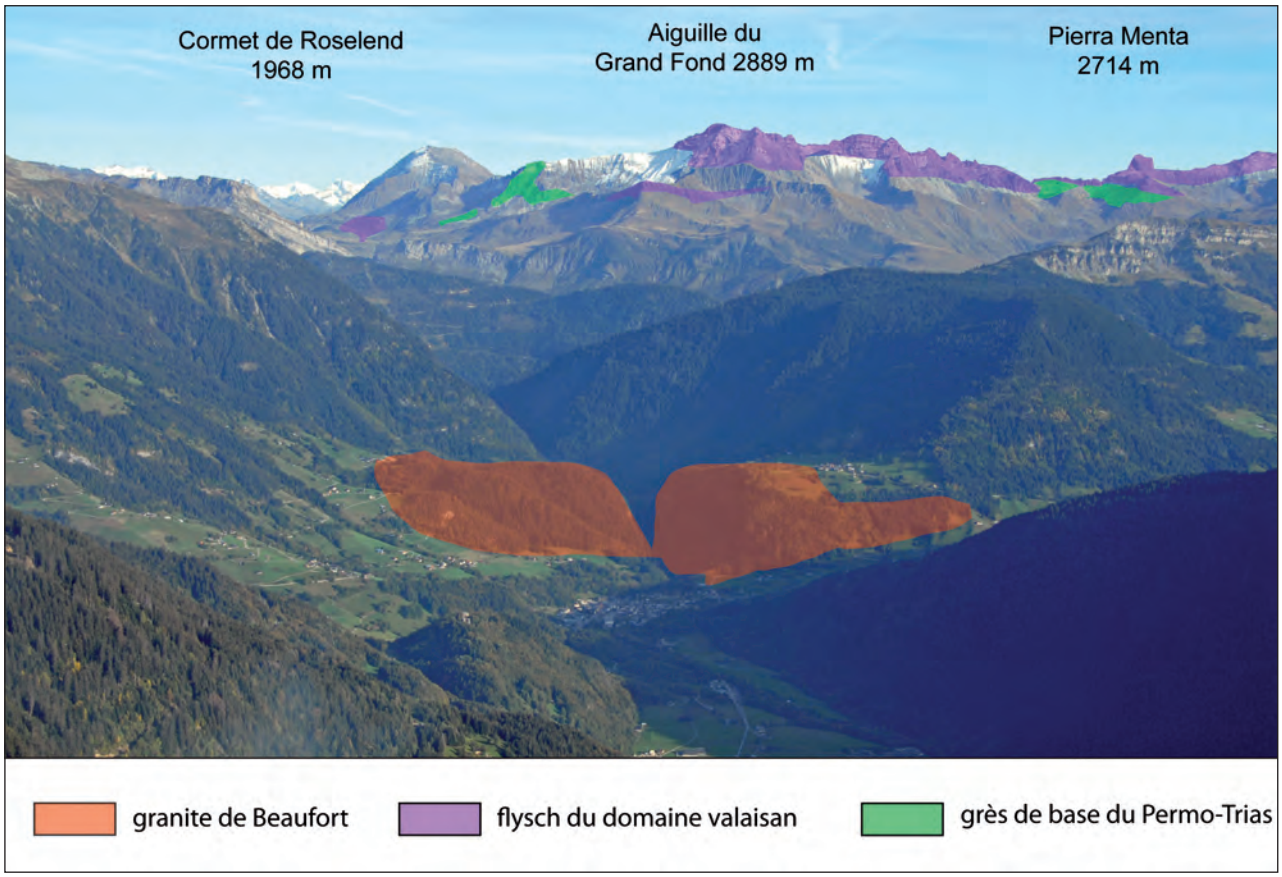


Fig.4. 11 – Localisation dans le paysage du Beaufortin des affleurements à l'origine des blocs erratiques étudiés ; en rouge, le verrou granitique de Beaufort-sur-Doron.

B - Localisation des affleurements sources

De même que les conglomérats «stephaniens» qui affleurent en Beaufortin, les grès de base du Permo-Trias sont présents en Beaufortin et en Tarentaise (Antoine *et al.*, 1992). Ils constituent l'essentiel du soubassement de la chaîne comprise entre la Grande Parei (2735 m) et l'aiguille du Grand-Fond (2889 m). Au nord, elle se développe en rive droite de la vallée des Glaciers, jusqu'au village de Ville des Glaciers ***(fig. 4. 10 et fig. 4. 11)***.

Il est remarquable de constater que, quelle que soit l'altitude considérée sur la retombée nord du Semnoz, la pétrographie des blocs erratiques est identique. Ainsi, les blocs erratiques du Crêt du Maure (750 m) et du vallon de Sainte-Catherine (650 m) correspondant à un glacier déprimé dans la cluse d'Annecy, montrent globalement la même pétrographie. Ces blocs sont issus des mêmes affleurements.

4. 2. 2 – Reconstitution des flux

La complexité des flux glaciaires qui ont convergé à l'est de la cluse d'Annecy rend difficile l'identification des bassins versants sources. Cependant, la contribution de tous les bassins versants situés à l'est de la cluse Annecy / Faverges peut être mise en évidence. Globalement, le flux principal s'écoulait du S-E vers le N-W, soit du sillon alpin vers les bassins molassiques des Usses et de l'Albanais. Les analyses pétrographiques réalisées sur les blocs erratiques permettent de distinguer l'apport de plusieurs bassins versants et leurs contributions à l'alimentation du tronc glaciaire qui s'écoulait par la cluse ***(cf. § 4. 1. 2, fig.4. 3)*** :

• la diffluence du glacier de l'Arve par la vallée de l'Arly (Kilian *et al.*, 1913 ; Blanchard, 1941) occupait la rive droite du flux. La présence de dépôts cristallins suggère une diffluence du glacier par les cols de l'Épine (957 m), du Marais (837 m) et de Bluffy (630 m) vers

Fig. 4. 12 – A gauche, détail macroscopique de grès de base du Permo-Trias ; à droite, détail d'une lame mince : la roche est essentiellement faite de grains de quartz corrodés et partiellement recristallisés. Des reliques feldspathiques peuvent aussi s'observer, elles marquent le caractère arkosique de certains niveaux de la série du Trias inférieur.

la vallée du Fier. Cette hypothèse est confirmée par la présence des galets cristallins observés en rive gauche de la vallée du Fier ;

• la totalité du flux glaciaire issu du Beaufortin s'écoulait par la cluse de Faverges, hypothèse démontrée par les dépôts marqueurs du Beaufortin, identifiés sur l'épaulement nord de la Dent de Cons (granite de Beaufort, conglomérat du stéphanien et flysch valaisan) ;

• dans le secteur d'Albertville, le glacier du Beaufortin et la diffluence du glacier de l'Arve par l'Arly étaient repoussés par le glacier de l'Isère de Tarentaise ; celui-ci, dont la puissance a été bien souvent sous-estimée, envoyait une puissante diffluence qui prenait en « tenaille » le massif Belle Etoile / Dent de Cons. Une diffluence empruntait alors le col de Tamié et une autre, issue également de Tarentaise, s'écoulait par-dessus l'épaule nord de la Dent de Cons vers la cluse de Faverges ;

• enfin, les analyses pétrographiques effectuées sur les blocs erratiques du Semnoz révèlent une provenance des flux glaciaires du Beaufortin et de l'Isère. Il est vraisemblable qu'une partie du flux isérois de la cluse d'Annecy / Faverges ait difflué par le col de Leschaux, comme le suggère la pétrographie des blocs erratiques au sud du col.

Dans une première approche globale du système glaciaire, nous avons défini l'altitude moyenne de la LEG. La surface de l'appareil qui occupait la cluse d'Annecy dépassait l'altitude de 1300 m ; elle était donc située au niveau de la LEG. Cet élément est déterminant par le fait que la LEG représente la section du glacier où le débit de glace est le plus important (Lliboutry, 1965), ce qui permet d'envisager un apport en glace considérable au sortir de la cluse dans le bassin molassique.

Cette reconstitution s'appuie sur les analyses pétrographiques et les observations déjà anciennes prennent ici toute leur signification: « *Les nombreux blocs erratiques, les roches primaires, granites, talcschistes du versant ouest du Crêt du Maure et du vallon de Sainte-Catherine au Semnoz viennent de la vallée de Beaufort. Derrière le château d'Annecy, les stries sont dans le sens du lac* » (De Mortillet, 1855). Les blocs erratiques du Semnoz provenaient du « *déversement sur le territoire d'Annecy d'une branche latérale du glacier de l'Isère… le glacier de l'Isère recevait à Albertville tout le système descendant de la chaîne alpine à l'est de Beaufort. Il poussait sa nappe vers*

le nord-ouest, par Ugine, la vallée de Faverges, vers le lac d'Annecy. Il franchissait le col de Tamié et le col de Leschaux» (Leroux, 1905).

Conclusion sur la cluse deAnnecy

La reconstitution proposée met en avant la puissance de l'appareil glaciaire ayant occupé la cluse de Faverges / Annecy. En s'appuyant sur la reconstitution paléogéographique et les données pétrographiques, nous pouvons affirmer que la dépression occupée aujourd'hui par le lac d'Annecy a été le siège d'un puissant flux glaciaire évacuateur des zones d'accumulation de la partie interne des Alpes du nord françaises (sens géographique) : massif du Mont-Blanc, Beaufortin et une partie de la Tarentaise. Notre travail confirme les interprétations déjà anciennes, parfois tombées dans l'oubli (De Mortillet, 1855 ; Leroux, 1905). Enfin, la part attribuée par certains auteurs (Manalt, 1998 ; Négrel, 1997) aux glaciers des Aravis paraît largement surestimée. En effet, le glacier du Fier semble avoir été repoussé sur sa rive droite par le flux principal de la cluse d'Annecy / Faverges qui a difflué dans la vallée du Fier, principalement par le col de Bluffy (630 m) durant les phases maximales (WGM).

Conclusion générale sur le rôle des grandes cluses

Ce travail de reconstitution des flux glaciaires permet : (i) de confirmer la puissance des appareils ayant occupé les cluses de Chambéry et d'Annecy ; (ii) de démontrer que ces glaciers transversaux originaires des zones d'accumulation situées à l'est des massifs subalpins ont joué un rôle essentiel dans l'alimentation du piémont (le bassin molassique et l'Est lyonnais).
Ainsi, en conclusion de ce travail, nous confirmons l'appellation initiée par Falsan et Chantre (1879-1880), de «glacier delphino-savoisien», généré par les glaciers transversaux issus des grandes cluses. Cette appellation revêt ici sa pleine signification.

4. 3 – Interactions avec les massifs préalpins et subalpins

Les altitudes atteintes par les grands appareils situés en zone d'alimentation, en contact avec les massifs préalpins et subalpins, ont bien souvent été sous-évaluées par les auteurs. De ce paramètre essentiel dépend la mise en place des diffluences et des transfluences dans ces massifs.
La capacité d'un appareil glaciaire à diffluer dans une vallée latérale est contrainte par trois facteurs prépondérants : la proximité du seuil de diffluence par rapport à l'axe d'écoulement du glacier principal, l'épaisseur de glace sur le seuil considéré et le débit de glace du glacier sur le seuil de la diffluence (Lliboutry, 1965 ; Monjuvent, 1978), ce dernier étant notamment influencé par la proximité de la LEG.
Pour répondre à la problématique des diffluences, une attention toute particulière a été apportée aux reconstitutions paléogéographiques des glaciers alpins susceptibles d'avoir difflué dans les massifs préalpins et subalpins.

4. 3. 1 – Le massif du Chablais

Se basant sur la présence de blocs erratiques cristallins dans les vallées des Dranses en Chablais, la plupart des travaux anciens ont envisagé une diffluence du glacier du Rhône dans le Chablais par le Pas de Morgins (1370 m). L'hypothèse avait été initialement émise par Penck et Brückner (1909), puis au cours de travaux ultérieurs (Gagnebin, 1937 ; Burri, 1963, Achard et Jayet, 1967).
Les observations sur le terrain se sont attachées à retrouver les témoins géomorphologiques cités dans ces anciens travaux ; ce travail devant être corroboré avec la reconstitution paléogéographique du glacier du Rhône entre Martigny et la cuvette lémanique. En effet, la mise en place de cette diffluence est ici contrainte par l'altitude atteinte par la surface du glacier du Rhône immédiatement à l'aval du verrou de Saint Maurice, qui devait être alors bien supérieure à celle du Pas de Morgins.
Un détour par la reconstitution paléogéogra-

phique de cet appareil est indispensable afin de concevoir les mécanismes de cette diffluence.

4. 3. 1. 1 – Reconstitution paléogéographique du glacier du Rhône entre Martigny et la cuvette lémanique

Des marqueurs géomorphologiques susceptibles de livrer des informations sur l'altitude atteinte par le glacier du Rhône ont été identifiés sur les versants de la vallée du Rhône.

A - Amont du verrou de Saint-Maurice ***(fig. 4. 13)***

• ***Rive droite de la vallée du Rhône***

Au niveau de Martigny, le socle cristallin du Sex Carro a bien préservé les formes d'érosion glaciaire ; l'épaulement du Sex Carro présente un faisceau de sillons rocheux entre 2 080 et 2100 m d'altitude, que l'on peut imputer au débordement du glacier du Rhône. Plus en aval, au-dessus du village de Morcles, au niveau du verrou de Saint-Maurice, les dépôts allochtones sont abondants (till d'ablation) jusqu'à l'altitude de 1750 m (Croix de Javerne) et leur présence sur des versants aussi pentus exclut une origine antérieure au WGM (Burri, communication personnelle).

• ***Rive gauche de la vallée du Rhône***

Le sommet de l'Arpille (2085 m), au SW de Martigny, se présente sous la forme d'une croupe de schistes cristallins érodée par les glaciers issus du massif du Mont-Blanc durant les épisodes glaciaires du Quaternaire. On observe de volumineux blocs de granite du Mont-Blanc (Durussel, 1990) déposés après le maximum, au cours de l'abaissement de la surface du glacier.
La Dent du Salantin 2450 m, sommet situé à l'aplomb de la vallée du Rhône entre Vernayaz et Evionnaz et distant de 3,5 km de l'axe de la vallée du Rhône, présente un large épaulement de roches moutonnées à l'altitude de 1950 m (Tête des Seneires).

B - Aval du verrou de St Maurice ***(fig. 4. 13)***

En rive gauche, au-dessus de Monthey, sur les pentes méridionales de la Pointe de Bellevue (Chansot), le matériel cristallin allochtone est abondant jusqu'à l'altitude de 1650 - 1700 m (nombreux blocs de granite du Mont-Blanc).
Sur les versants de la vallée du Rhône, des études menées en Chablais ont recensé des blocs erratiques jusqu'à l'altitude de 1500 m, au-dessus de Corbeyrier, et à 1400 m, au-dessus de Villeneuve.
On mentionnera ainsi les blocs témoins des altitudes maximales atteintes par le glacier du Rhône au flanc des Préalpes vaudoises. Les informations les plus complètes sont issues des travaux de Favre et Schardt (1887), puis ceux de Jeannet (1918). Ces auteurs considèrent comme des éléments caractéristiques du glacier du Rhône les différentes variétés de conglomérats permo-carbonifères gris ou rouge, «poudingue de Vallorcine», ou «verrucano», ainsi que les blocs cristallins et surtout de gneiss. Lugeon (1941) signale des blocs de grès de Taveyanne à 1630 m au-dessus du Col de Soud ; Favre et Schardt (1887) des blocs de «poudingue de Vallorcine» entre 1500 et 1550 m au-dessus de Panex ; Jeannet (1918), des blocs de conglomérats permo-carbonifères à 1500 m sur le plateau des Agites et Favre et Schardt (1887) à 1475 m au-dessus de Caux. On peut donc suivre de façon assez continue une limite se situant vers 1550 - 1600 m dans la région d'Aigle et s'abaissant progressivement jusque vers 1500 m dans la région des Rochers de Naye. Cependant, les blocs les plus élevés appartiennent vraisemblablement à une glaciation plus ancienne, (*e. g.*) plateau des Agites (Schoeneich, 1998).

• ***Reconstitution du profil longitudinal du glacier du Rhône entre Martigny et Villeneuve***

En nous appuyant sur les témoins géomorphologiques précités, nous avons réalisé une cartographie des formes d'érosion et des dépôts glaciaires entre Martigny et Aigle. Une paléogéographie du glacier du Rhône a pu être ainsi proposée : celle-ci suggère une surface du glacier atteignant 2150 m sur Martigny, 1650 m

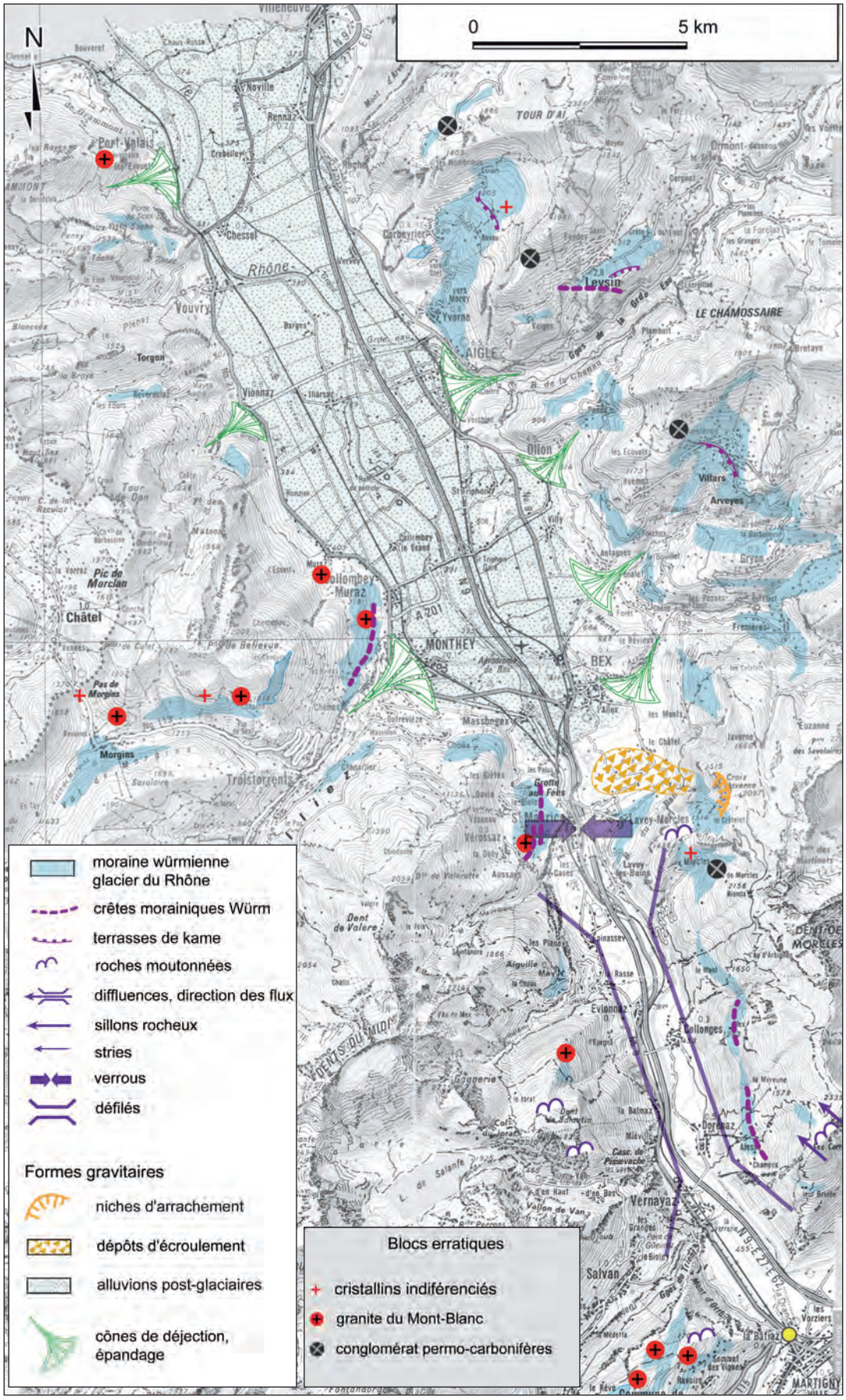


Fig. 4. 13 – Carte des formations superficielles quaternaires de la vallée du Rhône en Chablais.

sur Monthey et 1500 m sur Aigle. La perte en altitude de la surface du glacier entre Martigny et Aigle atteint 650 m sur une distance de 18 km, soit une pente proche de 3%.
Il est probable que la topographie a largement contraint la dynamique glaciaire. Une approche de la dynamique glaciaire réalisée en collaboration avec Michel Vallon (LGGE) confirme cette hypothèse (non publiée). Cette approche tient compte des éléments suivants :

• l'examen du profil longitudinal du bedrock, étudié par Roselli et Olivier (2003), démontre la présence d'une forte contre-pente générée par le verrou de Saint-Maurice ; le fond de l'auge du glacier du Rhône passe de la cote – 600 m NGF à + 600 m, puis plonge à nouveau dans le Chablais à la cote – 600 m NGF, le tout sur une distance de 10 km ***(fig. 4. 14).***

• la largeur de l'auge glaciaire se resserre considérablement : de 12 km en amont de Martigny, elle atteint 4,5 km dans le défilé-verrou Martigny- Monthey et s'élargit en aval.
Il en résulte dans ce secteur une accélération considérable des vitesses d'écoulement, le défilé-verrou drainant une surface d'accumulation de près de 4000 km^2 (Valais). Cette accélération du flux, a déterminé une rapide perte d'épaisseur du glacier. De plus, le phénomène a été accentué par la contre-pente du verrou de Saint-Maurice, l'écoulement du glacier devant compenser cet obstacle structural.
Ces deux facteurs combinés ont ainsi généré une perte d'altitude de la surface du glacier d'environ 500 à 600 m entre l'entrée du défilé-verrou à Martigny et son expansion (décompression des glaces) dans la plaine du Chablais entre Monthey et Aigle, sur une distance de 18 à 20 km. Cette hypothèse permet de proposer une reconstitution paléogéographique basée sur le croisement entre l'altitude des dépôts glaciaires et celle des formes d'érosion glaciaires ***(fig. 4. 15)***.
Dans l'objectif de valider cette approche, nous nous sommes intéressés à un système glaciaire de topographie analogue, le complexe glaciaire Seward-Malaspina en Alaska.

• Comparaison avec le complexe glaciaire Seward-Malaspina

En effet, avant de déboucher sur le piémont, le glacier Seward-Malaspina franchit un verrou d'une largeur de 4,4 km, la surface du glacier passe de l'altitude 1350 m à l'altitude de 650 m sur une distance de 18 à 20 km, soit une pente de 3,2 %. Comme on peut le constater, il existe de grandes similitudes avec la topographie du glacier du Rhône au WGM ***(fig. 4. 16)***.
La comparaison entre les deux appareils apporte une validation à la reconstitution paléogéographique proposée du glacier du Rhône. Cette analyse, qui tient compte de la dynamique glaciaire contrainte par la topographie, est en adéquation avec les indices géomorphologiques cartographiés entre Martigny et le Chablais

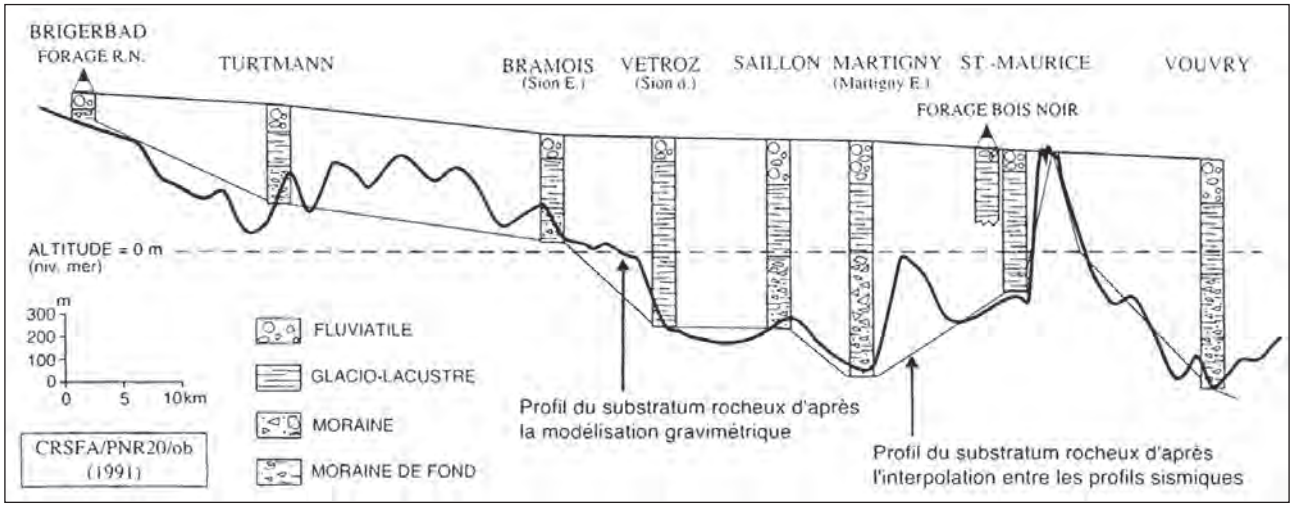


Fig. 4. 14 – Profil longitudinal du substratum rocheux entre Turtmann et Vouvry (Roselli et Olivier, 2003).

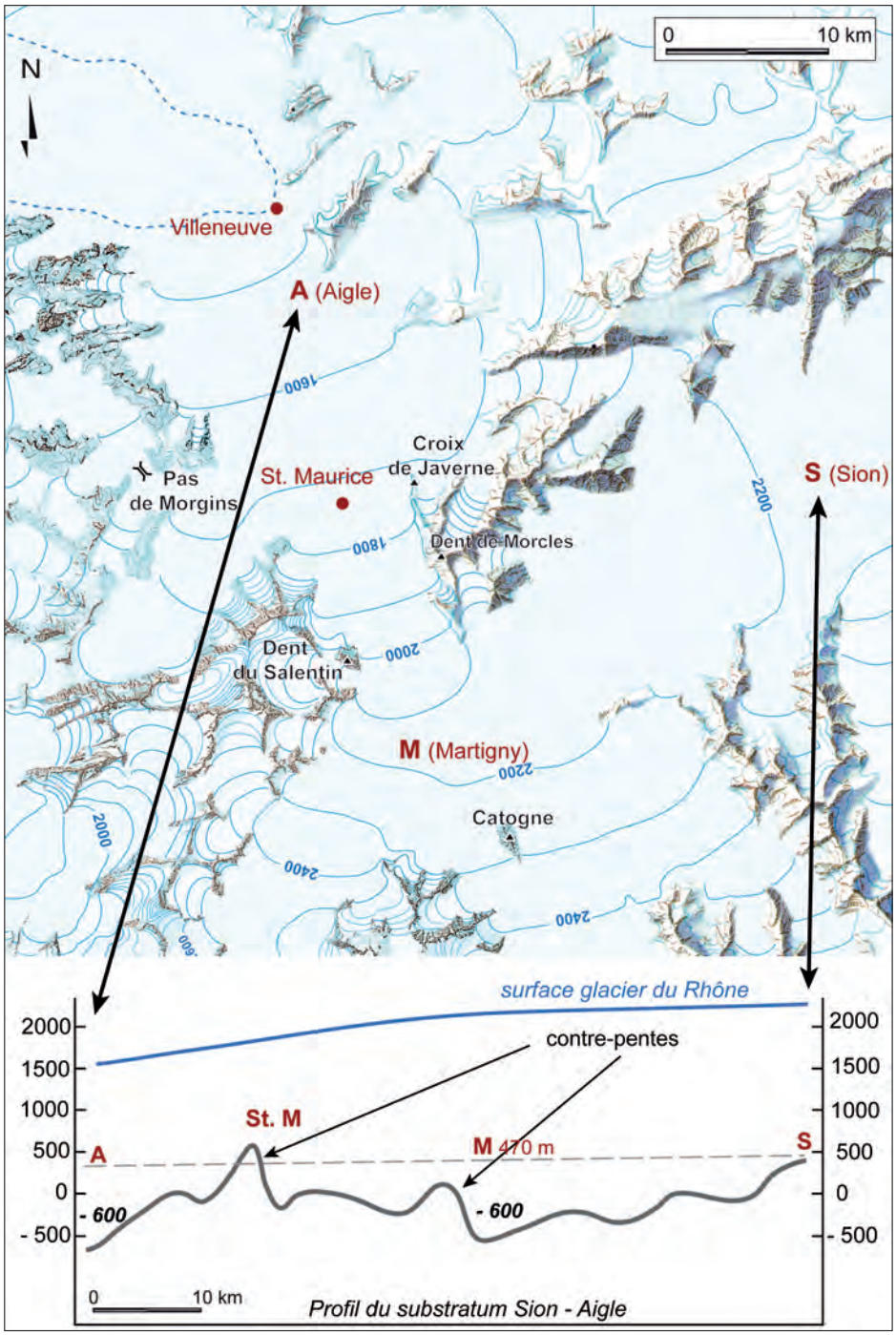


Fig. 4. 15 – La vallée du Rhône entre Sion et Aigle (Valais) : le profil du substratum, l'altitude des formes d'érosion et de dépôts glaciaires permettent de proposer un profil longitudinal de la surface du glacier au WGM.

4. 3. 1. 2 – Observations géomorphologiques dans le val d'Illiez et la vallée d'Abondance

• *Le Val d'Illiez*

La rive gauche du val d'Illiez présente une couverture morainique abondante à éléments cristallins. Ainsi, sur le flanc méridional du Chansot, nous avons retrouvé les blocs erratiques cristallins signalés par Gagnebin (1937) jusqu'à l'altitude de 1 670 m parmi lesquels un volumineux bloc de granite, de même qu'un gros bloc de grès carbonifère signalé par Lugeon (1897) au dessous de Chansot, à Champ-Perrenaz à 1 620 m (Troistorrents).

La diffluence est attestée par la présence de dépôts glaciaires allochtones au Pas de Morgins. Au-dessus de l'ensellement du Pas de Morgins, Blanchard (1938), (*in* Chaline, 1985), mentionne un bloc erratique d'orthogneiss à l'altitude de 1 620 m, soit 250 m plus haut que le col, position qui permet d'imaginer une altitude maximale de la glace peut-être plus élevée, en contact avec l'ensellement du col.

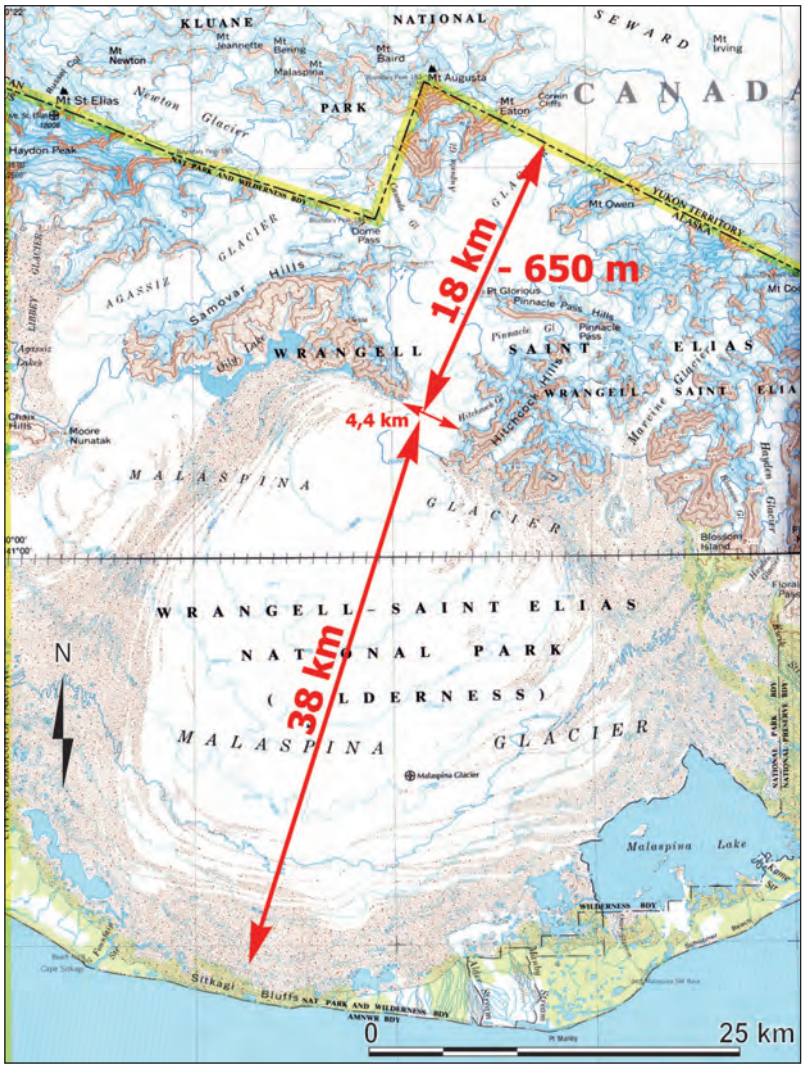
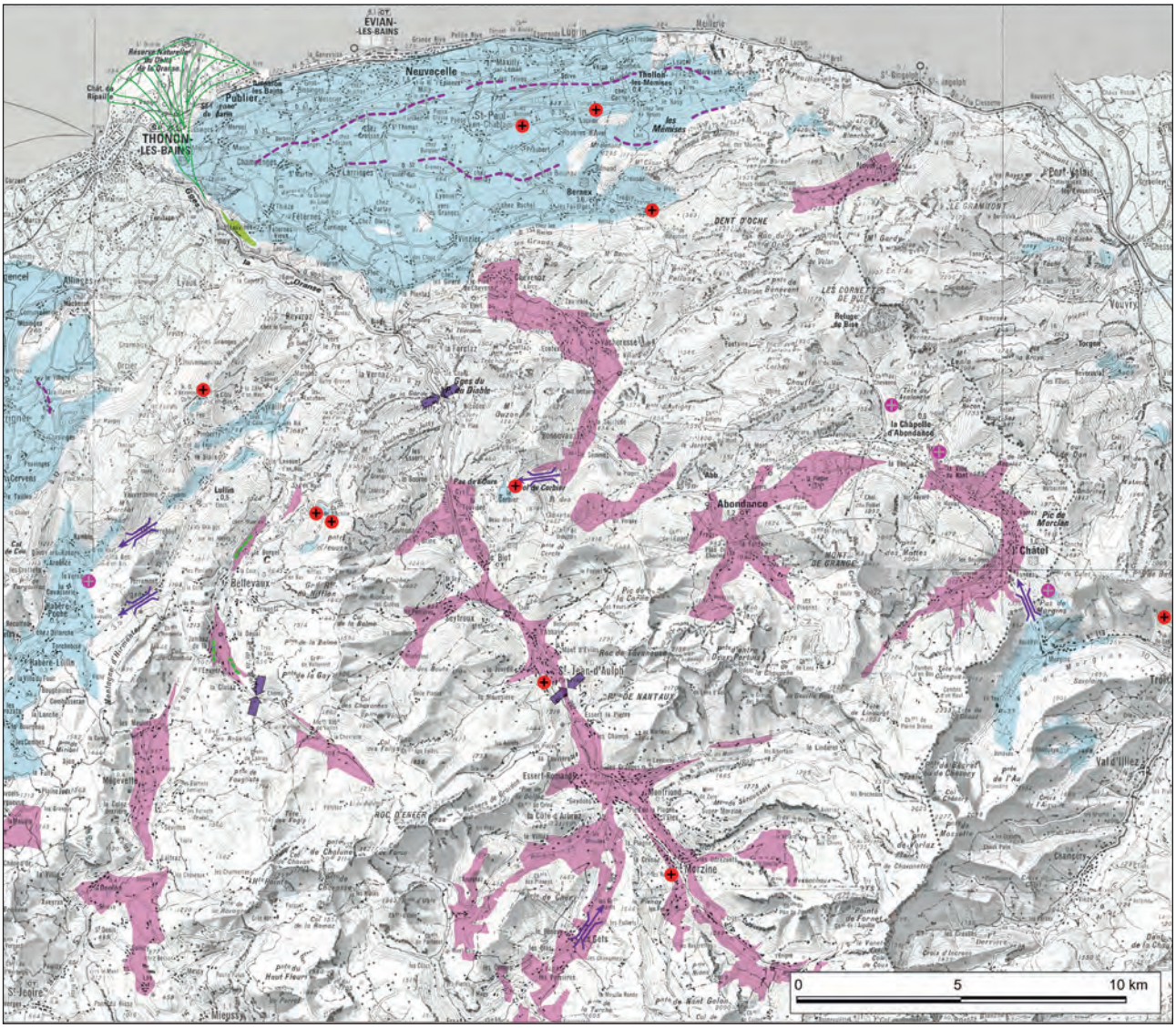


Fig. 4. 16 – Comparaison avec un appareil de piémont actuel, le complexe glaciaire Seward-Malaspina.

à 916 m. Sur la rive droite de la vallée de Morzine, ce matériel est assez abondant à 1 050 m dans le ravin des Fontaines au-dessus des Esserts (Escher, 1953) et à 1 250 m dans la région de la Vernaz (Botteron, 1955).
Sur les versants du massif situé entre les Dranses d'Abondance, de Morzine et le col du Corbier, du matériel cristallin a été signalé jusqu'à 1 250 m d'altitude (Horwitz, 1953). On en rencontre au col du Corbier même (Gagnebin, 1937 ; Frutiger, 1953). Favre (1867) signale un morceau de gneiss près du village de Cercle, au fond de la vallée ainsi que quelques blocs à proximité de l'église d'Abondance. Plus en amont, sur le chemin de Chevenne, un bloc de gneiss «chloriteux» à grains fins est identifié à 1 127 m (De Trey, 1951).
En aval de la vallée d'Abondance, dans le vallon de Bernex, la limite supérieure du matériel cristallin atteint 1 300 m (Favre, 1867; Savary, 1957). Un petit détour dans la vallée du Brévon nous permet d'identifier des éléments cristallins à 1 100 m près du chalet du Planteray (Fichter, 1958) puis sur la commune de Bellevaux, à 1 150 m le long du chemin des Nants (Godel, 1959). Une remarquable accumulation de blocs de granite du Mont-Blanc aux alpages du Siard et de la Buchille (1 370 – 1 420 m) sur le versant S-W du Mont Billiat (1 895 m) doit être mentionnée ***(fig. 4. 18)***. Ces derniers ne peuvent avoir été apportés que par la diffluence rhodanienne du Pas de Morgins.
Enfin, pour compléter cette énumération, signalons que les auteurs précités identifient au-dessus des accumulations de matériel cristallin, du matériel issu de la Nappe de la Brèche (*in* Burri, 1963). Cette dernière affleure dans la partie amont des Dranses

• ***Le Pas de Morgins et la vallée d'Abondance***

Partant du Pas de Morgins jusqu'en aval de la vallée d'Abondance, nous allons tenter d'identifier les éléments géomorphologiques nous permettant de reconstituer cette diffluence du glacier du Rhône ***(fig. 4. 17).***
Dans la vallée d'Abondance, la présence d'éléments cristallins (gneiss et granites) a été mentionnée par de nombreux auteurs (Gagnebin, 1937 ; Blanchard, 1938).
Une description détaillée des dépôts a été réalisée par Burri (1963) : sur la rive gauche de la vallée d'Abondance, aucun élément cristallin n'est signalé entre Abondance et Bonnevaux. Witschard (1958) a mentionné du granite au niveau de Saint-Jean-d'Aulps,



Formes glaciaires

- moraine "Riss" et antérieure
- moraine würmienne glacier du Rhône
- moraine würmienne locale
- crêtes morainiques Würm
- crêtes morainiques locales
- terrasses de kame
- roches moutonnées
- diffluences, direction des flux
- sillons rocheux
- stries
- verrous

Formes gravitaires

- niches d'arrachement
- dépôts d'écroulement
- alluvions post-glaciaires
- cônes de déjection, épandage

Blocs erratiques

- gneiss divers
- granite du Mont-Blanc
- cristallins indifférenciés

Fig. 4. 17 – Carte géomorphologique des formations quaternaires en Chablais, position des blocs cristallins et des dépôts morainiques allochtones.

d'Abondance et de Morzine. Seuls des glaciers locaux ont pu disséminer son matériel dans les vallées inférieures des Dranses. Les données concernant l'altitude maximale des blocs de Brèche sont encore plus imprécises que celles concernant les éléments cristallins allochtones. Le seul chiffre précis que nous mentionnerons est l'altitude 1 400 m, au col de Nicodex (1 436 m) (Horwitz, 1953). Ailleurs, cette limite semble se tenir quelque 200 m au-dessus de la limite des moraines à éléments rhodaniens.

4. 3. 1. 3 – Les diffluences dans le massif du Chablais

• *le Pas de Morgins*

Le seuil de diffluence du Pas de Morgins est situé à plus de 8 km de l'axe de la vallée du Rhône. Le glacier du Rhône était séparé du Pas de Morgins par le glacier du val d'Illiez qui drainait tout le versant nord des Dents du Midi. Cette diffluence a été rendue possible en raison de l'altitude atteinte par la surface du glacier du Rhône en aval du verrou de Saint-Maurice et un débit de glace considérablement plus important que l'appareil local du Val d'Illiez. De plus, la décompression de la glace en aval du verrou de Saint-Maurice a sans doute joué un rôle dans la traversée du Chablais. Ainsi, ces facteurs ont prédominé pour bloquer le glacier local du Val d'Illiez dont l'écoulement était repoussé par les glaces du Rhône vers le Pas de Morgins ***(fig. 4. 19)***.
Pénétrant alors dans la vallée d'Abondance, le flux rhodanien a difflué dans la vallée de la Dranse de Morzine par le col du Corbier (1 237 m) (Gagnebin, 1937 ; Burri, 1963). Depuis le nord, les flux des vallées des Dranses d'Abondance et de Morzine réunies se sont écoulés vers le sud, canalisés par le Mont d'Hermone et le Mont Forchat (1 500 m) au N-W et la montagne d'Hirmentaz (1 605 m) au S-E.
On peut envisager, comme le suggère la pétrographie des blocs erratiques de la vallée d'Habère-Poche, un apport du glacier du Rhône qui s'écoulait parallèlement aux flux issus des vallées des Dranses. A l'est de la montagne d'Hirmentaz, les dépôts glaciaires sont constitués uniquement de matériel exogène apporté par le glacier du Giffre. Il en est de même pour le matériel fluvio-glaciaire reconnu dans la grotte du Baré à Onnion (Spahni et Rigassi, 1951).

• *Le col des Gets*

Afin de justifier la présence des mystérieux blocs erratiques de granites du Mont-Blanc, de Morzine et de Saint-Jean d'Aulps, les auteurs anciens (Lugeon, 1910, *in* Gagnebin, 1937; Jäckli, *in* Burri, 1963), avaient envisagé une diffluence du glacier de l'Arve par le col des Gets (1 163 m). Cette hypothèse doit être abandonnée. En effet, si le glacier de l'Arve

Fig. 4. 18 – Blocs erratiques de granite du Mont-Blanc de la Buchille (1 330 - 1 380 m), en arrière plan le Mont d'Hermone (1 412 m).

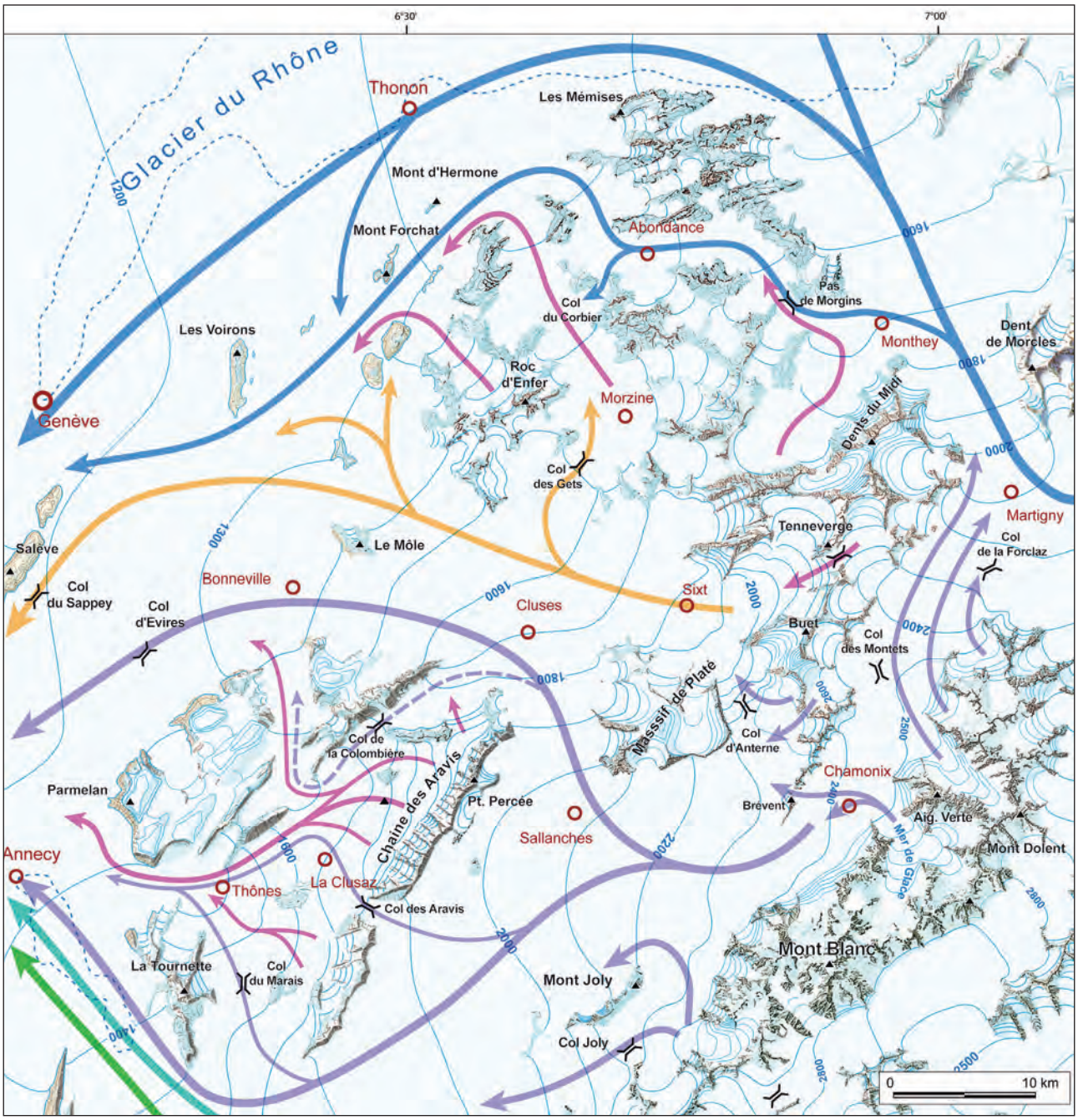


Fig. 4. 19 – Carte paléogéographique des glaciers du Rhône, du Giffre et de l'Arve ; interactions avec les massifs du Chablais et des Aravis, interprétation des flux glaciaires au WGM.

avait difflué par le col des Gets, celui du Giffre aurait été barré et contraint d'emprunter cette dépression. Or il n'en est rien, c'est le glacier du Giffre, seul, qui a difflué par le col des Gets, le courant principal se dirigeant vers le N-W dans la vallée du Risse comme l'atteste le matériel exogène appartenant au bassin du Giffre, identifié au nord du Môle, à l'est de la montagne d'Hirmentaz, puis sur le versant oriental du Salève (Ponserre, 1999 ; Mandier, 2003). Dans l'état actuel des connaissances, aucune hypothèse cohérente ne peut être avancée.

Conclusion sur le massif du Chablais

La morphologie initiale, associée aux altitudes élevées du massif du Chablais en rive gauche de la vallée du Rhône n'a pas permis de larges pénétrations du glacier du Rhône dans ce massif. Toutefois, seule la dépression structurale du Pas de Morgins a favorisé la mise en place d'une puissante diffluence au WGM. Cette diffluence a été facilitée par l'altitude des glaces rhodaniennes au débouché du verrou de Saint-Maurice et par une dynamique glaciaire favorable (décompression des glaces).
Cette hypothèse s'appuie sur la présence de blocs erratiques cristallins dans les vallées de la Dranse d'Abondance. De ce fait, le glacier a contraint l'écoulement des glaces locales du val d'Illiez par le Pas de Morgins. Il en est de même dans la vallée de la Menoge où l'abondance d'éléments cristallins alpins confirme la pénétration des glaces rhodaniennes depuis la basse vallée des Dranses.

4. 3. 2 – Le massif des Aravis

Le massif des Aravis occupe une position particulière vis-à-vis des zones d'accumulation du bassin de l'Arve et notamment du massif du Mont-Blanc proche. En effet, ce massif était pris en «tenaille» par les deux digitations du glacier de l'Arve : la branche sud s'écoulait par la vallée de l'Arly (Blanchard, 1941, in Coutterand et Buoncristiani, 2006 ; Nicoud et Manalt, 2001) puis la cluse d'Annecy, la branche nord par la vallée de l'Arve (*s.s.*) et le plateau des Bornes. Plusieurs cols sont susceptibles d'avoir favorisé une pénétration des glaces issues des massifs cristallins du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges.

4. 3. 2. 1 – Paléogéographie du glacier de l'Arve

Les reconstitutions paléogéographiques du massif du Mont-Blanc et du glacier de l'Arve sont unanimes. Dans le bassin de Sallanches, le glacier aurait atteint une cote proche de 2000 m au contact des massifs subalpins de Platé et des Aravis (Douxami, 1902 ; Coutterand et Buoncristiani, 2006). Ainsi, le glacier de l'Arve formait une vaste nappe, en contact avec le versant oriental de la chaîne des Aravis, entre 2000 m d'altitude sur Megève à 1800 m sur Ugine. La branche Nord, qui empruntait la vallée de l'Arve, débordait les crêtes de la rive gauche, diffluant vers la vallée du Reposoir, comme en témoignent les sillons rocheux visibles au nord de la Tête de la Sallaz à 1900 m d'altitude.
Deux cols sont alors susceptibles d'avoir favorisé la mise en place de diffluences du glacier de l'Arve : le col des Aravis (1486 m) et le col de la Colombière (1613 m). Cependant ce dernier pose problème : cette diffluence a pu fonctionner pendant les glaciations antéwürmiennes (MIS 6, 8, 10 …) en raison des cotes atteintes par le glacier de l'Arve (> 1700 m) sur l'ombilic de Bonneville (Favre, 1867, in Jayet, 1967 ; Verniory, 1960 ; Coutterand et Amelot, 2008), mais dans l'état actuel des connaissances, elle n'est pas confirmée pour le Würm. Nous allons tenter d'apporter quelques éléments de réponse.

4. 3. 2. 2 – Les diffluences du glacier de l'Arve dans le massif des Aravis

Des éléments cristallins dispersés ont été signalés dans le massif des Aravis, comme en témoignent deux exemples significatifs ***(fig. 4. 20)*** :

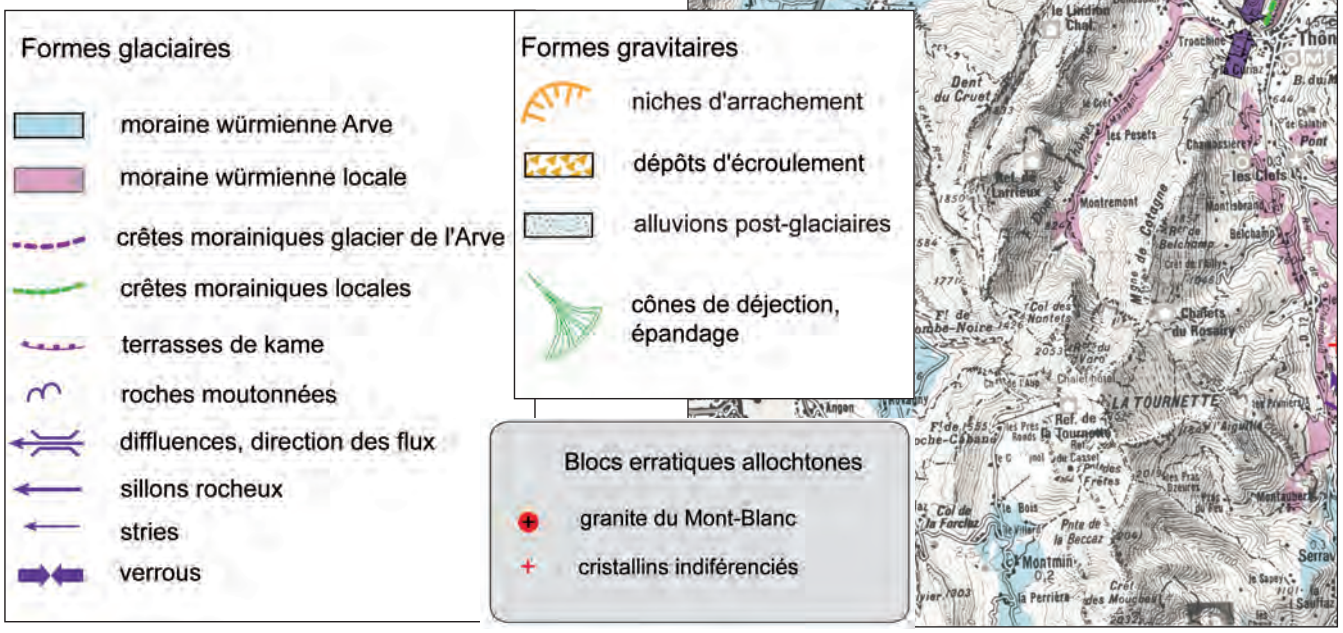
• la moraine latéro-frontale du glacier du Borne au Petit-Bornand contient moins de 1 % d'éléments cristallins (Dorthe-Monachon, 1986). La coupe de cette formation, rafraîchie en permanence par l'incision d'un coude du

Borne, nous a livré après un examen attentif deux galets cristallins, un gneiss d'origine inconnue et un granite du Mont-Blanc ***(fig. 4. 21)***.

• sur le plateau des Glières (~1400 m), la présence insolite de blocs erratiques de granite du Mont-Blanc nous a été signalée par G. Nicoud. De même, nous avons découvert à 1380 m d'altitude en contrebas du plateau des Glières un bloc d'orthogneiss.

Force est de reconnaître que la présence de ces éléments est exceptionnelle. En ce qui concerne les éléments cristallins de la moraine du Petit-Bornand, nous pensons qu'il s'agit de matériel remanié par le glacier du Borne au cours de sa dernière extension postérieure au WGM et limitée à un englacement autochtone des Aravis (Dorthe-Monachon, 1986). Quant aux blocs de granite et de gneiss du plateau des Glières, ils ont vraisemblablement été déposés par la pénétration du glacier du Borne dans le synclinal des Glières pendant le WGM. Ces éléments cristallins doivent leur présence aux diffluences du glacier de l'Arve. À ce propos, il nous paraît peu vraisemblable que les éléments cristallins précités aient transité par le col des Aravis. En effet, la topographie des vallées des Aravis démontre que le glacier issu de la diffluence du col des Aravis (vallée du Nom) était barré par l'écoulement du glacier du Borne qui drainait la partie nord de la chaîne des Aravis. Cette situation suggère que les glaces issues de la diffluence du col des Aravis étaient repoussées vers la vallée du Fier

Fig. 4. 20 – Carte des formations quaternaires du massif des Aravis, position des blocs cristallins et des dépôts morainiques allochtones.



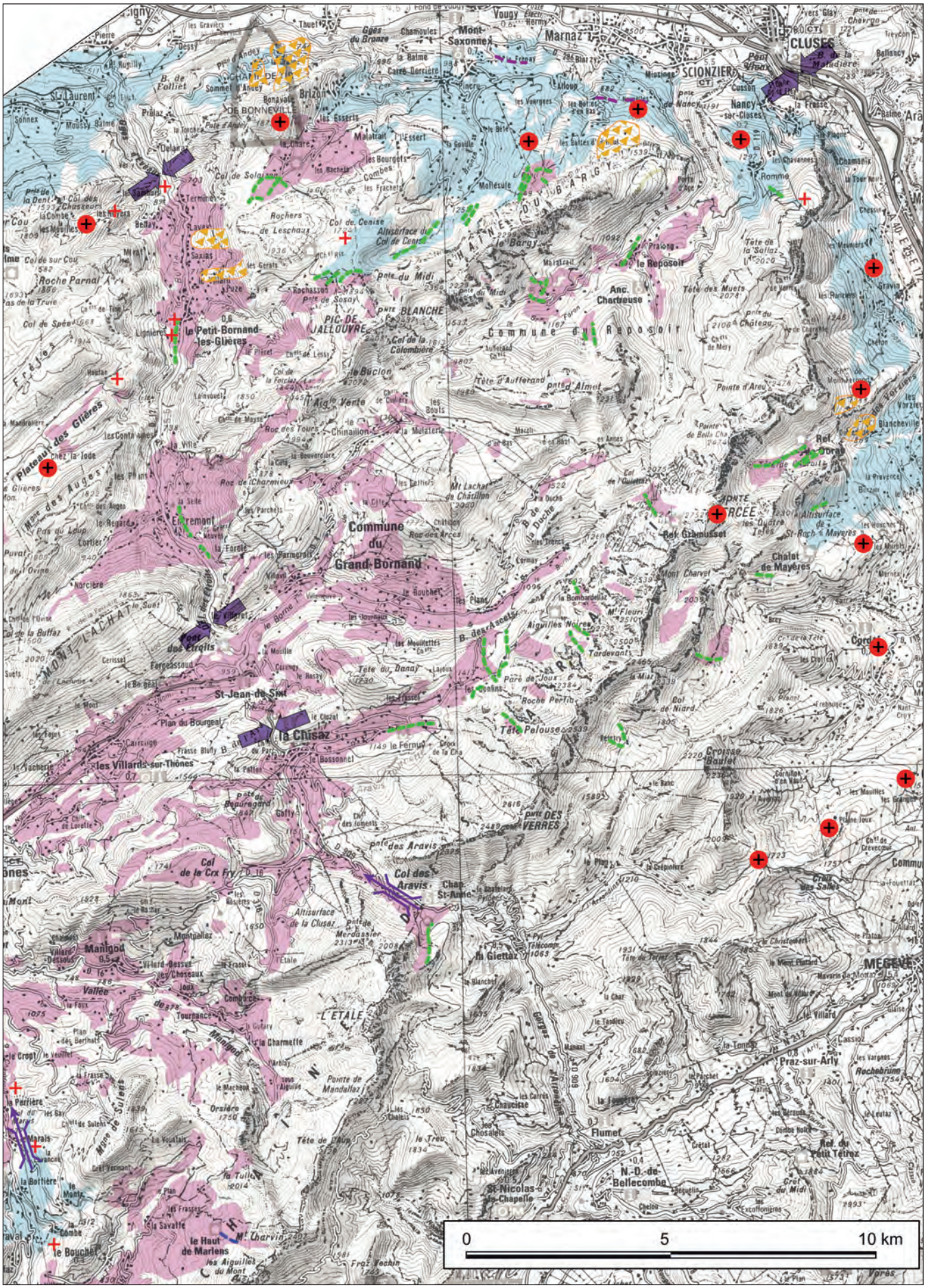

CLUSES
SCIONZIER
Marnaz
Vougy
Mont-Saxonnex
Nancy-sur-Cluses
Romme
Chamonix
CHAINE DU BARGY
Commune du Reposoir
le Reposoir
Anc. Chartreuse
PIC DE LA JALLOUVRE
PORTE BLANCHE
Col de la Colombière
le Petit-Bornand-les-Glières
Plateau des Glières
Commune du Grand-Bornand
Chalet de Mayères
Ref. Gramusset
Aiguilles Noires
Tête Pelouse
Croisse Baulet
PORTE DES VERRES
Col des Aravis
Chap. St-Anne
la Giettaz
MEGEVE
Praz-sur-Arly
Flumet
N.-D.-de-Bellecombe
St-Nicolas-la-Chapelle
L'ETALE
les Villards-sur-Thônes
St-Jean-de-Sixt
la Chisaz
Manigod
le Haut de Marlens
Mt Charvin
0
5
10 km

Fig. 4. 21 – Coupe de la moraine latéro-frontale droite du glacier du Borne au Petit Bornand, la formation recèle quelques éléments cristallins.

par le glacier du Borne ; elles ne franchissaient donc pas le verrou des Etroits (Saint Jean-de-Sixt). La mise en place d'une diffluence des glaces de l'Arve par le col de la Colombière au WGM serait, de fait, envisageable ***(fig. 4. 19)***.

Conclusion sur le massif des Aravis

Les témoins géomorphologiques relatifs aux diffluences du glacier de l'Arve dans le massif des Aravis sont rares. Deux explications peuvent être suggérées :

• la première est liée à la barrière topographique élevée du massif des Aravis qui n'a pas facilité la pénétration des glaces issues du bassin de l'Arve. Malgré tout, la profonde dépression structurale que constitue le col des Aravis a été le siège d'une diffluence de la nappe de glace qui s'écoulait par le seuil de Megève.

En revanche, l'hypothèse d'une diffluence par le col de la Colombière est plus controversée et reste sans réponse dans l'état actuel des connaissances. Les blocs erratiques du plateau des Glières et de la vallée du Borne ne doivent leur origine qu'à une diffluence du glacier de l'Arve par le col de la Colombière ; cependant, l'hypothèse de matériel remanié hérité d'une glaciation plus ancienne (MIS 6) n'est pas à exclure ;

• la seconde explication envisage que les glaciers locaux ont évacué la quasi-totalité des dépôts allochtones au cours de la dernière phase du cycle würmien.

4. 3. 3 – Le massif des Bauges

Du point de vue géographique, la situation proximale des Bauges par rapport aux grandes zones d'accumulation et son dispositif structural très ouvert ont favorisé une large pénétration des glaciers alpins dans toutes les grandes vallées du massif sans construction de fronts morainiques.

La synthèse des connaissances acquises dans le massif subalpin des Bauges **(cf. § II -2. 4)** fait état de la polémique et des incertitudes qui

portent essentiellement sur la puissance des diffluences du glacier alpin au maximum du Würm. On a constaté des divergences d'interprétation concernant la paléogéographie du glacier isérois en contact avec le rebord subalpin des Bauges. C'est ainsi que, en préambule à notre étude, s'impose un détour par la reconstitution paléogéographique du glacier isérois.

4. 3. 3. 1 – Paléogéographie du glacier isérois

Nous appuyant sur la cartographie des constructions morainiques latérales entre l'ombilic de Grenoble et la vallée du Bréda **(cf. § IV A. 2)**, la topographie de l'appareil isérois à pu être reconstituée pour sa zone d'ablation avec une pente de 0,7 – 0,8 %. En revanche, en zone d'accumulation, nous ne pouvons nous appuyer sur aucune construction morainique latérale. Ainsi, en prolongeant le profil longitudinal du glacier, sa cote atteindrait 1450 m sur Montmélian et plus de 1700 m sur Albertville. Cette altitude se raccorde avec notre reconstitution paléogéographique du sud de la région du massif du Mont-Blanc (Coutterand et Buoncristiani, 2006) qui restitue une surface glaciaire s'abaissant depuis 2000 m d'altitude sur l'ombilic de Sallanches à l'altitude de 1800 m à l'est de la cluse de Faverges (Ugine). Cette évaluation est en accord avec la reconstitution paléogéographique de Beaudevin (2001). Ainsi, cette estimation de la topographie du glacier isérois permet d'envisager la mise en place de plusieurs diffluences dans le massif des Bauges.
Le rôle du glacier de l'Arc n'est pas à négliger car celui-ci débouche dans le sillon alpin pratiquement à contre-courant du glacier isérois. En raison de la taille du bassin versant de la Maurienne et d'un débit de glace sensiblement identique à celui de Tarentaise, le glacier de l'Arc, après avoir débordé la chaine des Hurtières, pénétrait dans la Combe de Savoie à l'altitude de 1600 m. Il contribuait d'une part, à repousser le glacier de l'Isère vers l'ouest et d'autre part, à maintenir un niveau de glace isérois élevé en contact avec le massif des Bauges. Cette double situation a favorisé la mise en place des diffluences iséroises dans les Bauges.
La bordure orientale des Bauges offre de nombreux cols s'ouvrant entre 1518 m et 900 m d'altitude. En conséquence, tous les cols des Bauges orientales ont permis le passage des glaces alpines à l'intérieur de ce massif :

- le col du Haut du Four (1518 m)
- le col du Frêne (950 m)
- le col du Lindar (1187 m) ;
- le col des Prés (1135 m).

En ce qui concerne le col de Plainpalais (1173 m), nous avons vu précédemment que son altitude (à laquelle doit être retranchée l'épaisseur pluri-décamétrique du dépôt d'écroulement du Margériaz) était voisine de la surface de la glace qui occupait la cluse de Chambéry. Sa position vis-à-vis de l'écoulement des glaces allochtones sera évoquée plus loin.

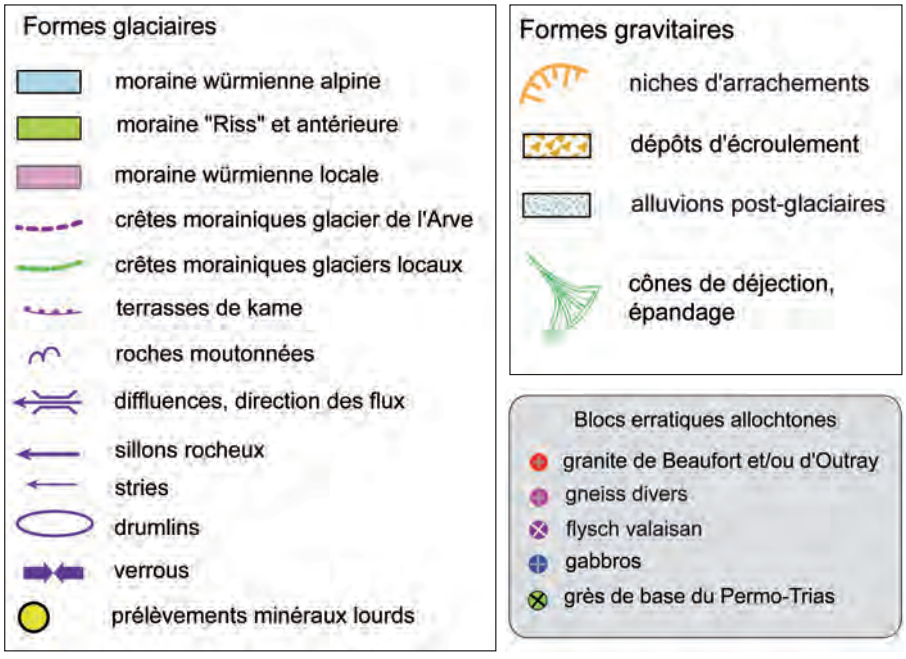
4. 3. 3. 2 – Observations géomorphologiques dans le massif des Bauges

Malgré la densité de la couverture végétale, les observations dans les vallées baujues ont permis d'identifier de nombreux affleurements de dépôts morainiques d'origine alpine et des formes d'érosion du substratum relatives à l'englacement des principales vallées du massif. Nous avons tenté de croiser les données entre les formes d'érosion d'origine glaciaire et les formes de dépôts d'origine glaciogénique ***(fig.4. 22)***.

• Les Bauges orientales

Dans les Bauges orientales, secteur étudié par Durand (1988) et Dusseau (1992), des placages morainiques à proportion d'éléments alpins non négligeables (> 15 %) ont été mis en évidence et identifiés jusqu'à 1100 - 1200 mètres d'altitude. Dusseau signale même des placages à caractère isérois sous les parois occidentales du crêt de l'Arclusaz : entre 1300 et 1350 mètres d'altitude sous le col de Tré-le-Truit vers l'extrémité nord de la paroi et jusqu'à 1440 m d'altitude sur l'arête reliant le sommet de la Dent d'Arclusaz au col du Potat.
Les observations dans ce secteur du massif

permettent de confirmer l'hypothèse de Dusseau (1992) qui envisage un glacier isérois suffisamment puissant en amont de la Dent d'Arclusaz pour franchir le col du Haut du Four (1 518 m) à proximité d'Albertville. Cette hypothèse est confortée par notre reconstitution paléogéographique du glacier alpin du Grésivaudan. Force est de constater que les dépôts relatifs à cette diffluence iséroise par la haute vallée du Chéran ne sont plus visibles, conséquence des remaniements par le glacier local du haut Chéran au cours d'une phase postérieure d'englacement local. Malgré tout, il reste quelques témoins de cette diffluence : à l'altitude de 1480 m sur l'interfluve qui prolonge le sommet de la Pointe de Chaurionde (2173 m) vers la vallée du Chéran, des galets cristallins (gneiss et amphibolites) ont pu être relevés.
Selon Dusseau et Hobléa (1986), un témoin, révélé par l'ouverture de la piste menant dans le val d'Arclusaz, a été conservé à 990 m d'altitude au lieu-dit «les Jarses». Cette coupe d'une hauteur de 6 m est encore visible. Elle montre par-dessus la moraine iséroise (15 % de cristallins et quartzites), attri-



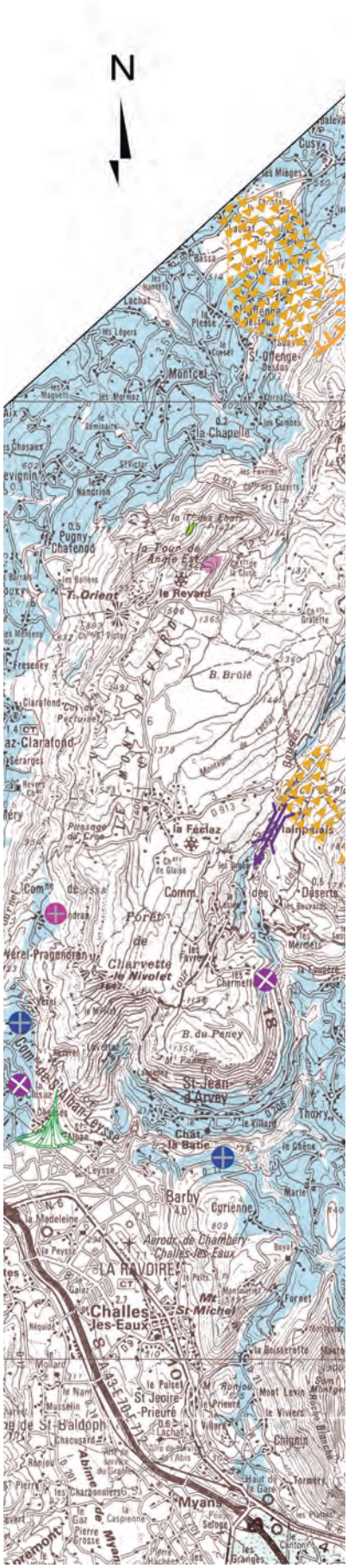
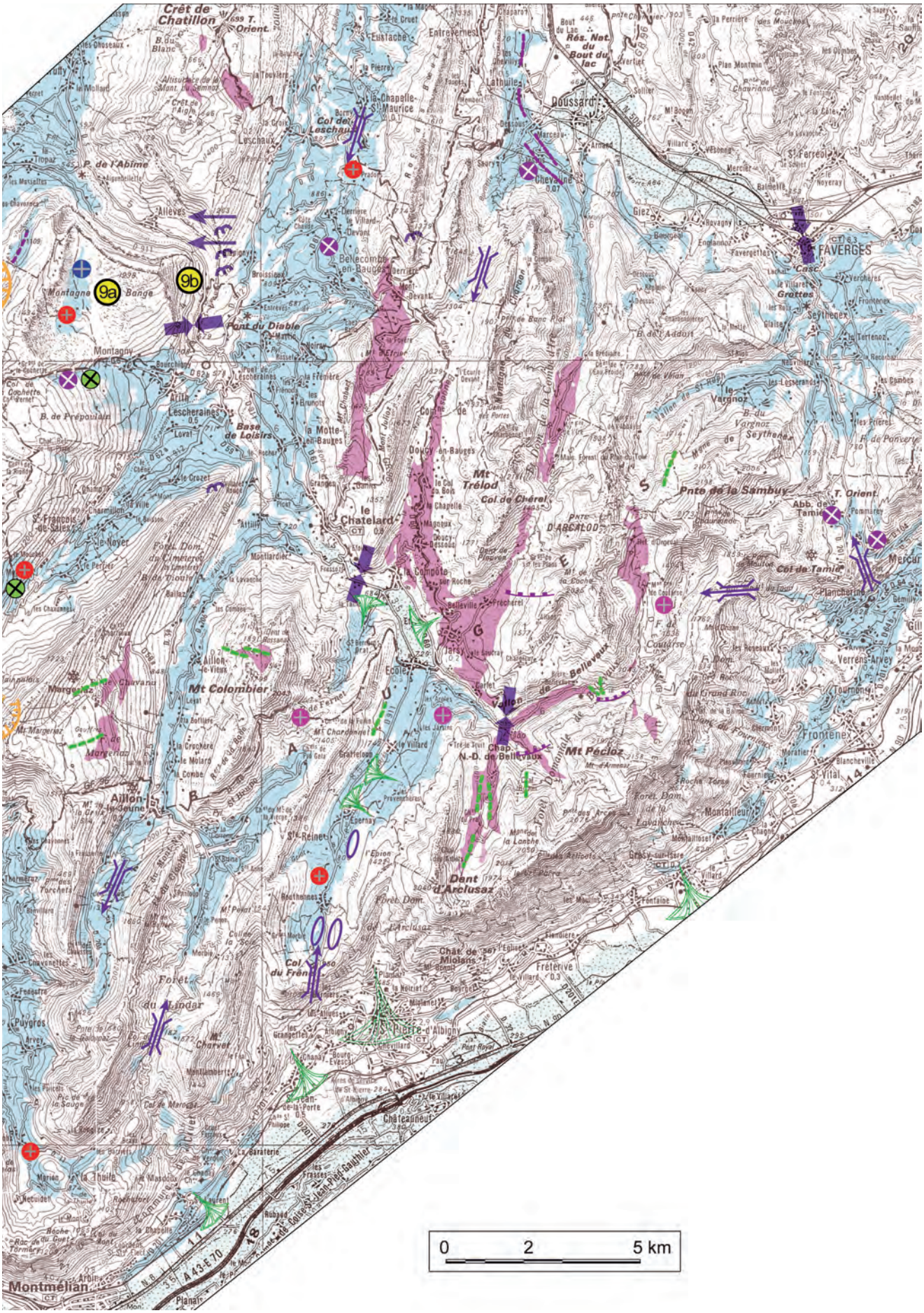


Fig. 4. 22 - Carte générale des formations superficielles quaternaires en Bauge. Localisation des blocs erratiques cristallins et des dépôts morainiques allochtones.


Crêt de Chatillon
699 T. Orient.
Eustache
Entrevernes
Rés. Nat. du Bout du lac
Doussard
Lathuile
la Chapelle-St-Maurice
Col de Leschaux
Leschaux
P. de l'Abîme
Chevaline
St-Ferréol
Giez
FAVERGES
Casc
Grottes
Seythenex
Alèves
Bellecombe-en-Bauges
9a
9b
Montagne Bange
Pont du Diable
Montagny
Bourchigny
Lescheraines
Base de Loisirs
la Motte-en-Bauges
B. de Prépoulain
B. de l'Adret
le Varignoz
Mt Trélod
Col de Chérel
Pnte de la Sambuy
T. Orient.
Abb. de Tamié
Col de Tamié
le Chatelard
la Compote
Pnte d'Arcalod
Mt Colombier
Aillon-le-Vieux
Aillon-le-Jeune
Mt Pécloz
Chap. N.-D. de Bellevaux
Dent d'Arclusaz
Col du Frêne
Pierre-d'Albigny
Châteauneuf
Montmélian
A43-E70
0 2 5 km

buée au courant diffluant issu du col du Haut du Four (haut-Chéran), une moraine locale à galets exogènes, attribuée à une langue glaciaire locale issue du haut-Chéran (l'origine du col du Frêne n'étant pas exclue). Or, entre les deux formations, s'est développé un paléosol (non décrit par les auteurs) permettant de penser que la moraine iséroise correspondrait à un épisode ancien du Würm et la moraine autochtone à un épisode plus tardif caractérisé par un englacement local ***(fig. 4. 23)***.

Du point de vue géomorphologique, la vallée d'Épernay qui s'étend au nord du col du Frêne jusqu'à Ecole est une vallée large à fond plat dont le gabarit est totalement disproportionné en regard des compétences du ruisseau des Grands Prés qui draine ce petit bassin versant (Revil et Combaz, 1913). Seule l'action érosive de cette large diffluence iséroise est responsable de cette morphologie.

• ***Les Bauges du sud-ouest et occidentales***

- Dans la vallée du Noyer et le bassin de Lescheraines

Dans la vallée du Noyer, la couverture morainique à éléments alpins est bien présente et quelques lambeaux sont conservés jusqu'à 1 250 m d'altitude. Ils se localisent au nord du col de Plainpalais, dans le bassin du Ruisseau de Saint-François.

Plus en amont, des placages de moraine de fond ont été observés autour du hameau de la Magne, jusque vers 1 200 mètres d'altitude (Revellin, 1984). En étudiant le secteur du Revard, P. Gidon (1969) avait mentionné la présence d'un lambeau de «moraine fraîche» entre 1 250 et 1 280 m d'altitude sous la Tour des Ébats, au Revard. Selon l'auteur, cette moraine, plaquée sur une pente supérieure à 30°, contenait quelques blocs cristallins enrobés dans une matrice gris-bleuâtre. Pour l'auteur, ce dépôt, conservé sur une pente aussi accusée, est nécessairement würmien. Ce dernier pense même qu'il faut relever l'altitude maximale atteinte par les glaciers alpins de cette époque à 1 280 m. Nous émettons quelques réserves concernant l'attribution de ce dépôt morainique à la glaciation würmienne ; l'altitude semble difficilement attribuable aux cotes maximales atteintes par le glacier würmien dans le val du Bourget et la vallée du Sierroz. Serait-ce un héritage de l'avant-dernière glaciation (MIS 6) ?

La retombée S-E du Semnoz dans le bassin de Lescheraines est dominée par l'escarpement méridional de la plateforme urgonienne ***(fig. 4. 24)***. Cette unité dont les escarpements dominent la cluse du Chéran est affectée par des méga-formes d'érosion glaciaire. En effet, les roches moutonnées qui tronquent la partie sommitale de l'escarpement sont encore bien préservées entre le fond de la vallée et 1 260 m d'altitude. Mais les observations *in situ* montrent que les méso-formes et les micro-formes ont disparu en raison des processus d'érosion mécanique et principalement chimique. Dans ce secteur, les taux de dissolution (en contexte interglaciaire) peuvent être assimilés à ceux des karsts montagnards (Hobléa, 1999).

Les karsts montagnards (nivo) forestiers sont réputés pour offrir les conditions optimales à la dissolution (Nicod, 1984). Selon les estimations de l'ablation spécifique obtenues sur quelques karsts urgoniens des Bauges, Bange-Prépoulain, Féclaz-Revard, Mont.Peney et Margériaz , les valeurs sont comprises entre 80 mm/ka et 105 mm/ka (Hobléa, 1999).

Nous basant sur une valeur de 100 mm/ka, il est possible d'avancer quelques valeurs de dissolution ayant affecté les calcaires urgoniens depuis le Pléistocène récent. Soit 2,5 m depuis le MIS 2 (26 000 BP), 4 m depuis le MIS 3 (50 000 – 26 000 BP), 5,5 m depuis le MIS 4 (65 000 - 50 000 BP), enfin, 15 m depuis le MIS 6. A ce mode d'érosion, il faut ajouter les processus d'érosion mécanique, principalement la cryoclastie. Ainsi en raison des processus d'érosion chimique et mécanique, les formes d'érosion d'origine glaciaire précitées peuvent être attribuées au dernier cycle glaciaire (WGM). Remarquons que nos observations relatives à l'épaisseur de glace dans le bassin de Lescheraines confirment les commentaires

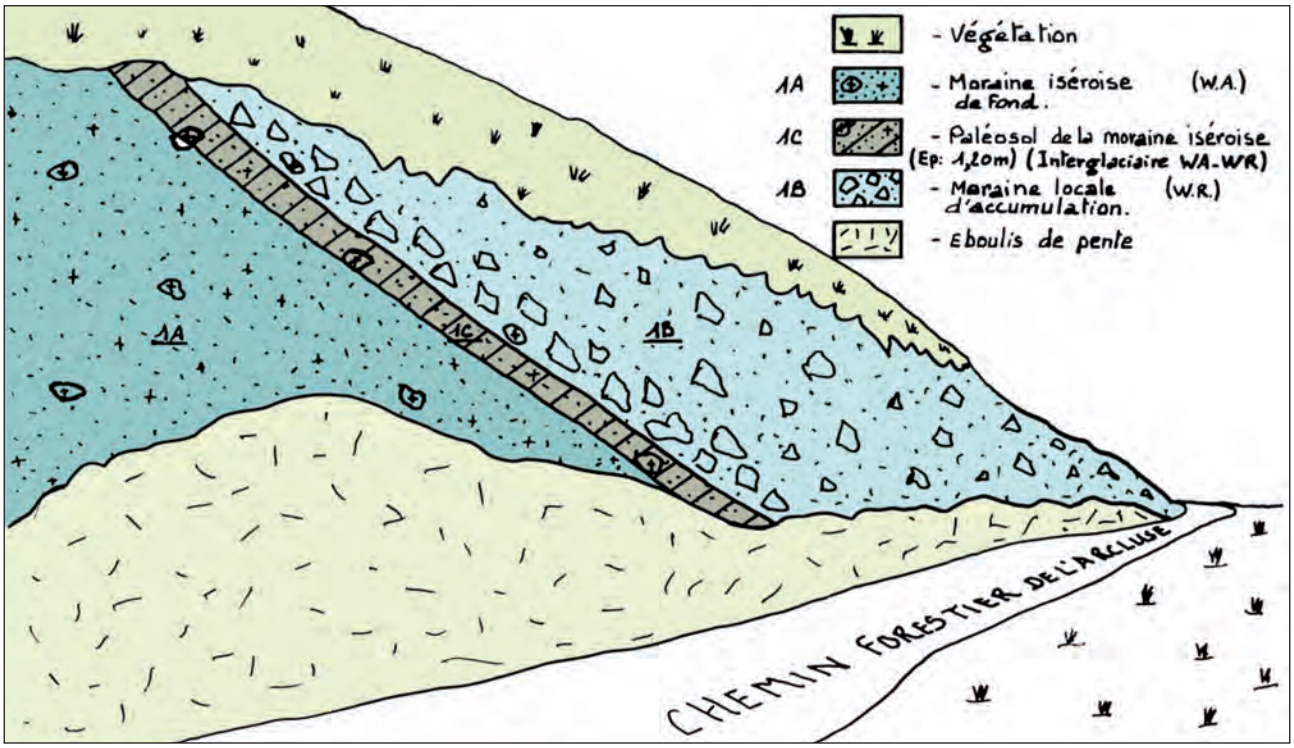


Fig. 4. 23 - Coupe du chemin de l'Arclusaz : moraine Iséroise (Würm ancien) et moraine locale (Würm récent), (Dusseau, 1992), colorisée.

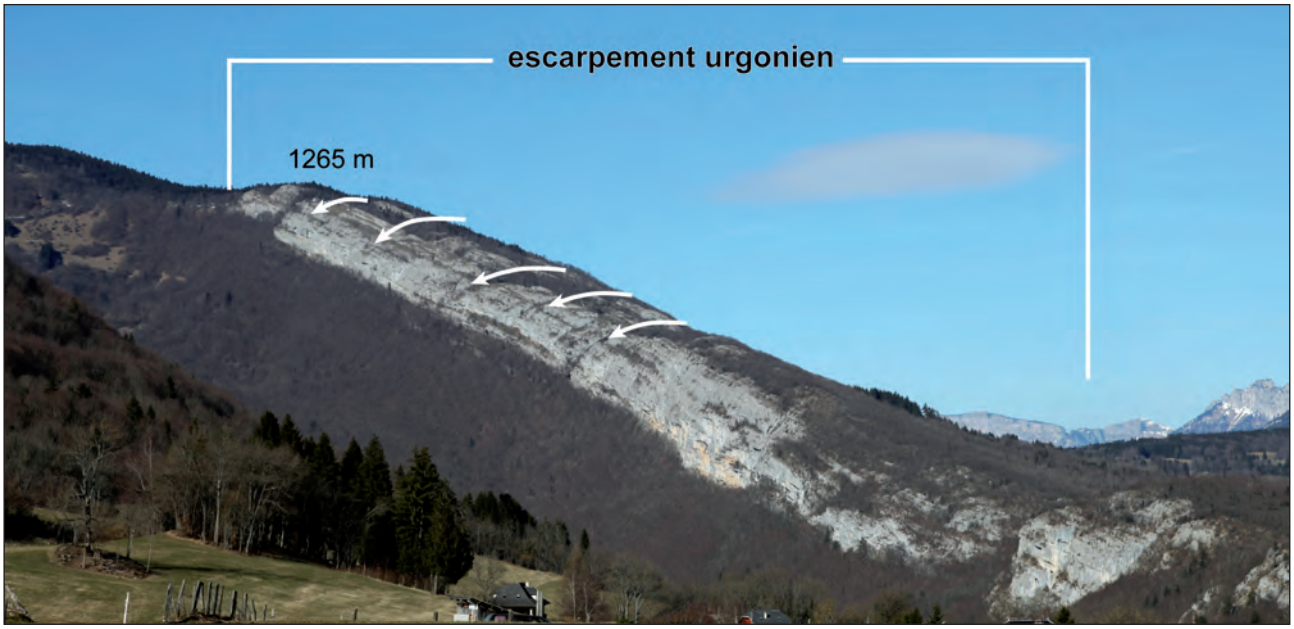


Fig. 4. 24 - Modelé glaciaire affectant l'escarpement méridional de la plateforme urgonienne au N-W du bassin de Lescheraines ; les flèches soulignent les sillons d'érosion d'origine glaciaire.

de Hollande : « *Les glaciers alpins, s'amoncelèrent au défilé de Bange jusqu'à 1 275 mètres d'altitude* » (*in* de Mortillet, 1885).

- En rive droite de la vallée du Chéran

Au sud du col de Leschaux, nous avons observé de nombreux éléments alpins. En contrebas du col, vers les villages de Bellecombe-en-Bauges, des Broissieux, de Vergains, la mo-

raine de fond apparaît à la faveur de coupes anthropiques. Outre des éléments locaux, elle renferme une forte proportion de roches basiques (diorites, gabbros, serpentines) qui ne peuvent provenir que du bassin de la Tarentaise (Combaz, 1912).

-En rive gauche de la vallée du Chéran

Le versant oriental de la montagne de Bange, et tout particulièrement la cuvette du Mariet, présente de nombreux placages morainiques (moraine de fond et till d'ablation). C'est notamment à l'est de Montagny, dans la dépression structurale située en aval du col de la Cochette, que nous avons identifié des dépôts morainiques continus jusqu'à l'altitude de 1260 m. Ces dépôts se présentent sous la forme d'une construction morainique à 1220 m d'altitude, puis d'un till d'ablation continu jusqu'à la cote de 1260 m. Le matériel, très riche en éléments alpins, suggère une origine de Tarentaise et/ou du Beaufortin. De même, sur le versant occidental de la Montagne de Bange, nous avons reconnu une abondante couverture morainique (basal till) jusqu'à 1230 m d'altitude (le Tasset). La matrice argileuse est révélée par l'incision de pistes d'exploitation forestière ; les éléments alpins sont abondants et la pétrographie (chlorites, granites, gabbros, brèches polygéniques) similaire à celle des dépôts du bassin de Lescheraines ***(fig. 4. 25)***.

4. 3. 3. 3 – Les diffluences du glacier isérois dans les Bauges

• Les apports des remplissages endokarstiques

Hobléa (1999) a cherché à identifier dans le karst des marqueurs des périodes glaciaires du Pléistocène récent. Les analyses, appliquées tout particulièrement aux remplissages contenus dans les cavités étagées de la cluse du Chéran et sur le plateau de la montagne de Bange, ont permis d'identifier l'origine des flux glaciaires ayant occupé la vallée du Chéran. Les remplissages proviennent des cavités suivantes ***(fig. 4. 26)*** :

Sur la montagne de Bange (9 a)
- Creux de la Pierre du Frère (paléo-drain phréatique à pente faible, colmaté à ses deux extrémités, accessible par un regard en puits de 10 m s'ouvrant à 1160 m)
- Trou des Casses (perte active recueillant les eaux de la dalle urgonienne de la montagne de Bange au niveau de la cuvette du Mariet, 990 m).

Dans la cluse en rive gauche du Chéran, versant montagne de Bange (9 b)
- Grotte des Rochettes (paléo-drain subhorizontal perché dans le Valanginien à 885 m d'altitude, soit plus de 300 m au-dessus de l'actuelle émergence de Bourbouillon)
- Grotte de Prérouge (580 m, vaste réseau actif derrière l'émergence actuelle des eaux de l'aquifère urgonien de Bange-Prépoulain, comprenant des niveaux de galeries légèrement perchés).

Dans la cluse en rive droite du Chéran, versant Semnoz
- Grottes de Bange à 680 et 690 m d'altitude (paléo-exutoires formant un double regard incliné convergeant sur la zone noyée du réseau de Bange, l'Eau-Morte qui draine l'urgonien du massif du Semnoz).
- Grotte des Templiers (660 m, paléo-drain phréatique perché, abondamment concrétionné, recoupé par la falaise, plongeant vers le réseau de l'Eau-Morte mais colmaté).

Les remplissages de ces cavités, organisés en «séquences d'assèchement» classiques (galets, graviers, sables, varves), sont marqués par la présence de galets présentant une forte proportion de matériel allochtone (cristallin) dans les cavités les plus basses (galerie des Galets dans Prérouge notamment). Mais des restes de cristallin, plus altérés, se retrouvent dans les remplissages des cavités perchées, jusque dans la Pierre du Frère (1160 m). La transgression glaciaire allochtone a laissé des traces à la surface du synclinal de Bange puisque les bords du lac du Mariet sont parsemés de blocs erratiques (chlorites, granites). La présence de ce lac et de la zone humide qui l'entoure implique celle d'un placage morainique (basal till).
La confrontation des spectres des minéraux

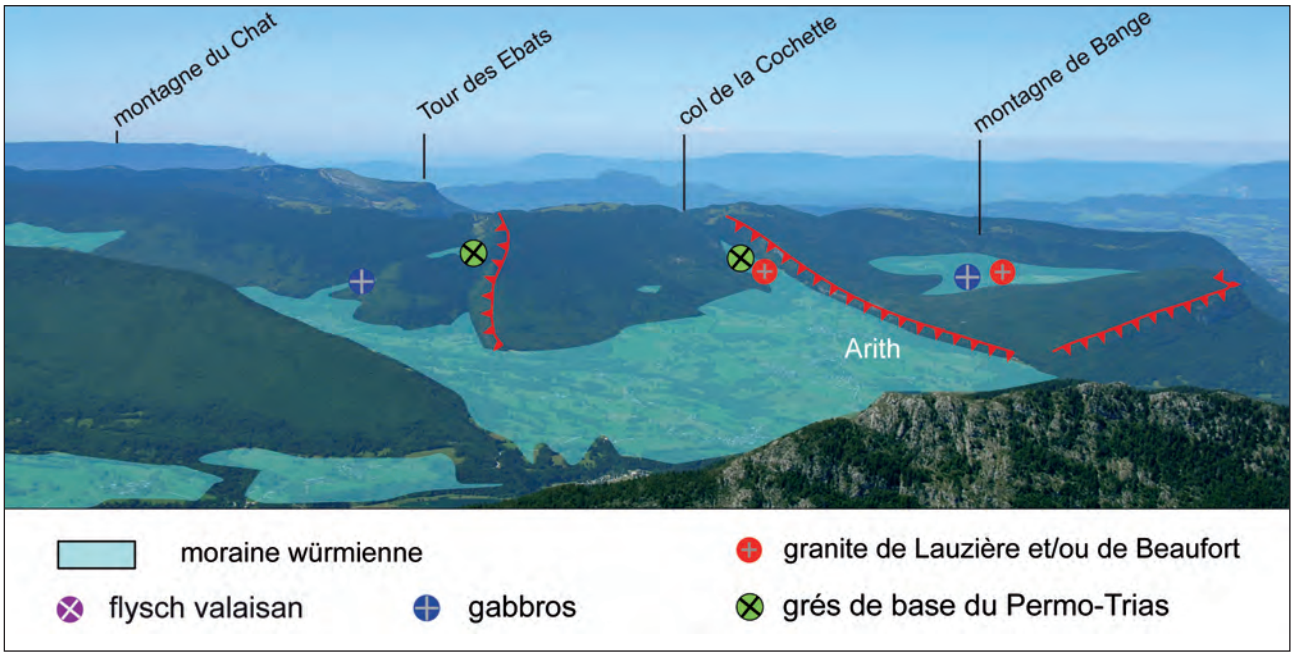


Fig. 4. 25 – La montagne de Bange et la vallée du Noyer : localisation des formations superficielles d'origine glaciaire et des blocs erratiques attribués au WGM.

Minéraux Site / auteurs	Ép.	Grt.	Glp.	Hnbl.	Trm. Zir.	Stt. Dist.	Sph..Rt	Div.
Trou des Casses (9 a), (Hobléa)	3%	27%	5%	17%	40%	3%	5%	
Pierre des Frères (9 a), (Hobléa)	10%	30%	2%	20%	25%	5%	5%	3%
Isère (ce travail)	25%	13%	5%	44%	10%	1%	2%	
Isère (Vivian et Ricq)	25%	18%	8%	35%	7%	3%	2%	2%
Isère (hobléa)	25%	19%	7%	39%	5%	2%	3%	

Fig. 4. 26 - Tableau : cortèges des minéraux lourds de la moraine würmienne des Bauges et iséroise (Vivian et Ricq, 1966 ; Hobléa, 1999 ; ce travail)

lourds échantillonnés dans les cavités montre la richesse des remplissages en minéraux alpins fragiles : hornblendes vertes, et surtout glaucophanes dont la présence démontre l'origine interne des dépôts. De plus, la glaucophane est présente dans la grotte des Templiers en rive droite du Chéran (en plus faible proportion). Le spectre des minéraux lourds confirme ainsi l'origine iséroise du flux glaciaire qui s'écoulait depuis la haute vallée du Chéran, par les cols du Frêne et du Haut du Four ***(fig.4. 25)***.

• Interprétation des flux allochtones

L'interprétation des dépôts allochtones et des formes d'érosion glaciaire nous permet de proposer une paléogéographie des diffluences iséroises dans les Bauges orientales. On peut estimer que la diffluence dans la vallée d'Épernay présentait une épaisseur de glace de 500 m sur le col du Frêne. Ainsi, un puissant flux glaciaire empruntait la vallée du Chéran entre École et la sortie de la cluse du Chéran, il était principalement composé de glaces allochtones issues des diffluences des cols du Frêne et du Haut du Four ***(fig. 4. 27 et fig. 4. 28)***. Au sud du col du Frêne, toutes les crêtes situées entre le Mont Pelat (1543 m) et le Mont Chardonnet (1405 m) étaient débordées par le flux isérois issu du col du Frêne (950 m). Le courant de glace qui s'insinuait par le col de la Scia (1358 m) et le col du Lindar (1187 m) pénétrait ensuite dans la vallée des Aillons, occupée par un flux s'écoulant à contre pente en direction du col des Prés (1135 m).

La reconstitution paléogéographique, en phase avec les interprétations de Zamolo (1980), montre que les glaces iséroises ont atteint, dans la région de Chambéry, une altitude maximale d'environ 1200 m. Cette cote implique nécessairement un débordement du glacier par les cols de Plainpalais et des Prés. Cette hypothèse est de plus confirmée par la présence de moraines à éléments cristallins au col des Prés (1135 m). La vallée du Noyer, située au nord du col de Plainpalais (1173 m), aurait été, pour Zamolo (1980), le siège d'une diffluence du glacier alpin à l'intérieur des Bauges depuis le bassin chambérien. Cependant, nos observations dans la vallée du Noyer, notamment dans le bassin de Lescheraines et sur le versant oriental de la montagne de Bange, permettent plutôt d'envisager un courant glaciaire d'origine iséroise remontant la vallée du Noyer ; le contact avec les glaces occupant la cluse de Chambéry s'effectuant vraisemblablement au niveau du col de Plainpalais.

Dans les Bauges centrales, le flux principal qui s'écoulait depuis le col du Frêne, recevait en rive droite les apports isérois de la cluse d'Annecy par les diffluences du col de Bornette (1304 m) et surtout du col de Leschaux (897 m). Depuis le bassin de Lescheraines, le courant principal était canalisé par la cluse du Chéran puis débouchait dans le bassin molassique ***(fig. 4. 28)***.

• Quantification des flux issus de Tarentaise en regard du massif subalpin des Bauges et des cluses d'Annecy et de Chambéry

En s'appuyant sur une reconstitution paléogéographique précise et sur les reconnaissances pétrographiques macroscopiques et microscopiques, nous avons tenté de préciser les proportions à attribuer aux diffluences du glacier issu de Tarentaise dans les grandes cluses et dans le massif des Bauges. Ainsi, depuis Albertville, on peut envisager plusieurs digitations du glacier drainant la Tarentaise. Nous proposons à titre d'hypothèse la répartition suivante :

- 25 % par les diffluences du col de Tamié et la cluse de Faverges
- 5 % par le col du Haut du Four
- 25 % par le col du Frêne
- 45 % par la cluse de Chambéry

• Le glaciaire autochtone

C'est dans le haut Chéran que l'englacement autochtone s'est le mieux développé. A la faveur des altitudes élevées, les glaciers ont occupé les combes synclinales à l'exemple du vallon de l'Arclusaz. Ce glacier modeste ne s'est pas opposé aux diffluences iséroises et s'est écoulé parallèlement aux glaces d'origine alpine plus puissantes ***(fig. 4. 28)***.
Dans les Bauges orientales, tous les auteurs sont unanimes pour concevoir un glacier occupant le plateau sommital du Margériaz, comme en témoigne le biseautage du crêt urgonien de la Montagne de la Balme qui présente tous les aspects d'une muraille frétée sous-jacente (Tanitte, 1969).
En ce qui concerne l'englacement würmien autochtone des Bauges méridionales, Hobléa envisage « *la présence sur le plateau du Revard d'une calotte s'écoulant vers le nord en direction de Lescheraines et au sud vers les Déserts*». Hypothèse difficile à imaginer en l'absence de construc-

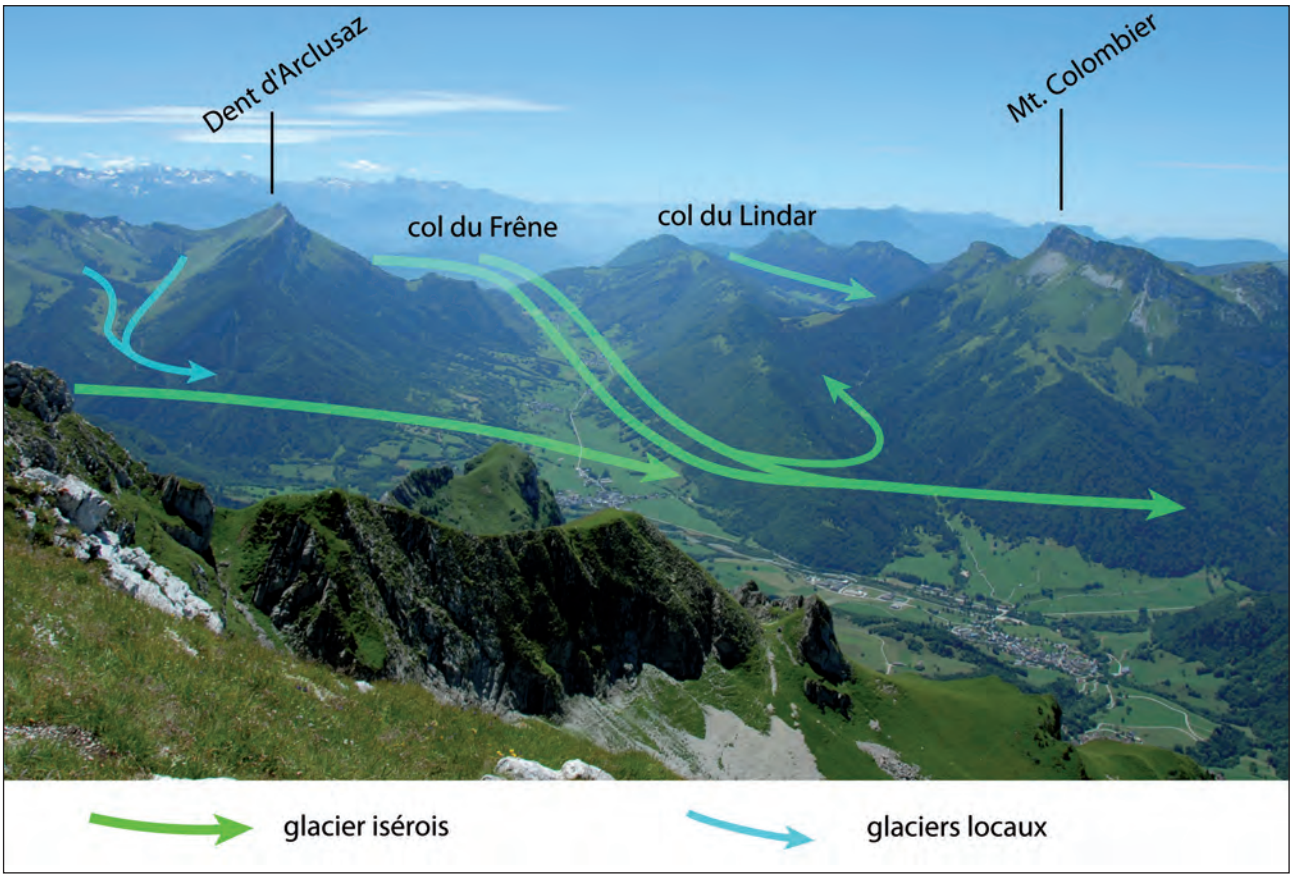


Fig. 4. 27 – La vallée du Chéran, les cols du Frêne et du Lindar ; reconstitution des principaux flux isérois. La flèche verte de gauche figure le flux isérois issu du col du Haut du Four.

tions morainiques frontales. De plus, l'altitude du plateau du Revard (1300 – 1400 m) se situe à proximité de la LEG calculée. En revanche, le biseautage du crêt urgonien localisé entre le Mont Revard et le Nivolet présente bien une morphologie résultant de l'action d'une calotte glaciaire autochtone (Tanitte, 1969). Cependant, celle-ci pourrait être héritée d'une glaciation plus ancienne.

Conclusion sur le massif des Bauges

La morphologie structurale très ouverte des Bauges a été propice à la mise en place de puissantes diffluences du glacier isérois. En effet, la présence de nombreux cols recoupant le rebord subalpin du massif des Bauges, associée aux altitudes atteintes par les glaces iséroises dans le Grésivaudan, a largement favorisé la pénétration du glacier isérois dans les vallées baujues. Les données pétrographiques démontrent que le flux principal drainé par la vallée du Chéran, s'écoulait depuis le col du Frêne vers le piémont molassique. Ainsi, c'est une dynamique passive qui caractérisait le massif des Bauges ; il a été traversé d'est en ouest par les glaces issues des bassins de la Tarentaise et du Beaufortin. Dans le bassin de Lescheraines, le flux isérois recevait les apports de la diffluence du col de Leschaux depuis la cluse d'Annecy.
Malgré tout, un englacement autochtone s'est mis en place sur les hauts reliefs du haut Chéran, et sur les sommets les plus élevés, notamment le versant NW du Margériaz.

4. 3. 4 –Le massif de la Chartreuse

Contrairement au massif des Bauges, la Chartreuse était un massif isolé et beaucoup plus en retrait des grandes zones d'accumulation du complexe glaciaire isérois. De ce fait, la surface du glacier alpin en contact avec le massif de la Chartreuse se trouvait déprimée en comparaison avec sa position au contact du massif des Bauges.

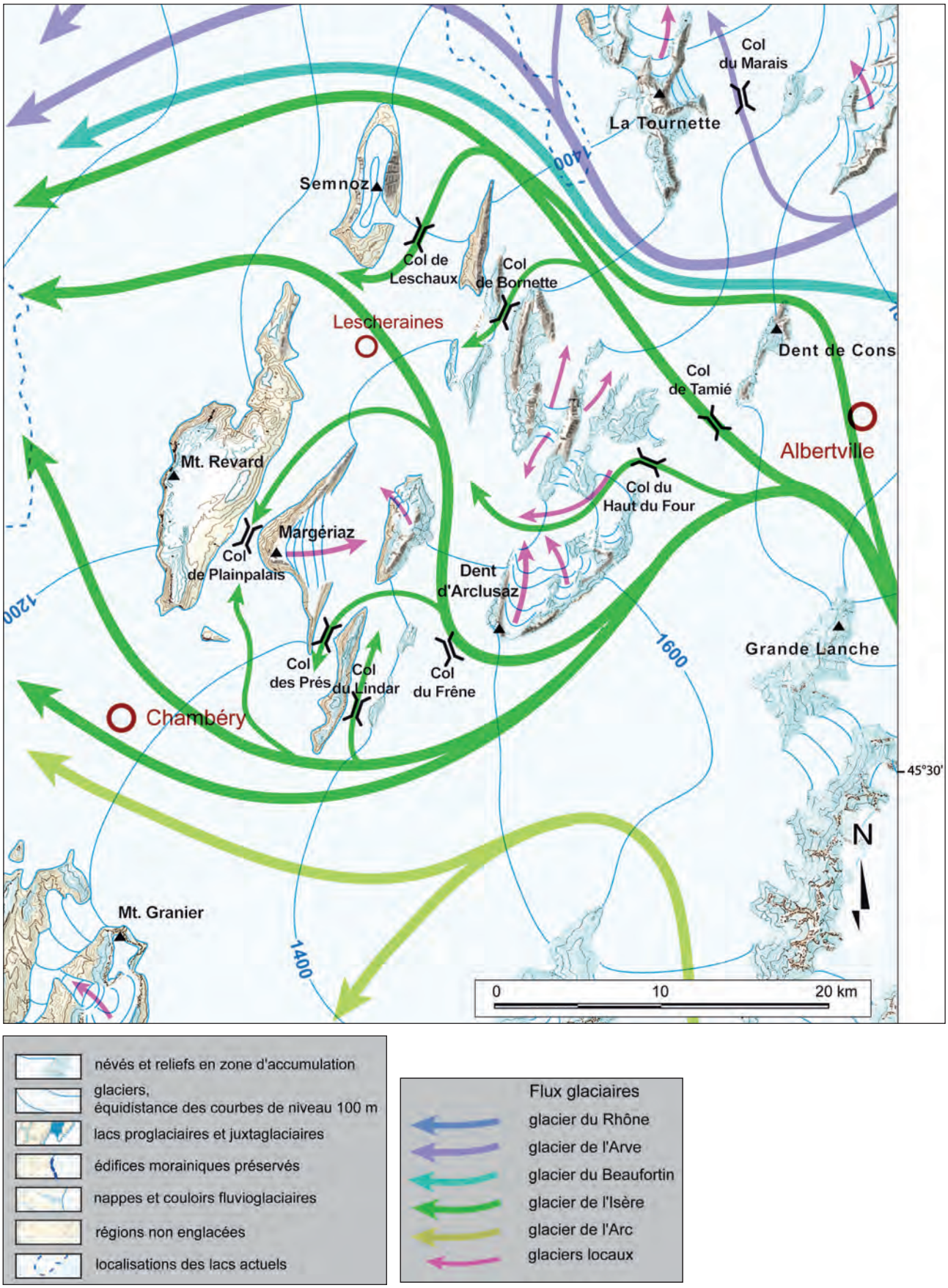


Fig. 4. 28 - Carte paléogéographique du glacier isérois et du massif des Bauges, interprétation des flux glaciaires locaux et allochtones au WGM à partir des données de Revil (1913), Nicoud (1973), Hobléa (1986), Dusseau (1992), Doudoux et al. (1999) et ce travail.

Les glaces issues des glaciers de l'Isère et de l'Arc ont encerclé le massif de la Chartreuse. Sur le versant occidental, les glaces iséroises empruntaient le val de Couz et alimentaient les bassins des Échelles et de Saint-Laurent du Pont, rejoignant le glacier isérois du Grésivaudan dans l'ombilic de Moirans ; le contact glaciaire s'effectuait au niveau du col de la Placette (587 m).
Aujourd'hui encore, la controverse porte essentiellement sur la puissance des diffluences du glacier alpin au maximum du Würm dans le massif de la Chartreuse. À l'instar du massif des Bauges, la mise en place des diffluences est étroitement liée à l'altitude atteinte par les glaces alpines iséroises. Une attention particulière doit être apportée au dispositif structural cloisonné du massif qui n'a pas favorisé la pénétration des diverticules de glaces alpines.
Le centre du massif est caractérisé par deux vastes dépressions, les bassins de Saint-Pierre-d'Entremont (641 m) au nord et de Saint-Pierre-de-Chartreuse (800 m) au sud. Pendant les épisodes glaciaires du Quaternaire, ce dispositif structural a généré une « dynamique glaciaire passive», caractérisée par l'incursion des glaces iséroises dans le massif de la Chartreuse par le biais des dépressions topographiques et notamment les faiblesses topographiques constituées par les gorges du Guiers Vif et du Guiers Mort. Celles-ci ont pu servir de gouttières d'épanchement aux glaces qui s'écoulaient par le val de Couz et la cuvette de Saint-Laurent-du-Pont.

4. 3. 4. 1 – Le glaciaire autochtone et allochtone.

Une première interprétation envisageait que les glaciers locaux occupaient une place limitée (Blache, 1931 ; Blanchard, 1938 ; Bravard, 1958). Mais ces premières interprétations des glaciations autochtones en Chartreuse ont progressivement été remises en cause au début des années 1980. Le terrain est abordé selon une approche dynamique qui se substitue peu à peu aux études de géomorphologie structuraliste plus anciennes. Cette nouvelle conception des événements a eu une double conséquence : d'une part, elle a permis de revoir l'organisation du système glaciaire de la Chartreuse dans son ensemble et, d'autre part, d'affirmer la prépondérance des glaciers locaux dans les reconstitutions paléogéographiques quaternaires de ce massif. A partir de ce schéma, les auteurs ont abouti à deux modèles distincts d'extension des glaces : l'un est basé sur une confluence généralisée des glaciers locaux dans les bassins des deux Guiers, l'autre propose un système de glaciers locaux individualisés dans leur bassin versant.

Nos observations limitées au bassin versant du Guiers Vif, nous permettent de corréler la première hypothèse aux stades d'englacement du Pléistocène moyen et de valider la seconde pour le WGM. Ainsi, ces glaciers locaux se présentaient sous la forme de calottes glaciaires recouvrant la série des hauts plateaux de la bordure orientale (du Mont Granier à la Dent de Crolles), ainsi que les surfaces d'altitude de la Grande Sure débordant par les «cirques» de la Plagne et de Saint Même ; les langues glaciaires émissaires se déversaient en direction des bassins correspondants. (Epernay, Saint-Pierre-d'Entremont et Saint-Pierre-de-Chartreuse), (Lismonde et Delannoy, 1990).

4. 3. 4. 2 – Les diffluences du glacier alpin dans le massif de la Chartreuse

• Les gorges du Guiers Vif et du Guiers Mort

Comme nous l'avons vu, l'organisation structurale du massif de la Chartreuse est caractérisée par les gorges profondes du Guiers Vif et du Guiers Mort ouvertes à l'ouest, qui recoupent le relief de façon transversale. Plusieurs témoins géomorphologiques plaident pour un écoulement des glaces iséroises à contresens des gorges précitées (Lismonde et Delannoy, 1990 ; Gidon, 1994). En effet, au WGM, les gorges du Guiers Vif et du Guiers Mort étaient occupées par les glaces alpines qui remontaient respectivement vers les bassins de Saint-Pierre-d'Entremont et de Saint-Pierre-de-Chartreuse ***(fig. 4. 29).***
L'abondance de la couverture morainique à éléments alpins reconnus jusqu'à Saint Pierre

d'Entremont conforte cette hypothèse et démontre bien ce fonctionnement. D'après Lismonde et Delannoy (1990), lors des maxima glaciaires, la langue glaciaire alpine qui empruntait le val de Couz, aurait occupé l'entrée des gorges du Guiers Vif en atteignant le village de la Ruchère, comme en témoigne la formation morainique à matériel alpin de la Ruchère (1140 m). Cependant, cette formation morainique semble appartenir à un épisode glaciaire anté-wurmien (MIS 6 ?) en raison de son altitude élevée. En effet le glacier isérois a difflué dans le val de Couz à l'altitude maximale de 1250 m en contact avec l'épaule nord du Mont Grèle. Perdant rapidement de l'altitude, en raison de la contre-pente du substratum générée par le col de Couz et l'étroitesse du val de Couz, la surface du glacier dans le bassin des Echelles n'a probablement pas dépassé l'altitude de 1000 m. Cette approche suggère que le glacier du WGM aurait difflué en contrebas de la moraine de la Ruchère ; la langue glaciaire dépassant difficilement le verrou du Château. L'existence de lacs d'obturation glaciaire est démontrée par la présence des dépôts glacio-lacustres dans les gorges du Guiers Vif et du Guiers Mort (Lismonde et Delannoy, 1990 ; Gidon, 1994 ; Le Darz, non publié), ***(fig. 4. 30)***. Ces derniers montrent que les glaces alpines qui ont pénétré dans les gorges ont déterminé des lacs d'obturation jusqu'à la cote 850 m dans la vallée du Guiers Vif et 800 m dans la vallée du Guiers Mort.

• ***Le col du Granier***

Malgré la carence relative en édifices morainiques construits, on retrouve la trace de pénétrations du glacier isérois autour des cols d'altitude relativement peu élevée, notamment au col du Granier.
En effet, sans pour autant revenir à la paléogéographie du glacier isérois dans la cluse de Chambéry, notre reconstitution suggère que le glacier a atteint une altitude proche de 1300 m au niveau de l'ensellement du col du Granier. En ce qui concerne le col de la Cluse, il ne semble pas avoir servi d'exutoire aux eaux de fonte de la langue du Granier, comme le suggéraient Blache (1931) et Bravard (1958). En regard des témoins géomorphologiques hérités de la diffluence du col du Granier, le col de la Cluse est trop distant. Du point de vue géomorphologique, nous mentionnerons les observations effectuées au sud de l'ensellement du col du Granier où le matériel alpin est bien représenté. En rive droite du bassin de Tencovaz, le till d'ablation est abondant jusqu'à 1200 m d'altitude.
En rive gauche, la présence de plusieurs cordons morainiques, à pérographie alpine, au niveau du village de Tencovaz, étagés entre les altitudes de 1000 et 1150 m ***(fig. 4. 31)***, suggère plu-

Fig. 4. 29 - Carte générale des formations quaternaires autochtones et allochtones en Chartreuse. Localisation des blocs cristallins et des dépôts morainiques d'origine alpine.

N
St-Albin-de-Vaulserre
St-Béron
St-Buell
Merlas
les Échelles
Entre-deux-Guiers
Miribel-les-Échelles
St-Laurent-du-Pont
Pas du Frou
Gorges du Guiers Vif
Gorges du Guiers Mort
Cirque de St-Même
Couvent de la Grde Chartreuse
Belv. des Sangles
St-Pierre-de-Chartreuse
Charmant Som
Col du Granier
Commune d'Apremont
Station du Granier
Comm. de Chapareillaz
le Touvet
la Terrasse
Comm. de St-Hilaire
Bec du Margain
Grolles
Froges
Bernin
ISMIER
St-Nazaire-les-Eymes
VILLARD-BONNOT
Crx de Revollat
Montbonnot-St-Martin
Corenc
COL DE MEYLAN
DOMÈNE
Fontanil-Cornillon
Proveysieux
ST-EGRÈVE
Fort du St-Eynard
le Sappey-en-Chartreuse
LA TRONCHE
ST-MARTIN-LE-VINOUX
0
10 km

Fig. 4. 30 – Sédimentation glacio-lacustre dans les gorges du Guiers Mort, témoins de lacs d'obturation glaciaire (© Gidon, 2002).

sieurs phases d'englacement allochtones de ce bassin. Cependant certains édifices morainiques sont probablement hérités d'une glaciation antéwürmienne. Aucun vallum morainique frontal contemporain de la diffluence du col du Granier n'est identifié.

Une diffluence alpine aurait donc emprunté l'ensellement du Granier au maximum würmien, comme le suggère l'hypothèse maximaliste de Gidon (1994, 2002). En effet, cette dernière reconstitution tient compte des profils d'écoulement du glacier : ce fait est suffisamment rare chez les auteurs qui se sont succédés pour être mentionné. Cependant, nous devons intégrer sa reconstitution avec prudence, car elle conçoit une limite altitudinale des glaces alpines plus élevée (1400 m) que celle que nous proposons ***(fig. 4. 32)***. En effet, l'auteur représente deux diffluences alpines : l'une se déversant par le col du Granier en direction du bassin de Saint-Pierre-d'Entremont et la seconde par le col du Mollard (1320m) vers le village du Désert. Or, selon notre reconstitution paléogéographique du glacier alpin, le col du Mollard (1320 m) ne semble pas avoir été franchi par le glacier würmien**.**

Nous avons vu que la surface du glacier alpin au niveau de la diffluence du col du Granier a atteint 1300 m d'altitude. Celle-ci correspond à l'altitude moyenne de la LEG du glacier alpin définie *infra*. À ce propos, Chardon (1982) s'était intéressé à la LEG en Chartreuse et considérait qu'elle était proche de 1300 m d'altitude : «*pendant les grandes phases glaciaires, la limite des neiges permanentes se situait (...) sans doute vers 1300 mètres en Chartreuse*». Cette hypothèse est confirmée par les travaux récents de Le Darz (non publié) qui situe la position de la ligne d'équilibre glaciaire d'un appareil autochtone, d'exposition nord, à 1250 ± 50 m d'altitude.

La proximité de la LEG du diverticule débordant par le col du Granier lui confère un débit de glace optimal malgré une épaisseur de glace d'environ 160 m compensée par une largeur d'environ 1,4 km. De ce fait, et en raison de l'absence de vallums morainiques frontaux bien marqués, nous partageons l'hypothèse de Gidon (communication personnelle) selon laquelle la langue glaciaire venait mourir dans le lac d'obturation qui occupait la vallée du Guiers Vif ***(cf. carte de Gidon, § II. 2. 3).***

Conclusion sur le massif de la Chartreuse

Au WGM, la Chartreuse a subi un fort englacement, le système glaciaire a fonctionné selon une double dynamique :

• une dynamique passive caractérisée par la pénétration des glaces alpines dans le massif ;

• une dynamique active assurée par des accumulations de glaces autochtones sur les hauts reliefs. Chaque appareil glaciaire constituait un système bien individualisé sans coalescence généralisée.

L'étude du glaciaire allochtone en Chartreuse au WGM démontre que seul le glacier de la Combe de Savoie de Maurienne (Arc, *s.s.*) s'écoulait de part et d'autre du massif. Le glacier a pénétré à l'intérieur du massif à la faveur de plusieurs dépressions structurales :

• au nord, le glacier a difflué par le col du Granier, la langue glaciaire atteignant probablement le lac d'obturation qui occupait la vallée du Guiers Vif jusqu'à la cote 850 m ;

• sur la façade occidentale du massif de la Chartreuse, les gorges du Guiers Vif et du Guiers Mort ont été envahies par les glaces alpines, d'où la formation de lacs d'obturation dans chacun des bassins de Saint-Pierre-d'Entremont et de Saint-Pierre-de-Chartreuse.

4. 3. 5 - Le massif du Vercors

A l'instar des massifs préalpins mentionnés précédemment, situés plus au nord, plusieurs zones du Vercors ont permis le développement d'appareils glaciaires au Quaternaire récent. Les glaciers se sont développés soit à l'extérieur du

Fig. 4. 31 – Cordon morainique latéral gauche déposé par la langue diffluente du col du Granier au village de Tencovaz (© Le Darz).

Fig. 4. 32 - Carte paléogéographique du glacier isérois et du massif de la Chartreuse, interprétation des diffluences du glacier isérois dans le massif de la Chartreuse au WGM.

massif sur la retombée orientale, soit à l'intérieur du massif sur les reliefs septentrionaux, méridionaux et sur les hauts plateaux orientaux.
Le Vercors est un massif très étudié tant pour ses réseaux karstiques (Delannoy, 1981, 1997) que pour ses témoins glaciaires : les observations topographiques couplées à l'étude des héritages glaciaires et karstiques ont permis de définir divers types de glaciers et de mesurer leurs incidences morphologiques dans le massif (Monjuvent, 1978 ; Chardon, 1980 ; Marnezy, 1980).
Compte-tenu de l'altitude moyenne du Vercors (1 200 m), les glaciers locaux ont pu se développer mais leur extension est restée limitée. Dans ce massif, les dispositifs topographiques variés ont engendré trois grands types de glaciers au Quaternaire : des glaciers de calotte, des glaciers de vallée, réduits, et des glaciers de cirque (Delannoy, 1981, 1997).

Les calottes glaciaires se sont développées sur les hauts reliefs peu accidentés à pentes faibles. Ainsi, les plateaux de Gève, du Sornin, de Fond d'Urle et les hauts plateaux ont été recouverts par des calottes lors des maxima froids du Pléistocène. Ces glaces débordaient alors sur les flancs de ces hauts reliefs et émettaient des langues glaciaires (Delannoy, 1997).
Outre les glaciers de calotte, le massif du Vercors comptait parmi ses appareils majeurs deux glaciers de vallées : à l'extrémité nord, les glaciers de Mortier-Achard et du Moucherotte ; à l'extrémité sud le glacier de la haute Vernaison. Ces glaciers se sont écoulés dans les terrains meubles (molasse, marnes) des dépressions synclinales qu'ils ont pu façonner en auge glaciaire ; les accumulations morainiques sont donc importantes (vallum frontal d'Autrans et épandages morainiques de la Chapelle en Vercors).

En revanche, les appareils glaciaires présents sur les rebords extérieurs du massif ont, quant à eux, rencontré les flux alpins au cours des périodes d'englacement paroxysmales.
Dans le Vercors, les auteurs estiment que l'abaissement général de la température durant les maxima glaciaires s'est traduit par un abaissement de la limite des neiges permanentes entre 1200 et 1500 m, en fonction de l'exposition des reliefs et de l'ampleur du refroidissement. Dans son étude géomorphologique du Vercors méridional, Marnezy (1980) a cherché à estimer précisément l'altitude de la ligne d'équilibre glaciaire pour chacune des péjorations climatiques pléistocènes. Ainsi, pour le Quaternaire récent (WGM), il avance une altitude de 1300 et 1350 m.

• Les diffluences du glacier alpin dans le massif du Vercors

A l'intérieur du massif du Vercors, l'extension des glaces locales n'a pas été contrainte par les diffluences alpines au Quaternaire récent. De ce fait, l'englacement autochtone du Vercors a pu s'exprimer indépendamment des glaces d'origine alpine. Les glaciers alpins ont contourné les parties septentrionales et orientales du massif.

Dans la partie nord occidentale, la diffluence du glacier isérois dans le val de Lans est reconnue par de nombreux auteurs (Monjuvent, 1978 ; Chardon, 1980 ; Marnezy, 1980 ; Delannoy 1981, 1997). Il s'agit en fait du glacier de la Romanche *(s.s.)* ***(cf. § IV. A. 2. 3. 2)***, qui occupait la rive gauche de la cluse de Voreppe et diffluait sur le plateau des Guillets puis dans la vallée du Furon ***(fig. 4. 33)***. Au cours d'un épisode paroxysmal, la diffluence des glaces alpines dans les gorges du Furon aurait atteint le val de Lans comme en témoignent un petit vallum morainique frontal localisé à l'amont des gorges du Furon (1 000 m) et la présence de blocs erratiques de granite à l'entrée du val de Lans. Cette diffluence alimentait la Bourne, comme en témoigne le matériel cristallin (granite) présent dans la terrasse würmienne de la Bourne à son débouché dans le Royans (Delannoy, 1997). Au cours d'épisodes ultérieurs, la langue glaciaire diffluente a laissé quelques témoins morainiques comme en rive gauche du Furon, les moraines d'Engins (940 m) et en retrait de 2 km, les moraines du Fournel (950 m).
La dépression du Val de Lans et les gorges du Furon ont été occupées par un barrage glaciaire responsable de la formation d'un lac de cote variable (1 000 m - 900 m).

Conclusion sur le massif du vercors

Dans le Vercors, la topographie en hauts plateaux a été favorable au développement d'appareils locaux pendant le Quaternaire récent. L'organisation topographique du massif permet d'envisager que ce massif a été recouvert par plusieurs types de glaciers au Quaternaire récent : des glaciers de calottes et de courts glaciers de vallée. Seule la partie nord occidentale du massif a vu la mise en place d'une diffluence du glacier de la Romanche qui s'écoulait en rive gauche de la cluse de Voreppe. Cette diffluence empruntait les gorges du Furon et atteignait le val de Lans.

Conclusion sur les grandes cluses et les massifs subalpins

Cette étude a mis en évidence le rôle prépondérant des grandes cluses. Ces dépressions structurales ont été occupées par des glaciers émissaires, évacuateurs des zones d'accumulation de la partie centrale des Alpes, prolongeant ainsi les principales vallées transversales et notamment celles de la la Tarentaise et de la Maurienne en Savoie.
En raison des altitudes atteintes par la surface des glaciers du Rhône, de l'Arve et de l'Isère en zone d'accumulation (souvent sous-estimées par les auteurs), les massifs subalpins, principalement le Chablais et les Bauges, ont été envahis par les glaces alpines. Quant aux massifs de la Chartreuse et du Vercors, ils n'ont pas, ou peu, été pénétrés par les glaces allochtones alpines. Cette situation est due à deux facteurs prépondérants : (i) l'altitude élevée des crêts sommitaux et des interfluves du rebord subalpin du massif de la Chartreuse et du Vercors ; (ii) leurs situations géographiques, localisées en aval du système glaciaire alpin (zone d'ablation), dont la paléo-surface était déprimée par rapport à celle en contact avec les massifs des Bauges et du Chablais.

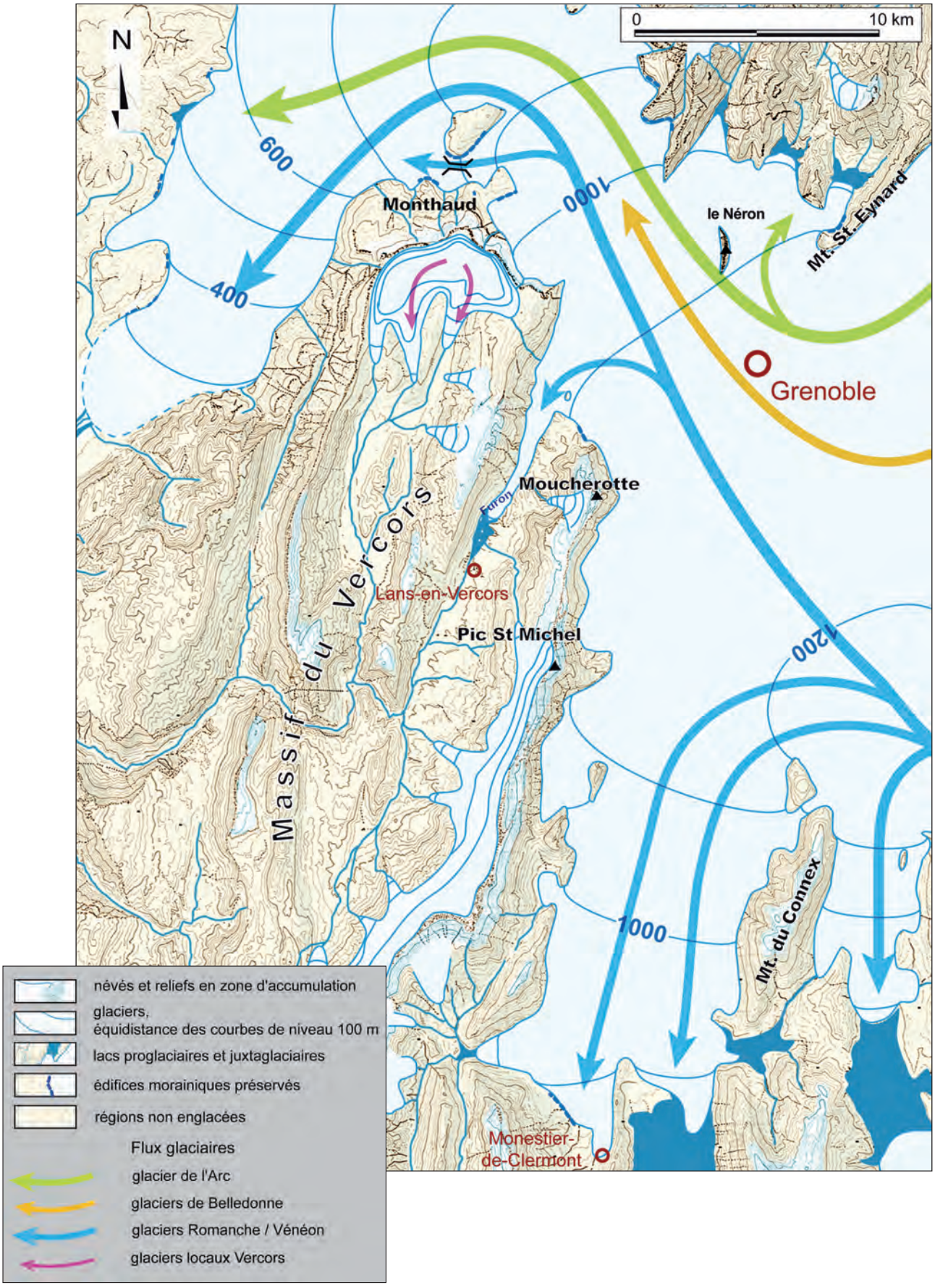


Fig. 4. 33 - Carte paléogéographique et interprétation des flux du glacier de la Romanche en contact avec le massif du Vercors au WGM

Carte paléogéographique

Suite à ce travail de reconstitution des flux au WGM, une carte paléogéographique a été élaborée. Elle est présentée en annexe à ce mémoire. Elle fait état du maximum d'extension du complexe glaciaire Rhône, Arve et Isère. Elle est issue d'une compilation de nombreux travaux publiés, dont les plus anciens remontent au XIX^{e} siècle. A la lecture de cette carte, il faut toutefois garder à l'esprit que le maximum d'extension des lobes de piémont ne s'est probablement pas produit à la même période, certains appareils atteignant leur extension paroxysmale alors que d'autres étaient déjà en retrait.

La carte a été réalisée sur la base des travaux suivants : de Charpentier (1838) ; Du Paquier (1890) ; Douxami (1902) ; Penck et Bruckner (1909) ; Nussbaum (1910) ; Revil et Combaz (1912) ; Corbin et Oulianoff, (1929,1931) ; Bourdier (1962) ; Burri (1963) ; Jâckli (1962, 1970) ; Aubert (1965) ; Monjuvent (1978) ; Campy (1982) ; Mandier (1984) ; Campy et Arn (1988) ; Lismonde et Delannoy (1990) ; Dusseau (1992) ; Buoncristiani (1997) ; Florineth et Schulchter (1998) ; K. Arn (1998) ; Gidon (1995, 2002) ; Beaudevin (2001) ; Coutterand et Buoncristiani (2006), Schlüchter et al., (2010). Notre travail basé principalement sur la reconstitution des flux glaciaires a permis de compléter et de préciser les données paléogéographiques existantes .

Carte présentée en annexe sur CD rom

Planche hors-texte - Préservation du modelé glaciaire dans le bassin versant du glacier de l'Unteraar (vue depuis le sommet du Finsterarhorn en direction du Grimselpass, Alpes bernoises, Suisse).

B - MODALITES DE LA DEGLACIATION DES ALPES NORD-OCCIDENTALES

Après le WGM, période durant laquelle les glaciers étaient totalement anastomosés et débordaient sur les piémonts, le réseau glaciaire se scinde et les grands appareils s'individualisent dans leurs vallées respectives. La déglaciation de la vallée du Rhône entre les « moraines internes » et le lac Léman n'a pas été abordée jusqu'ici dans son ensemble, hormis quelques travaux antérieurs très localisés vers l'aval (Penck et Bruckner, 1909 ; Gignoux, 1913-1914 ; Gignoux et Combaz, 1914; François, 1928 ; Viret, 1933 ; Vincienne, 1936 ; Enay, 1981). Seules les régions frontales (Mandier, 1984) et lémaniques (Arn, 1984) ont fait l'objet de synthèses détaillées, accompagnées de données chronologiques.

On doit à Campy (Campy *et al.*, 1990) la dernière interprétation qui avait conduit les auteurs à proposer les modalités de la déglaciation würmienne dans ce secteur des Alpes fondées sur la seule présence du glacier du Rhône entre le bassin lémanique et le complexe des moraines internes. Les auteurs considéraient, dans une logique inhérente au schéma traditionnel du glacier du Rhône, que la fonte de l'énorme masse glaciaire ne s'était pas réalisée sous forme d'un retrait progressif du front glaciaire depuis la zone distale jusqu'au bassin lémanique, mais sous forme d'une fonte sur place par déficit en alimentation. Cette fonte progressive aurait alors provoqué la scission de la glace en un certain nombre de culots de glace morte dont la localisation était liée à la topographie du substrat. Aujourd'hui, de nouveaux éléments permettent de remettre en cause cette hypothèse. En effet, nous avons établi **(cf. § 4)** que le lobe de piémont lyonnais était alimenté principalement par les flux issus de la cluse de Chambéry et, dans une moindre mesure, par ceux issus de la cluse d'Annecy - Faverges. Partant de ce schéma d'écoulement des glaces, on peut alors démontrer que ces puissants troncs glaciaires évacuateurs de la zone interne des Alpes (sens géographique) se sont individualisés au cours de la déglaciation, puis retirés par étapes successives.

Nous proposons dans ce chapitre de réinterpréter, puis de reconstituer les modalités de la déglaciation, depuis les premières étapes, au cours desquelles les flux étaient encore anastomosés, jusqu'aux étapes successives d'individualisation des glaciers issus des vallées du Rhône, de l'Arve, de l'Isère et de la Romanche et des grandes cluses.

Une attention particulière sera portée aux stades de retrait du Tardiglaciaire ancien de la vallée de l'Arve. Les déconnexions des principales diffluences du glacier de l'Arve et notamment celle de Megève fixeront les limites temporelles de notre étude. Ainsi, le Tardiglaciaire ne sera pas traité dans sa globalité.

Rappel sur les dépôts glaciaires et associés

Afin de faciliter la compréhension et notre démarche de reconstitution des étapes de la déglaciation, nous mentionnerons en quelques lignes les dépôts glaciaires et associés sur lesquels nous nous sommes appuyés.

• ***Les formations fluvio-glaciaires***
Ce type de formations se rencontre fréquemment sur l'Est lyonnais ; sa présence reste exceptionnelle dans les bassins des Usses-Bellegarde. Cependant, il a été étudié à Massy, où il affleure particulièrement bien à la faveur d'anciennes exploitations. Ces formations se présentent sous forme de lentilles d'extension latérale plurimétrique à décamétrique et d'épaisseur souvent plurimétrique. Le faciès est décrit plus haut ***(cf. § II. 3. 2)***.

• ***Formations glaciaires***
Entre le val du Bourget et le bassin lémanique

jusqu'à Genève, et notamment sur le plateau molassique savoyard, s'étend une couverture morainique de fond « *basal till* », en général peu épaisse (quelques mètres) et ponctuellement redoublée. Cette moraine est formée par un limon légèrement argileux sans structure, fortement surconsolidé, à galets striés et blocs relativement peu nombreux (Amberger, 1978 ; Renet et Vilain, 1984).

• ***Les formations glacio-lacustres***

Elles comprennent des sédiments grossiers deltaïques proximaux et des sédiments fins distaux :

- ***les formations deltaïques grossières***

Dans les bassins des Usses où les deltas se répartissent selon trois altitudes, les deltas les plus hauts sont théoriquement les plus anciens. Malgré tout, à Lancrans, où les faciès sont identiques à ceux du bassin des Usses, il semble, par contre, que ces deltas soient superposés, c'est-à-dire que le plus haut soit le plus récent. Ceci indiquerait alors que le niveau de l'eau a monté.

L'étude sédimentologique des formations deltaïques (Campy *et al.*, 1990) nous donne cependant suffisamment d'éléments pour définir les conditions de leur mise en place. On distingue :

- des formations deltaïques sans contact glaciaire,
- des « deltats de kame ».

Ces formations correspondent à des corps sédimentaires édifiés sur la marge latérale de masses glaciaires en cours de fonte, au contact du substrat, en position juxta-glaciaire. Les nombreux corps de type deltaïque témoignent de la présence de nombreux systèmes lacustres retenus au contact des reliefs du substrat par de la glace en cours de fonte. L'essentiel du transit détritique véhiculé par les eaux de fonte était piégé dans ces lacs. Les dépôts induits correspondent aux formations habituellement définies dans la littérature internationale sous l'appellation de « kame-terraces » (Flint, 1971). Les deltas grossiers des bassins des Usses-Bellegarde sont affectés par des écoulements gravitaires nés de la déstabilisation du talus deltaïque. Les figures de collapse et les failles synsédimentaires sont très fréquentes, venant confirmer l'instabilité et le rééquilibrage permanent de ces édifices.

- ***les sédiments de fond de lac***

Ces formations couvrent tout le plateau de la Semine entre Seyssel au sud, Dessingy et Bellegarde-sur-Valserine au nord. Il s'agit de limons dont l'épaisseur avoisine 15 m dans la région de Mons, pour atteindre parfois 60 m à Génissiat (Gignoux et Mathian (1952). Ils contiennent de nombreux galets grossiers et blocs, de type dropstones. Des varves sableuses sont fréquentes et constituent localement des lentilles métriques au sein des limons (Bompart, 1968, *in* Nicoud, 1985).

Les édifices sédimentaires, représentés principalement par des terrasses de kame et des formations glacio-lacustres, vont permettre de matérialiser les positions successives du glacier au cours des étapes du retrait glaciaire associées à l'abaissement de la surface du glacier.

1 – Les étapes de la déglaciation des piémonts

1. 1 - Le piémont lyonnais

Entre l'arc le plus interne des moraines internes (Lagnieu «stade» A) et le Val du Bourget, sept étapes majeures ont été identifiées (Mandier, 1984 ; Monjuvent, 1988) :

1. le stade A de «Beligneux» qui correspond à une pulsation ancienne du glacier sur le piémont ;
2. le stade B de «Grenay» bien marqué par l'amphithéâtre des moraines internes ;
3. le stade C, Dormont ou Charveyron 2 ;
4. le stade D, Charvieu ou Lagnieu-Ville ;
5. le stade E (Mandier, 1984) ou de Lancin (Monjuvent, 1988) ;
6. le stade d'Arandon ;
7. enfin, le stade de Morestel.

Force est de constater que les quatre premières étapes, indubitables et bien cartographiées, s'inscrivent dans un espace réduit à l'amphithéâtre lui-même ***(fig.1.1)***. Au contraire, l'étape suivante, celle de Lancin, relève d'un front glaciaire situé à l'est du plateau de Crémieu, c'est-à-dire plus d'une quinzaine de kilomètres en amont.

Le seuil constitué par l'Ile Crémieu à l'intérieur de la grande dépression terminale a été susceptible de provoquer la coupure du glacier. Cette coupure s'inscrit à la fois dans la morphologie même de l'amphithéâtre qui évoque une fusion sur place par saccades plus qu'une succession de retraits, et dans le volume même de la masse de glace.

Les travaux de Enay (1981) puis de Mandier et Piegay (1991) sur les formations glaciaires dans l'Ile Crémieu ***(fig.1.2)***, de Sapey-Triomphe (1984) sur la géomorphologie et l'hydrogéologie de la région d'Aoste et surtout de Monjuvent (1988) sur la déglaciation rhodanienne, ont montré toute la place, la puissance et les divers faciès des formations de retrait

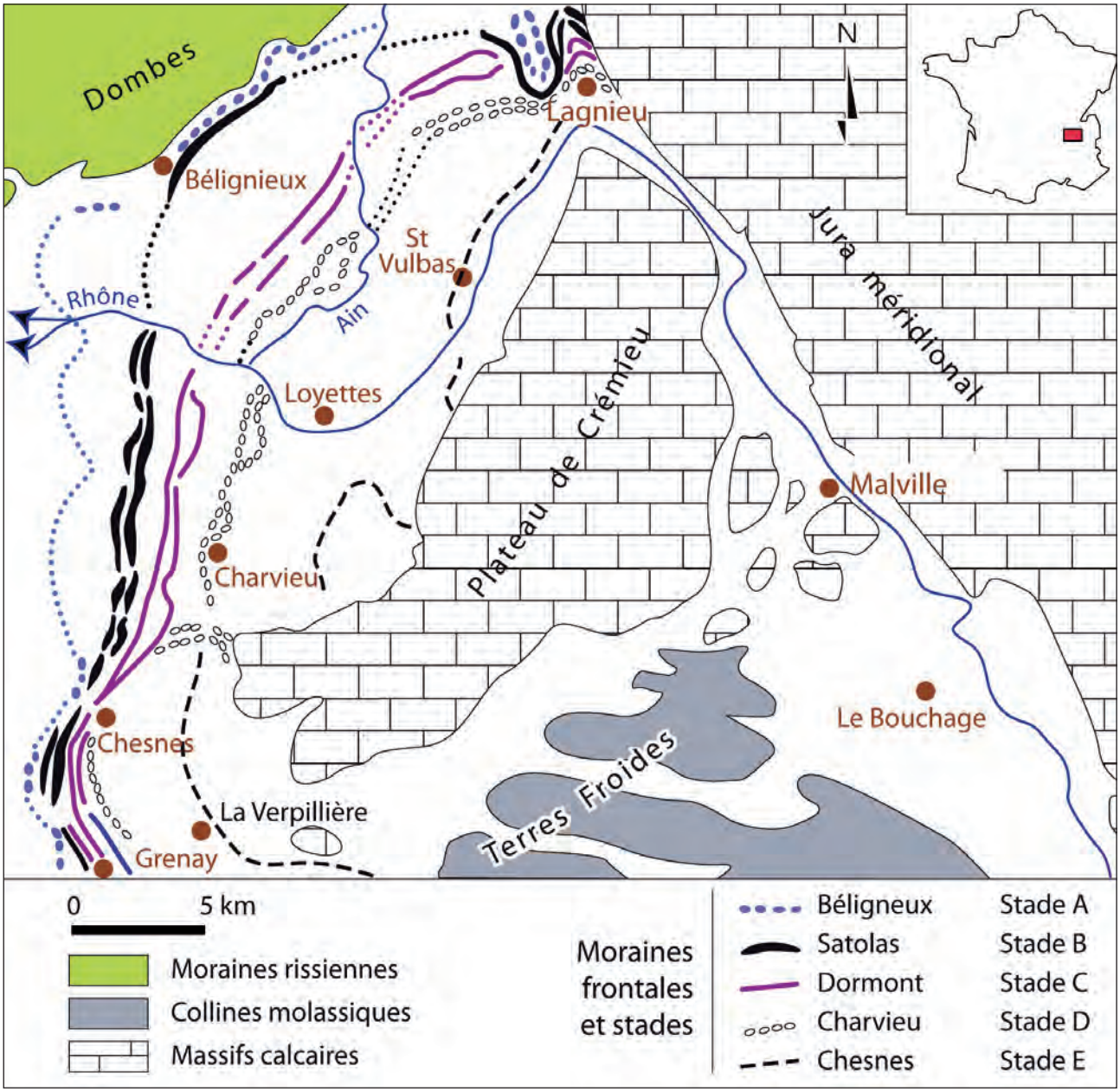


Fig. 1. 1 – Les quatre stades principaux de l'amphithéâtre des moraines internes (A, B, C, D, E) d'après Mandier (1984), Nicoud (2002).

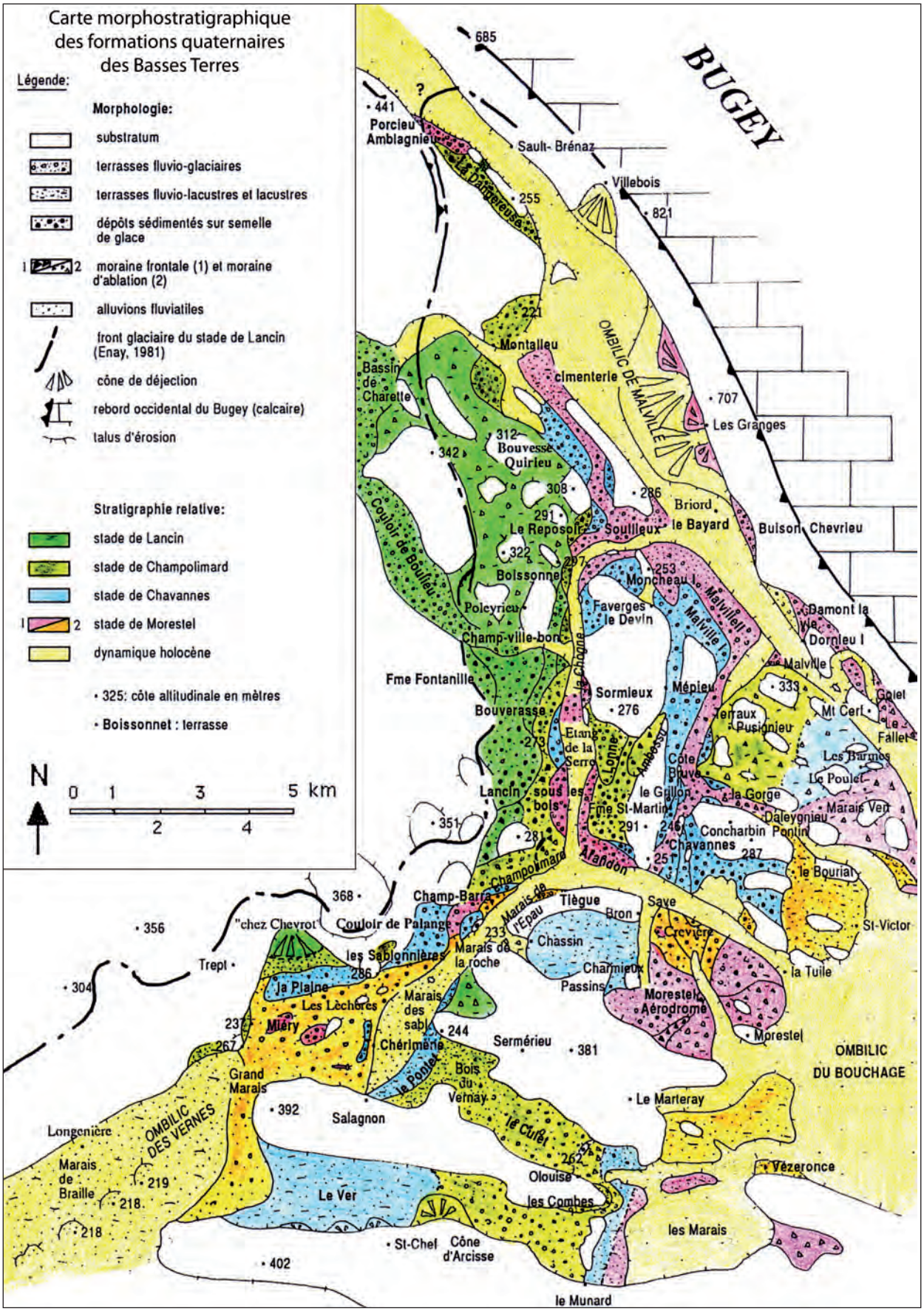


Fig. 1. 2 – Carte des formations quaternaires des basses terres dauphinoises et de l'Ile Crémieu (Enay, 1981).

glaciaire. Dans une synthèse remarquable, Monjuvent caractérise «*10 étapes de stationnement glaciaire suivies d'une déglaciation finale*» dont voici les principales :

*1 - **Etape de retrait, Lancin (fig. 1. 3)***
Contrairement aux étapes précédentes, aucun front morainique net ne peut lui être attribué. Côté Rhône, le front glaciaire était largement en retrait de l'amphitéâtre terminal de Lagnieu, alors que dans l'ombilic de La Verpillière il s'inscrivait dans l'arc morainique du stade D, circonscrit par la vallée du Bivet qui a tous les caractères d'un chenal marginal. Il devait donc occuper encore complètement la terrasse de Chesnes et ses dépendances.
Sur le plateau de Crémieu, les bassins fluvio-glaciaires de Charette, d'Optevoz et le couloir de la Fusa ont été alluvionnés lors du retrait entre les étapes 3 et 4. Les extrémités amont des couloirs d'écoulement qui aboutissent à ces bassins, suspendus au-dessus de la dépression périphérique de la vallée des Vernes à des niveaux équivalents, situent la marge du glacier.
L'altitude du glacier en contact avec l'île Crémieu nous permet d'envisager la mise en place de la langue diffluente de Moras, responsable de l'arc morainique éponyme (320 m), hypothèse en contradiction avec celle de Mandier (2003) qui l'attribue au stade D.
En amont, sur la bordure méridionale du Jura, le petit arc morainique frontal de Lhuis, parfaitement formé (427 m), appartient nécessairement à cette étape (Monjuvent, 1988) car sa position ne permet de le raccorder ni à une étape antérieure, ni à l'étape suivante d'Arandon, trop en retrait.
Au stade E, le glacier était donc encore très probablement continu. Il en est de même au cours de l'étape de Lancin ; cet argument a conduit Monjuvent (1988) à corréler l'étape de Lancin (Enay, 1981) à l'étape E de «décrépitude» (Mandier, 1984).
En amont de ces domaines glacio-lacustres et fluvio-glaciaires, le glacier devait recouvrir le piémont molassique jusqu'au sud de La Tour-du-Pin, contourner la crête méridionale du Jura (montagne de Tantanet, 1 019 m), remplir la cluse des Hôpitaux et submerger le chaînon interne du Mont Tournier (876m) et de la montagne de Parves (630 m), en limite du val du Bourget à l'est.

2 - Etape de retrait, Arandon (fig. 1. 3)
Enay (1981), à la suite de François (1928), relie directement la terrasse de Malville aux moraines de Morestel par les couloirs fluvio-glaciaires de Mépieu et de Lancin (La Chogne), et par l'intermédiaire de la terrasse de Passins limitée, en amont, par la ride morainique de Bachelin qui domine Morestel.
Ces couloirs fluvio-glaciaires ont été alimentés par un front glaciaire intermédiaire que l'on peut situer au niveau d'Arandon. A l'ouest du village, un arc morainique, d'ampleur modeste mais bien dessiné, s'étend du nord de Champolimard au nord du Temple où il ferme l'amont d'un petit couloir affluent de celui de Lancin. Au nord d'Arandon, la terrasse de Bologne (250 m), origine du couloir de Lancin, est formée de matériel morainique aplani creusé de dépressions fermées de fusion de glaces mortes. Il en est de même de l'amont du couloir de Mépieu (240 m), au sud de Concharbin, d'où émergent de modestes collines morainiques (Chavannes). L'origine des nappes fluvio-glaciaires de ces couloirs est donc morainique et les arcs frontaux de Champolimard - Le Temple apportent la preuve qu'un front glaciaire s'est établi ici et a stationné suffisamment longtemps pour alluvionner tout le bassin de Malville.
Dans l'ombilic de la Verpillière, la marge gauche du glacier pouvait être matérialisée par le chenal marginal de Villefontaine, dont la position montre que le front devait encore occuper la plus grande partie de l'ombilic. Il pouvait se limiter en aval aux buttes morainiques de Chamagnieu et du Bois de la Garenne. Côté Bas-Dauphiné, au sud, on suit mal sa marge latérale gauche qui devait s'élever progressivement vers l'amont et déborder encore le couloir de La Tour-du-Pin. Côté Jura, aucun élément ne permet de suivre le glacier mais il est certain que son niveau dépassait celui du couloir d'Ambléon. De ce fait, le glacier s'engageait encore largement dans la cluse des Hôpitaux ainsi que dans le Valmorey. A cette étape, la topographie devait

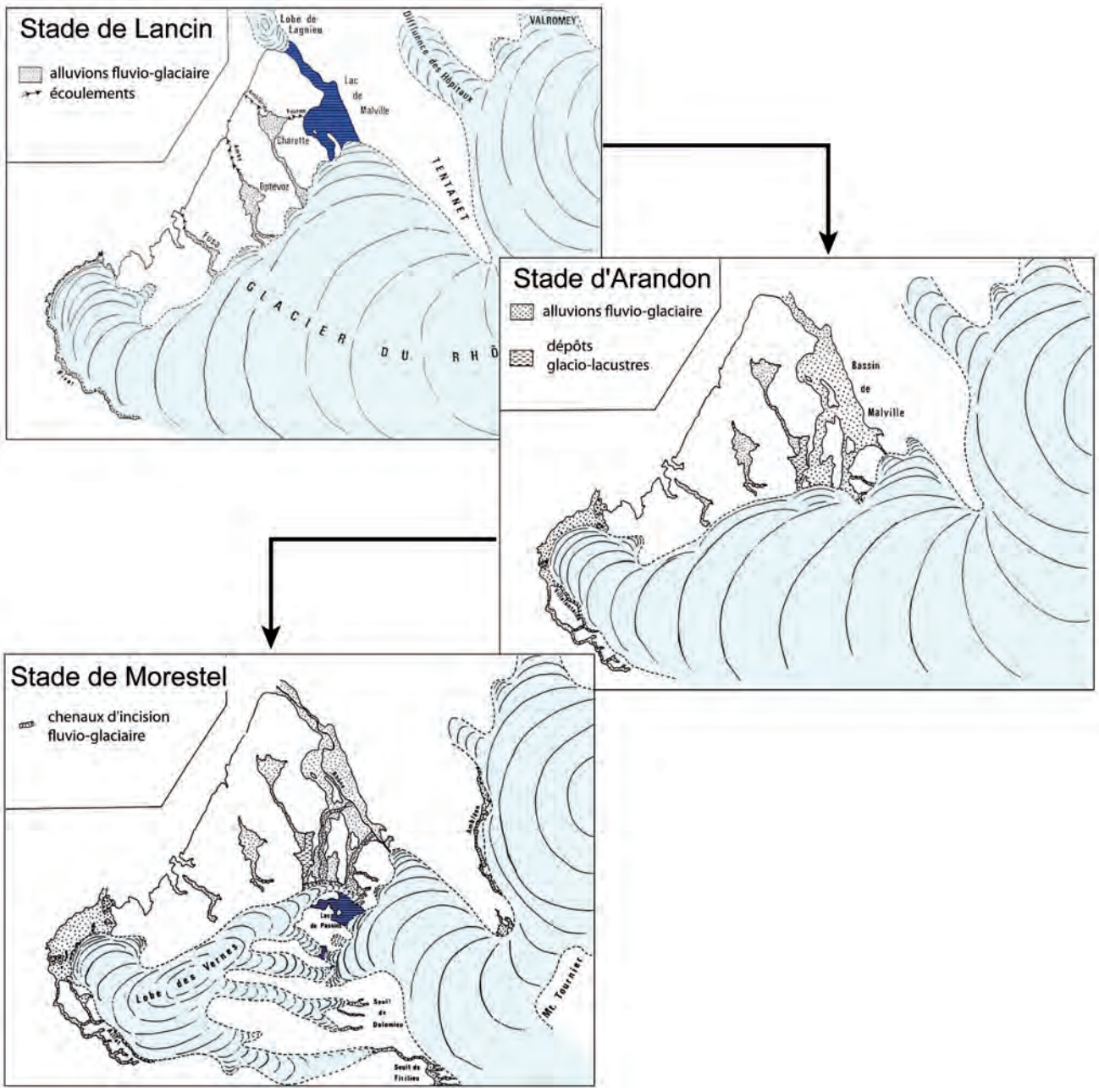


Fig. 1. 3 – Cartes paléogéographiques des trois principaux stades de retrait du dernier maximum glaciaire : Lancin, Arandon et Morestel (Monjuvent, 1988), colorisées.

commencer à exercer une certaine influence sur la dynamique glaciaire, notamment au niveau du seuil Sermérieu - la Tour-du-Pin, de grande largeur et relativement élevé (400-500m) entre les surcreusements de la vallée des Vernes en aval et de l'ombilic du Bouchage en amont, préparant ainsi la scission qui se produira à l'étape suivante.

3 - Etape de retrait, Morestel (fig. 1.3)

Le front morainique de Morestel est évident. Il a déjà été préfiguré par Penck et Bruckner (1909) qui y plaçaient une limite d'avancée glaciaire correspondant aux «moraines de Voiron». François (1928), identifie un «barrage de moraines», à la racine des couloirs fluvio-glaciaires de Lancin et de Mépieu. Mais, c'est Forat (1954) qui est le premier à mentionner nommément le «stade de Morestel», qu'il

localise approximativement. Il reconnaît la nature lacustre des alluvions d'Iselet, dans la vallée de la Save, et de la terrasse de Vézeronce. Enay (1981), donne une description précise des moraines frontales de Morestel.

Les moraines de Morestel comprennent quatre arcs frontaux de dimensions modestes mais très caractéristiques, qui s'appuient le plus souvent sur des buttes rocheuses. Du nord au sud ce sont : l'arc de la ferme de Bachelin (257 m), qui domine Morestel et limite en amont la terrasse de Passins, l'arc du Marteray (265 m) qui barre l'amont d'une apophyse du couloir du Culet, l'arc d'Olouise (262 m) qui ferme l'amont de ce couloir et les arcs du Munard. (267-256 m) qui s'échelonnent à l'origine du couloir de Ver. Il est probable que l'arc le plus élevé (Le Marteray) soit d'un stationnement légèrement antérieur à celui des autres, d'altitudes équivalentes, mais ils font tous partie d'un même système que l'on considérera unique dans son ensemble à l'échelle considérée. Ce système discontinu s'étend sur une distance de 6 à 7 km seulement. Au nord de Morestel, il n'y a plus aucune trace sur le massif de Creys-et-Pusignieu mais, d'après la position de l'arc de Bachelin, le front du glacier devait encore s'y appuyer. Au sud, l'arc du Munard butte contre le grand versant molassique abrupt de Vasselin (442 m), de sorte que le glacier s'y appuyait et le contournait vers l'amont, où les traces morainiques se perdent. La limite du glacier ne peut donc être reconstituée, mais il est vraisemblable que son niveau le rendait incapable de franchir les seuils d'écoulement de Dolomieu (419-430 m) et de Fitilieu (366 m), largement plus au sud. Vers l'amont, le glacier était encore continu car la construction des moraines frontales implique une stabilité du front, donc une alimentation en glace.

Vers l'amont, le glacier occupait donc entièrement le seuil de Belley et submergeait la montagne de Parves (608 m), au nord du défilé de Pierre Chatel, mais son niveau ne devait plus lui permettre de franchir le chaînon du Mont Tournier. Sa marge latérale droite suivait probablement le couloir Ambléon - Gland, qui débouche au-dessus du Rhône peu en amont et à un niveau légèrement supérieur à celui des arcs du Munard (285 m contre 267 m). Comme ce chenal débute à une altitude de 450 m en amont de la cluse des Hôpitaux, le glacier s'y engageait encore largement. Cependant, à ce stade, contrairement à l'hypothèse de Monjuvent (1888), la diffluence dans le Valmorey n'était plus active.

L'étape de Morestel est la dernière à être marquée par des moraines frontales, preuve de la continuité dans l'alimentation du glacier. Aucune forme morainique n'existe en amont, caractérisé par l'omniprésence des dépôts glacio-lacustres, pour la plupart deltaïques, très discontinus. D'autre part, l'érosion fluvio-glaciaire et fluviatile y a été très faible, voire inexistante, du fait du caractère lacustre de la vallée du Rhône postérieurement à la déglaciation, et ce, jusqu'à une époque récente.

1. 1. 1 - Alimentation des phases de retrait du glacier würmien sur le piémont

Afin de préciser l'origine des flux ayant alimenté les stades de retrait sur le piémont, nous nous sommes appuyés sur notre travail (Cf. § II. 2) relatif à l'alimentation du stade A (WGM) du lobe lyonnais. Ainsi, nous avons étudié la pétrographie des blocs erratiques puis nous avons effectué trois comptages des minéraux lourds dans des formations morainiques situées à l'Est du plateau de Crémieu.
Ainsi, la proportion des minéraux lourds contenus dans la fraction fine des moraines de Lhuis (427 m, Jura méridional), de Moras (320 m, plateau de Crémieu), et dans le bassin de Belley (Artemare) démontre bien, par la présence de la glaucophane et la hornblende verte, une provenance de la zone interne des Alpes ***(fig. 1. 4)***.
La pétrographie des blocs erratiques met en évidence les marqueurs identiques à l'alimentation du stade A, soit :

- blocs erratiques de flysch valaisan, très abondants ;
- blocs erratiques d'orthogneiss du Grand Paradis ; moraine de Lhuis, et Jura méridional

Minéraux Site / Auteurs	Ép.	Grt.	Glp.	Hnbl.	Trm. Zir.	Stt. Dist.	Sph..Rt	Div.
Moras	40%	26%	1%	15%	12	3%	1%	2%
Lhuis	30%	25%	4%	25%	10%	5%	1%	
Artemare	Abond.	Abond.	présence	Abond.				

Fig.1. 4 - Cortèges des minéraux lourds des moraines würmiennes de retrait : Moras pour le stade de Lancin, Lhuis pour le stade d'Arandon et Artemare pour les stades de retrait dans le bassin de Belley (ce travail).

(Virieu-le-Grand) ;

• blocs erratiques de conglomérat de Bourdeau (Morestel).

Les analyses confirment une origine des bassins de Tarentaise et de Maurienne dont l'alimentation était issue de la cluse de Chambéry et du val du Bourget.

Ces résultats précisent l'origine des glaces occupant le bassin de Belley et confirment les écrits de Kilian (1911 ; *in* Viret, 1933) «*une branche du glacier de l'Isère, débouchant par Chambéry, remplissait le bassin actuel du lac du Bourget et jetait ses moraines frontales dans la région de Brens, Belley et Virieu*».

1. 2 - La basse Isère et l'ombilic de Moirans

Dans ce secteur, Gidon (1992) a pu définir en plusieurs stades les événements glaciaires enregistrés par la géomorphologie ***(fig. 1. 5)*** :

1 - la moraine de Mi-Plaine (Gros Molard) correspondrait à une partie de l'épandage fluvio-glaciaire d'Apprieu suralimenté par les apports du Grand Lemps et de Colombe, issus du lobe lyonnais, au travers de la colline du Banchet. Ce serait le stade d'extension maximale du glacier wurmien isérois (stade A de Béligneux ; Mandier, 1984). Mais la faible puissance de la ride morainique frontale interroge. Elle doit être corrélée à une courte pulsation du glacier. Cette problématique est par ailleurs identique tout au long du front würmien des glaciers alpins ;

2 - le stade morainique de Beaucroissant, dont les crêtes forment la limite sud-est de la Bièvre, à l'ouest de Rives, est le mieux exprimé dans la morphologie. Il correspondrait au stade B de Grenay et Lagnieu ;

3 - après un recul important se traduisant par quatre épisodes de retrait marqués par de brefs stationnements, deux lignes de bourrelets morainiques constituent une étape complexe mais nette dans le retrait glaciaire. Cette étape est bien exprimée entre Rives, Saint Cassien et la Murette ;

4 - puis un stade moins marqué se compose de trois lignes de moraines séparées par leurs chenaux marginaux respectifs ;

5 – 6 - enfin, les stades suivants, inscrivent nettement leurs formes en contrebas de celles du précédent stade, dans les pentes du seuil de Rives et dans la région de Voiron.

• *Corrélation avec l'Est lyonnais*

Le lobe de piémont lyonnais étant alimenté par les glaciers de la Tarentaise et de Maurienne **(cf. § A. 2. 2)**, l'alimentation du lobe de Moirans et de la basse Isère était issue des bassins de la Maurienne et de la Romanche. De ce fait, les étapes de la déglaciation sur les piémonts ont pu présenter un certain synchronisme.

Aux stades de décrépitude du glacier würmien enregistrés sur l'Est lyonnais, une corrélation avec la déglaciation de l'ombilic de Moirans et de la basse Isère peut être établie. Ainsi, les stades 1, 2, 3 de l'ombilic de Moirans sont corrélés par Gidon (1992) avec les stades A, B, C de l'Est

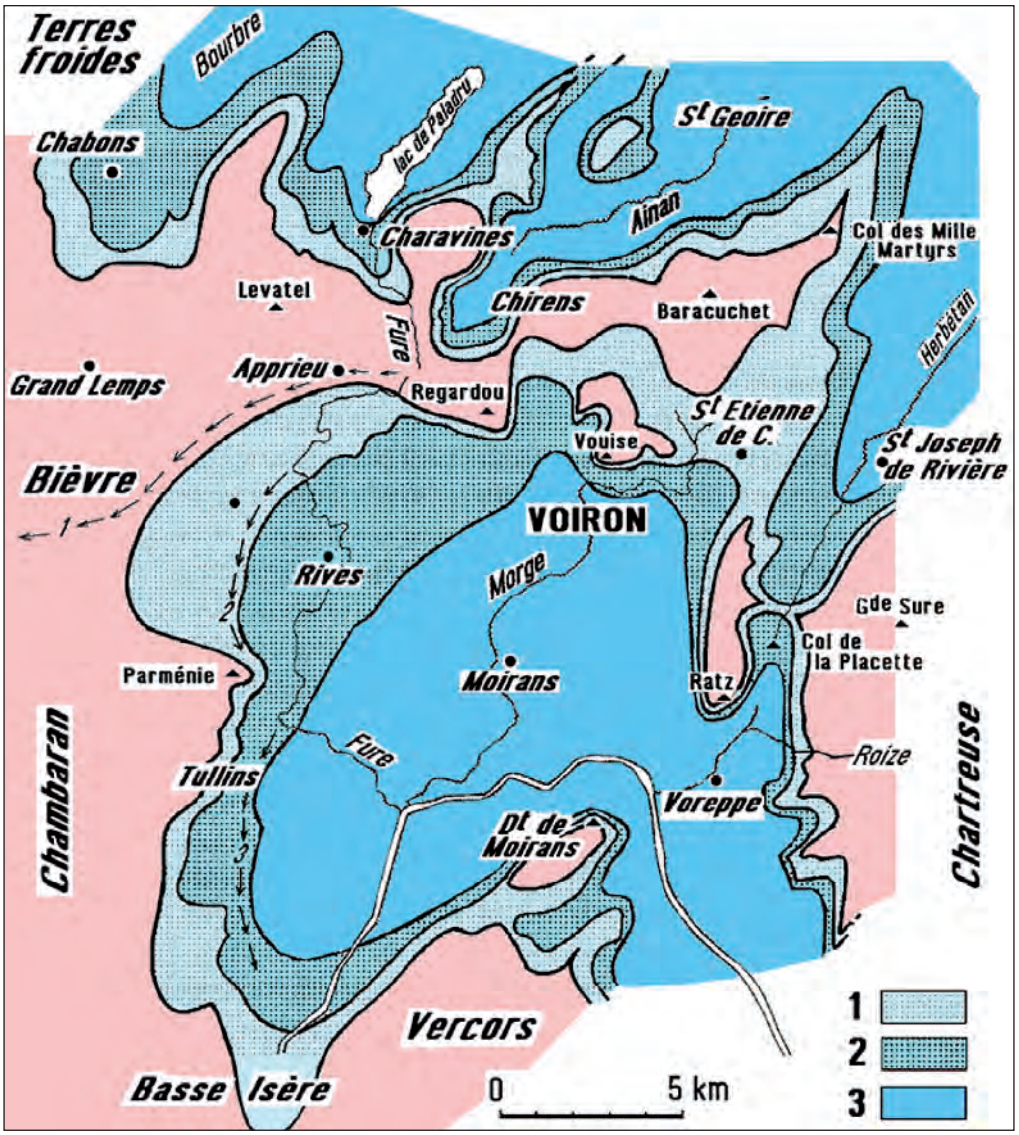


Fig. 1. 5 – Position des langues glaciaires iséroises lors des premières étapes de retrait en Bièvre et en Basse Isère (1) stade de Mi-Plaine ; (2) stade de Beaucroissant ; (3) stade de Rives (d'après Gidon, 1993).

lyonnais. Les stades 5 et 6 qui s'inscrivent tous en contrebas du seuil de Rives, pourraient être synchrones avec les stades de Lancin, d'Arandon et/ou de Morestel.

Conclusion sur les étapes de retrait sur l'Est lyonnais et la basse Isère

Les travaux de reconstitution des étapes de retrait du glacier würmien dans l'Est lyonnais et la basse Isère font état du grand nombre d'étapes de stationnement, voire de réavancées des glaciers au cours du retrait würmien. La réalité est probablement plus complexe et les stades plus nombreux, en raison du démantèlement des édifices sédimentaires, érodés par les apports fluvio-glaciaires des phases suivantes.

Il est possible d'établir une corrélation entre les étapes de l'Est lyonnais et celle de la basse Isère. Le stade ancien (stade A) correspondant à une courte pulsation du glacier würmien est identifié aussi bien sur l'Est lyonnais (stade de Belligneux), qu'au-delà du seuil de Rives (moraine de Mi-Plaine). Les stades A (stade de Belligneux) et B (stade de Grenay), semblent séparés par une longue période interstadiaire. Ce postulat s'appuie sur l'épaisseur des altérites des terrasses fluvio-glaciaires (Mandier, 1984).

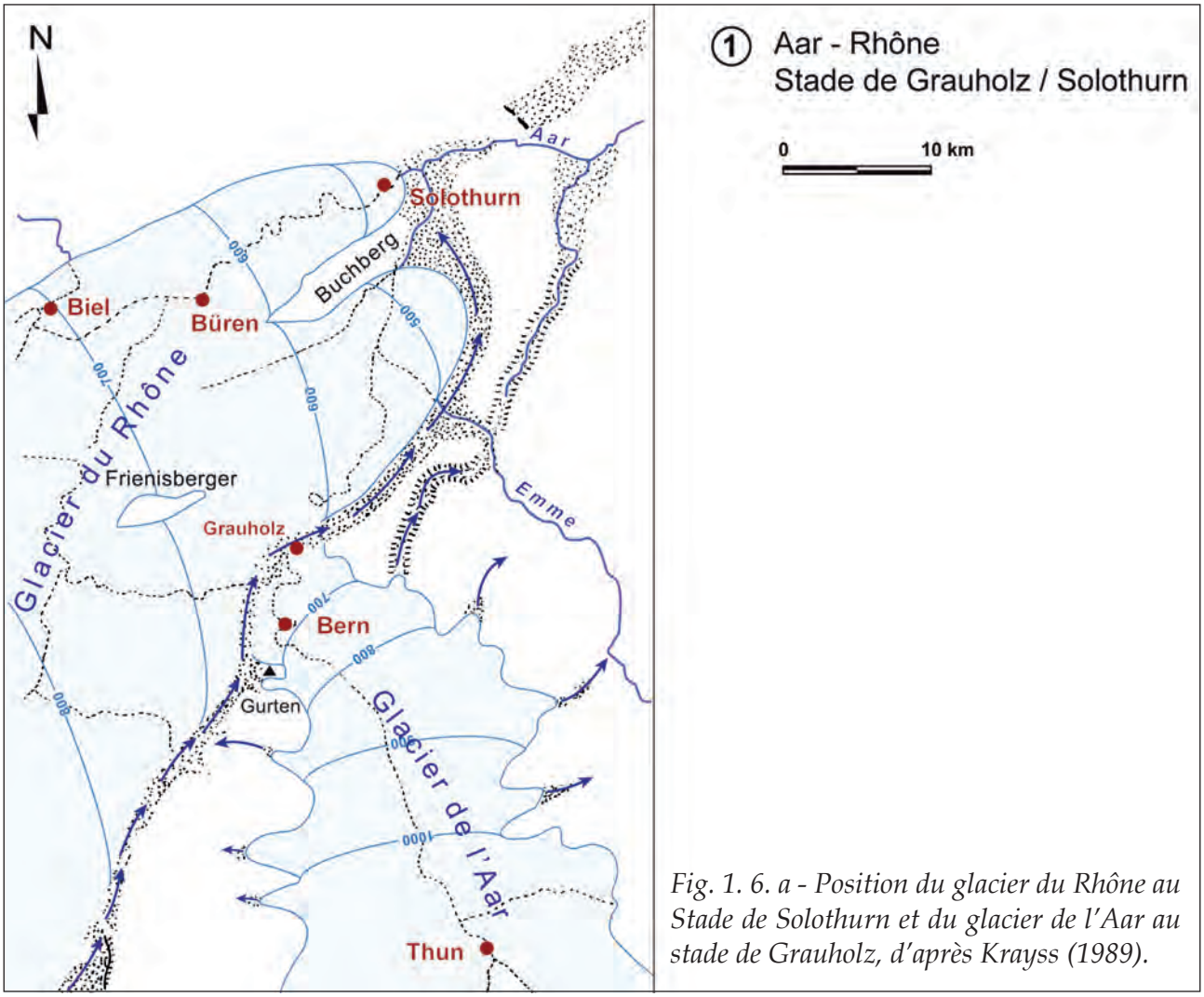


Fig. 1. 6. a - Position du glacier du Rhône au Stade de Solothurn et du glacier de l'Aar au stade de Grauholz, d'après Krayss (1989).

1. 3 - Le plateau suisse

La région située entre Solothurn et Wangen montre un important complexe de moraines frontales associé à des édifices sédimentaires juxta-glaciaires et para-glaciaires (chenaux marginaux, terrasses de kame et terrasses fluvio-glaciaires). Ces dépôts, attribués à la présence du glacier du Rhône au Pléistocène récent, ont été subdivisés en quatre stades majeurs par les auteurs (Nussbaum, 1910, 1911 ; Furrer, 1948 ; Hantke, 1977 ; Ledermann 1978 ; Krayss, 1989) :

• le stade de Wangen représente l'extension maximale du lobe suisse pendant le cycle würmien ;

• le stade de Brâstenberg correspond au premier stade de retrait distant de 6 km des moraines terminales de Wangen ;

• le stade de Solothurn, bien défini par les arcs morainiques frontaux qui délimitent au nord l'agglomération éponyme, correspond au troisième stade de retrait ;

• enfin, en retrait de 15 km, les arcs morainiques de Büren matérialisent un stade de stationnement prolongé de la langue glaciaire (récurrence non exclue) au cours de la déglaciation.

Premiers stade de retrait des glaciers du Rhône et de l'Aar

Dans la vallée de l'Aar, Beck et Rutsch (1958) définissent un «stade de Bern» du glacier de l'Aar, correspondant à un glacier individualisé dans la vallée de l'Aar et bien matérialisé par

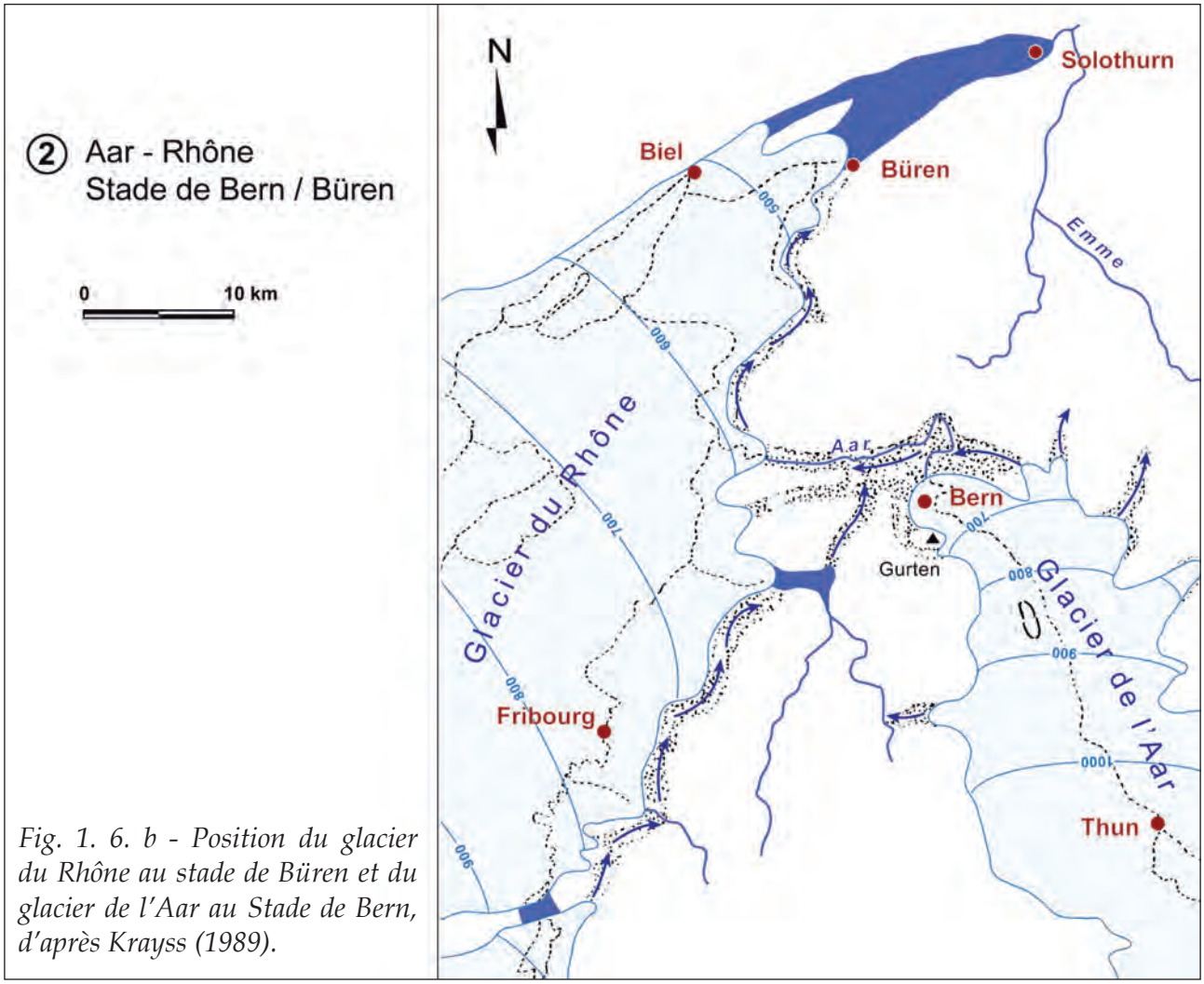


Fig. 1. 6. b - Position du glacier du Rhône au stade de Büren et du glacier de l'Aar au Stade de Bern, d'après Krayss (1989).

les moraines frontales et latéro-frontales qui limitent l'agglomération Bernoise au N-W, puis, en retrait, le « stade de Muri ».
Krayss (1989) réinterprète les stades de retrait des glaciers du Rhône et de l'Aar. Ce dernier propose de corréler entre elles les positions successives des deux appareils à partir du stade de Soluthurn.
S'appuyant sur des formations fluvio-glaciaires et des formations juxta-glaciaires de type chenaux marginaux et couloirs fluvio-glaciaires, l'auteur reconstitue les positions des deux glaciers pendant les premières étapes d'individualisation des deux appareils :

• la première étape, correspondant au stade de Solothurn (***fig. 1. 6. a***), est marquée par l'individualisation des glaciers de l'Aar et du Rhône sur le Seeland. Le chenal marginal de Grauholz sépare les deux langues glaciaires et fonctionne en exutoire des eaux de fusion issues de la rive droite du glacier du Rhône. Il est prolongé au nord par les surfaces d'accumulations fluvio-glaciaires situées à l'est de l'agglomération de Solothurn.

• la seconde étape correspond au stade du Büren du Glacier du Rhône, en retrait de 15 km du front de Solothurn (***fig. 1. 6. b***). Les moraines de Büren et les chenaux marginaux de la rive droite soulignent la paléographie de la langue glaciaire. Selon Krayss (1989), le stade de Bern du glacier de l'Aar serait contemporain. En effet, les formations fluvio-glaciaires issues des chenaux marginaux se raccordent entre elles. Les eaux de fusion et les apports fluvio-glaciaires du glacier de l'Aar ont transité par le chenal marginal limitant la marge latérale droite du glacier du Rhône.

2 - Moyenne vallée du Rhône, entre l'Avant-Pays savoyard et le bassin lémanique

Cette reconstitution paléogéographique couvre un vaste espace géographique qui inclut les bassins de Bellegarde, des Usses, d'Annecy et de l'Albanais. Situé en position de carrefour glaciaire, il a enregistré les modalités des premières étapes de la déglaciation.

2. 1 - Caractères topographiques du substratum

L'aire géographique, occupée par le glacier würmien (domaine intraglaciaire) dans le secteur étudié, est caractérisée par une topographie très contrastée, entre les reliefs jurassiens à l'ouest et au N-W et les reliefs des chaînes subalpines à l'est et au S-E (Bauges, Bornes et Chablais).

Il s'agit, en première approche, d'une vaste dépression d'orientation générale NE-SW, reliant le bassin lémanique au Dauphiné, empruntée actuellement par le cours moyen du Rhône et ses affluents.

Cette dépression très accidentée, présente de nombreux bassins plus ou moins vastes (ombilics) limités par des reliefs d'orientation perpendiculaire (verrou), obliques ou même parallèles à son axe général. Cette morphologie résulte de l'érosion glaciaire différentielle à partir des caractères structuraux du substrat : les reliefs correspondent à des plis calcaires jurassiens ou subalpins et les bassins à des dépressions synclinales à cœur molassique ou à des zones de fractures.

De l'amont (N-E) à l'aval (S-W), on peut reconnaître :

- le bassin de Bellegarde-sur-Valserine (altitude moyenne 430 m), creusé dans les molasses, limité au nord et à l'ouest par le Jura (1 620 et 1 350 m) et à l'est par la Montagne de Vuache. Le Rhône passe du bassin lémanique au bassin de Bellegarde par la cluse du Défilé de l'Ecluse ;
- le bassin des Usses (altitude moyenne 500 m) limité par le Mont Sion au nord, la Montagne de Vuache au N-W et les derniers contreforts jurassiens, les montagnes d'Age et de Mandallaz ;
- le bassin d'Annecy (altitude moyenne 450 m) occupant la cluse éponyme entre les massifs des Bornes et des Bauges ;
- le bassin de l'Albanais (altitude moyenne 450 m) creusé dans les molasses entre les calcaires de la Montagne du Semnoz (1699 m) à l'est et la montagne du Gros Foug (1 050 m) à l'ouest. II est séparé du bassin des Usses au nord, par des collines molassiques de faible altitude (700 m) ;
- le bassin du Bourget (altitude moyenne 300 m) est une vaste dépression synclinale jurassienne d'orientation N-S, limitée à l'ouest par le Mont du Chat (1 482 m) se prolongeant au nord par le Grand Colombier (1505 m) et à l'est par les premiers contreforts du massif des Bauges (Nivolet) se poursuivant vers le nord par la Montagne du Semnoz. Il se raccorde vers le nord au bassin de Bellegarde par le défilé de Seyssel.

Ce dispositif topographique a entraîné une forte irrégularité dans l'épaisseur des différents glaciers de sorte qu'au cours de la déglaciation, qui procède autant de l'abaissement de la surface que du retrait des fronts, les différents flux se sont individualisés puis fractionnés au niveau des seuils et verrous. Il s'en est suivi l'individualisation d'une série de masses glaciaires encore actives et d'autres inactives (glaces mortes) dans les bassins, avec une multiplicité de phénomènes d'obturation glaciaire responsables de construction d'édifices sédimentaires.

2. 2 - Cartographie et position topographique des formations supra - moraniques

Le long du cours actuel du Rhône, depuis le piémont savoyard jusqu'au bassin lémanique, les formations glaciaires würmiennes sont représentées par deux ensembles sédimentaires distincts :

- une moraine de fond (basal till), de faciès diamicton, tapissant de manière assez régulière les fonds et les flancs de vallée, en

discordance sur les formations plus anciennes (substrat ou glaciaire pré-wurmien). Son faciès et sa position stratigraphique montrent qu'elle s'est mise en place en position sous-glaciaire lors de la dernière avancée maximale du glacier würmien. L'origine rhodanienne jusqu'à Seyssel est confirmée par la richesse en éléments calcaires et la présence de minéraux lourds caractéristiques : grenat et épidote dominants et hornblende plutôt rare. En aval de Seyssel, et dans l'Albanais, c'est plutôt l'influence iséroise qui caractérise les dépôts glaciaires par l'abondance de la hornblende verte et la présence de la glaucophane (Monjuvent et Nicoud, 1988) ;

• une série de formations sédimentaires supra-morainiques, discontinues géographiquement, reposant directement sur la moraine de fond ou, plus rarement sur le substrat (calcaire mésozoïque ou molasse). Morphologiquement, ces formations se présentent sous forme de terrasses étagées sur les flancs des bassins topographiques entre les altitudes de 800 et 500 m environ.

La cartographie de ces formations réalisée dans la vallée du Rhône (principalement dans les bassins de Bellegarde et des Usses et partiellement dans les bassins de l'Albanais et d'Annecy) montre leur abondance. Bien qu'elles soient présentes sur presque toute l'ampleur des pentes, il est possible de les rassembler en 3 niveaux topographiques distincts, remarquables par l'altitude des replats sommitaux des terrasses (Monjuvent et Nicoud, 1988 ; Campy *et al.*, 1990) :

• un niveau supérieur dont le replat sommital se situe vers 750-780 m. Les deux principales unités sédimentaires correspondantes sont situées à Lancrans sur le flanc S-E du Grand Crêt d'Eau dans le bassin de Bellegarde et à Jussy (faciès proche d'une moraine latérale) entre le Mont Salève et le Mont Sion sur le flanc S-E du bassin des Usses ;

• un niveau intermédiaire dont le replat sommital se situe vers 600-630 m. Il est représenté par de nombreuses unités sédimentaires situées sur la périphérie du bassin des Usses : à Cernex, Choisy, Cruseilles 1 et 2, Jonzier, Massy, Murcier, Orgemont et Vincy ;

• un niveau inférieur dont le replat sommital se situe vers 530-560 m. Il est représenté également par de nombreuses unités sédimentaires situées sur la périphérie des bassins des Usses et de Bellegarde : à Arcine, Lancrans, Chavanod, Langlard et Minzier pour ne citer que les principales ;

• enfin, localement une moraine de fond se superposant aux formations deltaïques qui témoignent de la récurrence du glacier.

Les dépôts supra- morainiques, c'est-à-dire contemporains de la déglaciation, s'organisaient géométriquement en trois niveaux principaux sur les flancs des reliefs du substrat : le plus élevé aux altitudes de 750-780 m, le niveau moyen vers 600-630 m, et le plus bas vers 530-560 m.
Nous interprétons ces niveaux comme trois stades successifs des fluctuations du glacier au cours de son retrait, auxquels se superpose un quatrième niveau correspondant à une récurrence. Les modalités du retrait sont donc proposées sous forme de quatre schémas paléogéographiques**.**

Deux coupes locales effectuées au travers des bassins de Bellegarde et des Usses ***(fig. 2. 1)*** montrent la position de ces formations sur les versants et leur situation respective.

2. 3 - Interprétation des modalités du retrait glaciaire et influences des flux

2. 3. 1 - Stade de retrait 750 - 780 m

• Le bassin de Bellegarde

Deux affleurements principaux (Jussy et Lancrans) ont permis de reconstituer l'état du glacier à ce stade de sa fonte. La présence de dépôts juxta-glaciaires aux altitudes moyennes de 750-780 m ***(fig. 2. 2)*** souligne que le niveau de la glace avait baissé d'environ 250 - 300 m par rapport au niveau atteint lors du maximum.

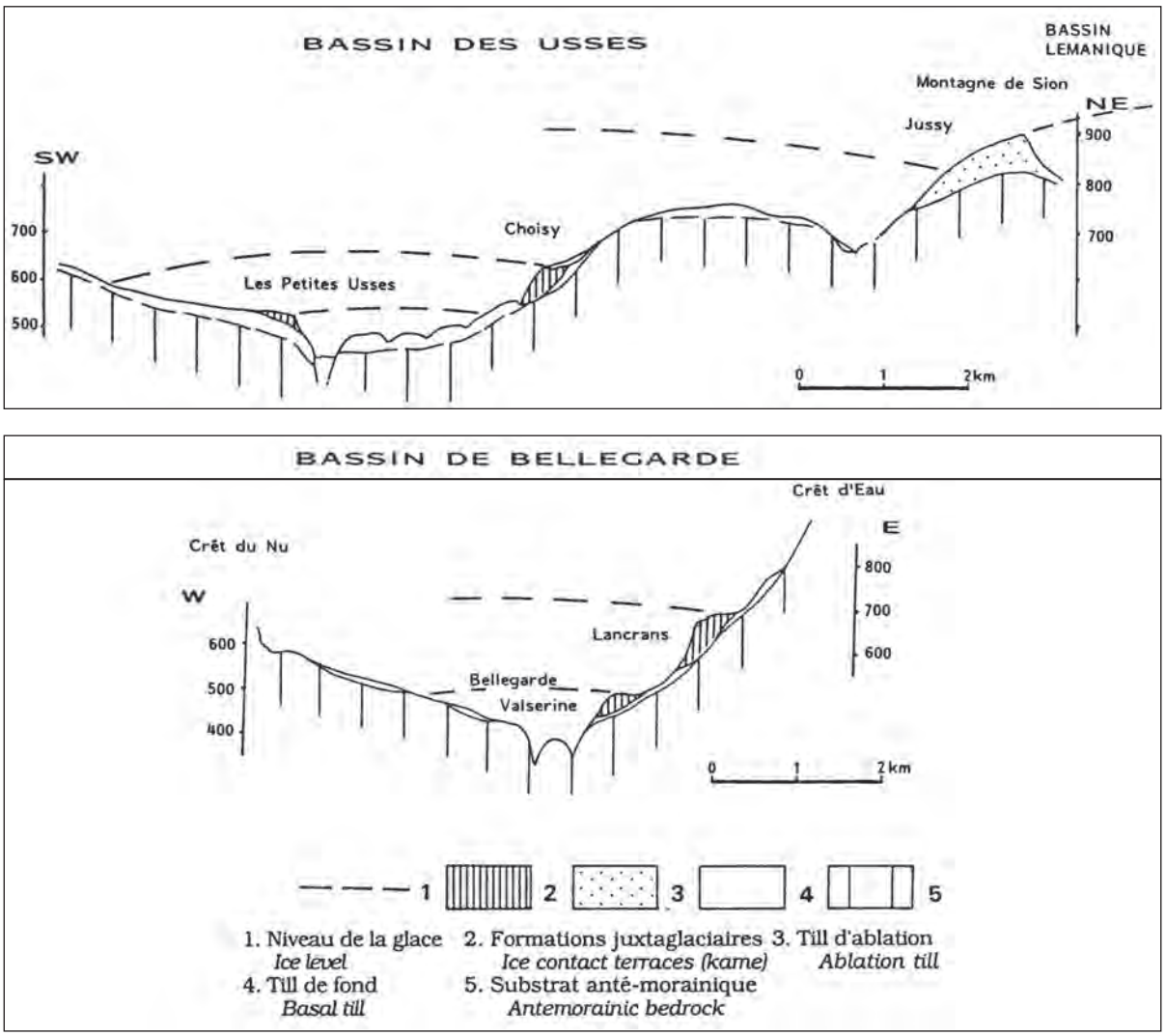


Fig. 2. 1 - Localisation topographique des formations supra-morainiques dans les bassins des Usses et de Bellegarde (Campy et al., 1990).

Le delta de Ballon Lancrans et le lac de la Semine

Cette formation se situe à proximité de Bellegarde-sur-Valserine et se développe au nord de la boucle du Rhône entre le nord de Bellegarde et Longeray. Elle reflète un apport rhodanien : on trouve en effet un nombre important de roches cristallines dont d'abondantes roches vertes, des roches siliceuses, ainsi que des calcaires sombres. Ce delta a été presque exclusivement alimenté par les apports du glacier du Rhône stationnant au niveau du Défilé de l'Ecluse, le glacier jurassien n'y contribuant que faiblement (Campy *et al.*, 1990). Cette formation est ainsi contemporaine de la genèse du lac de la Semine, qu'il alimente (cote 750 m).

A cette étape de retrait, de nombreux reliefs du substrat, initialement recouverts, émergent de la glace en cours de fonte :

• Montagne de Vuache (1100 m) dans le prolongement du Jura ;

• Montagne du Gros Foug (1025 m) et Montagne des Princes (837 m), d'orientation méridienne, au S-W du secteur.

Les autres reliefs, non totalement recouverts lors du maximum, émergent plus largement :

• la chaîne du Jura émerge de l'altitude 950 m au nord du secteur, à l'altitude 700 à 750 m au sud ;

• le Mont Salève, au sud du lac Léman, est découvert jusqu'à une altitude de 850 à 900 m ;

• le massif des Bornes, dans le secteur sud-est est englacé jusqu'à l'altitude de 850-900 m.

On perçoit dès ce stade les modalités du

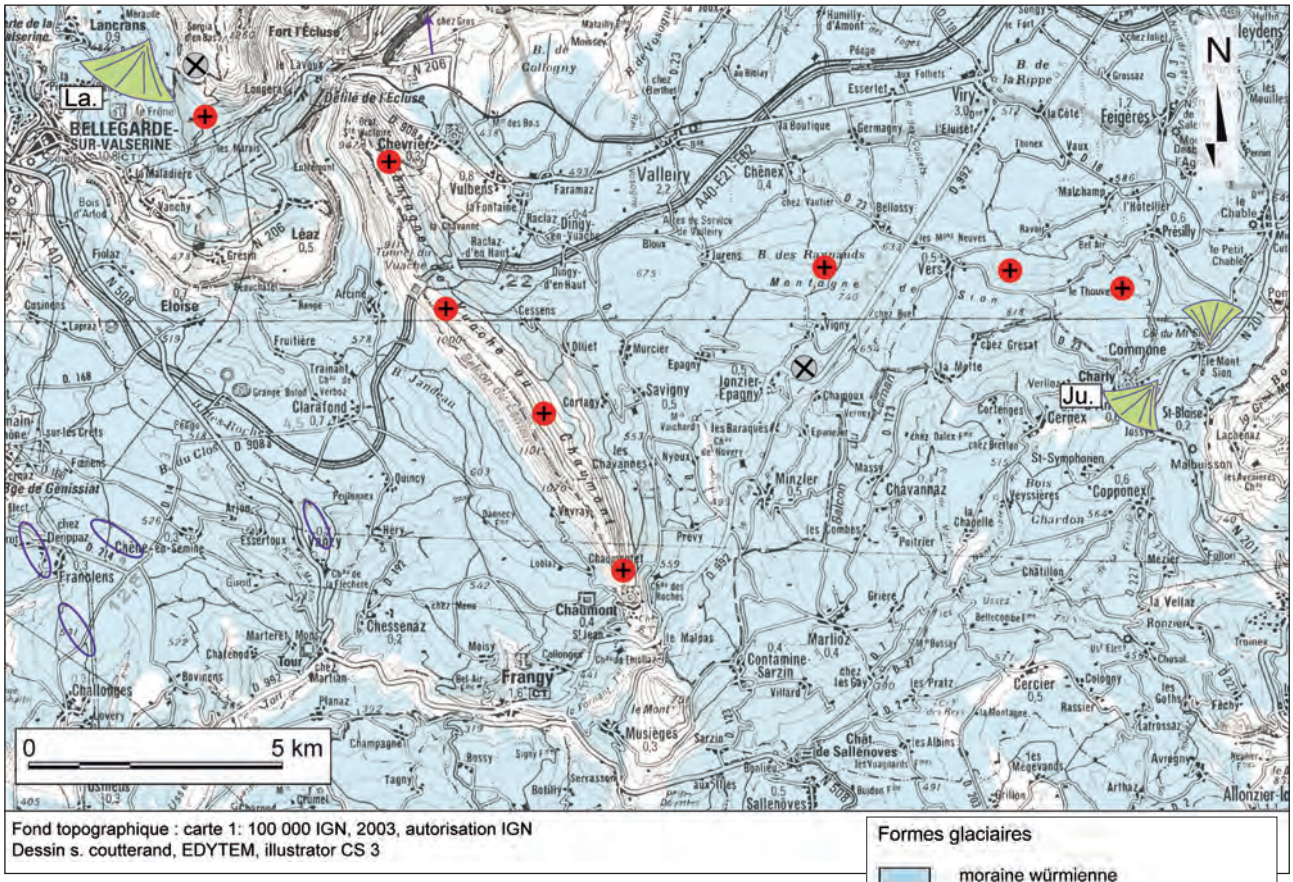


Fig. 2. 2 - Carte des formations superficielles des bassins des Usses et de Bellegarde. Localisation des principales formations juxta-glaciaires aux altitudes moyennes de 750-780 m : Ju. : Jussy ; La : Lancrans

retrait glaciaire : les flux vont peu à peu s'individualiser en lobes plus ou moins indépendants, séparés par des reliefs qui vont émerger, les isolant progressivement les uns des autres.

• ***Nord des bassins de l'Albanais et d'Annecy***

Lors du maximum, la couverture glaciaire était continue de l'amont à l'aval, ne laissant émerger que quelques pointements rocheux. A ce premier stade de retrait, de nombreux reliefs (Gros Foug, Montagne des Princes) sont libérés de la glace, le niveau supérieur de celle-ci ayant globalement baissé d'environ 300 m dans la zone aval ***(fig. 2. 3)*** :

• le Mont Veyrier (1 291 m) au N-E de la dépression du lac d'Annecy émerge des glaces ;

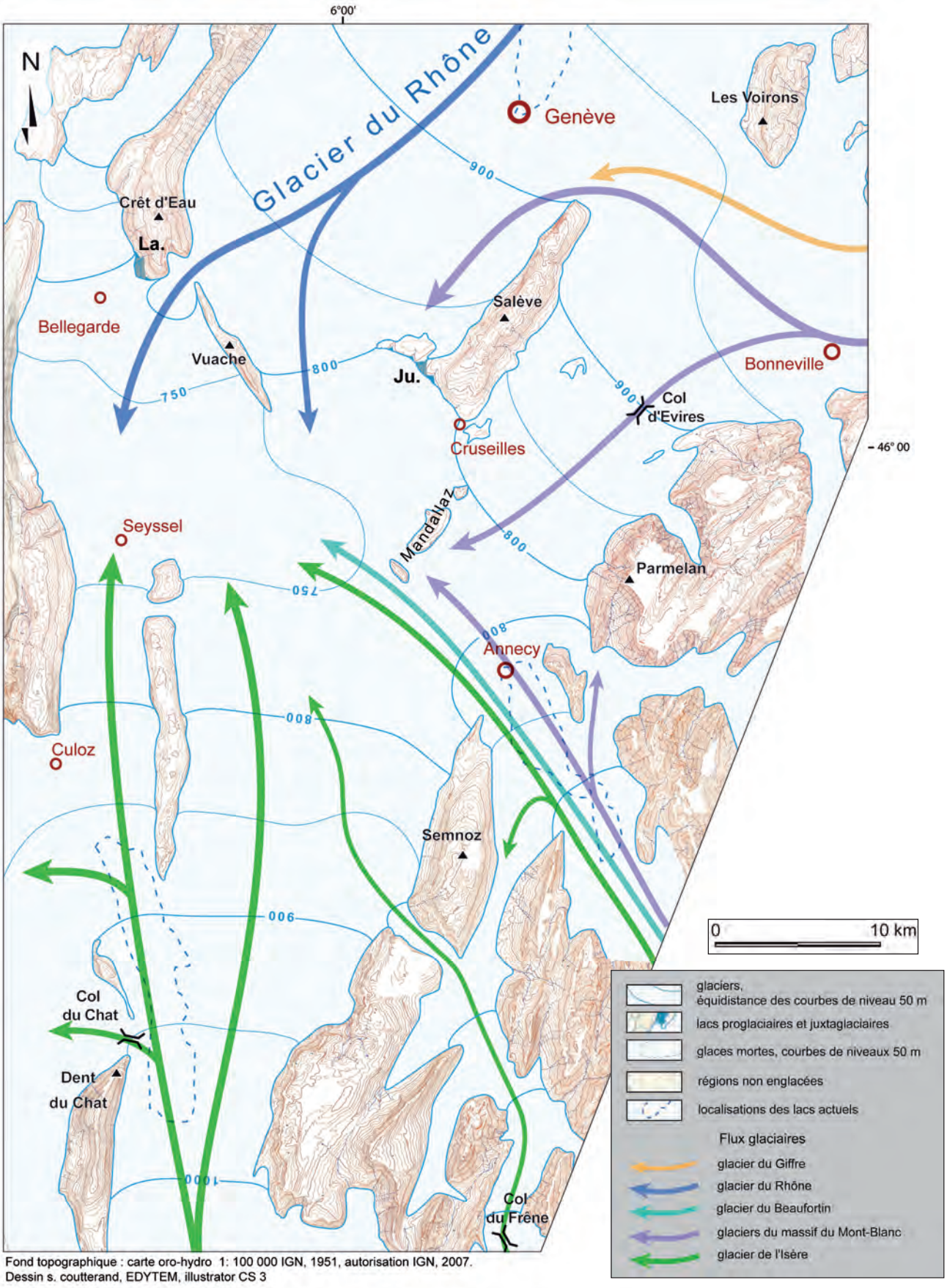


Fig. 2. 3 – Reconstitution paléogéographique de l'étape I de la déglaciation ; localisation des formations juxta-glaciaires contemporaines : Ju. : Jussy ; La : Lancrans. On note l'inversion du flux de glace en Chautagne (entre Culoz et Seyssel) par rapport au flux du WGM;

• le Semnoz est découvert au-dessus de l'altitude de 800 m.

2. 3. 2 - Stade de retrait 600 - 630 m

Les masses glaciaires, plus ou moins actives, s'individualisent progressivement et par défaut d'alimentation, fondent sur place sous forme de «glace morte». Cependant, trois langues présentent encore une activité :

• la première, iséroise issue du val du Bourget, bien alimentée par la diffluence iséroise de la cluse de Chambéry au S-E ;

• la seconde, issue de la cluse d'Annecy / Faverges ;

• la troisième, issue du bassin lémanique par le Défilé de l'Ecluse est encore bien alimentée par des flux de glace issus du haut Rhône (Valais) et des glaciers de l'Arve et du Giffre.

Les apports depuis le bassin de l'Arve par la diffluence du seuil des Bornes sont totalement négligeables. En effet, le plateau des Bornes émerge au-dessus de 850 - 900 m, comme en témoigne la formation deltaïque de la Marmotte (Dorthe-Monachon, 1986 ; Kerrien *et al.*, 1998).

• *Le bassin des Usses*

De nombreux dépôts juxta-glaciaires, à l'altitude moyenne de 600-630 m ***(fig. 2. 4)***, permettent de reconstituer le niveau de la glace au contact des reliefs qui en émergent progressivement.

Le sud du bassin lémanique est presque totalement isolé de l'aval par les collines du Mont Sion entre la Montagne de Vuache et le Mont Salève. De nombreux dépôts de type deltaïque juxta-glaciaire (terrasses de kame) s'accumulent sur la retombée sud du Mont Sion (Murcier, Jonzier, Massy, Cernex). Leurs caractéristiques sédimentologiques et leur situation topographique montrent qu'il s'agit d'édifices sédimentaires, construits au débouché de chenaux de fonte glaciaire issus du bord du glacier du Rhône et accumulés au contact de la glace occupant encore partiellement le bassin des Usses.

Selon Monjuvent et Nicoud (1988), «*Le niveau 600 - 630m (Murcier, Jonzier, Vincy, Choisy, Chilly, Orgemont,...) est contemporain de la coupure définitive du glacier rhodanien au niveau des seuils de la montagne de Sion et du Grand Crêt d'Eau-Vuache*».

Une ligne discontinue de reliefs isole le bassin des Usses du bassin d'Annecy, au sud. Au contact des culots glaciaires comblant partiellement ces bassins, s'édifient des dépôts de type deltaïque (Cruseilles, Choisy, Vincy, Orgemont, Coucy).

L'exemple du delta de Choisy 630 m

Cette coupe se situe à l'ouest de la Montagne de Mandallaz. Elle entaille une formation deltaïque constituée d'éléments grossiers où alternent des bancs sableux, sablo-graveleux à graveleux inclinés vers l'ouest.

Son origine doit être attribuée aux eaux de fonte du glacier (Arve, Beaufortin, Isère) occupant l'ombilic d'Annecy.

En effet, à cette étape, une langue de glace s'est engagée dans la dépression (740 m) qui entaille la montagne de Mandallaz ***(fig.2. 5)***. Les eaux de fonte, émissaires de ce lobe, se sont écoulées vers le N-W d'où la mise en place des deltas de Vincy et de Choisy.

L'origine du flux glaciaire bien identifiable, relève d'un glacier encore bien alimenté en amont de Faverges et s'écoulant par la dépression annécienne.

La cartographie des dépôts juxta-glaciaires en contact avec la glace, permet de proposer une reconstitution paléogéographique cohérente de l'étape II ***(fig. 2. 5)***.

2. 3. 3 – Stade de retrait 530 - 560 m

Les processus de fonte, esquissés lors des deux premiers stades décrits, se poursuivent en libérant plus largement les zones les plus hautes du substrat. Le Jura et la Montagne de Vuache sont dégagés jusqu'à l'altitude de 600 m environ, ainsi qu'un large domaine autour du Mont Salève, entre les bassins lémanique au nord, d'Annecy au sud et des Usses à l'ouest. Les massifs des Bornes et des Bauges émergent de la glace aux environs de 800 m d'altitude au nord, et 600 m au Sud.

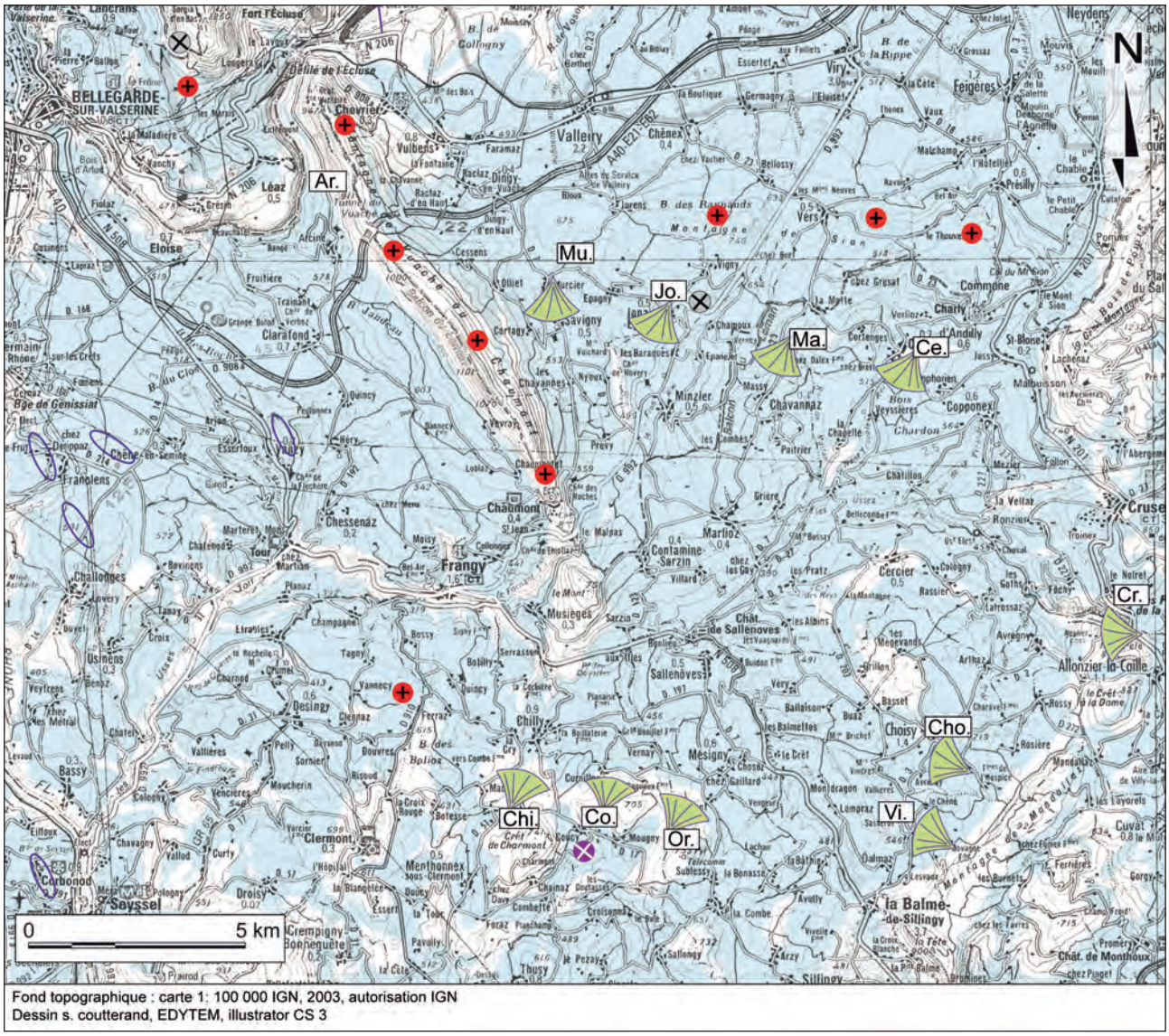
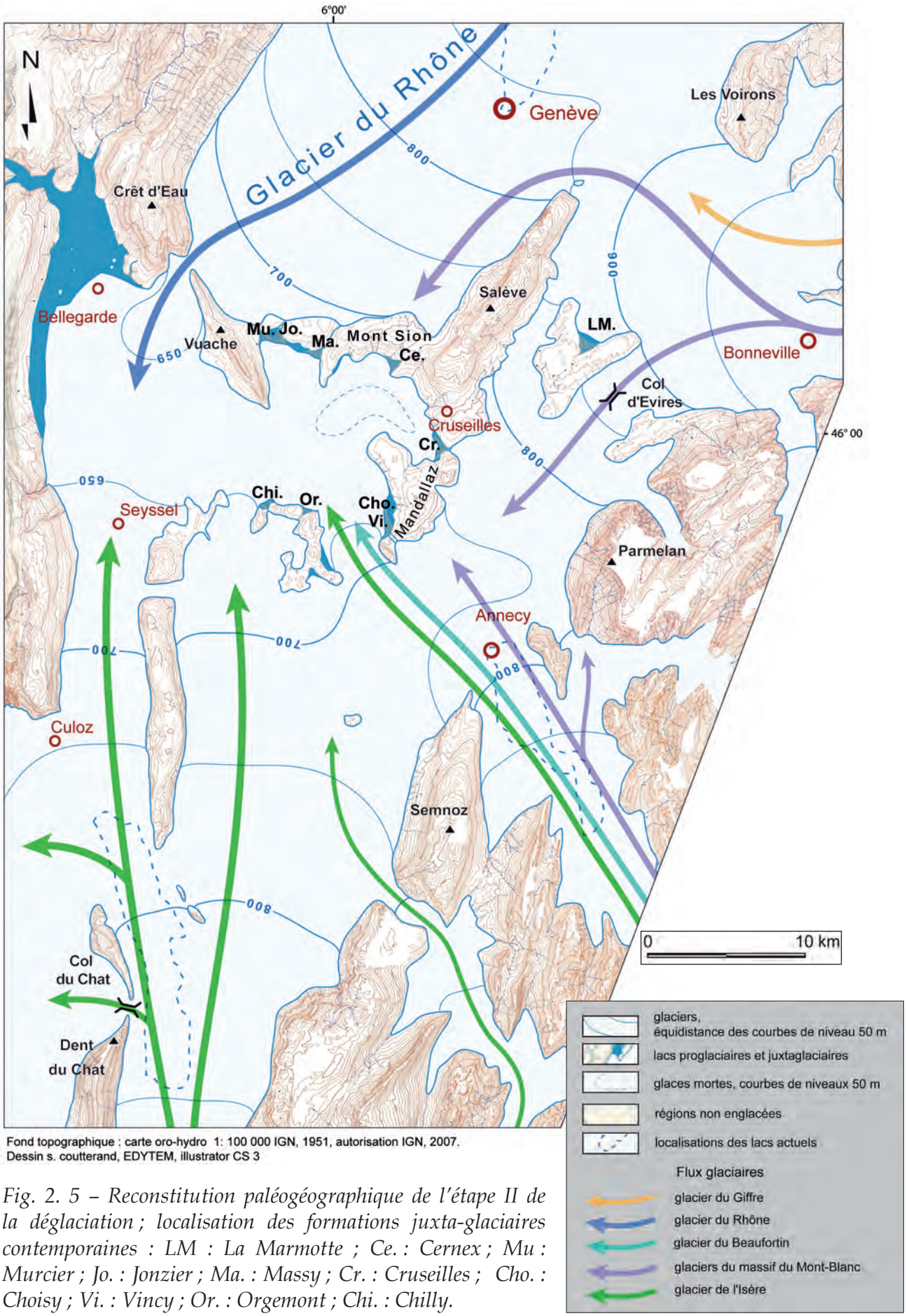


Fig. 2. 4 - Carte des formations superficielles des bassins des Usses et de Bellegarde. Localisation des principales formations juxta-glaciaires aux altitudes moyennes de 600 – 630 m. Ce. : Cernex ; Mu. : Murcier ; Jo. : Jonzier ; Ma. : Massy ; Cr. : Cruseilles ; Cho. : Choisy ; Vi. : Vincy ; Or. : Orgemont ; Chi. : Chilly.



Fond topographique : carte oro-hydro 1: 100 000 IGN, 1951, autorisation IGN, 2007.
Dessin s. coutterand, EDYTEM, illustrator CS 3

Fig. 2. 5 – Reconstitution paléogéographique de l'étape II de la déglaciation ; localisation des formations juxta-glaciaires contemporaines : LM : La Marmotte ; Ce. : Cernex ; Mu : Murcier ; Jo. : Jonzier ; Ma. : Massy ; Cr. : Cruseilles ; Cho. : Choisy ; Vi. : Vincy ; Or. : Orgemont ; Chi. : Chilly.

• ***Le bassin de Bellegarde***

Les différents flux se réduisent progressivement dans les bassins ; des glaces non alimentées évoluent en culots de glace morte et, à leur contact, s'édifient des dépôts de type deltaïque ***(fig. 2. 6)*** à des altitudes voisines de 530-560 m (Lancrans, Arcine). La présence de rythmites glacio-lacustres (Génissiat) sur de grandes surfaces dans les zones les plus basses de la topographie (Monjuvent et Nicoud 1988 a) témoigne, à ce stade, de l'existence de larges lacs à la périphérie des langues glaciaires en décrépitude et notamment du lac de la Semine de niveau variable.

• ***Le bassin des Usses***

Les processus de fonte sur place, esquissés lors des 2 premiers stades décrits, se poursuivent

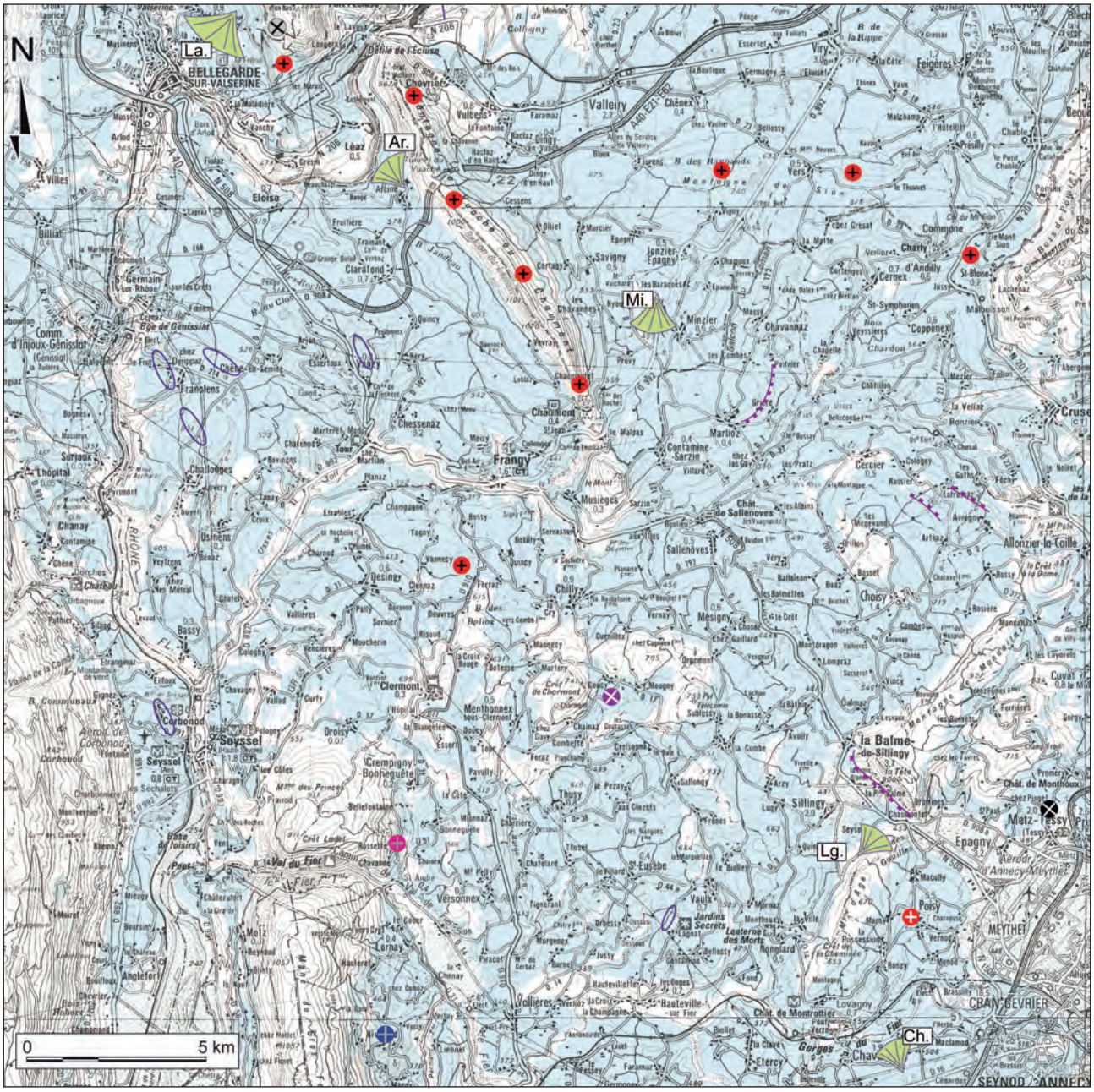


Fig. 2. 6 - Carte des formations superficielles des bassins des Usses et de Bellegarde, localisation des principales formations juxta-glaciaires aux altitudes moyennes de 530 – 560 m. La : Lancrans ; Ar. : Arcine : Mi. : Minzier ; Lg. : Langlard ; Ch. : Chavanod (cf. légende de la figure 2. 2 et 2.4).

en libérant plus largement les zones les plus hautes du substrat.
Les culots de glace morte se réduisent progressivement dans les bassins et, toujours à leur contact, s'édifient des dépôts de type deltaïque ***(fig. 2. 6)*** à des altitudes proches de 530-560 m (Arcine, Minzier, Langlard, Chavanod).

En nous appuyant sur la cartographie des dépôts juxtaglaciaires en contact avec la glace, nous proposons une reconstitution paléogéographique ***(fig. 2. 7)*** de l'étape III.

2. 3. 4 – Evidence d'une récurrence glaciaire

• ***Dans le bassin des Usses***

La récurrence du glacier du Rhône débordant du bassin lémanique par les dépressions qui affectent le relief du Mont Sion est attestée par une moraine de fond se superposant aux formations deltaïques de Murcier (625 m), de Jonzier (600 m), de Minzier (570 m), ***(fig. 2. 8)***. Cette récurrence parait de faible amplitude car les dépôts morainiques contemporains ne semblent pas avoir recouvert la totalité du Mont Sion. Le glacier du Rhône en contact avec le Mont Sion atteignant 700 m d'altitude a ainsi débordé par deux dépressions d'altitude inférieure à 700 m. La reconnaissance pétrographique des blocs erratiques révèle sans ambiguïté la provenance du Valais et du massif du Mont-Blanc, comme en témoignent la présence de roches vertes et de gabbros (type Allalin). En aval du Défilé de l'Ecluse, des dispositifs «moraines -chenaux marginaux» sont identifiés vers Bellegarde (Bravard, 1970) et au nord du plateau de la Semine, au pied de la Montagne de Vuache.
Les observations confortent ainsi les interprétations de Gangloff (1970) qui envisageait un glacier du Rhône débordant le seuil du Mont Sion au sud de la cuvette lémanique sous la forme de «*deux langues glaciaires parallèles*».

L'exemple du delta de Murcier (580 – 610 m)
Cette coupe se situe au sud de la montagne de Sion. A sa base, on trouve une moraine de fond à matrice carbonatée. Superposé à cette moraine, un delta sablo-graveleux et caillouteux forme des foresets surmontés de topsets. Le pendage implique une alimentation rhodanienne. Les topsets sont recouverts d'une moraine de fond témoignant d'une transgression glaciaire depuis le bassin lémanique. La pétrographie de la moraine atteste la présence de roches vertes, de gneiss et de schistes lustrés. L'origine rhodanienne est sans équivoque.
De même, le flux glaciaire issu de la cluse d'Annecy - Faverges s'est engagé dans la cluse de Chaumontet, puis a débordé la large dépression de la montagne de Mandallaz (740 m) ***(fig. 2. 9)***, recouvrant ainsi d'un till de fond les deltas antérieurs de Choisy et de Vincy (600-630 m). Ces derniers présentent ainsi une stratigraphie analogue à celle du delta de Murcier ***(fig. 2. 10).***

Du point de vue pétrographique, les blocs erratiques étudiés à la gravière de Choisy montrent un apport du Beaufortin et / ou de la Tarentaise. En effet, des granites à grain fin, des flyschs valaisans et des grès de base du Permo-Trias ont été identifiés. Les affleurements de ces unités existent en Beaufortin mais également en Tarentaise.
A Sallenôves, en bordure de la N 508, à 5,5 km au N-W de la Balme-de-Sillingy, une formation d'origine fluvio-glaciaire, émissaire de la langue glaciaire d'Annecy, incisée par le ruisseau des Petites Usses montre des galets à pétrographie similaire.

• ***Nord des bassins de l'Albanais et de Bellegarde***

Dans le bassin de l'Albanais, cette récurrence glaciaire se manifeste par le débordement du glacier isérois qui difflue dans le bassin des Usses. Les langues glaciaires d'origine iséroise se sont insinuées par les dépressions topographiques (< 700 m) qui affectent les collines molassiques au nord du bassin de l'Albanais. De courtes langues glaciaires ont débordé dans le bassin des Usses. De ce fait, la formation

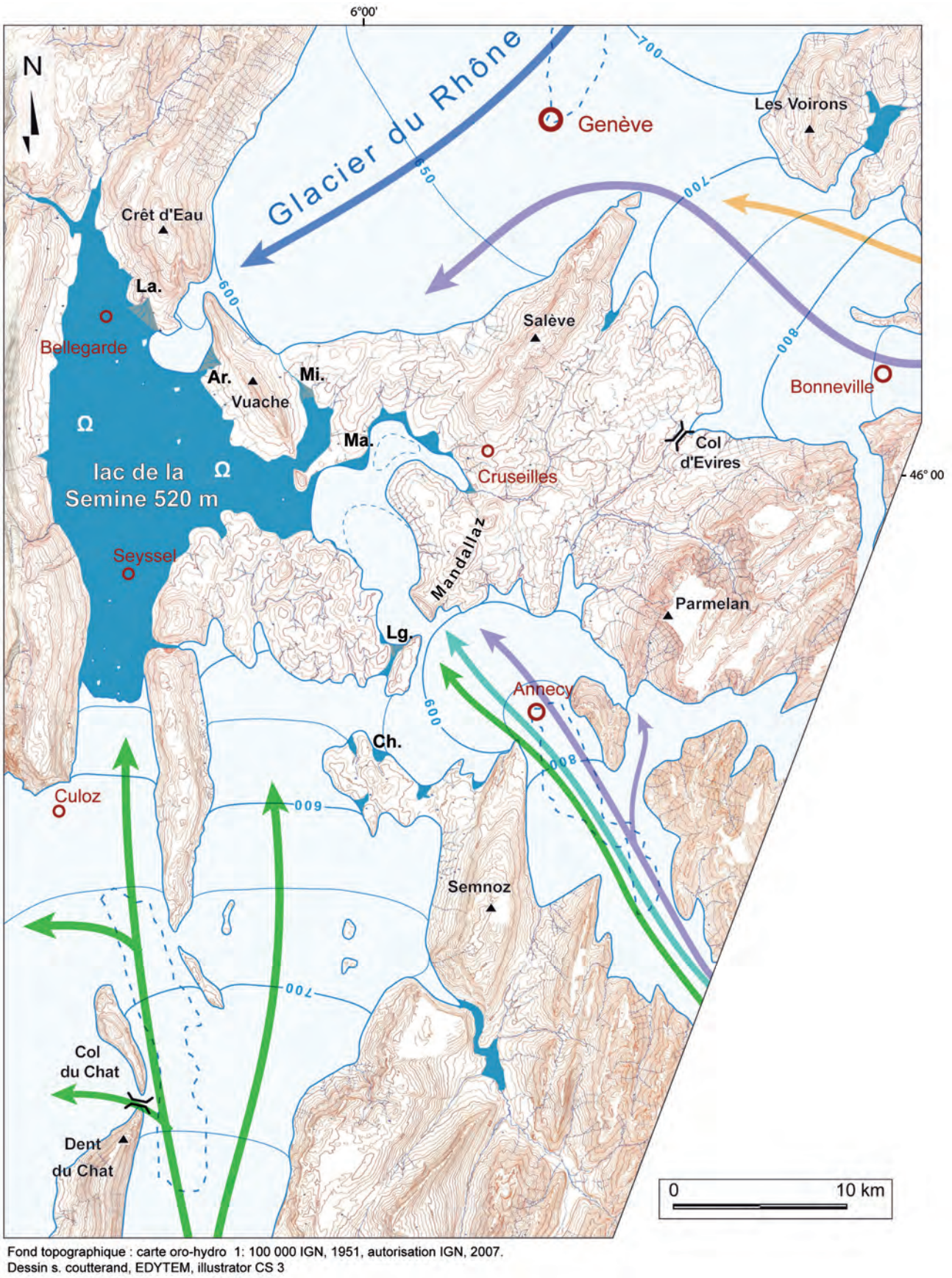
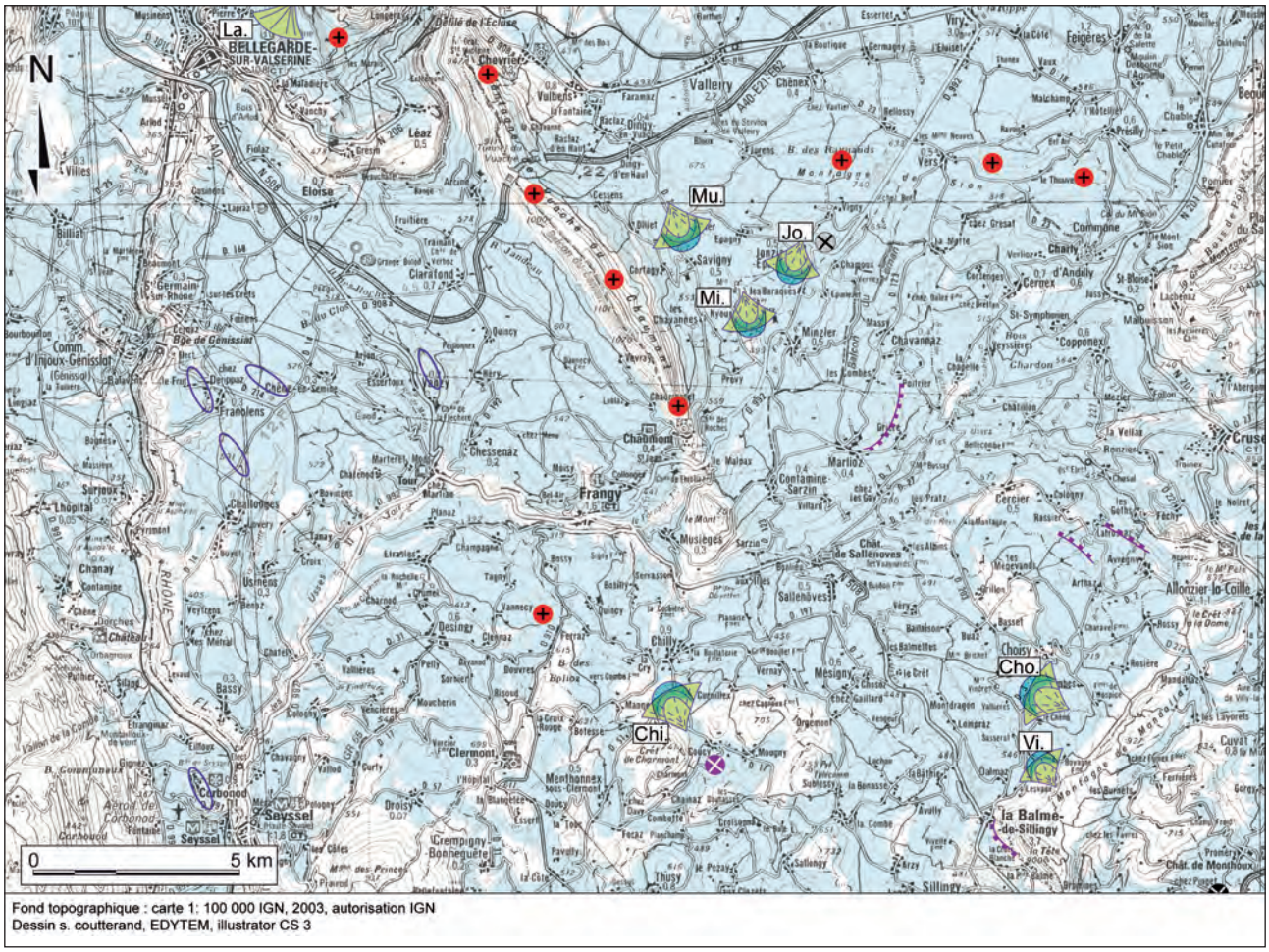


*Fig. 2. 7 - Reconstitution paléogéographique de l'étape III de la déglaciation ; localisation des formations juxta-glaciaires contemporaines : La : Lancrans ; Ar. : Arcine : Mi. : Minzier ; Lg. : Langlard ; Ch. : Chavanod, **Ω** : argiles glacio-lacustres pluri décamétriques (cf. légende figure 2. 3 et 2. 5).*



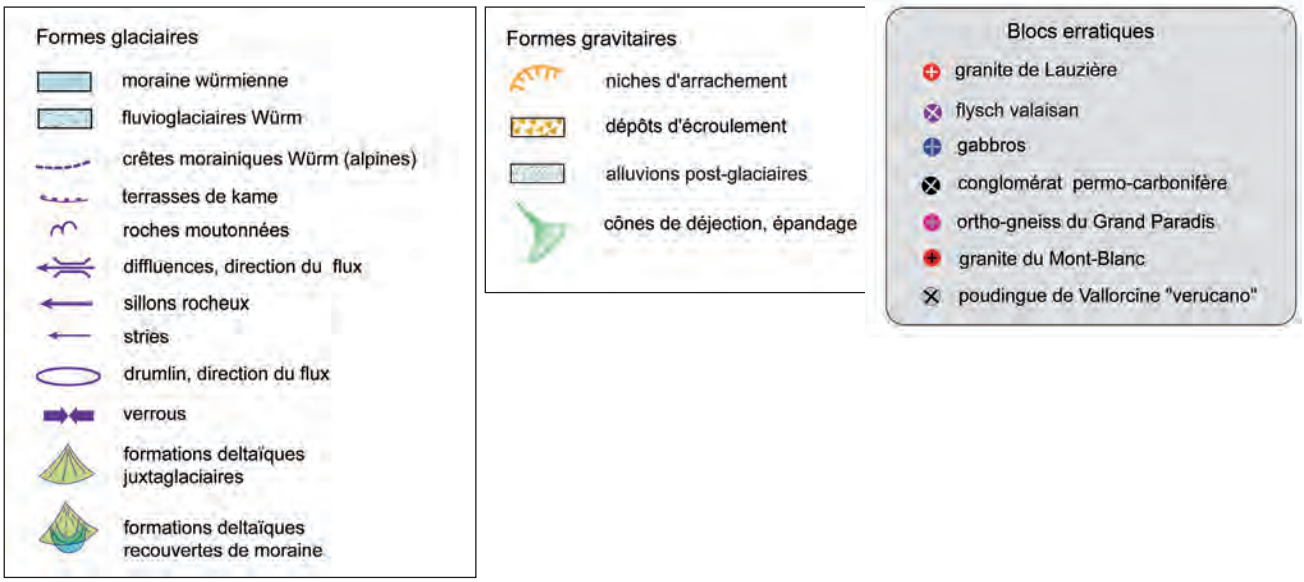


Fig. 2. 8 - Carte des formations superficielles des bassins des Usses et de Bellegarde, localisation des principales formations deltaïques recouvertes d'un till de fond contemporain de la récurrence glaciaire : La. : Lancrans ; Mi. : Minzier ; Mu : Murcier ; Jo. : Jonzier ; Cho. : Choisy ; Vi. : Vincy ; Chi. : Chilly.

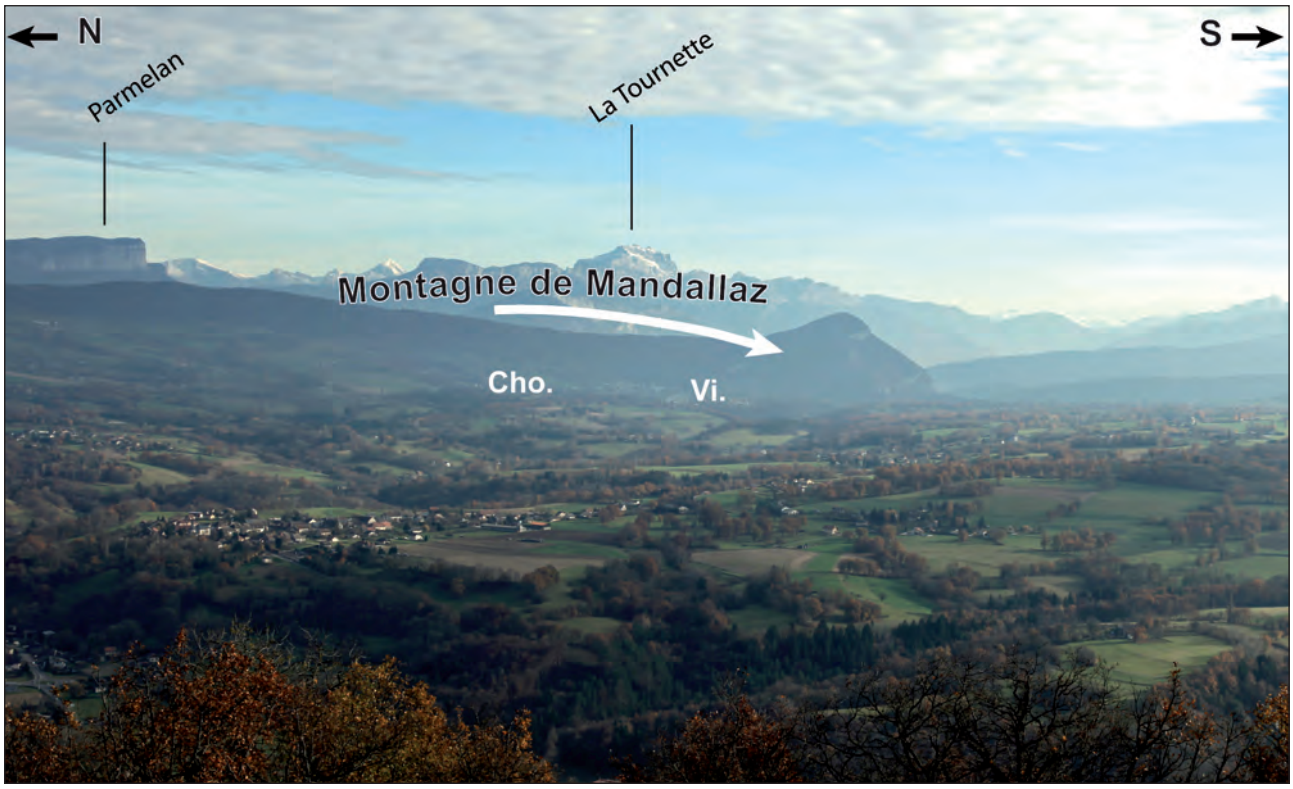


Fig. 2. 9 – Vue en direction de la cluse d'Annecy (est) : la flèche blanche figure la langue glaciaire qui a débordé la Montagne de Mandallaz lors de la récurrence ; localisation des deux formations deltaïques, Cho. : Choisy ; Vi. : Vincy.

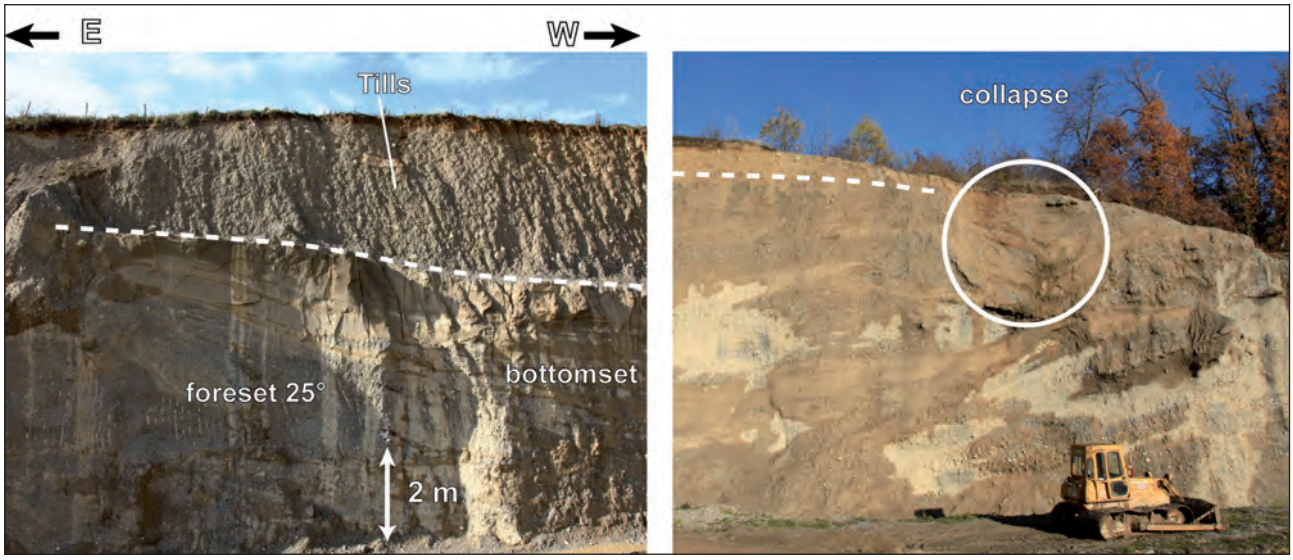


Fig. 2. 10 - Formation deltaïque de Choisy : delta de type « Gilbert », des formes de type « collapse » plurimétriques affectent la formation. Un till de fond contemporain d'un retour du glacier recouvre la formation.

deltaïque de Chilly est recouverte d'un till de fond dont l'origine iséroise est confirmée par la pétrographie. En effet, il existe de nombreux blocs de flysch valaisan sur l'ensemble du bassin de l'Albanais ***(fig. 2. 11)***. De plus, un bloc erratique d'orthogneiss du Grand Paradis a été identifié sur le versant oriental de la montagne des Princes (620 m). Deux couloirs glaciaires ont ainsi alimenté les glaces iséroises qui occupaient le bassin de l'Albanais :

• le flux principal, issu de la cluse de Chambéry ;

• le second, issu de la cluse du Chéran où s'évacuait le flux isérois de la diffluence du col du Frêne.

Cette nappe de glace s'écoulait vers le nord et entrait en contact avec le flux issu de la cluse d'Annecy - Faverges à l'est de la montagne d'Age (670 m).

Un autre flux issu de la cluse de Chambéry occupait le val du Bourget et empruntait le couloir glaciaire de la Chautagne jusqu'à Seyssel. On doit à ce barrage glaciaire la présence d'un vaste lac (lac de la Semine) dont le niveau était contrôlé par l'épaisseur et l'étanchéité des glaces iséroises débouchant du val du Bourget ***(fig. 2. 12)***. En effet, à Lancrans, une autre formation deltaïque se superpose au delta contemporain du lac de 520 m (Campy *et al.,* 1990).

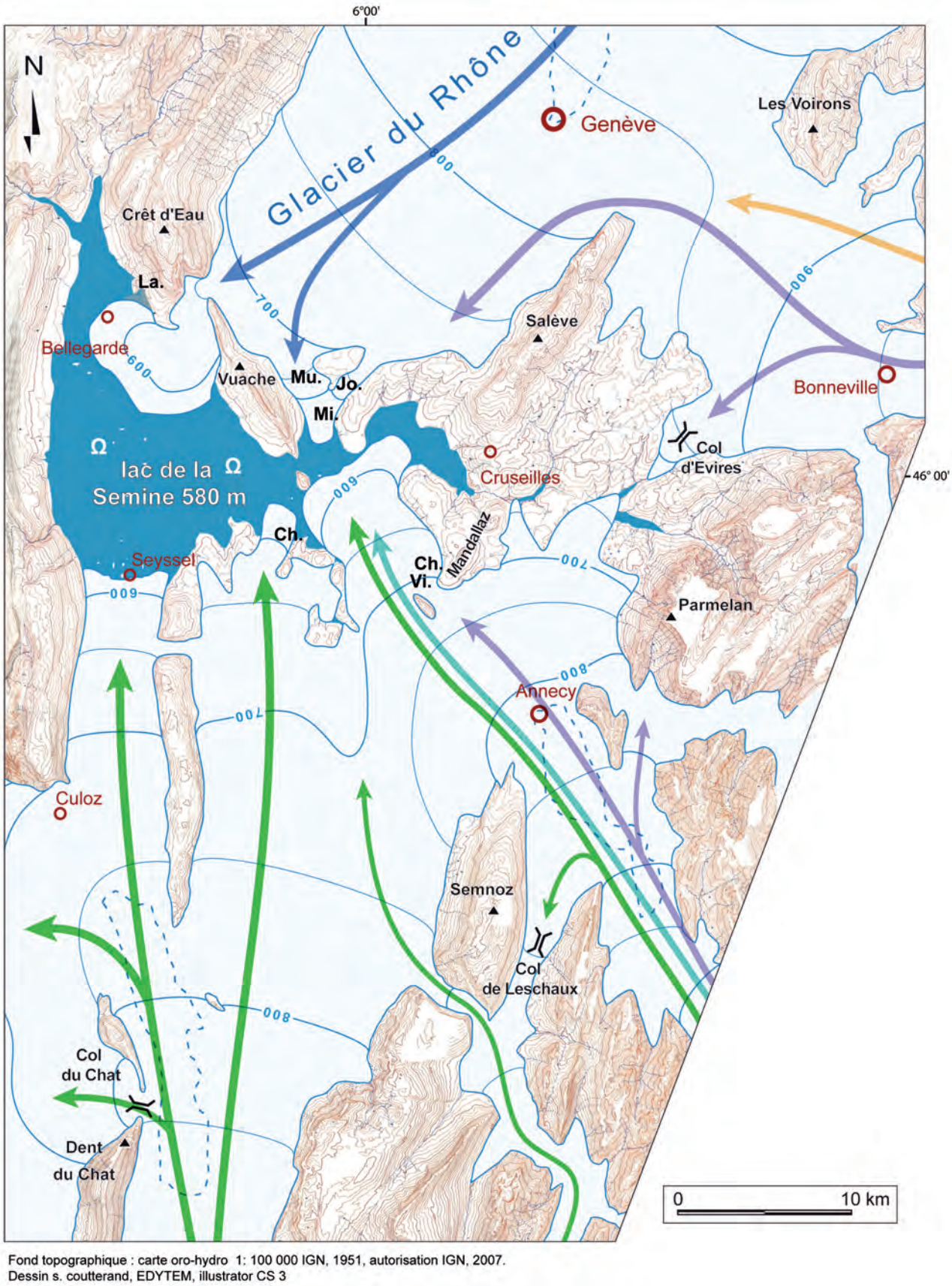
Cette reconstitution paléogéographique de la déglaciation représente souvent des appareils dont les fronts s'avancent en milieu lacustre et notamment dans le val du Bourget - Chautagne. Nous avons choisi de représenter des langues tronquées en leur centre. Les observations montrent bien souvent ***(fig. 2. 13)*** qu'en raison des «taux d'abattage» des fronts lacustres (environ 5 m / an d'abattage en eau douce, pour 1 m de hauteur d'eau en contact avec la langue glaciaire), le front du glacier vêle et se disloque, limitant de fait l'extension spatiale de la langue glaciaire (Brown *et al.,* 1982 ; Funk et Röthlisberger, 1989 ; Benn *et al.,* 2007). Dans les ombilics, le glacier n'est en contact avec le substratum que sur ses marges latérales. La partie centrale du glacier ne repose plus sur le fond d'auge, il devient flottant et instable (cas d'un shelf). Ce phénomène accentue alors le vêlage du front en raison d'un « taux d'abattage infini ».

Conclusion sur la déglaciation entre l'Avant-Pays savoyard et le bassin lémanique

La reconstitution paléogéographique de la déglaciation de ce vaste domaine intermédiaire constitué par les bassins des grandes Usses et des petites Usses , de la Semine, et de l'Albanais contribue à nouveau à démontrer l'organisation des flux glaciaires à l'origine des débordements sur les piémonts.

La déglaciation est liée à un déficit en alimentation qui a généré une individualisation progressive des quatre appareils glaciaires représentés par les glaciers de l'Arve et du Rhône au nord, le glacier issu de la cluse d'Annecy - Faverges à l'est, et les glaces iséroises s'écoulant depuis la cluse de Chambéry dans le val du Bourget et l'Albanais au sud.

Fig. 2. 11 - Détail d'un bloc erratique de flysch valaisan à Thusy, au nord du bassin de l'Albanais.



Fond topographique : carte oro-hydro 1: 100 000 IGN, 1951, autorisation IGN, 2007.
Dessin s. coutterand, EDYTEM, illustrator CS 3

*Fig. 2. 12 - Reconstitution paléogéographique de la récurrence ; localisation des formations deltaïques recouvertes d'un till de fond contemporain de la récurrence glaciaire : Mi. : Minzier ; Mu : Murcier ; Jo. : Jonzier ; Cho. : Choisy ; Vi. : Vincy ; Chi. : Chilly, **Ω** : argiles glacio-lacustres pluri décamétriques (cf. légende figure 2. 3 et 2. 5).*

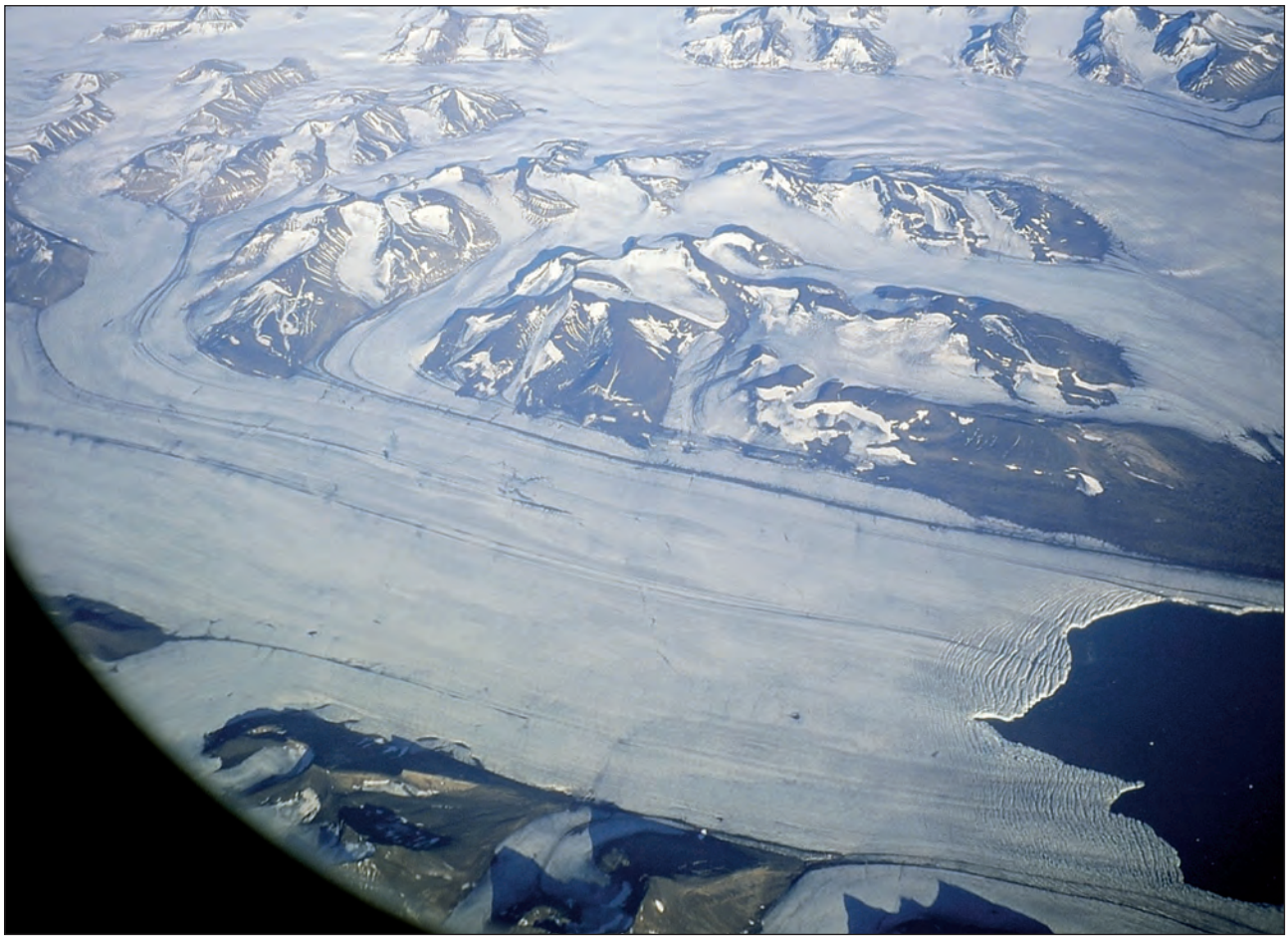


Fig. 2. 13 – Vue aérienne de la langue terminale du glacier Svéa au Spitzberg (© Louis Reynaud), morphologie caractéristique d'une langue glaciaire vêlant en milieu lacustre (milieu marin pour le glacier Svéa).

Trois étapes majeures de stationnement des glaciers ont pu être reconstituées et mises en évidence dans le bassin des Usses. De plus, une quatrième étape correspondant à une récurrence des appareils glaciaires est bien identifiée par la présence d'un till de fond reposant sur les formations deltaïques contemporaines des deux dernières étapes de retrait.

Cette reconstitution témoigne de l'influence prépondérante du glacier isérois au cours de la déglaciation. Alors que le glacier du Rhône était largement en retrait, les glaces iséroises issues de la cluse de Chambéry et du val du Bourget se sont avancées jusqu'à Seyssel. Elles sont à l'origine d'un barrage glaciaire bloquant le vaste lac de la Semine de niveau variable, contrôlé par l'épaisseur des glaces iséroises.

Enfin, on remarquera que l'influence du glacier de l'Arve disparaît rapidement au début de la déglaciation. Cette situation est liée à l'altitude importante du seuil des Bornes favorisant alors une déconnexion précoce de la diffluence.

3 - La déglaciation de la basse vallée de l'Arve,

LES DÉCONNEXIONS AVEC LES DIFFLUENCES

Notre étude de la déglaciation de la basse vallée de l'Arve s'inscrit dans la continuité de la déglaciation du bassin de l'Albanais et des Usses. En effet, notre choix s'est porté sur cette vallée, car l'excellente préservation des dépôts glaciaires permet une reconstitution détaillée des étapes de la déglaciation ***(fig. 3. 1)***. Notre connaissance du terrain et nos travaux antérieurs (Coutterand et Nicoud, 2005) nous permettront d'interpréter l'influence des déconnexions des diffluences du glacier de l'Arve par les seuils des Bornes et de Megève sur les bassins versants voisins. Nous nous attarderons notamment sur la diffluence de Megève car elle est étroitement liée à l'alimentation du glacier de la cluse d'Annecy - Faverges.

Au préalable, une attention sera portée aux premières étapes de la déglaciation, suivies des stades du « Tardiglaciaire ancien ». La synthèse la plus récente de la déglaciation proposée par Monjuvent (Charollais *et al.* 1998) met en évidence neuf étapes principales pouvant être rassemblées en deux grandes périodes :

- la première comprend les quatre premières étapes où le glacier de l'Arve conflue encore avec le glacier du Rhône. Elles sont identifiées dans cette étude comme « stades confluents avec le glacier du Rhône » ;
- la seconde correspond aux trois étapes suivantes du retrait où le glacier de l'Arve est déconnecté du glacier du Rhône et individualisé dans sa vallée. Elles sont désignées comme « stades individualisés dans la vallée de l'Arve ».

3. 1 - Stades confluents avec le glacier du Rhône

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 joint à celui du Rhône au pied du Salève.

Les quatre premières étapes d'abaissement de la surface du glacier sont bien matérialisées par de nombreuses formations glacio-lacustres. Celles-ci se sont déposées dans de petits lacs de barrage glaciaire au débouché des vallons adjacents. Leur chronologie relative est révélée par les altitudes décroissantes des formations, qui traduisent l'abaissement de la surface du glacier peu après le WGM ; aucune récurrence n'est reconnue.

Etape I - Le stade de la Marmotte (fig. 3. 2)

Ce stade de retrait correspond à une stagnation du glacier (Dorthe-Monachon, 1986 ; Charollais *et al.*, 1998) Bien que la surface du glacier se soit abaissée d'environ 300 m depuis le WGM, la paléogéographie témoigne encore d'un englacement puissant, atteignant l'altitude de 900 m autour du plateau des Bornes. Le glacier barre un lac dans lequel les eaux de fonte issues de la surface du glacier et du plateau des Bornes ont progradé. A ce stade où le seuil de la Chapelle-Rambaud est environné par les glaces, le glacier difflue en direction d'Annecy par les cols d'Evires et du Sappey. L'altitude de cette formation deltaïque nous permet ainsi de corréler cette étape avec le stade II de la déglaciation de l'avant-pays savoyard ***(cf. § 2. 3)***.

Etape II - Le stade de Saint-André-de-Boëge (Fig. 3. 2)

Postérieurement à ce stade, la diffluence du glacier de l'Arve par les cols d'Evires et du Sappey se déconnecte. En effet, le glacier se tasse dans la basse vallée de l'Arve et stagne à une altitude de 750 m, comme en témoignent les dépôts glacio-lacustres de Saint-André-de-Boëge (750 m). Au S-W du plateau des Bornes, le flux glaciaire issu de la cluse d'Annecy s'individualise.

Fig.3. 1 – Carte des formations quaternaires des étapes de la déglaciation de la basse vallée de l'Arve (cf. légende de la figure 2. 4).

Etape III - Le stade des lacs de Fillinges et d'Esserts-Salève (fig.3. 2)

C'est à cette étape que correspond la séparation du glacier de l'Arve et du glacier du Giffre moins puissant. La rive gauche du glacier est bordée par les cordons morainiques latéraux de Bas-Mornex et Essery (environ 600 m). Dans la vallée du Viaison, se dépose la terrasse glacio-lacustre d'Esserts-Salève (lac d'Esserts-Salève, 560 m). En rive droite, la formation glacio-lacustre de Fillinges atteste de la présence d'un lac de barrage glaciaire à l'altitude de 580 m. Le front du glacier est vraisemblablement situé dans le bassin genevois au pied du Salève.
Le glacier du Giffre est encore joint à celui de l'Arve au col de Châtillon et dans la dépression du Pont du Giffre. Il franchit le seuil de Faucigny-Peillonnex et barre le débouché du Foron et de la Menoge. Les terrasses fluvio-glaciaires de Fillinges, Arpigny et Faucigny sont contemporaines ; elles se sont formées entre 560 et 640 m d'altitude en rive droite du glacier de l'Arve.
Certains auteurs rattachent ce stade au «*stade de la Tour*» (Armand, 1978 ; Dorthe-Monachon, 1986). Dorthe-Monachon suppose que le glacier de l'Arve franchit le seuil de Faucigny-Peillonnex barrant les écoulements du Foron et de la Menoge : «*un lac se crée en bordure du lobe à une altitude de 650 m, d'où la formation du petit delta de la Tour à l'altitude de 650 m*». Cette hypothèse présente de nombreuses incohérences : d'une part, l'altitude de ce lac d'obturation glaciaire est incompatible avec celle du lac d'Esserts-Salève (560 m) en rive gauche du glacier de l'Arve. D'autre part, les dépôts glaciaires de la région de Peillonnex doivent être attribués uniquement au glacier du Giffre en raison de l'absence d'éléments cristallins. Ces critères confirment l'hypothèse de Monjuvent (Charollais *et al.*, 1998) qui voit, à ce stade, la formation du lac de Fillinges (580 m).

Etape IV - Le stade du lac de la Bergue (fig.3. 2)

Ce stade est reconnu par Dorthe-Monachon (1986). A proximité, en rive droite, la formation glacio-lacustre de la Bergue (520 m) témoigne de l'obturation de la basse vallée de la Menoge par le glacier de l'Arve. C'est la dernière étape où les glaciers de l'Arve et du Rhône sont encore jointifs. Les deux appareils seront ensuite définitivement individualisés dans leurs vallées respectives.

3. 2 - Les stades de retrait individualisés dans la vallée de l'Arve

3. 2. 1 -L'ombilic de Bonneville

Les étapes suivantes sont limitées à l'ombilic de Cluses Bonneville entre le verrou du Salève en aval et le verrou de Cluses en amont.

Etape I – Le stade de Cranves-Sales – Loex et du lac de Pollinges (fig. 3. 3)

Pour le glacier de Rhône, il est identifié par les moraines de Cranves-Sales (530 m) et Borly, (apophyse latérale gauche du glacier). Pour le glacier de l'Arve, la moraine de Loex (520 m) correspond à une moraine latérale droite.
L'altitude de la moraine latérale rhodanienne de Cranves-Sales (530 m) nous suggère de corréler cette formation à l'arc morainique frontal du glacier du Rhône à Laconnex, ***(voir plus loin cf. § 4. 2)***.
Le glacier du Rhône obture la basse vallée de l'Arve au niveau de l'étranglement d'Etrembières. Le barrage glaciaire est responsable de la formation du vaste lac de Pollinges (495m) et des sédiments glacio-lacustres distaux et proximaux qui s'accumulent au débouché du chenal de Vuarapau bordant la moraine de Vercot (Charollais *et al.* 1998). Cette moraine, déposée sur la marge latérale gauche du glacier de l'Arve, forme une crête continue entre Reignier et Pers-Jussy (557m).
Le glacier du Giffre au cours de son retrait se déconnecte du lobe de glace remplissant encore l'ombilic de Viuz-en-Sallaz au niveau du rétrécissement du village de La Tour. Entre les deux parties du glacier, un lac se crée (cote 650 m). La présence d'un étroit plan d'eau est attestée par la butte de La Tour, haute d'une quarantaine de mètres. Cette formation deltaïque grossière à pendage ouest composée d'éléments hétérométriques exogènes et de

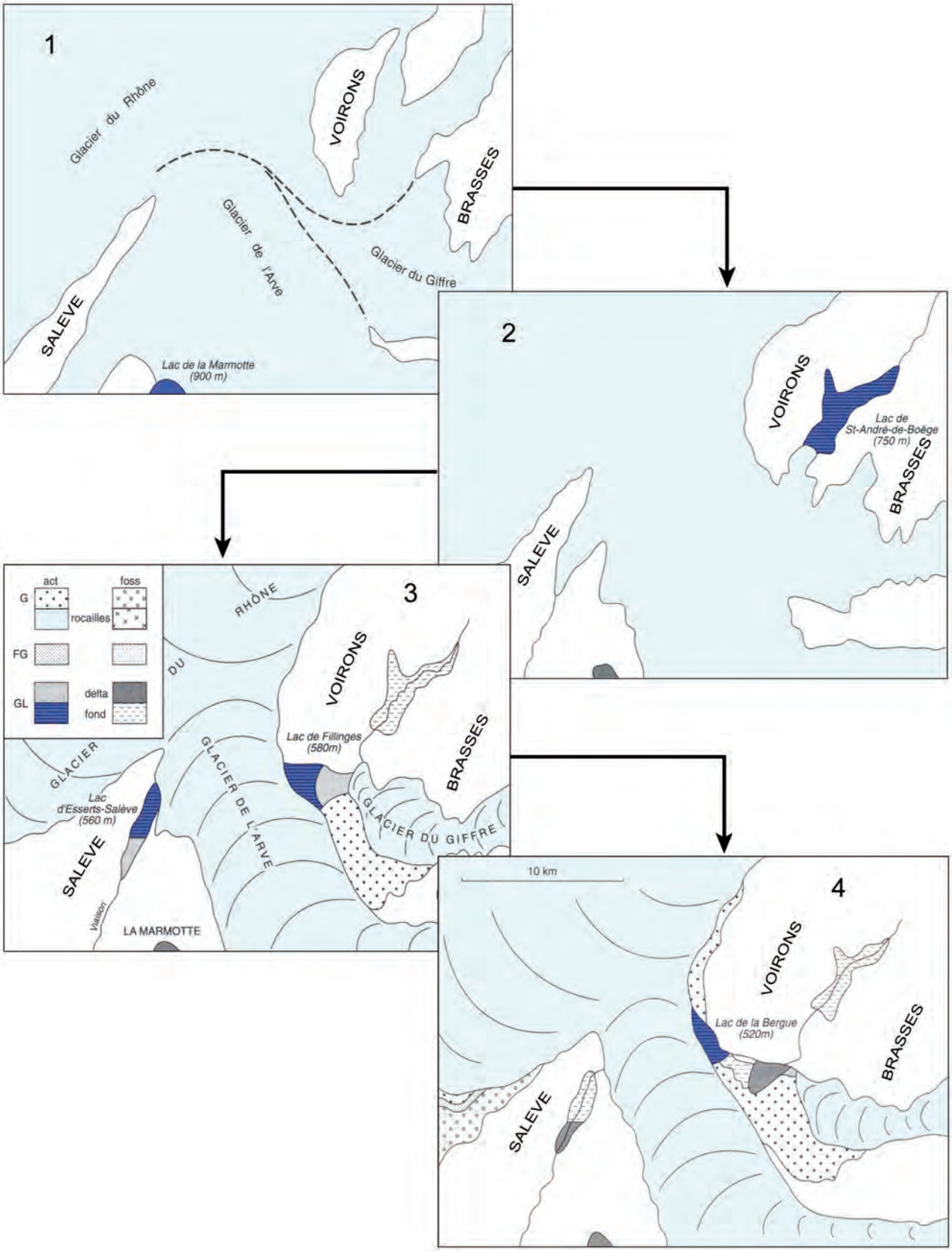


Fig. 3. 2 – Les étapes de la déglaciation de la basse vallée de l'Arve : 1 - le stade de la Marmotte ; 2 - le stade de Saint-André-de-Boëge ; 3 - le stade des lacs de Fillinges et d'Esserts-Salève ; 4 - le stade du lac de la Bergue (d'après Monjuvent, in Charollais et al. 1998, ce travail), colorisé.

nombreux galets striés, démontre la proximité du glacier.

Etape II - Le stade de Loisinges (Fig. 3. 3)

Le glacier de l'Arve recule, il est alors séparé du glacier du Rhône (également en retrait) par un vaste sandur constitué d'épandages fluvio-glaciaires ayant sédimenté progressivement le lac de Pollinges. De cette formation, il nous reste aujourd'hui la terrasse d'Arthaz (480 m). Le nom du stade est suggéré par une formation morainique latérale gauche : la moraine de Loisinges (540 m). Elle est située à l'intérieur de la moraine de Vercot dont elle est séparée par un chenal marginal (chenal de Vercot) alimentant le sandur qui constitue la terrasse d'Arthaz.

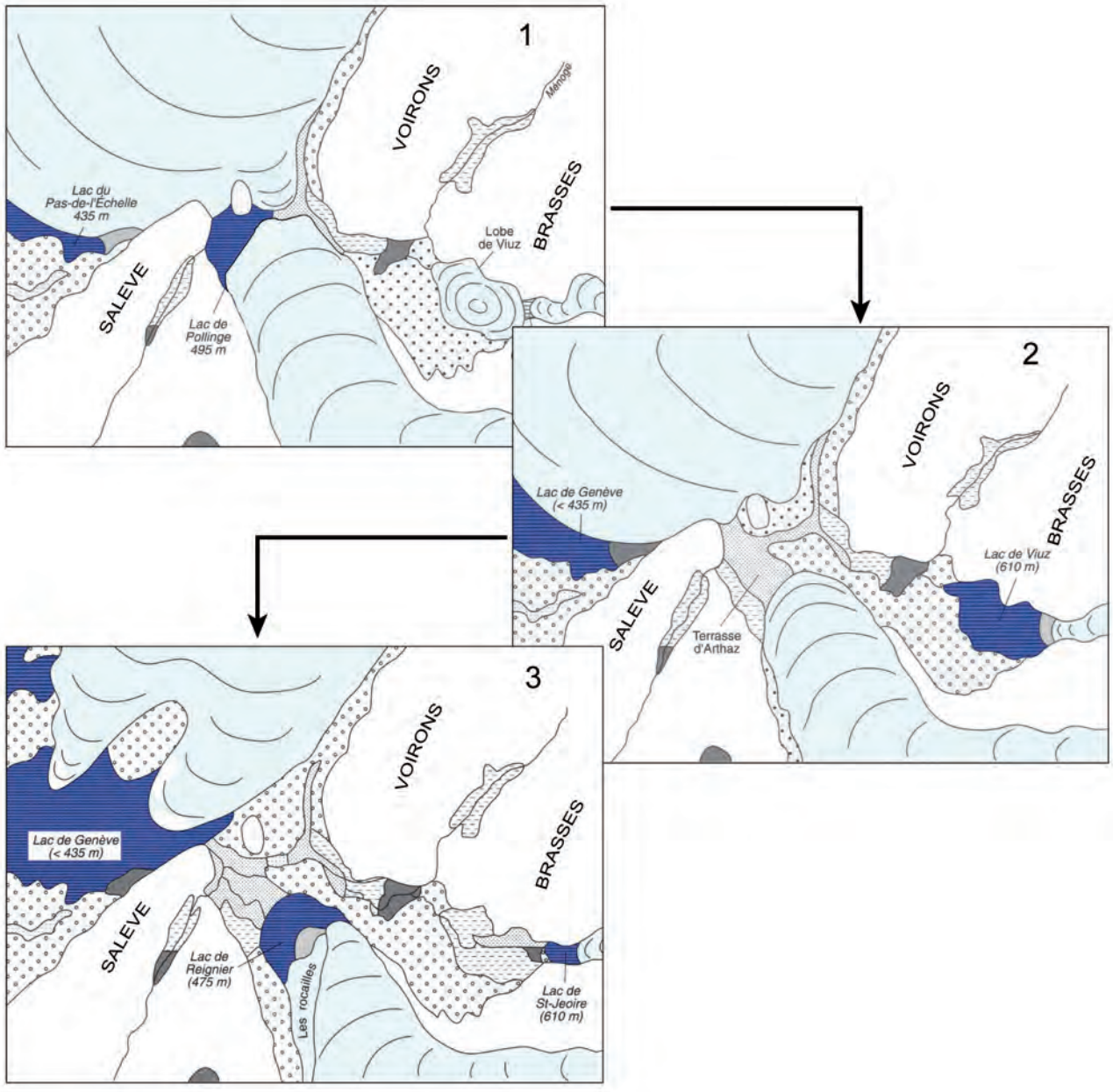


Fig. 3. 3 - Les étapes de la déglaciation de la basse vallée de l'Arve (glacier de l'Arve individualisé) : 1- Le stade de de Cranves-Sales – Loex et du lac de Pollinges ; 2 - le stade de Loisinges ; 3 – le stade «des Rocailles» (d'après Monjuvent, in Charollais et al. 1998), colorisé.

Etape III - Le stade « des Rocailles » (fig. 3. 3)

Ce stade, reconnu depuis les premiers travaux sur les formations quaternaires de la basse vallée de l'Arve (Favre 1878 ; Deleau, 1973 ; Dorthe-Monachon, 1986), s'exprime à travers de nombreuses formations d'origine glaciaire et juxta-glaciaire qui dessinent remarquablement la langue terminale du glacier ***(fig. 3. 4)***. Le front du glacier est marqué par la zone des Rocailles suivie au nord par un vaste sandur, localement occupé par un paléo-lac. La gravière de Villy montre un delta correspondant au lac de Reignier (475 m) situé entre le front du glacier et le pied du Mont Gosse.

• **En rive gauche,** en position latéro-frontale, la moraine des Rocailles, à l'intérieur de la moraine de Loisinges, délimite le glacier ; elle est bordée par le chenal marginal de Chevrier qui se raccorde au lac de Reignier.

A l'est de la Roche-sur-Foron, le vaste replat où sont construits les villages de Saint-Sixt et Saint-Laurent est une terrasse de kame ***(fig. 3. 4)***. Sur cette terrasse, se sont accumulés des sédiments glacio-lacustres alimentés par les écoulements du Borne. Le rebord de l'auge glaciaire du glacier de l'Arve est coiffé par les cordons morainiques du Bois des Fournets. Cette moraine, où affleurent en grande majorité des calcaires urgoniens (voir coupe du Bois des Fournets), prend naissance sous le plateau d'Andey (680 m) et se prolonge au nord-ouest de La Roche-sur-Foron (Eteau) (550 m) ; elle est incisée par le Borne. Ces observations confirment l'hypothèse de Dorthe-Monachon : le glacier du Borne ne conflue plus à ce stade avec le glacier de l'Arve (stade du Petit Bornand, Dorthe-Monachon, 1986). En amont, nous mentionnerons, sur la commune de Scionzier, la crête morainique du Saut (945 m) prolongée 3 km au N-W par la moraine de Sion (935 m), puis, plus en aval les rides morainiques situées en bordure nord du plateau d'Andey (770 m).

• **En rive droite,** quelques formes de

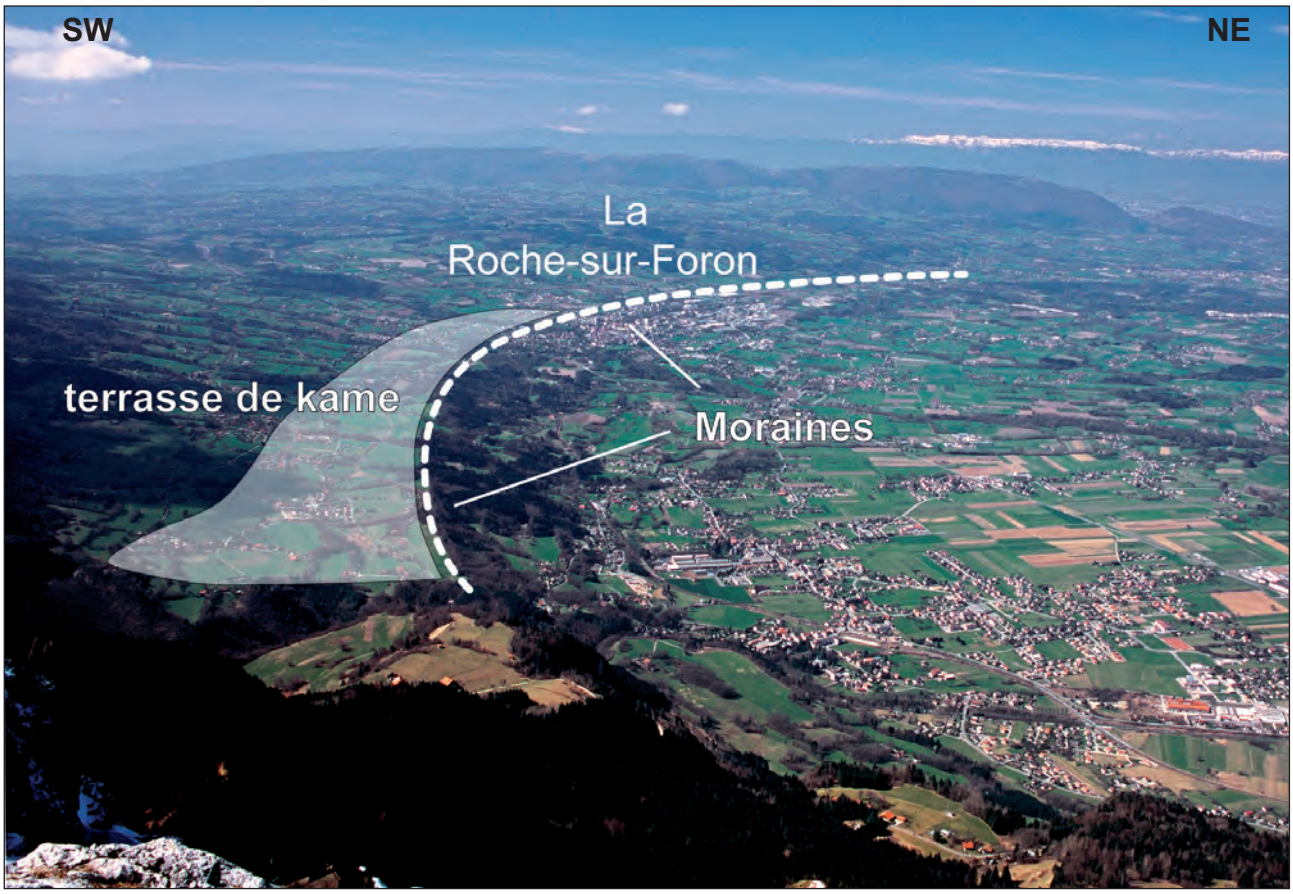


Fig. 3. 4 - L'ombilic de Bonneville, vu depuis la Pointe d'Andey, arc morainique du stade des Rocailles et terrasse de kame de Saint-Sixt et Saint-Laurent.

dépôts glaciaires témoins de ce stade sont relevées : au lieu dit les Grivaz, on note un replat long de 800 m, vraisemblablement d'origine morainique à l'altitude de 550 m. En amont, les cordons morainiques identifiés à Saint Sigismond (900 m), pourraient être contemporains de ce stade majeur.
Le profil longitudinal des formations morainiques permet de proposer une reconstitution paléogéographique du profil de la langue glaciaire : 650 m au niveau de la Roche-sur-Foron, 800 m au niveau de Mont-Saxonnex et 950 m au franchissement du verrou de Cluses ***(fig. 3. 5)***.
En amont, à Pont du Giffre, au cours du retrait, un lac identifié par Dorthe-Monachon (1986) se crée entre le glacier de l'Arve et le glacier du Giffre.

3. 2. 1 - Les étapes postérieures dans l'ombilic de Cluses - Bonneville

Les stades de « Bonneville-Marignier » et de « Marignier »

Deux stationnements du glacier dans l'ombilic de Cluses ont déposé les faibles accumulations de la rive droite (Dorthe-Monachon, 1986).
La paléogéographie de la langue glaciaire est suggérée par la présence de replats d'origine morainique à topographie très molle que l'on suit sur plusieurs kilomètres en amont de Marignier. Ce replat s'étend entre les hameaux de Charmey (620 m), de Soucy (550 m) puis en rive droite du Giffre, au lieu-dit les Rots (510 m). On remarque quelques blocs erratiques (pas de granite, présence de grès de Taveyanne).
En rive gauche, un replat d'origine morainique est reconnu au hameau de Blanzy (580 m) ; une coupe d'environ 3 m nous révèle du matériel morainique très hétérogène.

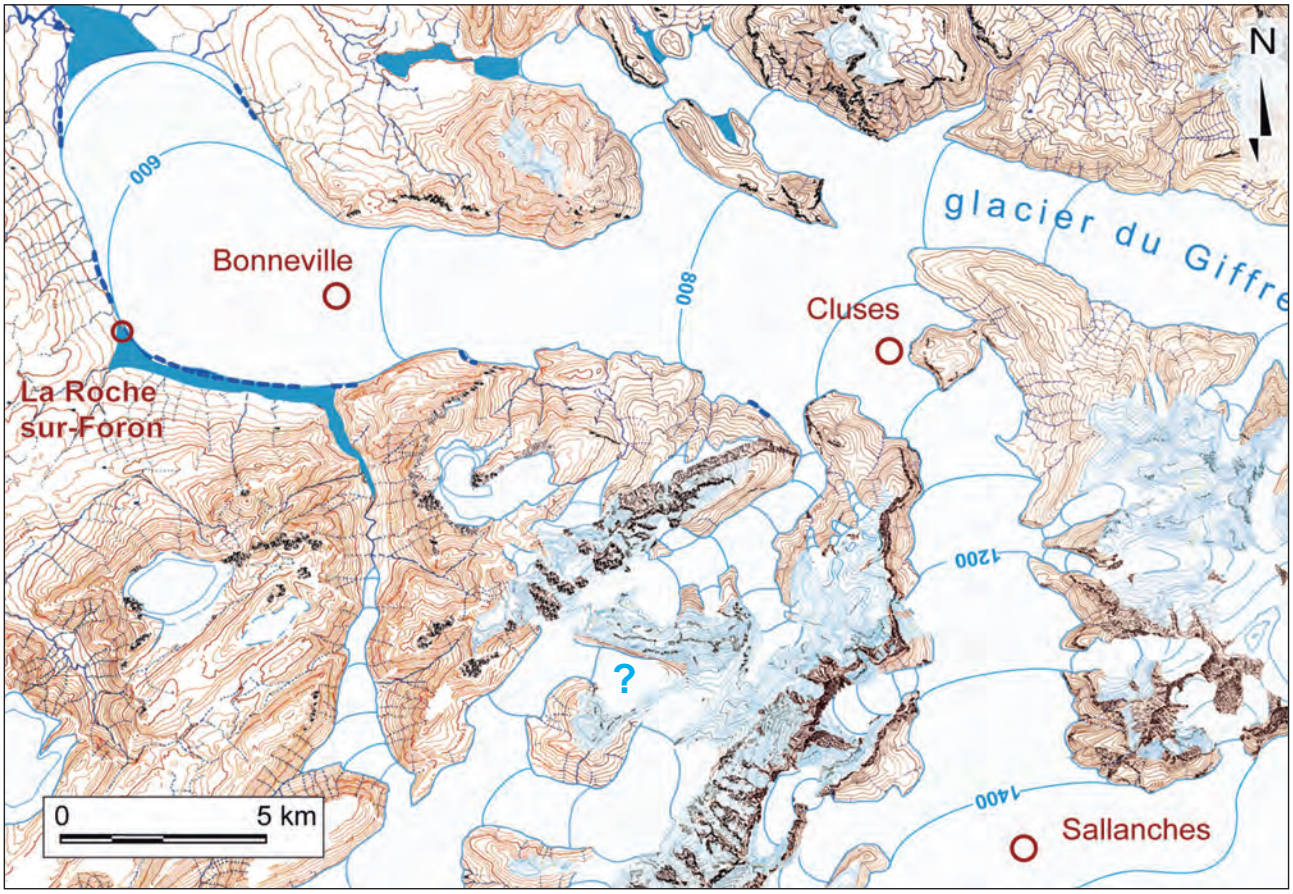


Fig. 3. 5 - Reconstitution paléogéographique du stade des Rocailles du glacier de l'Arve.

Ces observations permettent de reconstituer la paléogéographie de la langue glaciaire occupant l'ombilic et d'en déduire la position du front :

En amont du verrou de Cluses, le glacier très épais (surface ≥ 700 m) repose encore sur le substratum ; la tranche de glace qui s'écoule sur le verrou permet encore au glacier de s'étaler largement dans l'ombilic. Le remplissage alluvial de l'ombilic de Cluses atteignant vraisemblablement plusieurs centaines de mètres (Baconnais *et al.*, 1981) quelques kilomètres en aval du verrou, la glace basale n'est peut-être plus en contact avec le substratum et le glacier s'écoule en une nappe flottante vêlant alors dans un lac de niveau 450 m (Charollais *et al.*, 1998). Le glacier n'atteint plus Bonneville contrairement à la paléogéographie proposée par Dorthe-Monachon (1986).

L'appellation de stade de « Bonneville-Marignier » est proposée en référence à la position du front du glacier ***(fig.3. 6)***.

Toujours en rive droite, cinquante à soixante mètres en contrebas du premier niveau correspondant au stade « Bonneville-Marignier », un autre replat (500 m) d'origine glaciaire atteste d'un dernier stationnement du glacier au cours de la déglaciation de l'ombilic de Cluses.

Le front du glacier ne dépassant pas Marignier, nous l'identifions sous le nom de « stade de Marignier » ***(fig.3. 6)***.

A la suite du retrait du stade de Bonneville, un vaste lac de niveau 450 m s'est installé dans l'ombilic de Cluses-Bonneville.

Postérieurement au stade de Marignier, le glacier en retrait abandonne l'ombilic de Cluses - Bonneville et se retire dans le défilé – verrou de Cluses - Magland. Le premier stade bien identifié dans ce secteur correspond au stade de Magland (Coutterand et Nicoud, 2005).

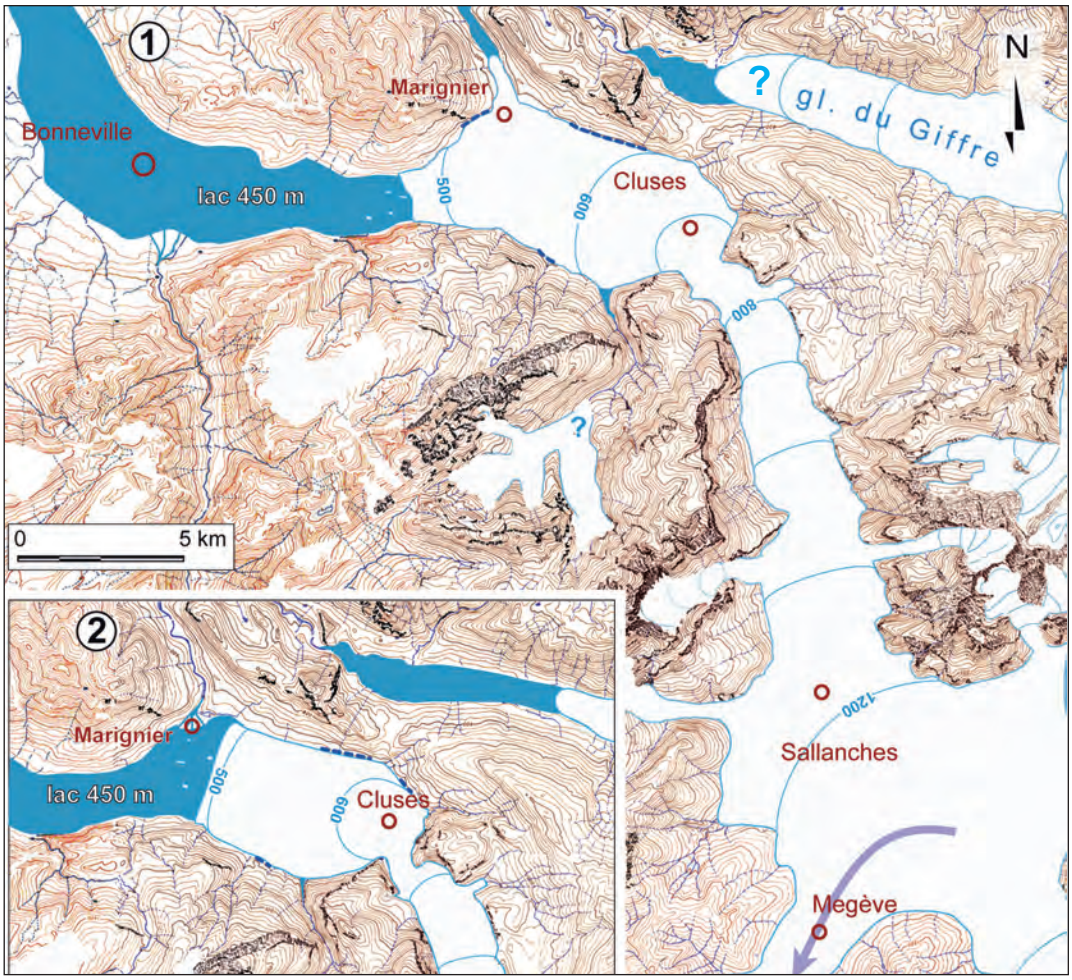


Fig. 3. 6 - Reconstitution paléogéographique des stades de retrait du glacier de l'Arve dans l'ombilic de Cluses – Bonneville : 1 – stade de « Bonneville-Marignier » ; 2 – stade de « Marignier ».

3. 3 – Les interactions du glacier de l'Arve avec les diffluences

• ***La diffluence du seuil des Bornes***

Cette large diffluence du seuil des Bornes (col du Sappey et d'Evires) a été active pendant le WGM ainsi que pendant les premiers stades de la déglaciation du lobe lyonnais évoqués précédemment. On peut considérer qu'à partir de l'étape de retrait II (correspondant aux stades de la Marmotte), la mince tranche de glace qui débordait encore le col d'Evires n'alimentait plus le flux de l'émissaire issu de la cluse d'Annecy - Faverges. Le stade de la Marmotte se présente ainsi comme une étape charnière dans les processus de la déglaciation würmienne.

• ***La diffluence du seuil de Megève***

L'étude des étapes de la déglaciation de l'ombilic de Cluses a permis de reconstituer pour chaque stade un profil longitudinal de la langue glaciaire.
On sait que, postérieurement au stade de Bonneville, durant le «stade de Magland», le glacier a déposé les cordons morainiques de Combloux (930 m) en rive gauche ***(fig. 3. 7)***. Il ne diffluait donc plus par le seuil de Megève (Coutterand et Nicoud, 2005). En nous appuyant sur la topographie du verrou de Cluses et sur l'altitude des formations morainiques latérales en amont, le profil de la langue glaciaire suggère que la diffluence par le seuil de Megève était encore active au stade de Marignier. Mais dès que le glacier eût libéré le verrou de Cluses, son épaisseur dans l'ombilic de Sallanches ne lui permettait plus de diffluer par le seuil de Megève (1 100 m).

Conclusion sur la déglaciation de la basse vallée de l'Arve

Trois étapes majeures ont pu être reconstituées dans la déglaciation de la vallée de l'Arve. Elles s'inscrivent dans le processus global du retrait würmien : (i) la première, étape charnière,

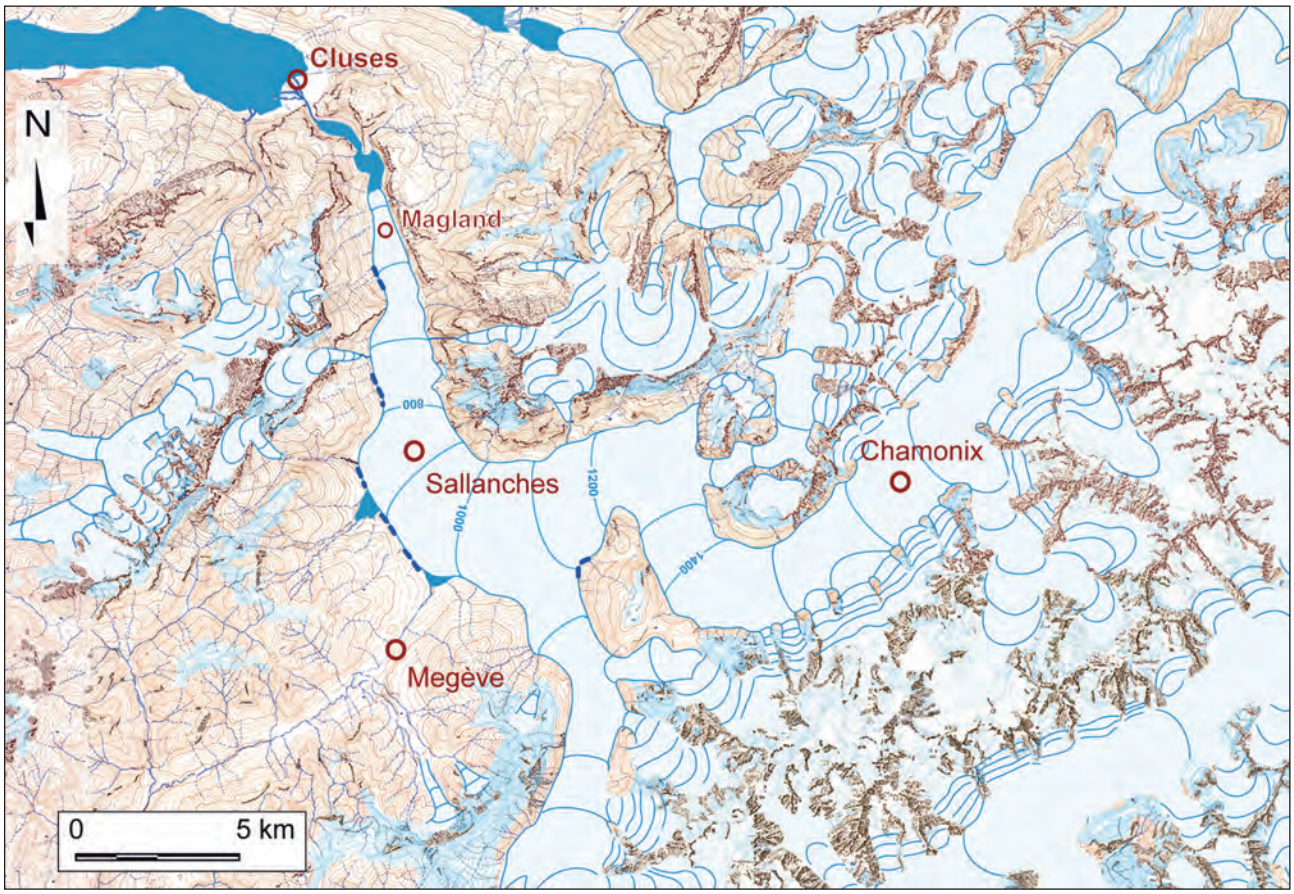


Fig. 3. 7 - Reconstitution paléogéographique du stade de Magland (Coutterand et Nicoud, 2005).

correspond à la coupure précoce de la diffluence par le seuil des Bornes (col d'Evires), et, dans un même temps à l'individualisation des appareils du Rhône de l'Arve et de l'Isère ; (ii) la seconde se traduit par la séparation des glaciers du Rhône et de l'Arve au cours du stade de Cranves-Sales – Loex ; (iii) la troisième est marquée par l'arrêt de la diffluence par le seuil de Megève au cours du Tardiglaciaire ancien. Cette situation se traduit par le retrait rapide du glacier s'écoulant dans la cluse d'Annecy / Faverges.

4. L'individualisation des appareils dans les autres vallées

4. 1 - La cluse d'Annecy – Faverges, le rôle du glacier de l'Arve

La diffluence du glacier de l'Arve par le seuil de Megève a fonctionné durant les périodes pléniglaciaires ; cet émissaire du glacier de l'Arve jouant un rôle prépondérant dans l'alimentation du glacier qui occupait la cluse d'Annecy (Blanchard, 1949 ; Deleau, 1969, 1974 ; Nicoud et Manalt, 2001).
C'est ainsi, que l'on peut attribuer la mise en place des moraines de la Balme-de-Silingy et, en retrait, celles de la cluse de Chaumontet au glacier issu de la cluse d'Annecy – Faverges ***(fig. 4. 1)***. Ces deux stades correspondent à des étapes du retrait würmien de cet émissaire ; stationnement de la langue glaciaire au cours de la déglaciation, ou récurrence ? Aucun indice ne permet de trancher.

L'étude des flux sédimentaires contemporains de la déglaciation du lac d'Annecy (Nomade, 2005) met en évidence l'exceptionnelle rapidité du retrait glaciaire de la cluse d'Annecy - Faverges. A partir d'une estimation du volume des flux sédimentaires d'origine glaciaire, Nomade considère que des apports aussi volumineux auraient pu combler en totalité le lac actuel en 1000 à 2000 ans, valeur qui implique un remplissage presque total des vallées surcreusées, quasi contemporain du retrait glaciaire.
Cet arrêt brutal des flux sédimentaires trouvent selon l'auteur une explication : «*l'arrêt de ces apports correspond, soit à un passage des flux hydriques (contenant les sédiments) en direction d'Albertville et de la vallée de l'Isère (Nicoud et Manalt, 2001), et/ou à un arrêt naturel en raison de la résorption du glacier descendant de la vallée de l'Arly qui lui-même résulte de la diffluence du Glacier de l'Arve*».
La déconnection de la diffluence du glacier de l'Arve par le seuil de Megève est donc postérieure au stade de Marignier et antérieure au stade de Magland. L'âge de cet épisode serait alors plus ancien que 17540 ± 500 cal BP, âge du stade de Magland (Coutterand et Nicoud, 2005).
Cet événement serait alors contemporain de l'arrêt des flux sédimentaires d'origine glaciaire dans le lac d'Annecy. Il correspond au retrait rapide de deux appareils : celui du Beaufortin, (la déconnection des apports en glace par les diffluences du col Joly et du Cormet de Roselend est sans doute contemporaine), et celui de l'Arly (ce dernier étant constitué uniquement par la diffluence du glacier de l'Arve). Seules les glaces iséroises de Tarentaise débordaient encore dans la Combe de Savoie et dans le Grésivaudan. De ce fait, les faibles apports sédimentaires dans le lac d'Annecy résulteraient alors du retrait de la cluse de Faverges des langues glaciaires de l'Arly et du Beaufortin.

4. 2 - Le glacier du Rhône dans la cuvette lémanique

Largement évoqué dans l'état des connaissances, la plupart des auteurs sont unanimes pour reconnaître deux grandes avancées majeures du glacier du Rhône pendant le dernier cycle glaciaire, l'une paroxysmale, débordant au nord et au sud de la cuvette lémanique, l'autre, limitée à la cuvette lémanique, désignée sous l'appellation de stade lémanique. Cette dernière phase semble bien se rapporter à une extension glaciaire majeure, mais non

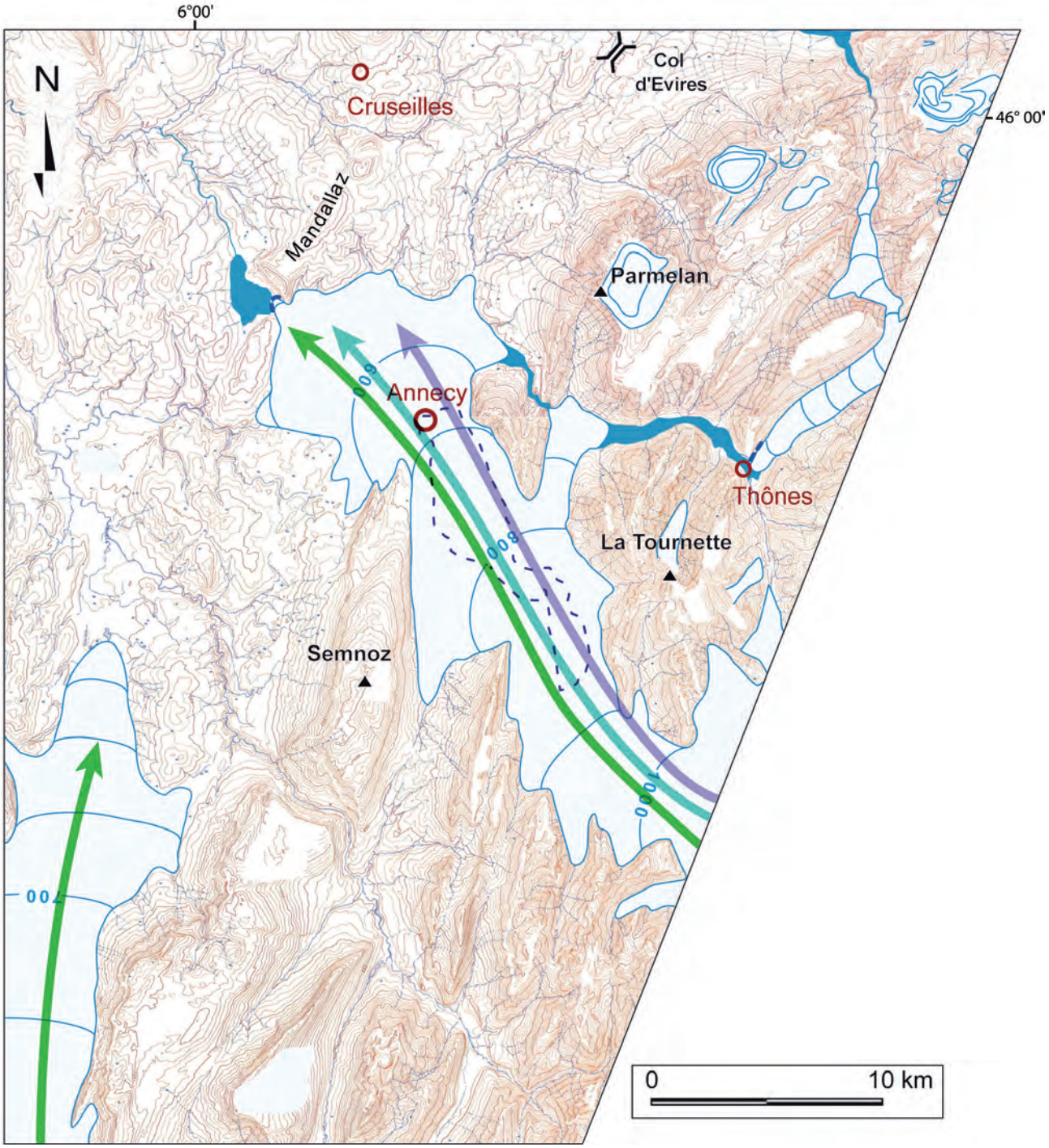


Fig. 4. 1 - Reconstitution paléogéographique du glacier de la cluse d'Annecy – Faverges au stade de la cluse de Chaumontet, reconstitution des flux glaciaires (cf. légende figure 2. 3).

paroxysmale, responsable d'une série d'oscillations que nous allons exposer brièvement (Burri, 1977; Moscariello *et. al.*, 1998 ; Triganon *et al.*, 2005).

Dans le bassin lémanique, les étapes de la déglaciation peuvent être subdivisées en quatre stades bien identifiés:

1. le stade de Laconnex, connu de longue date, et dont le relief émoussé s'explique par sa formation en milieu lacustre ;
2. le stade de Genève, défini en vieille-ville et dans la Rade de Genève ;
3. le stade de Coppet ;
4. et le stade de Nyon / Petit-Lac.

Les trois derniers stades correspondent à des réavancées du glacier pluri-hectométriques à pluri kilométriques (Reynaud, 1988; Moscariello *et. al.* 1998 ; Triganon *et al.*, 2005 ;

Fiore, 2007).

4. 2. 1 - Le Stade de Laconnex

Il semble que lors du retrait postérieur au WGM, une seule phase d'arrêt majeure du glacier soit visible dans le paysage. Elle correspond au complexe morainique frontal de Laconnex, 5 km à l'aval de Genève ***(fig. 4. 2)***. Le stade de Laconnex et les stades postérieurs indiquent une déglaciation dans des conditions lacustres (Reynaud, 1988 ; Moscariello *et al.*, 1998), dans un lac de niveau supérieur au niveau actuel du Léman. Les niveaux glacio-lacustres identifiés, contemporains de la déglaciation, sont compris entre 470 et 405 m. Positions et nature des barrages de ces lacs restent aujourd'hui mal connues et encore controversées. L'hypothèse d'un barrage morainique au niveau du verrou du Défilé de l'Ecluse a été avancée (Moscariello *et al.*, 1998).
Ce stade ne traduit pas une récurrence du glacier du Rhône. Aucune superposition ne s'observe dans les dépôts. Ainsi, par leurs altitudes, il est possible de corréler les moraines de Cranves-Sales-Loëx avec ce stade. En effet, l'orientation, la pente et l'altitude en font, à la fois, une moraine latérale gauche du glacier du Rhône (Cranves-Sales) et latérale droite de celui de l'Arve (Loëx). Au sondage BRGM 2-25 des Rosses, elle aurait une épaisseur de 46 m (entre les cotes approximatives 530 et 484) et reposerait sur « l'alluvion ancienne » (Charollais *et al.*, 1998). Ces données accréditent l'hypothèse d'un stationnement du glacier au cours du retrait et non d'une récurrence.

4. 2. 2 -La récurrence de Genève

Après une longue phase de retrait à l'amont d'Evian (Blavoux et Dray, 1971), le glacier est revenu jusqu'à Genève, dans un environnement lacustre (Moscariello *et al.*, 1998), témoin la moraine frontale de la vieille ville de Genève (en fait une moraine sous lacustre). Elle se marque dans le paysage par une moraine de fond qui tapisse la topographie jusqu'à 850 m environ dans le secteur d'Evian (Blanchet 1843, Morlot 1859 ; Burri, 1977 ; Monjuvent et Nicoud, 1988 ; Triganon *et al.*, 2005).

De nombreux indices de terrain nous permettent de tracer la limite du glacier à ce stade ***(fig. 4. 3)*** :

- la moraine frontale de la vieille ville de Genève (390 m) ;
- le glacier s'appuie sur la butte de Cologny en la contournant par le Nord ;
- une langue glaciaire s'avance à l'est de la colline de Cologny ; son front est matérialisé par les rides morainiques de Puplinges (430 m) ;
- le glacier est limité en rive gauche par le chenal de Machilly. Ce chenal est creusé par les eaux des cours d'eau situés en amont, gonflées par les eaux de fonte du glacier. Il draine une grande quantité de matériaux fluvio-glaciaires qui se déposent sous la forme d'un cône de déjection, la terrasse d'Annemasse.

4. 2. 3 -La récurrence du Petit Lac

Elle correspondrait au complexe emboîté dans la coupe d'Evian qui atteint la cote de 650 m environ (Triganon, 2002).
Une moraine de fond a été mise en évidence dans les basses terrasses de Thonon-les-Bains. Le système est complexe car la moraine est intercalée entre des dépôts sablo-graveleux. On peut alors démontrer que les terrasses de Thonon se sont formées en deux temps : lors de la déglaciation de la phase de Genève se sont formées la totalité des terrasses, puis, lors de la récurrence du Petit Lac les basses terrasses ont été perturbées par le retour du glacier et complétées par de nouveaux épandages fluvio-glaciaires. Ce complexe est visible dans de nombreux sondages effectués dans le secteur de Thonon notamment pour les eaux minérales (source de la Versoie). En se basant sur les données géologiques, géomorphologiques et sur le calcul d'une langue glaciaire en équilibre, les auteurs placent le front de glacier au niveau de la série de vallums observables entre Messery et Excenevex ***(fig. 4. 4)***. Ce stade polyphasé est défini sur la rive suisse du lac comme « Stade de Nyon » et « stade de Coppet » (Fiore, 2007).

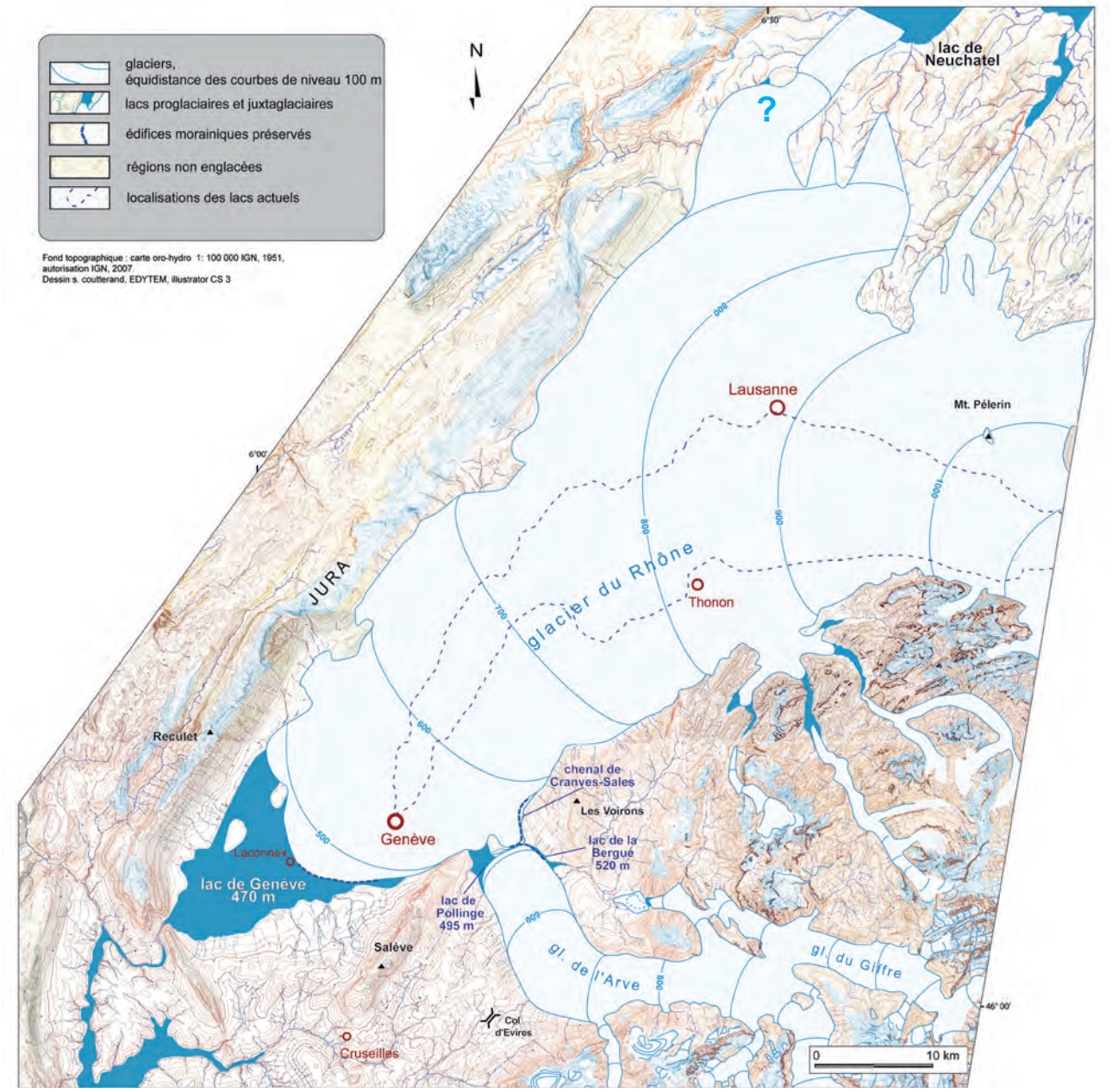


Fig. 4. 2 - Reconstitution paléogéographique du stade de Laconnex du glacier du Rhône et position du glacier de l'Arve (d'après Armand, 1978 ; Moscariello et al., 1998 ; Charollais et al., 1998).

4. 2. 4 - Le stade de la moraine de Monthey

Dorthe-Monachon (1993) a défini sur le flanc droit du Valais central le stade de *Rumeling :* elle le décrit comme un stade de stagnation durable du glacier du Rhône, marqué par des situations de barrages latéraux. Le profil longitudinal de l'appareil s'abaisse de 900 m à hauteur de Loèche (vallée de la Dala) jusque vers 750 m à Fully, le glacier débouchant dans la cuvette lémanique. Contrairement aux hypothèses de l'auteur, il semble peu probable qu'un tel niveau de glace (700 m au coude de Martigny) ait permis au glacier du Rhône de franchir le verrou de Saint-Maurice.

C'est ainsi que nous attribuons la moraine de Monthey, à volumineux blocs erratiques de granite du Mont-Blanc (De Charpentier, 1841), ***(fig. 4. 5)***, à un glacier qui devait encore présenter une épaisseur de glace suffisante pour franchir le verrou précité. Les moraines de Vérossaz (740 m), en rive gauche, témoigneraient alors de ce stade. En regard de leurs altitudes, elles ne peuvent être corrélées au « stade de *Rumeling* ».

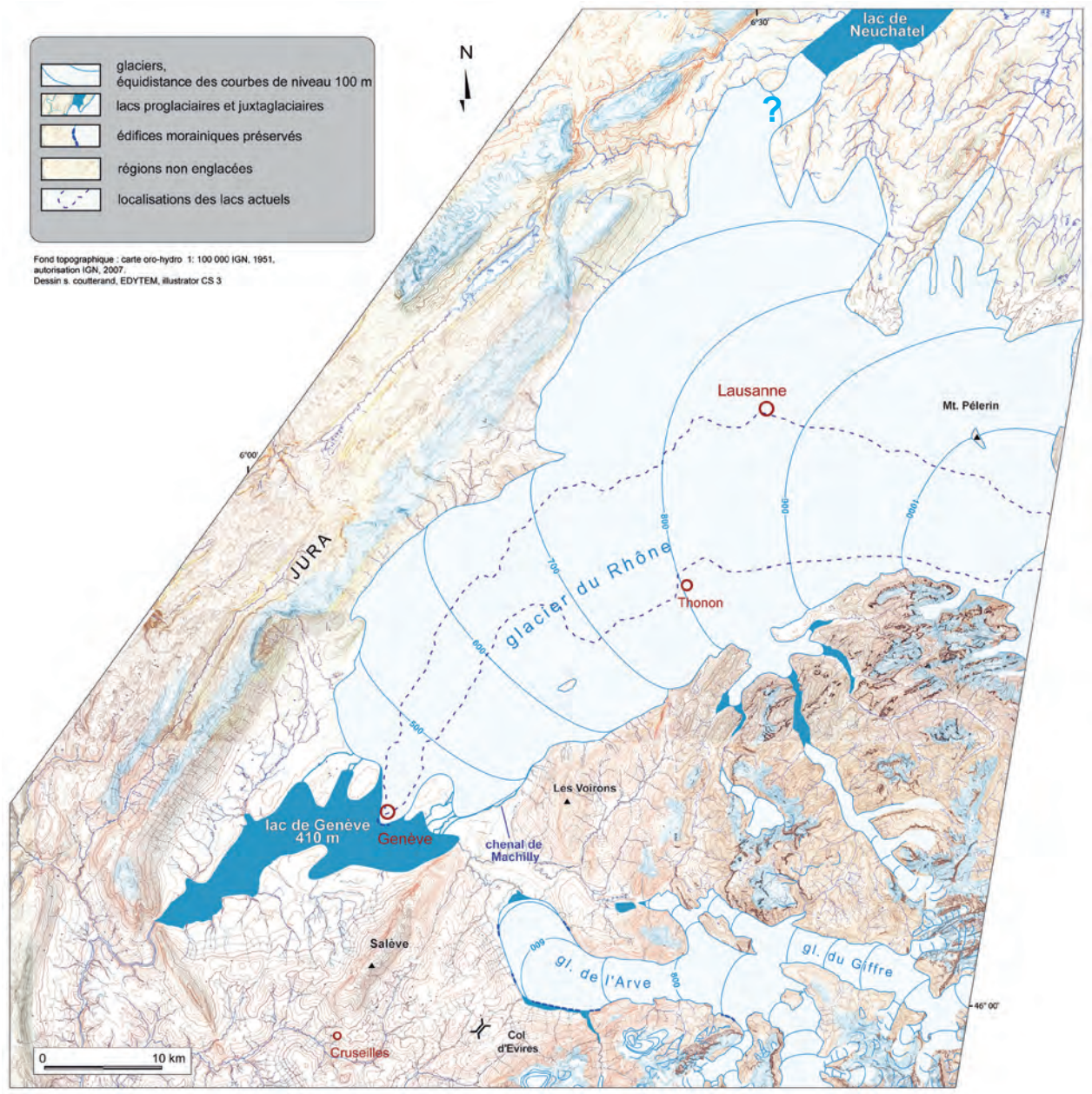


Fig. 4. 3 - Reconstitution paléogéographique de la récurrence de Genève du glacier du Rhône, position supposée du glacier de l'Arve (d'après Burri, 1977 ; Armand, 1978 ; Monjuvent et Nicoud, 1988 ; Triganon et al., 2005).

En amont, il est tentant de relier les moraines de Vérossaz avec une crête morainique latérale bien identifiée au débouché de la vallée de la Sionne (Sion), entre 970 et 1000 m d'altitude (Dorthe-Monachon, 1993).

A ce stade, le glacier du Rhône devait encore reposer sur le substratum en amont du verrou de Saint-Maurice (Schoeneich, 1998). L'altitude du verrou d'environ 600 m, mise en parallèle avec l'altitude des moraines de Verossaz (740 m), montre qu'une tranche de glace de 120 – 150 m franchissait encore celui-ci. En aval du verrou, le glacier s'étalait alors en une nappe flottante sur le bassin chablaisien du Léman occupé par le lac de cote 405 m ***(fig. 4. 6)*** ; le delta du Rhône progradant en position sous-glaciaire. Cette situation pourrait être contemporaine de la mise en place du delta d'Ollon en rive droite (Bezat et Schoeneich 1993). A titre d'hypothèse, une reconstitution paléogéographique du stade de la moraine de Monthey est proposée ***(fig. 4. 7)***.

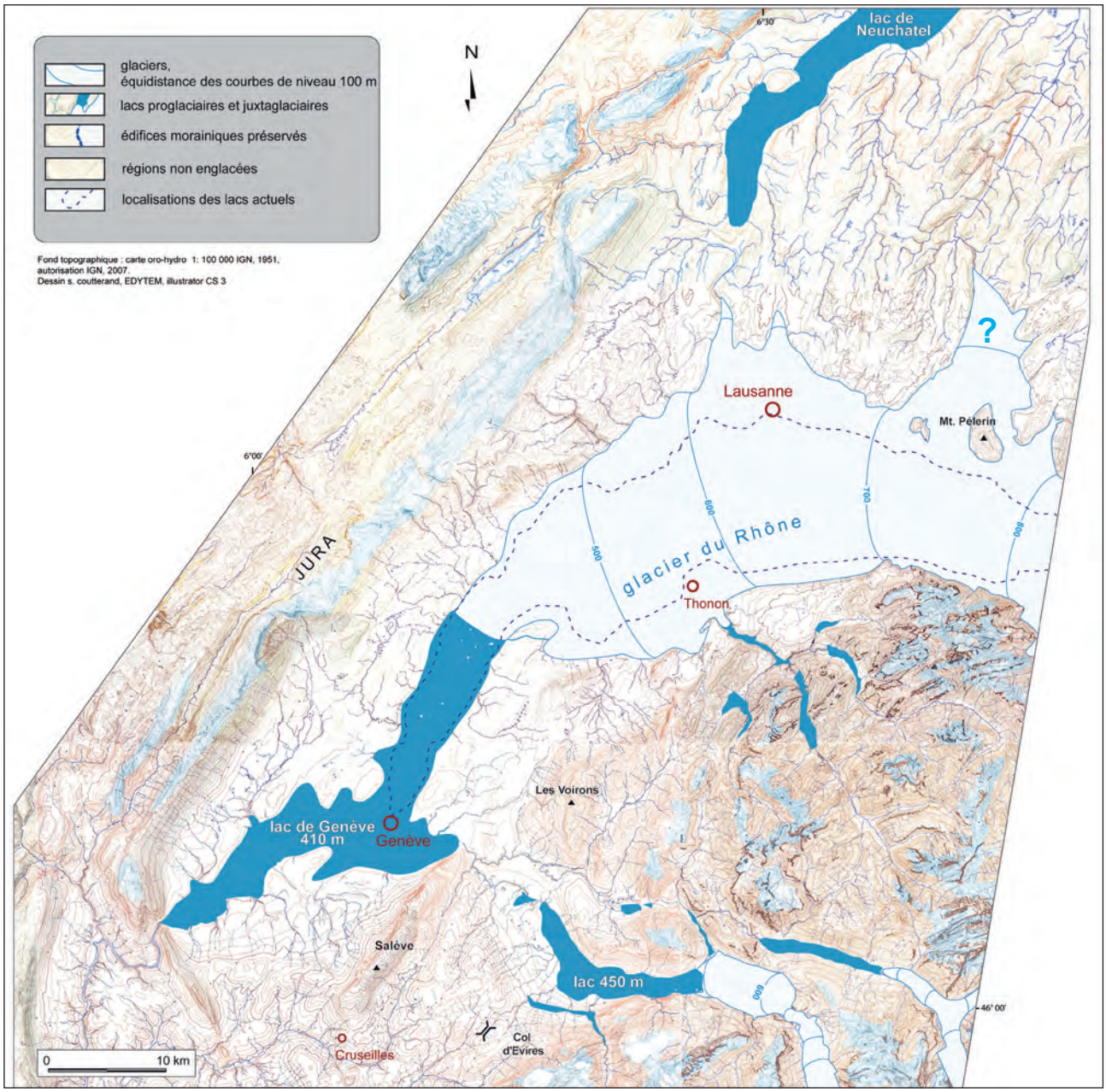


Fig. 4. 4 - Reconstitution paléogéographique de la récurrence du Petit Lac ou stade de Nyon du glacier du Rhône (d'après Triganon et al., 2005 ; Moscariello et al., 1998), position hypothétique du glacier de l'Arve.

Fig. 4. 5 - La pierre à Dzo (300 m^3), remarquable bloc erratique de granite du Mont-Blanc à Monthey.

Conclusion sur les stades de retrait du glacier du Rhône dans la cuvette lémanique

Parmi tous les appareils glaciaires étudiés, le retrait du glacier du Rhône dans le bassin lémanique est le mieux documenté, notamment en raison d'une succession des fronts bien identifiée. Cinq stades de déglaciation (deux

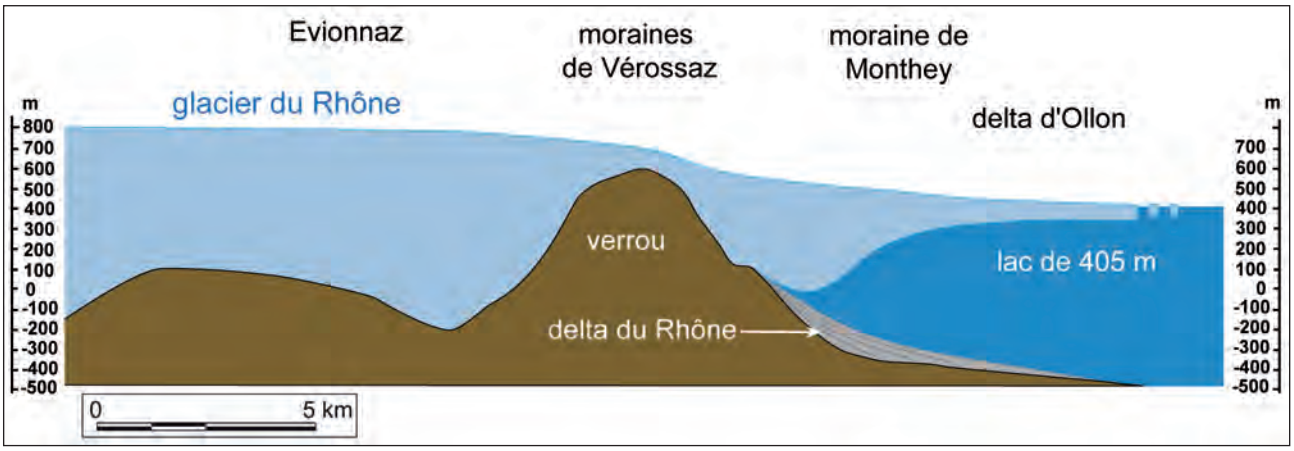


Fig. 4. 6 - Représentation schématique du profil en long du glacier du Rhône à travers le verrou de St-Maurice. A ce niveau de glace, le glacier du Rhône ne pouvait se régénérer entièrement à l'aval du verrou et présentait un large front flottant, vêlant dans le paléo-lac Léman du Chablais (d'après Schoeneich, 1998).

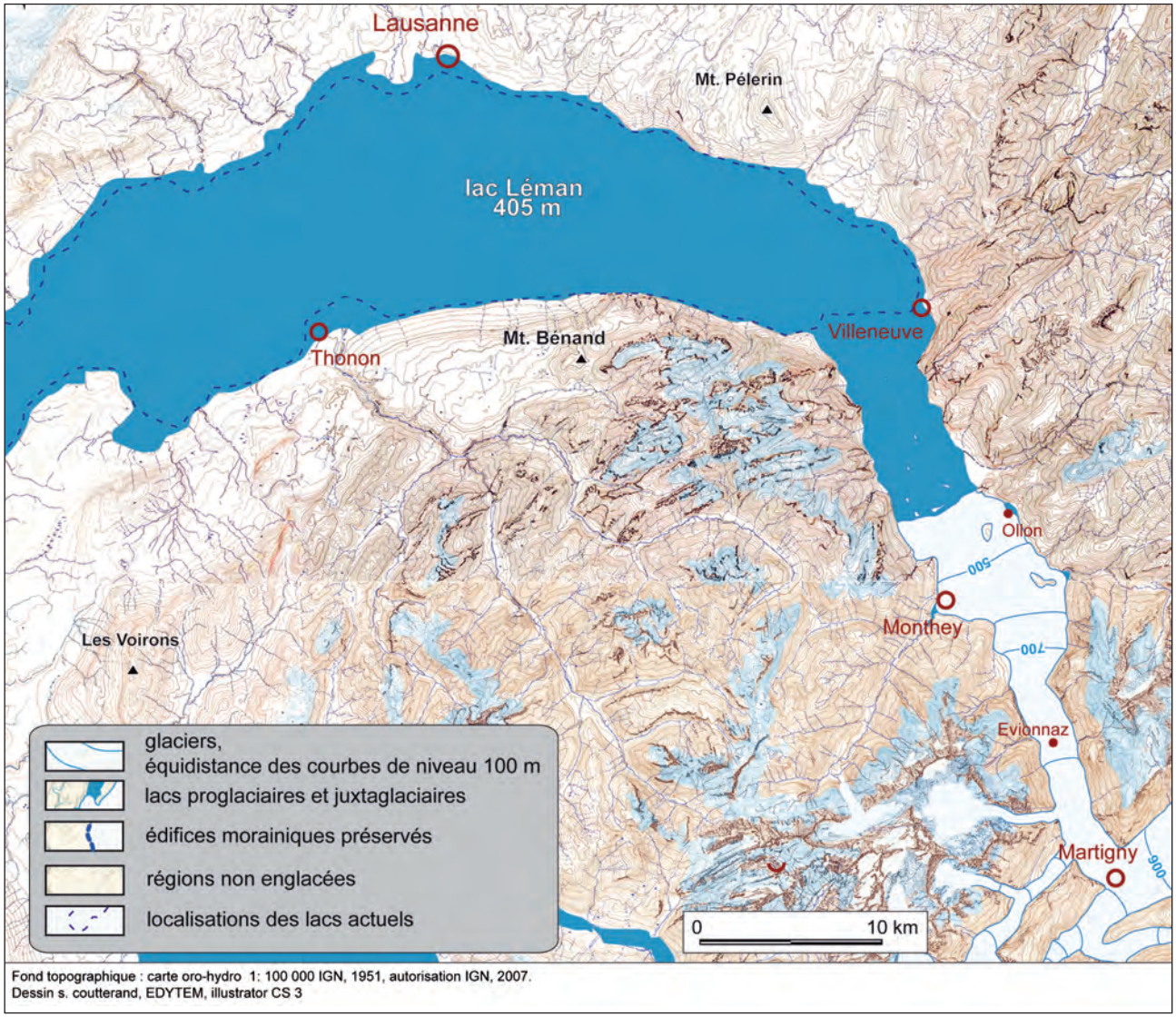


Fig. 4. 7 - Reconstitution paléographique du stade de Monthey du glacier du Rhône. Les glaciers de Préalpes (Chablais et Préalpes vaudoises)ne sont pas représentés.

dans le Petit Lac), dont trois correspondent à des réavancées du glacier (stades de Genève et du Petit Lac), sont bien identifiés. Complétant une chronologie relative irréfutable, une chronologie absolue a été proposée par les auteurs. Selon eux, les stades récurrents puis de retrait du glacier du Rhône dans le Petit Lac et le grand lac correspondraient aux dernières fluctuations du glacier du Rhône dans le bassin lémanique pendant le dernier pléniglaciaire (MIS2).

4. 3 - Les glaciers « isérois » du Grésivaudan et du val du Bourget

4. 3. 1 - L'ombilic de Grenoble

A partir des observations morphologiques et stratigraphiques dressées dans le bassin du Drac jusque dans la cluse de Grenoble, Monjuvent (1978) conclut à l'existence de deux avancées des glaciers. S'agissant du cycle würmien, une seconde avancée, moins importante, n'aurait pas dépassé Grenoble.
Deux hypothèses paléogéographiques peuvent être envisagées :

• la première, celle de Monjuvent, envisage une seconde avancée du glacier dans l'ombilic de Grenoble. D'après l'auteur, le glacier occupant l'entrée de la cluse à l'altitude d'environ 500 m, vient alors barrer le cours du Drac et de la Romanche. Dans le lac ainsi formé, se met en place la terrasse lacustre du Croset (400 m).

• la seconde, que nous proposons, suggère que le glacier isérois aurait atteint l'ombilic de Grenoble sans obturer la vallée du Drac. Ainsi, la cote atteinte par ce dernier serait responsable de la mise en place des moraines de Poisat (280 m). Un lac d'obturation de niveau 245 m s'établit alors temporairement en rive gauche, dans le Grésivaudan ***(fig. 4. 8)***, comme en témoigne la terrasse de kame du Crey d'Eybens (245 m). A cette période, le glacier de la Romanche, franchissant le verrou de Vizille, vient occuper la dépression de Champ-sur-Drac, puis s'étaler, en bout de course, sur le plateau de Champagnier déposant alors un vaste complexe morainique. C'est ainsi que se met en place la diffluence de Jarrie et d'Uriage (Monjuvent, 1978).

4. 3. 2 - Le val du Bourget

Partant de l'hypothèse que, lors de la récurrence, le glacier du Grésivaudan s'est avancé jusqu'à Grenoble (Monjuvent, 1978), on peut considérer qu'il a largement difflué par la cluse de Chambéry. Afin de déterminer l'altitude atteinte par les glaces à la racine de la diffluence, la méthode d'approche tenant compte des valeurs observées sur un glacier analogue a été ici utilisée. Le glacier de référence est celui de Collumbia (Alaska) actuellement en décrue ***(cf. § 2. 3. 1)***. Il présente une pente d'environ 1 %. A Grenoble, l'altitude atteinte par le glacier serait voisine de 280 – 300 m (moraines de Poisat). 40 km en amont, à la racine de la diffluence de la cluse de Chambéry, cette cote a été évaluée à environ 700 - 800 m d'altitude, ce qui permet au glacier d'envahir le val du Bourget. La langue de Grenoble s'est avancée de 40 km et une distance similaire sépare la racine de la diffluence des marais de Lavour. Ainsi, le «glacier isérois de Chambéry» a vraisemblablement envahi la totalité du val du Bourget. Dans le bassin de l'Albanais, les moraines de la Biolle témoigneraient de cette dernière extension du glacier isérois. En effet, la diffluence issue de la cluse de Chambéry s'engageait principalement dans le val du Bourget mais diffluait aussi dans la dépression de l'Albanais.
La reconstitution ici proposée s'appuie notamment sur les travaux de Chapron (1999), qui a tenté de déterminer la position du glacier pour cette période. A partir de l'interprétation des faciès sismiques des remplissages du lac du Bourget et du substratum, l'auteur a pu identifier des constructions morainiques actuellement immergées et proposer un scénario quant à leurs modes de dépôt. Selon cet auteur, deux moraines iséroises peuvent être identifiées par la sismique dans le bassin du Bourget :

• la moraine inférieure (*unité l a*), est identifiée dans l'ensemble du bassin ; elle présente un changement latéral de faciès au pied du verrou de Châtillon. Cet obstacle topogra-

Fig.4. 8 – Reconstitution paléogéographique de la récurrence du glacier isérois du Grésivaudan et du val du Bourget au stade isotopique 2 (d'après Monjuvent, 1978 ; Chapron, 1999).

phique marquerait un stade de stationnement du glacier de l'Isère à l'extrémité nord du lac : *le «stade de Chatillon»* ***(fig. 4. 8) ;***

• la moraine supérieure (*unité Ib*) ne se développe que dans la moitié sud du lac et correspond *au stade de «Brison-Saint-Innocent»* ; elle constituerait l'enregistrement d'une dernière avancée du glacier de l'Isère dans le val du Bourget.

Conclusion sur le retrait du glacier isérois

En nous basant sur les études antérieures, il est désormais possible d'avancer un synchronisme entre la déglaciation de l'ombilic de Grenoble et du val du Bourget ; il s'agit en effet du même appareil glaciaire alimenté par les mêmes bassins versants. Ainsi, en s'appuyant sur la stratigraphie des formations quaternaires des deux couloirs glaciaires (Grésivaudan et val du Bourget), les stades de Grenoble et de Châtillon pourraient être contemporains.

5 - Corrélations d'une vallée à l'autre

5. 1 - Corrélation de la récurrence de Genève avec la déglaciation de la vallée de l'Arve

Sur la base des études récentes du bassin lémanique (Triganon *et al.* 2005), qui reconnaissent deux récurrences majeures du glacier du Rhône (la récurrence de Genève et la récurrence du Petit Lac ou de Nyon) durant le pléniglaciaire supérieur (MIS 2), nous proposons d'établir un parallèle avec la déglaciation de la basse vallée de l'Arve voisine.

• L'hypothèse du stade de la plaine des Rocailles contemporain de la récurrence de Genève.

L'hypothèse d'une récurrence du glacier de l'Arve a déjà été formulée par Armand (1978). L'auteur s'appuyait sur plusieurs arguments relatifs à des données géophysiques.
Nous avons démontré plus haut que les moraines de Cranves-Sales-Loëx étaient contemporaines du stade de la moraine de Laconnex. Ainsi, le seul stade de retrait qui pourrait correspondre à une récurrence contemporaine du stade de Genève serait le stade des Rocailles.
D'autres arguments plaident en faveur d'un retour du glacier :

• la moraine frontale du stade des Rocailles (430 m) est déprimée par rapport à la terrasse d'Arthaz (480 m);

• le till de fond corrélé au stade des Rocailles transgresse la formation deltaïque de Villy ***(cf. § 3. 2, étape III)*** ;

• du point de vue géomorphologique, c'est le stade le mieux exprimé dans la basse vallée de l'Arve par de volumineuses constructions morainiques et de vastes terrasses de kame ;

• enfin, la remarquable «fraîcheur» des moraines du stade des Rocaille qui contraste avec les témoins géomorphologiques des stades antérieurs.

5. 2 - La dernière récurrence : corrélation entre les vallées du Rhône, de l'Arve, et de l'Isère

En se basant sur les nombreuses datations disponibles et sur les étapes de la déglaciation propres à chaque appareil, ce court chapitre tente d'établir des corrélations entre les stades majeurs de la déglaciation des principales vallées.

Dans toutes les vallées étudiées, il se dégage une récurrence majeure des glaciers du Rhône, de l'Arve et de l'Isère au cours du dernier Pléniglaciaire. Des chronologies relatives sont avancées et avérées par la superposition des formations. A la faveur de nombreuses datations aujourd'hui disponibles pour les stades de Genève et de Grenoble, il est possible de proposer une chronologie absolue. Ainsi en prenant pour base une récurrence bien définie du point de vue stratigraphique et confirmée par de nombreuses datations (entre 29 145 ± 190 ^{14}C BP et 23 500 ± 1 200 ^{14}C BP ; Triganon *et al.*, 2005), nous proposons de corréler la récurrence de Genève (Burri, 1977, 1986 ; Triganon *et al.*, 2005) du glacier du Rhône avec une extension du glacier isérois limité à Grenoble. En effet, la terrasse de kame du Crey d'Eybens (245 m) a livré des âges ^{14}C de 26 500 (-1800 / +2650 BP), (Hannss, 1973).

Le retour de chaque appareil pourrait être corrélé ainsi :

• glacier du Rhône : la récurrence de Genève ;

• glacier de l'Arve : stade de la plaine des Rocailles

• cluse d'Annecy - Faverges : stade de la cluse de Chaumontet

• Albanais : stade des moraines de la Biolle ;

• val du Bourget : stade de Chatillon ;

• vallée de l'Isère : stade de Grenoble.

Une reconstitution paléogéographique de la récurrence des appareils du Rhône, de l'Arve et de l'Isère dans leurs vallées respectives est proposée à titre d'hypothèse ***(fig. 5. 1)***.

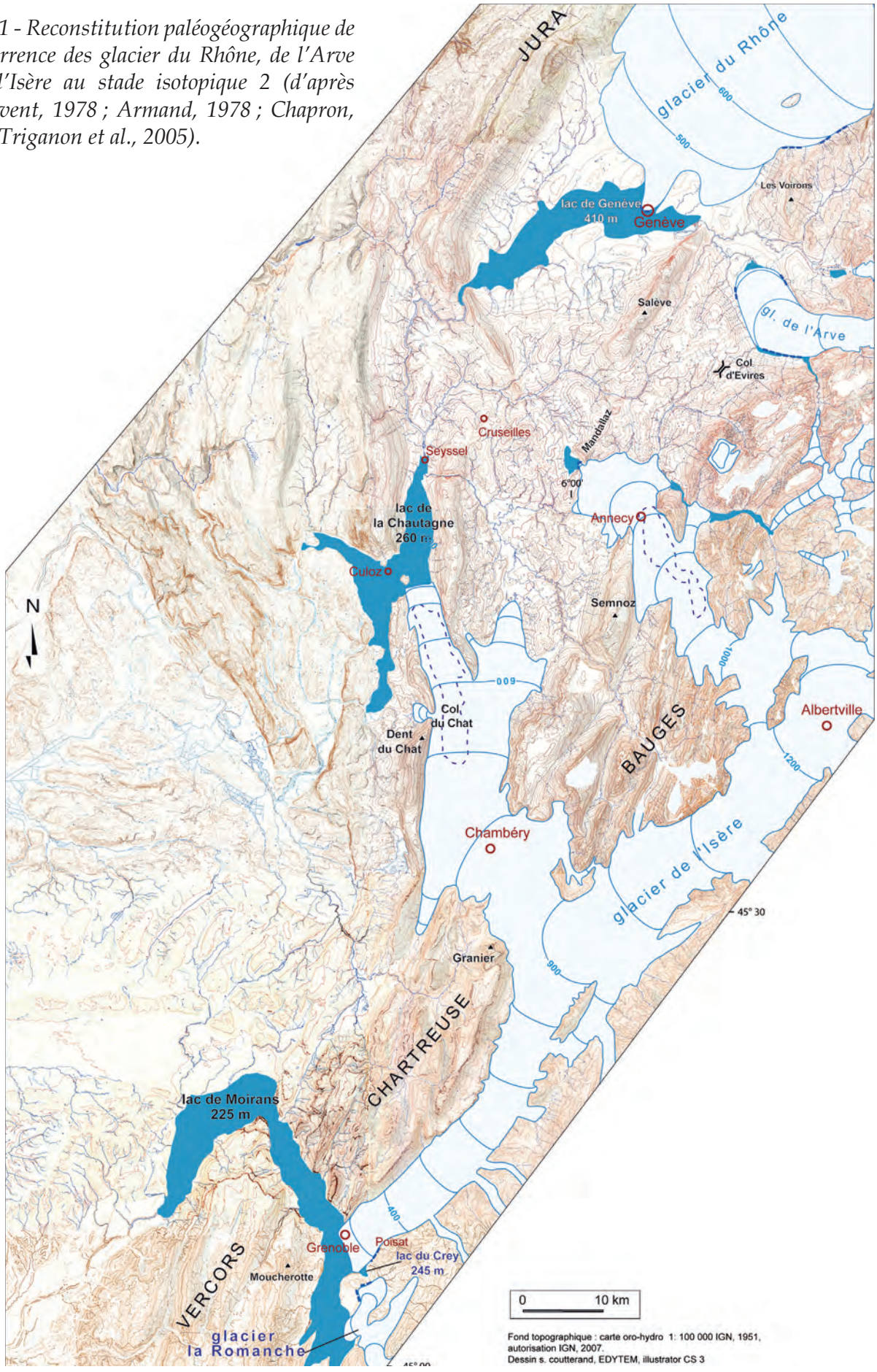


Fig. 5. 1 - Reconstitution paléogéographique de la récurrence des glacier du Rhône, de l'Arve et de l'Isère au stade isotopique 2 (d'après Monjuvent, 1978 ; Armand, 1978 ; Chapron, 1999 ; Triganon et al., 2005).

Conclusion

Ce retour des glaciers du Rhône, de l'Arve, de l'Isère et de la Romanche, postulé par les auteurs, serait en accord avec la chronologie relative suggérée par les études portant sur l'ensemble de l'Arc alpin : bassin de Laragne pour le glacier de la Durance (Jorda *et al.* 1988, 2000), vallée de l'Aar pour le glacier de l'Aar (Beck et Rutsch,1958 ; Schlüchter, 1975, 1979) ; bassin de Constance pour le glacier du Rhin (Schreiner 1992 ; Keller et Krayss, 1980, 1993,1994 ; de Graff et de Jong, 1995).

Conclusion sur les modalités de la déglaciation

Nous retiendrons de cette étude les points suivants, qui modifient le schéma traditionnellement admis, notamment pour le glacier du Rhône : (i) après l'extension maximale des appareils glaciaires sur les piémonts, les phases de retrait traduisent les pertes de volume par manque d'alimentation. Ainsi sept stades de retrait ou de décrépitude ont pu être identifiés dans l'Est lyonnais ; (ii) dans un vaste domaine intermédiaire constitué par les bassins molassiques de Bellegarde, des Usses et de l'Albanais, les appareils glaciaires, anastomosés lors des phases paroxysmales, se sont individualisés par étapes de retrait successives. Ces étapes sont bien documentées par la présence de formations sédimentaires supra-morainiques réparties sur quatre niveaux, le dernier correspondant à une récurrence des appareils glaciaires ; (iii) la déglaciation est marquée par l'influence prépondérante, et surtout tardive, du glacier isérois comme le suggère la pétrographie des dépôts ; (iv) l'influence des glaciers de l'Arve et du Rhône disparaît précocement, dès les premières phases de la déglaciation. Cette situation est liée aux effets de seuil constitués par le col d'Evires pour le glacier de l'Arve et le Mont Sion pour le glacier du Rhône ; (v) il est possible d'envisager un dernier stade majeur des glaciers de l'Isère, de l'Arve et du Rhône correspondant à une récurrence majeure au cours du dernier Pléniglaciaire. Dans cette hypothèse, cette extension n'aurait pas débordé sur les piémonts ; limitée à l'ombilic de Grenoble et au val du Bourget pour l'appareil du Grésivaudan, à la basse vallée de l'Arve pour le glacier éponyme et à la cuvette lémanique pour le glacier du Rhône ; (vi) enfin, le retrait du glacier de l'Arve se traduit par les déconnexions avec les seuils de diffluence : celle du seuil des Bornes qui intervient précocement, puis, celle du seuil de Megève au cours du Tardiglaciaire. L'arrêt de cette dernière influencera directement le retrait rapide de la langue glaciaire d'Annecy.

C - Le problème de la datation du WGM

Rappel : deux grandes tendances

L'état des connaissances a été largement évoqué dans la première partie de ce travail, cependant, nous reviendrons sur un bref rappel des données. Il est évident que deux courants de pensée concernant l'âge du WGM s'opposent encore aujourd'hui :

• l'hypothèse d'un maximum glaciaire au Pléniglaciaire würmien ancien ou moyen (MIS 4 et 3), antérieur à 35 000 BP et ayant développé, entre autres, les moraines *internes* de Lagnieu (Blavoux, 1988 ; Monjuvent et Nicoud, 1988 a ; Mandier, 1988 ; Nicoud *et al.*, 1993). Au Pléniglaciaire würmien supérieur (MIS 2), le glacier du Rhône n'aurait pas débordé du bassin lémanique.

• l'hypothèse d'un maximum glaciaire au Pléniglaciaire würmien supérieur (stade isotopique 2), postérieur à 30 000 cal BP (Schlüchter, 1988 ; Schlüchter et Röthlisberger, 1993 ; Campy, 1994 ; Magny, 1995 ; Jorda, 1988 ; Jorda *et al.*, 2000). qui serait corrélé avec le dernier maximum de froid mondial, le Last Glacial Maximum (LGM), (*l.s.*). La déglaciation postérieure est supposée très rapide (de quelques centaines d'années à 2 000 ans maximum).

1 – Analyses des données disponibles

1. 1 - Les données mondiales et la Fennoscandie

L'extension maximale d'une glaciation est souvent confondue avec la période la plus froide de cette glaciation.
La plupart des paléogéographies élaborées ces dernières années, que ce soit à l'échelle mondiale ou régionale montrent une extension maximale à 20 000 BP, pendant la période la plus froide et la plus aride de la dernière glaciation. D'après les carottes glaciaires (GRIP Members, 1993), le maximum d'aridité est atteint vers 25 000 BP, entre l'évènement GIS 3 localisé vers 25 500 ka et GIS 2 localisé vers 21 500 BP ***(cf. partie III, fig. 5).*** Ce maximum d'aridité est également enregistré sur les continents et notamment dans les loess d'Europe occidentale à partir de 23 000 cal BP (Haase *et al.*, 2007) **.**

En fait, toutes les reconstitutions paléogéographiques sont bâties sur l'extension des moraines les plus externes attribuées au dernier cycle glaciaire.
En Europe du nord, les travaux de Mangerud (Mangerud *et al.*, 1974 ; Mangerud, 1991, 2004), de Svendsen *et al.*, (1999) et de Svendsen *et al.,* (2004) ont mis en évidence une première extension maximale de la calotte fennoscandienne vers 80 000 BP, avec plusieurs avancées successives notamment à 60 000 BP (MIS 4), (Sejrup *et al.*, 2009), puis entre 43 000 et 38 000 BP. Ces changements glaciaires semblent synchronisés avec des variations rapides du climat enregistrées au Groenland (Evènements Dansggard-Oeschger), (Mangerud *et al.*, 2002). Enfin, la dernière phase d'extension commence après 29 000 BP. La calotte scandinave présente une extension maximale vers 23 - 22 000 BP (Mangerud, 2004).
En Islande, la littérature existante fait part d'une englaciation maximale, jusqu'en bordure du shelf lors du LGM. Cependant, les données de terrain en Islande du nord montrent une extension glaciaire importante à 80 000 BP (côte atteinte) sur un complexe interglaciaire préservé, suivi d'un retrait important. Les données sédimentologiques (Andrews *et al.,* 2000) acquises sur la plateforme continentale montrent une extension maximale des langues glaciaires (*ice stream*) vers 36 000 ^{14}C. L'Islande du nord présente donc son maximum d'extension glaciaire bien avant le LGM. Cette situation ne semble pas valide pour l'Islande

méridionale, ou une plateforme de glace a dû se développer, surtout sur la côte S-E. Elle est confirmée par la nature des IRD (Grousset *et al.* 2000, 2001). Cette situation implique une aridité importante sur l'Atlantique Nord avec des courants d'Irminger et du Gulf Stream infléchis vers le sud.

En fait le maximum d'englacement est diachrone sur l'Atlantique : précoce à haute latitude, avec une englaciation liée à des précipitations encore élevées, il est plus tardif vers le sud, l'englaciation est alors maximale avec des précipitations déjà réduites. Au plus froid du stade isotopique 2, c'est l'aridité qui prévaut avec un retrait de la majorité des glaciers par carence en alimentation, comme le soulignent notamment l'extension des loess (Frechen *et al.*, 2001, 2003 ; Haase *et al.*, 2007). Postérieurement au LGM, les calottes atlantiques (sud de la Scandinavie, ouest Britannique, sud Islande et Laurentide) et les glaciers de moyennes latitudes sont exposés à des réchauffements brutaux, très vraisemblablement associés à des précipitations accrues, comme l'enregistre la sédimentation continentale. Ces glaciers évoluent en glaciers de type tempérés et fluent, notamment entre 20 000 et 18 000 BP (GS 2 c), générant des *ice streams* qui donnent naissance à des surges, notamment au sud de la Laurentide (Dakota et Minnesota ; Patterson, 1997 ; Jennings, 2006). Les moraines les plus externes ainsi construites ont donné naissance au mythe du LGM tardif (Van Vliet-Lanoé, 2004).

L'hypothèse d'un maximum glaciaire ancien trouve à ce jour un grand nombre de défenseurs, non seulement en Europe - c'est le cas notamment en Grande Bretagne, où ce maximum serait antérieur à 40 000 B.P. (Bowen *et al.*, 2002, Hall *et al.*, 2002) mais aussi en Islande où le maximum d'extension glaciaire serait bien antérieur au LGM (Andrews *et al.*, 2000, 2003 ; Van Vliet-Lanoë, 2004).

1. 2 – Dans les massifs montagneux des moyennes latitudes

1. 2. 1 - Les Pyrénées

Dans les Pyrénées, le dernier cycle glaciaire se traduit par deux épisodes glaciaires dont le plus ancien serait paroxysmal (moraines externes). Il est atteint antérieurement à 40 000 BP (Garci-Ruiz *et al.*, 2003). Le plus récent est attribué à une récurrence, bien établie dans la vallée de la Garonne (moraines internes) et contemporaine du pléniglaciaire supérieur (MIS 2 précoce), (Andrieu *et al.*, 1988). Les travaux récents de Magali Delmas (2009) démontrent dans les Pyrénées orientales que le Würm a connu deux maxima très proches : un maximum ancien mal daté, et un deuxième au LGM, en retrait, mais de très peu, et bien daté (âges d'exposition) vers 20 - 25 000 BP.

1. 2. 2 - les Vosges

Dans les Vosges, l'âge du maximum würmien semble bien contraint, l'englacement paroxysmal serait antérieur à 40 000 BP (Seret, 1980 ; Seret *et al.*, 1990 ; Dricot *et al.*, 1991). La récurrence des glaciers serait limitée aux hautes vallées et contemporaine du pléniglaciaire supérieur (MIS 2).

1. 2. 3 - ***Le Massif Central***

Dans ce massif, le maximum d'englacement du dernier cycle glaciaire correspond à des glaciers de calotte. Les auteurs s'appuyant sur la tephrochronologie ont envisagé un âge relatif antérieur à 28 000 BP, probablement pendant les MIS 4 et 3 (Etlicher et De Gôer de Hervé, 1988).

1. 2. 4 - Le Jura

Sur la base de l'étude des remplissages de grottes (Grotte de Gigny) situées à proximité avale du front des moraines internes et d'une datation ^{14}C à -28 500 ± 1400 BP, Campy (1982) propose par défaut un âge « Würm récent » pour la phase d'extension maximale de la calotte jurassienne.

Malgré la carence de datations disponibles, se calquant sur la courbe GRIP du Groenland, Buoncristiani et Richard (1999) ont tenté d'établir une chronologie du maximum d'englacement et des stades de retrait de la calotte jurassienne qu'ils considèrent contemporains du MIS 2.

	Linth	Rhin			Rhône	Isère	
		Keller & Krayss	Schreiner 1992	de Graaff & de Jong 1995	lobe suisse	Basse Isère	lobe lyonnais Mandier (1984)
WGM	Killwangen	Schaffhausen	1-3		Wangen	Mi Plaine	A
phase de retrait	Schlieren	Feuerthalen gg	4-5	recessional complex I	Solothurn	Moirans	B C D E Lancin Arandon Morestel
id.	Zurich	Stein am Rhein	6-8	recessional complex II	«stade de genève "	"stade de Grenoble"	«stade de Chatillon
id.	Hurden ?	Konstanz	9-10	recessional complex III	"stade du Pt. Lac " 1 - Nyon		
id.				recessional complex IV	2 - Yvoire		

Fig. 1. 1 - WGM et principaux stades de retrait des glaciers du piémont alpin. Correspondances entre stades des glaciers de la Linth et du Rhin et nomenclature selon divers auteurs. La correspondance des phases de retrait entre le système Linth/Rhin et Rhône/Isère n'est pas établie (d'après Schoeneich, 1998, complété).

1. 2. 6 -Les Alpes

En préambule à toutes analyses et hypothèses chronologiques, une attention toute particulière doit être apportée aux différents complexes glaciaires concernés par la datation du WGM et/ou LGM. En effet il a été démontré à travers ce travail (cf. § IV. 1) que le lobe suisse du glacier du Rhône doit être considéré séparément du lobe lyonnais. Ces deux lobes de piémont étant alimentés par des bassins versants indépendants. De ce fait, les datations du lobe lyonnais et du lobe de Moirans doivent être mises en parallèle ***(fig. 1. 1)***. Le glacier du Rhône (*s.s.*), notamment le lobe de Wangen doit être associé aux stades internes au bassin lémanique, ces derniers correspondant à des stades de récurrence et de retrait. Ainsi, les trois systèmes glaciaires suivants, indépendants, sont considérés : le complexe Rhin/Linth/Reuss, le glacier du Rhône et le complexe glaciaire savoyard (lobe lyonnais et lobe de Moirans).Dans l'analyse des données ***(fig. 1. 2)***, nous distinguerons les appareils glaciaires dont les données paraissent fiables et unanimement admises des appareils dont les datations sont disparates et sujettes à controverse.

• ***Les données fiables***

Le glacier du Rhin

Le lobe de piémont du glacier du Rhin est indissociable du glacier de la Linth qui est issu d'une digitation du glacier du Rhin au niveau de Sargans. C'est le lobe de piémont qui fournit la série de datations la plus complète. C'est également sur ce lobe que les premières étapes de la récession würmienne ont été les mieux étudiées et identifiées.

Trois complexes de marge glaciaire ont été définis et cartographiés en détail : ceux de Schaffhouse/ Feuerthalen (WGM), de Stein-am-Rhein et de Konstanz (Schreiner 1992 ; Keller et Krayss, 1980, 1993, 1994 ; de Graaff et de Jong, 1995). Ce qui permet des interprétations précises de la plupart des datations. En considérant l'ensemble des datations disponibles, il est ici question d'un deuxième stade paroxysmal.

Les auteurs précités concluent tous à un maximum entre 20 000 et 18 000 C^{14} BP en synchronisme avec le LGM ; ils proposent un échelonnement variable des deux autres complexes entre 18 000 et 15 000, voire 14 000 C^{14} BP.

• La concentration de dates autour de 28 000-30 000 C^{14} BP (11 datations sur des matériaux *in situ*, sous morainiques) est sans équivoque (Schoeneich, 1998). Elle indique que le WGM des glaciers du Rhin et de la Linth s'est produit après 28 000 C^{14} BP (Schlüchter et Rothlisberger, 1995). La progression après 30 000 cal BP est incontestable, et corrélable avec le stade de Schaffhausen, confirmé par less deux dates de Flurlingen. Ce maximum (Schreiner, 1992 ; Keller et Krayss, 1980, 1993, 1994) serait alors contemporain du LGM. L'hypothèse est confirmée par les datations de Gossau (Schlüchter *et al.*, 1987).

• *Les données controversées*

Le lobe lyonnais

Se basant sur la présence d'industries du Moustérien laminaire au sommet d'une terrasse, Mandier (1984, 2003) en conclut que le maximum du stade A est antérieur à 45 000 cal BP et corrélé au stade isotopique 4 (événement de Heinrich 6). Cette pulsation ancienne du glacier würmien se retrouve sur la plupart des principaux lobes de piémont étudiés.

La vallée de l'Isère

Monjuvent attribue le maximum d'avancée glaciaire au Pléniglaciaire inférieur en s'appuyant sur diverses données :

• la datation d'un bois trouvé dans une moraine locale (Prélenfrey-du-Gua), superposée à la moraine alpine, qui fournit un âge supérieur à 37 000 ^{14}C BP ; (Monjuvent, 1969). Cependant, cette interprétation a été remise en question par Hannss ;

• une industrie moustérienne identifiée à la surface de la moraine alpine des Guillets, dans le Vercors (Malenfant, 1969) ;

• de récentes datations par thermoluminescence obtenues dans le bassin de l'Isère. Elles indiqueraient que le glacier de l'Isère atteignit son maximum d'extension entre 87 000 ± 5 000 ans BP et 54 000 ± 5 000 ans BP, au cours du « Würm inférieur » (Krbetschek et Hannss, 2000 ; Krausch, 2001) ou « Würm précoce » (MIS 5 b) ;

• enfin, une datation (Mercier, non publiée) d'un arc morainique de retrait (Laffrey) de la diffluence de la Matheysine du glacier de la Romanche a donné un âge de 47 000 BP. Il s'agit de l'âge le plus jeune obtenu sur plusieurs échantillons très dispersés, qui indiqueraient une mise à zéro incomplète dans ce dépôt très proximal. Elle serait alors à interpréter comme un âge maximal (Schoeneich, communication personnelle, cf. rapport ClimAlp).

Le glacier du Rhône

Les travaux des auteurs suisses accréditent l'hypothèse de deux épisodes d'englacement paroxysmaux au cours du dernier Pléniglaciaire, le dernier à 21 – 23 000 cal BP (MIS 2). En effet, les auteurs se calquent sur la chronologie établie à Gossau (Schlüchter *et al.*, 1991, 1992) et s'appuient entre autres sur la datation de Biolay Orjulaz dans la cuvette lémanique (Arn, 1984). Cette chronologie semble être confirmée par les âges cosmogéniques obtenus sur les blocs erratiques des moraines frontales du lobe suisse (Ivy-Ochs *et al.*, 1996, 2004 ; Kubik *et al.*, 2006), complétés par une datation de molaire de mammouth et deux datations OSL concordantes à Finsterhennen (Preusser 2006). Cependant, les âges proposés ne concordent pas avec les datations C^{14} obtenues sur le complexe détritique du plateau de Gavot (Nicoud *et al.*, 1993 ; Coddet *et al.*, 1993 ; Triganon, 2002). Ces dernières suggèrent qu'au LGM, le glacier du Rhône abandonnait le complexe détritique inférieur du plateau de Gavot (23 – 25 000 ^{14}C BP), le front du glacier atteignant le Petit Lac (stade de Nyon et de Coppet). Il ne pouvait ainsi franchir le seuil du Mormont au nord et s'avancer jusqu'aux moraines frontales de Wangen.

Dans le bassin lémanique, la datation d'un tronc par Vial (1976) constituait jusqu'à aujourd'hui la seule preuve d'un niveau de glace élevé dans la cuvette lémanique pendant le dernier Pléniglaciaire. L'auteur mentionne : *« Au lieu-dit Ramble, à 1 120 m d'altitude, un fragment de conifère a été daté grâce au ^{14}C de 27 000 ans B.P. Ce gisement a été recouvert par une argile de fond bleue verte, très limoniteuse à éléments préa*lpins et cristallins ». Or, cet échantillon, conservé au Centre de Recherche Géodynamique (CRG) de Thonon (malheureusement non étiqueté et sans référence), dont l'aspect

est fortement compressé et en phase de lignitification, a été soumis à une nouvelle datation (réf. Poz-21534). L'âge obtenu est > 49 000 ^{14}C BP. L'expertise de l'échantillon (Frédéric Guibal, IMPE Marseille, comm. pers.) révèle un sapin blanc (*Abies alba*), taxon qui ne peut être interstadiaire mais interglaciaire. Dans le bassin lémanique, le sapin est absent depuis le stade isotopique 4, jusqu'à l'Holocène. La dernière période tempérée qui a vu le développement de ce taxon correspond au sous-stade isotopique 5-a (Saint-Germain II), calée entre 75 000 et 85 000 cal BP. Cette analyse semble accréditer l'hypothèse que le glacier du Rhône a atteint une extension paroxysmale dans le bassin lémanique au début du stade isotopique 4, mais n'exclut pas qu'il ait atteint cette altitude lors d'une seconde crue. Le glacier du Rhône aurait dépassé la cote de 1 120 m dans la région de Bons-en-Chablais débordant alors par les cols des Moises et du Cou. Ce postulat est confirmé par les datations OSL de sédiments pro-glaciaires du Seeland à Finsterhennen (70 000 BP ; Preusser *et al.* 2006). Cette datation constitue d'après l'auteur la seule preuve en Suisse d'une extension glaciaire au MIS 4. Mais cette coupe présente également la preuve d'une deuxième avancée plus récente suggérant alors deux avancées au-dela du Seeland.

2 – Analyse critique des méthodes de datation

2. 1 - Méthodes de datation directe de la géomorphologie glaciaire

Le principal avantage de ces méthodes est de dater directement les formes géomorphologiques contemporaines de leur mise en place par le glacier.

• Les âges d'exposition

Les âges moyens déduits de la concentration en radionucléides ont permis aux auteurs de proposer des âges précis. Le problème majeur réside dans le choix des blocs erratiques et des surfaces à échantillonner. En effet, les constructions morainiques subissent un démantèlement post-glaciaire intense, notamment en période de rhexistasie (lessivage, solifluxion), (Siame *et al.*, 2001). De ce fait, aucune information ne permet de déterminer si le bloc erratique se présente dans l'état initial du dépôt et par conséquent, rien ne nous permet de préciser la durée d'affleurement des surfaces échantillonnées. De plus, les blocs erratiques contemporains du WGM ont traversé de nombreux changements environnementaux induisant de grandes variations de températures propices à l'érosion (cryoclastie et thermoclastie). Ainsi, les résultats doivent être considérés comme des âges minimaux et la méthode fournit des résultats avec des marges d'erreurs souvent considérables, voire des âges incohérents (MacCabe *et al.*, 1998 ; Putkonen et Swanson, 2003), (*e.g.*), notamment dans la vallée de l'Isère (Brocard *et al.*, 2003).

• La thermoluminescence (OSL ou Optically Stimulated Luminescence)

Depuis les années quatre-vingt, grâce aux techniques de stimulation optique, la datation par luminescence a été étendue aux sédiments (sables éoliens ou fluvio-glaciaires, loess…) (Preusser, 2003). Malheureusement, les résultats de cette méthode ont bien souvent abouti à des âges extrêmement disparates. La principale limite de cette méthode est contrainte par la «remise à zéro du compteur». En effet, dans le cas d'une mesure de la luminescence stimulée optiquement, c'est la dernière exposition à la lumière intense (celle du plein jour pendant quelques minutes) qui va remettre le chronomètre à zéro.

2. 2 - Méthodes de datation indirecte de la géomorphologie glaciaire

• les âges C14

Il semble que bon nombre de datations absolues supérieures à 25 - 30 000 BP doivent être interprétées comme des âges minimaux,

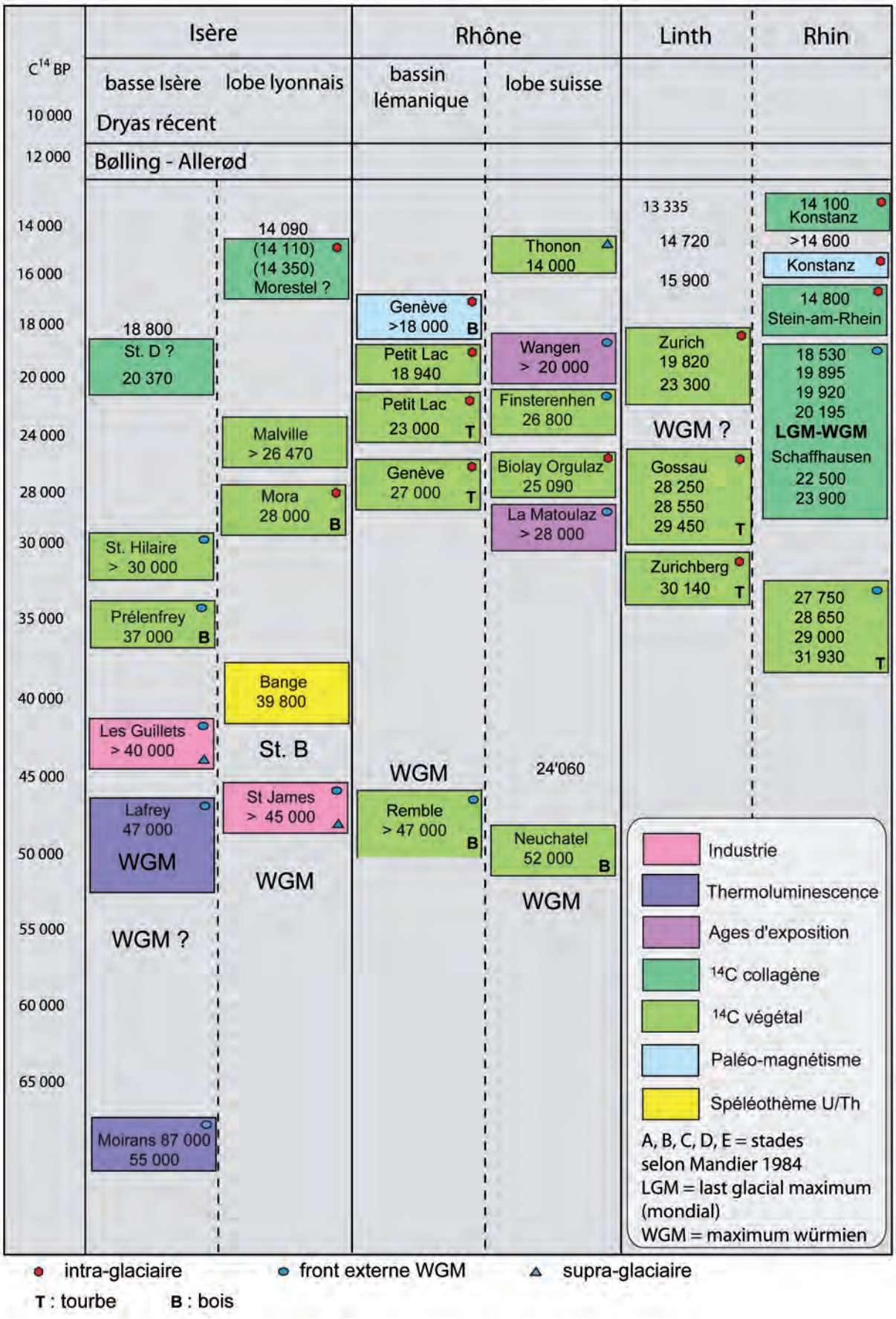


Fig. 1. 2 – Tableau des datations disponibles sur les complexes glaciaires des Alpes nord-occidentales, liste en annexe (d'après Schoeneich, 1998, modifié).

des contaminations en ^{14}C postérieures à la mise en place du matériau daté ne pouvant être éliminées au cours du prétraitement des échantillons. Sans pour autant conclure que toutes les datations au ^{14}C sont sans valeur pour des périodes au-delà du Pléniglaciaire supérieur (MIS 2), car considérées comme des âges minimaux, elles gardent tout leur intérêt. Interprétées avec prudence, elles contribuent à une meilleure approche du Würm moyen, d'autant plus lorsqu'elles peuvent être corrélées avec les données biostratigraphiques, lithostratigraphiques et géomorphologiques (Brun et Hannss, 1998). Cependant, c'est plutôt la marge d'erreur qui doit être considérée : à plus de ± 1000 ans BP, les âges peuvent être sérieusement remis en question.

• *Datation des spéléothèmes : méthode U/Th*
Cette méthode de datation indirecte permet de dater les formes endokarstiques contemporaines de séquences d'assèchement. Par exemple, la datation d'un plancher stalagmitique qui cèle un dépôt d'origine glaciaire (fluvio-glaciaire) permet alors d'obtenir l'âge minimal du dépôt et ainsi, un âge minimal de la présence du glacier, (*e. g.*) dépôts endokarstiques de la Montagne de Bange.

2. 3 - Choix des sites

C'est un critère essentiel, car les objets étudiés doivent être prélevés à proximité du front glaciaire correspondant à l'extension à dater. Dans de nombreux cas de figures, les datations ont été réalisées sur des sites situés en position trop interne. Deux exemples sont révélateurs : le site de Gossau et celui de Bioley-Orjulaz. Les deux profils étudiés présentent des niveaux organiques datés (bois, lignite) recouverts d'un till de fond. Aucune information ne permet de relier stratigraphiquement et géométriquement le till de fond supérieur avec les moraines terminales (WGM) des appareils considérés. En effet, le site de Gossau se situe à une distance de près de 40 km des moraines terminales du maximum würmien de Killwangen - Spreitenbach. À Bioley-Orjulaz, le site est situé au centre du bassin lémanique (600 m) et distant de 90 km des moraines terminales de Wangen. Cette problématique concerne la liaison entre les édifices sédimentaires. Elle soulève le problème qui consiste à relier les niveaux latéraux aux moraines terminales d'une extension (Pugin, 1989).

2. 4 - Choix des échantillonnages

Une attention toute particulière doit être apportée à la position stratigraphique de l'objet à dater. Les critères retenus sont les suivants :

• la position des objets datés. Le matériel doit être en place dans une unité stratigraphique bien identifiée ;
• un relevé détaillé de la coupe.

L'examen des études relatives à la datation des épisodes glaciaires laisse apparaître deux problèmes majeurs : le problème des données et notamment de leur utilisation (ou interprétation) et celui des corrélations.

2. 4. 1 - Les données

Deux types de données sont à considérer : directes et indirectes, concernant tant les dépôts et leurs significations paléogéographiques que la chronologie.

• ***Données directes***

Ne doivent être considérées comme directes que les données se rapportant exclusivement à un dépôt traduisant directement le phénomène considéré. Par exemple, un événement glaciaire ne peut être représenté que par un dépôt formé directement par le glacier, donc par une moraine, une nappe fluvio-glaciaire, une terrasse de kame, contemporaines de la présence du glacier.
En terme de chronologie, un élément de datation n'a de valeur que s'il n'est pas remanié, donc en place, en contact direct avec une formation bien définie. Par exemple des couches de tourbe non remaniées interstratifiées dans un complexe morainique ont une valeur chronologique indiscutable (exemple du complexe détritique du plateau de Gavot ; Triganon, 2002). Des fragments de bois remaniés dans

une moraine ont une valeur bien moindre, sinon nulle, car on ne connaît pas leurs origines, quel chemin ils ont parcouru ou s'ils ont été repris d'une formation préexistante *(a fortiori,* un bois remanié dans des alluvions fluvio-glaciaires pour dater la moraine et donc l'épisode glaciaire correspondant). C'est notamment le cas des bois de la terrasse du Crey à Eybens (Hannss, 1982).

• Données indirectes

Toutes les autres données doivent être considérées comme indirectes.
Ainsi, en lithostratigraphie, tous les dépôts d'origine glaciaire formés non par le glacier lui-même (alluvions glacio-lacustres), sont des données indirectes. Leur valeur relative au phénomène originel (l'épisode glaciaire) est bien inférieure à celle du dépôt direct (moraine, terrasse de kame).
Quant à la chronologie, on doit reconnaître que la plupart des datations appartiennent à cette catégorie. Par exemple, un événement glaciaire représenté par un front morainique est estimé, dans le meilleur des cas, à partir de l'âge de formations non glaciaires (datables) encadrantes soit stratigraphiquement, soit morphologiquement. Dans tous les cas, une double indétermination entache la valeur de la chronologie proposée :

• l'âge de la formation indirectement datée est toujours un âge minimal ou maximal ;

• la différence entre l'âge réel de cette formation à dater et celui de la formation datée résulte de l'existence constante de deux lacunes :
- une lacune stratigraphique, située à la limite des deux formations, se présentant sous trois aspects : absence de continuité sédimentaire, érosion intermédiaire, combinaison des deux dont la durée est toujours inconnue.
- une lacune chronologique, concernant la formation datée elle-même. Le plus souvent, les éléments datés ne se situant pas aux limites lithologiques, l'âge de ces limites n'est pas précisément connu.
De plus, les incertitudes chronologiques inhérentes à ces lacunes s'additionnent. En conséquence les âges des limites stratigraphiques ne sont obtenus que par excès ou par défaut, la durée séparant l'âge réel de l'âge maximal ou minimal restant inconnue.

2. 4. 2 - Les corrélations

Ce problème se pose essentiellement pour la datation des formations, donc des événements qu'elles représentent. On distingue alors deux types de corrélations :

• la corrélation immédiate qui correspond à la relation géométrique directe d'une formation à une autre (moraine - alluvions fluvio-glaciaires dérivées par exemple). Cela suppose une continuité.

• la corrélation à distance, qui nécessite la présence d'un élément de corrélation concret : horizon ou couche-repère, élément chronologique sûr...

En dehors de ces cas, il n'y a pas corrélation, mais seulement proposition ou hypothèse d'équivalence, soit entre formations, soit d'une formation à une chronologie par exemple.
On constate ainsi à l'examen de la littérature qu'aucune corrélation chronologique effective n'a été proposée dans les travaux précédents.

• Un choix rigoureux des méthodes de datation et d'analyse des résultats

En terme d'acquisition des données, il est essentiel de :

• privilégier la datation de données directes ;

• rejeter systématiquement tout élément à dater ne présentant pas de positionnement précis dans une unité stratigraphique bien identifiée ;

• rejeter les corrélations à distance dont l'interprétation est sujette à trop d'incertitudes.

En raison des discordances existantes entre les âges obtenus, les divers types de datation doivent être considérés séparément :

• La priorité doit être donnée aux âges ^{14}C sur débris végétaux en place (*i.e.*) tourbe ;
Les âges ^{14}C sur collagène doivent être interprétés comme âges minima. En effet, les techniques d'extraction du collagène ont évolué. De plus, il est difficile, avec les méthodes clas-

siques, d'éliminer les pollutions des échantillons (Evin, 1992). Des contrôles de qualité lors des phases d'extraction du collagène devront être exigés pour les datations futures (Schoeneich, 1998).

• Les âges d'exposition ne permettent pas de conclure sur l'âge de la mise en place d'une formation, ils ne peuvent être interprétés que comme âges minima.

Néanmoins, un réexamen des sites datés et replacés dans leur contexte paléogéographique doit d'abord être entrepris sans idées préconçues.

3 – Discussions et hypothèses

3. 1 - Le problème de la disparité des âges

L'examen de la littérature suggère que le maximum d'extension n'a vraisemblablement pas été contemporain sur tous les appareils glaciaires. L'hypothèse d'un diachronisme nord /sud entre les lobes de piémont pourrait en partie expliquer certaines contradictions :

• dans les Alpes orientales, les glaciers würmiens n'auraient atteint leur extension maximale qu'à la fin du Würm au cours du stade isotopique 2 (Brun et Hannss, 1998). En effet, les observations réalisées dans les Alpes orientales pouvant indiquer une première poussée importante des glaciers de piémont antérieurement au Würm moyen (MIS 4) sont insuffisamment nombreuses pour que cette hypothèse soit prise en compte sans réserve ;

• dans les Alpes françaises du nord, des indices montreraient que c'est au stade isotopique 4 que l'extension des glaciers fut maximale (Hannss *et al.,* 1990 ; Brun et Hannss, 1998 ; Triganon *et al.*, 2005).

Les âges contradictoires du WGM pourraient trouver une explication à travers les données paléo-climatiques. En effet, de nombreuses études ont démontré (Harrison *et al.,* 1992 ; Prentice *et al.*, 1992 ; Peyron *et al.*, 1998 ; Florineth et Schlüchter, 2000 **;** Andrieu-Ponel, 2001 ; Schlunegger et Hinderer, 2003) que pendant le dernier pléniglaciaire (MIS 2) les paléo-précipitations étaient plus abondantes dans les régions méditerranéennes, favorisant une alimentation optimale des appareils de la partie orientale et méridionale de l'arc alpin ***(fig. 3. 1).*** En revanche, la réduction des influences atlantiques et un climat plus continental seraient responsables d'avancées glaciaires plus limitées dans la partie ouest de l'arc alpin, dans les Vosges, les Pyrénées et le Massif Central. Pendant le LGM, le climat alpin au Pléniglaciaire supérieur était froid et sec. L'expansion des glaciers fut alors réduite en raison d'un fort déficit en précipitations. Par opposition, pendant le Pléniglaciaire inférieur (MIS 4) et l'inter-pléniglaciaire (MIS 3), les conditions environnementales de l'arc alpin étaient plus humides (Guyot *et al.,* 1992, 1993 ; Mandier, 2003), d'où une meilleur alimentation et une plus large progression des glaciers ***(fig. 3. 2)***

• *Réflexion sur l'influence des dépressions lacustres pendant le dernier Pléniglaciaire (MIS 2)*

Partant de l'hypothèse d'un maximum würmien ancien (Monjuvent et Nicoud, 1988 ; Mandier, 1988 ; Nicoud *et al.*, 1993), le retour des glaciers pendant le dernier pléniglaciaire (MIS 2) aurait été limité aux vallées alpines sans débordement sur les piémonts. Hormis les critères paléoclimatiques évoqués précédemment, nous mentionnerons un paramètre qui aurait contribué à limiter la progression des langues glaciaires dans les vallées. Les grandes dépressions surcreusées ont été déblayées de leurs sédiments au cours des épisodes glaciaires du Pléniglaciaire inférieur (MIS4). Elles présentaient de profonds ombilics non comblés au début du Pléniglaciaire supérieur (MIS 2). De ce fait, la récurrence des glaciers s'est déroulée en milieu lacustre. Les études (Brown *et al.*, 1982 ; Funk et Röthlisberger, 1989 ; Been *et al.,* 2007) montrent que les fronts glaciaires en milieu lacustre sont soumis à des « taux d'abattage » importants même en période anaglaciaire (5 m d'abattage annuel du front

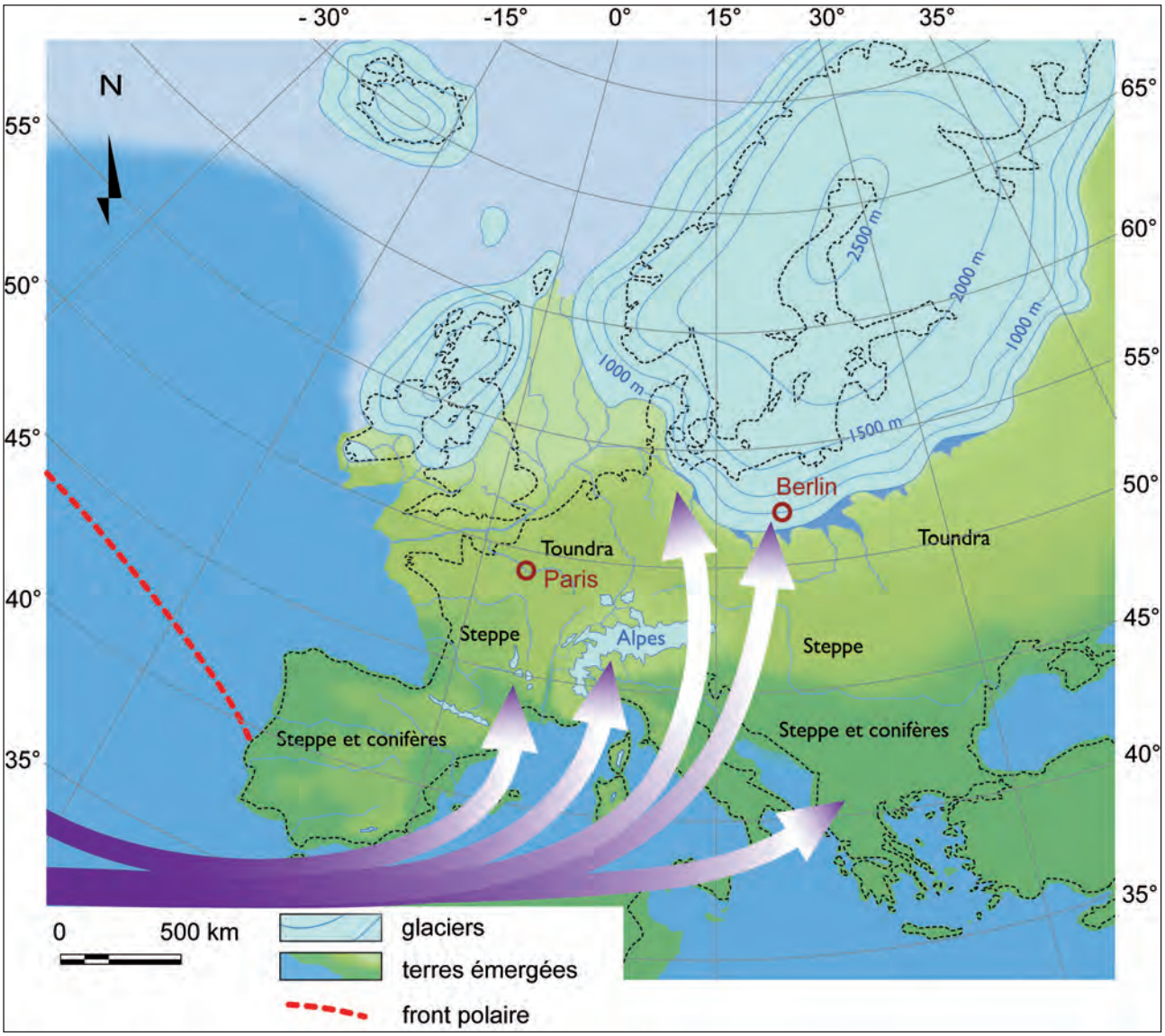


Fig. 3. 1 - Carte de l'Europe et de la mer Méditerranée pendant le LGM, limites de la calotte glaciaire fennoscandienne (Benn,, 1998 ; Kleman et al., 1997, 2008). L'extension vers le sud du front polaire implique des descentes d'air froid et une modification du régime des jets streams. L'Europe est soumise à des régimes perturbés de sud (Prentice et al., 1992 ; Peyron et al., 1998 ; Florineth et Schlüchter, 2000 ; Schlunegger et Hinderer, 2003).

en eau douce, pour 1 m de hauteur d'eau en contact avec une langue glaciaire reposant sur le substrat). Dans le cas où le glacier ne repose plus sur le fond d'auge (ombilic), le front devient très instable (cas d'un shelf), et son vêlage limite alors considérablement l'extension spatiale de la langue glaciaire. Ainsi, même en envisageant une alimentation identique à celle du Pléniglaciaire inférieur, la présence de profonds lacs d'ombilics serait un facteur à prendre en compte. Il aurait alors limité l'extension des appareils glaciaires sur les piémonts. De même que dans les vallées du Rhône et de l'Isère, il existe de profonds ombilics dans les système Rhin/Linth/Reuss.

3. 2 - Hypothèses

L'analyse des données exposées plus haut, permet de proposer deux hypothèses cohérentes : La figure *3. 3* fait état des hypothèses envisagées par les différents auteurs, complétées par les deux hypothèses suggérées dans ce travail (page de droite).

Hypothèse 1

Deux phases glaciaires paroxysmales au cours du cycle glaciaire würmien, dont la dernière se serait déroulée à la fin du MIS 3, voire au début du MIS 2. Les modalités de ces deux épisodes glaciaires se dérouleraient selon le schéma suivant :

• une avancée paroxysmale, suivie d'oscillations mineures, antérieures à 35 000 BP (MIS 4 – MIS 3) ; pour le glacier isérois elle correspondrait aux arcs morainiques les plus externes du CMI (Est lyonnais) et de la basse Isère (Stade A ; Mandier, 1984). Pour le glacier du Rhône, elle serait corrélable aux moraines frontales de Wangen, le glacier atteignant probablement 1300 m d'altitude au niveau de Thonon. Cette hypothèse s'appuie sur les données suivantes :

- les datations OSL de sédiments proglaciaires de Finsterhennen (70 000 BP ; Preusser *et al.*, 2006),
- la récente datation d'un tronc en position sous morainique à Ramble en Chablais (> 49 000 ; ce travail),
- les âges obtenus dans la basse vallée de l'Isère (Krbetschek et Hannss, 2000 ; Krausch, 2001),
- la présence d'industrie moustérienne sur le complexe morainique des Guillets (> 37 000 ; Malenfant, 1969),
- la datation d'un bois post-WGM sur la moraine de Prélenfrey (37 000 ^{14}C BP ; Monjuvent, 1969),
- une datation OSL de l'arc morainique de Laffrey à 47 000 BP (Mercier, non publié) ;

• une longue période pendant laquelle les glaciers n'auraient pas débordé sur les piémonts, entre

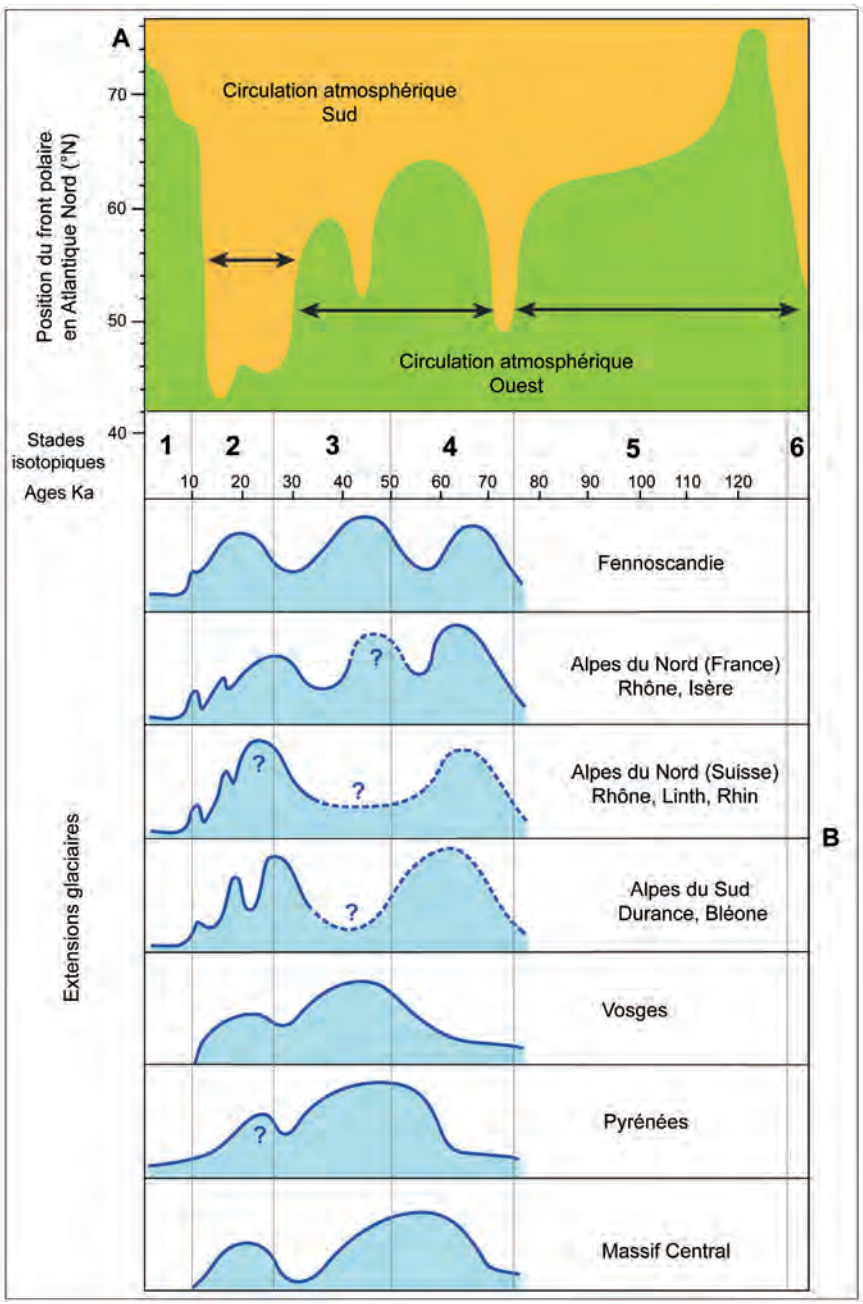


Fig. 3. 2 -

A – Fluctuations latitudinales du front polaire et de la circulation atmosphérique en Atlantique Nord pendant le dernier cycle glaciaire (Ruddimann et Mc Intyre, 1980, 1981).

B - Evolution de la couverture glaciaire en Europe depuis le stade isotopique 5.

50 000 et 30 000 BP, avérée en Suisse orientale et en Autriche. Elle est attestée par les données suivantes :

- la datation d'un spéléothème (montagne de Bange 1 050 m) contemporain d'une séquence d'assèchement séparant deux niveaux de matériel fluvio-glaciaire à 38 000 ± 3 000 (Hobléa, 1999),
- de nombreuses datations de matières organiques à Gossau, Thalgut, Mörschwil et Muttenz-Signau (Schlüchter *et al.*, 1987 ; Schlüchter & Rothlisberger, 1995 ; Preusser *et al.* 2006) ;

• une dernière avancée à partir de 30 - 32 000 cal BP (MIS 3 - MIS 2), d'extension proche de la phase ancienne (Isère, lobe Suisse), voire d'extension plus grande (*e.g.* complexe glaciaire Rhin/Linth) que la plus ancienne. Cette hypothèse s'appuie sur les données suivantes :

- les différences d'épaisseur des altérites entre les terrasses fluvio-glaciaires des stades A et B du lobe lyonnais (Mandier, 1994),
- les âges d'exposition des moraines de Wangen 22 000 – 19 900 ± 1900 (Ivy-Ochs *et al.*, 2004),
- la datation de Bioley-Orjulaz de limon tourbeux, sous une moraine attribuée au maximum würmien à 25 090 ± 550 ^{14}C BP (Arn 1984),
- la datation d'un os de mammouth si-

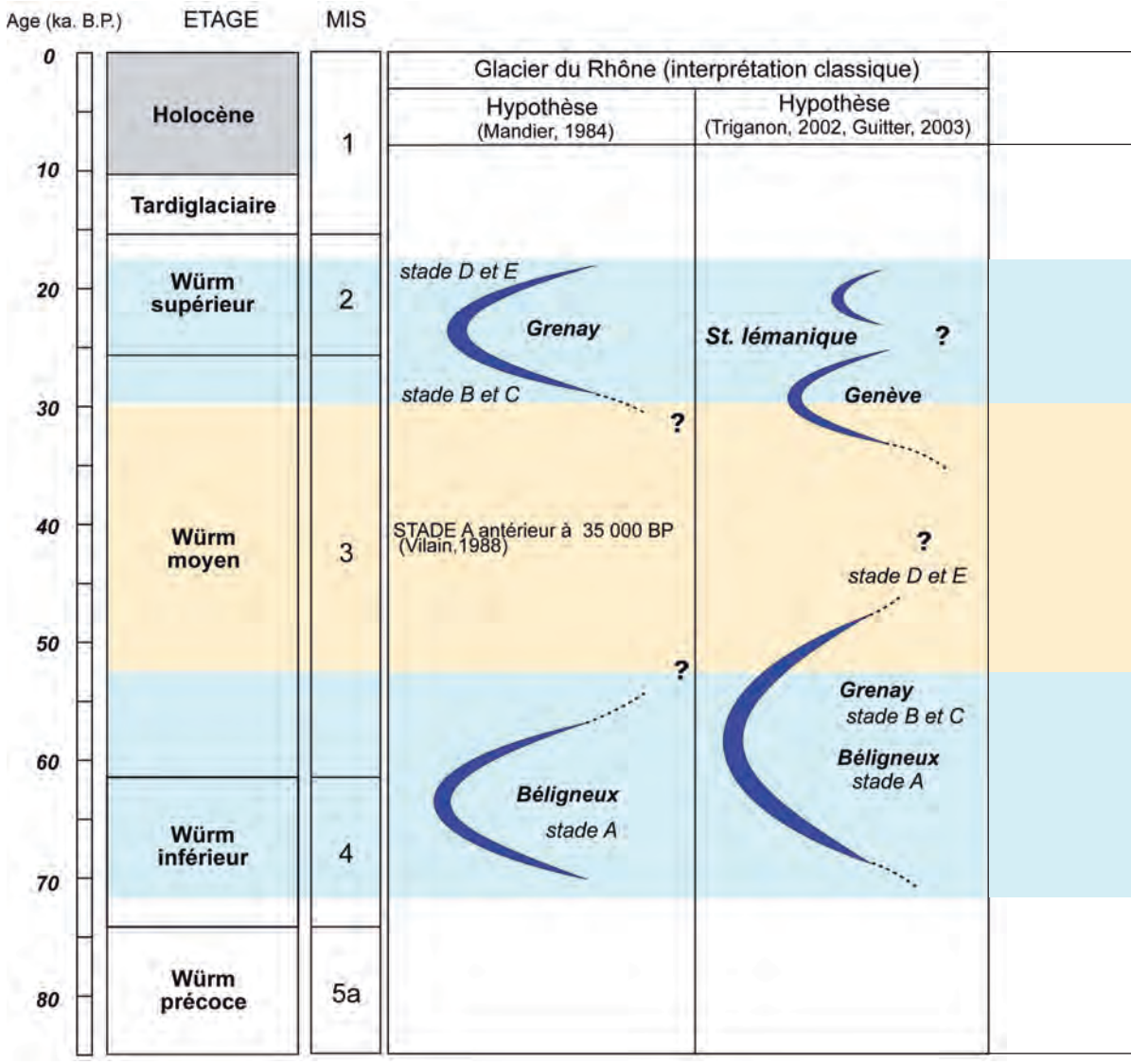


Fig. 3. 3 - Les différentes hypothèses chronologiques selon les auteurs (Mandier, 1984 ; Guitter, 2003 ; Triganon et al., 2005). Les complexes glaciaires rhodaniens (lobe de Wangen et de Genève) et isérois

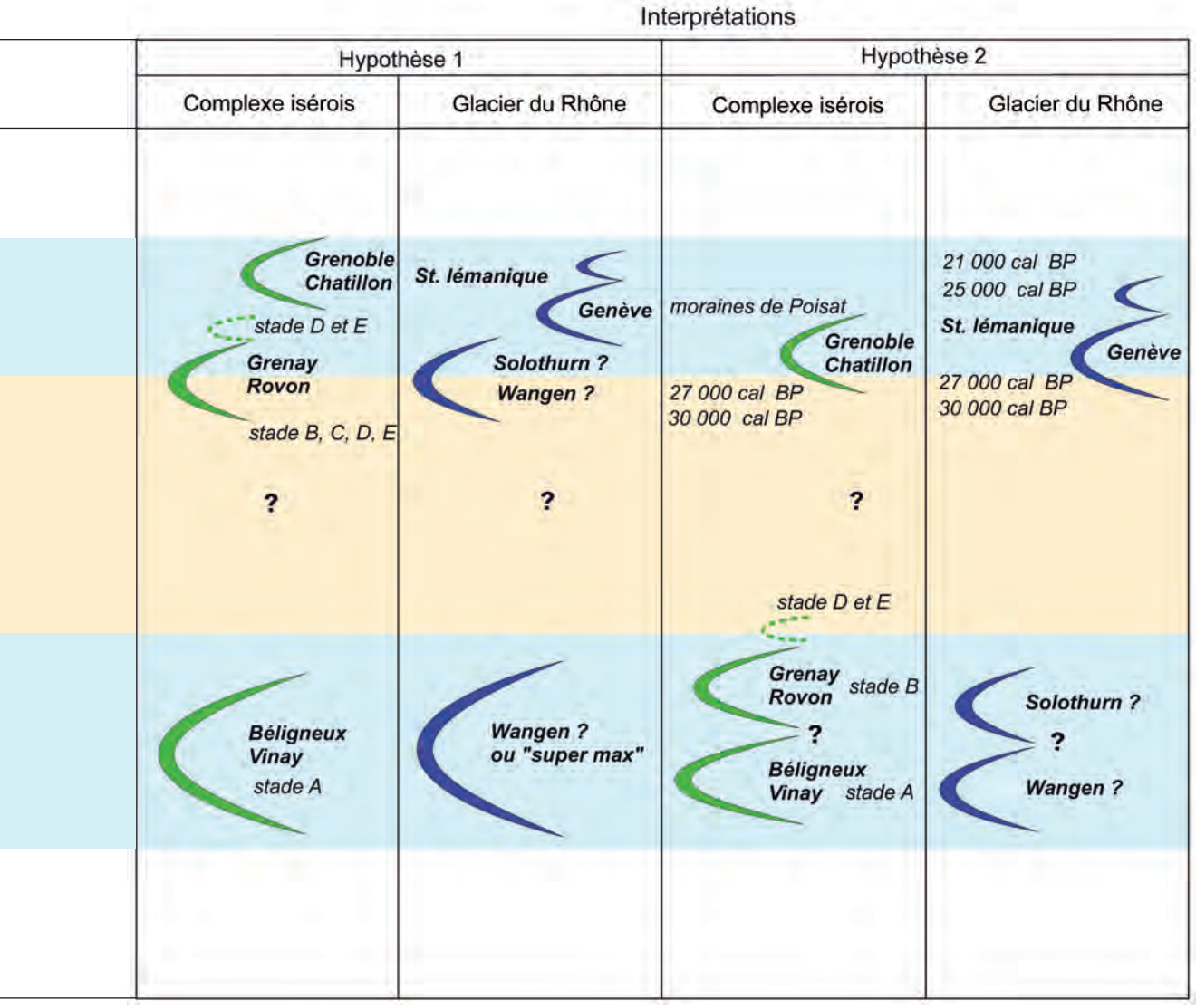
tué à la base de la moraine de fond supérieure à Finsterhennen 30 200 ± 250 ^{14}C BP complété par deux datations OSL dans la même unité (Preusser *et al.*, 2004) ;

• enfin, une ou plusieurs ultimes récurrences des glaciers, sans débordement sur les piémonts pour le lobe lyonnais:

- pour le glacier de La Linth : le stade de Zurich (Schlüchter et Röthlisberger, 1993),
- pour le glacier du Rhin : le stade de Stein am Rhein (Keller et Krayss, 1994),
- dans la vallée de l'Aar : les stades de Berne et de Müri (Beck et Rutsch, 1958),
- dans le bassin lémanique : les stades de Genève et du Petit Lac datés entre 29 145 ± 190 ^{14}C BP et 23 500 ± 1 200 ^{14}C BP (Triganon *et al.*, 2005) et 18 940 ± 210 (Moscariello, 1996) ; 18 000 ^{14}C (Schoeneich, 1998).

Hypothèse 2 (fig. 3. 3)

Une ou plusieurs phases d'englacement paroxysmales antérieurement à 35 000 BP (Blavoux et Dray, 1971 ; Triganon, 2002) suivies d'une récurrence limitée. Cette hypothèse s'appuie largement sur les données stratigraphiques d'Evian. Elle envisage une extension plus limitée du complexe glaciaire Rhône/Arve/Isère, contrairement aux appareils du



(lobes lyonnais et lobe de Moirans) ont été considérés séparément dans les deux hypothèse chronologiques proposées ici.

nord des Alpes du Rhin et de la Linth et suggère un diachronisme NE- SW. La chronologie suivante peut être proposée :

• une ou plusieurs avancées maximales antérieures à 35 000 BP, suivies d'oscillations mineures (Stades D, E, Morestel...). Dans le bassin lémanique le glacier atteint probablement 1300 m d'altitude sur le plateau de Gavot. Cette hypothèse s'appuie sur les éléments suivants :

- les datations OSL de sédiments proglaciaires de Finsterhennen (70 000 BP ; Preusser el al. 2006),
- la datation d'un tronc en position sous morainique à Ramble en Chablais (> 49 000 ; ce travail),

• une période de décrue glaciaire contemporaine du Würm moyen (MIS 3) ;

• une nouvelle avancée glaciaire plus limitée, pour certains appareils, pendant le Würm récent (MIS 2) ;

- pour le glacier du Rhin : le stade de Schaffhausen (Keller et Krayss, 1994),
- pour le glacier de La Linth : le stade de Killwangen (Schlüchter et Röthlisberger, 1993),
- dans la vallée de l'Aar : les stades de Berne et de Müri (Beck et Rutsch, 1958),
- dans le bassin lémanique : les stades de Genève et du Petit Lac datés entre 29 145 ± 190 ^{14}C BP et 23 500 ± 1 200 ^{14}C BP (Triganon *et al.*, 2005) et 18 940 ± 210 ^{14}C (Moscariello, 1996). Les nombreuses datations du complexe d'Evian sont en contradiction avec les données de Finsterhennen 26 800 ± 250 (Preusser *et al.*, 2004) et les âges d'exposition des moraines de Wangen 22 000 – 19 900 ± 1900 (Ivy-Ochs *et al.*, 2004)
- dans la vallée de l'Isère, plusieurs datations de la terrasse de kame du Crey d'Eybens > 48 000 BP, 29 300 - 3100 / + 5000 et 26 500 -1800 / +2200 ^{14}C BP (Hannss, 1973).

Conclusion sur la datation du WGM

L'hypothèse 1 s'appuie, entre autres, sur une récente compilation des datations disponibles. Elle souligne notamment l'importante concentration de datations sous morainiques entre 32 000 cal BP et 25 000 cal BP pour tous les appareils du nord des Alpes (Schoeneich *et al.*, 2010). Cependant, en raison des positions bien souvent éloignées des fronts (*e.g.*) Gossau, Finsterhennen, Bioley-Orjulaz, la difficulté réside dans l'impossibilité de relier géométriquement ces moraines (basal till) à des moraines frontales correspondant à la phase maximale à dater.

Quant à l'hypothèse 2, elle s'appuie sur les datations du complexe d'Evian, sur les âges obtenus dans la vallée de l'Isère et sur des paléogéographies bien établies. Cette chronologie absolue est en accord avec la chronologie relative bien établie par les données stratigraphiques d'Evian et sur la position stratigraphique d'industries lithiques moustériennes de la vallée de l'Isère, du piémont lyonnais et de la basse Isère.

L'état actuel des connaissances ne permet pas de trancher. En évitant de sombrer dans l'écueil du dogmatisme, nous proposons l'hypothèse suivante : un diachronisme nord – sud semble des plus probable. Il est accrédité par les datations disponibles. En effet, les glaciers de Alpes du nord (Rhin et Linth) auraient atteint leur maximum d'extension au cours du stade isotopique 2 ; cette dernière aurait dépassé celle du stade isotopique 4, celle du stade A (Mandier, 1984). Cependant la question est de savoir si l'extension du MIS 2 correspond aux stades B, C, D, ou aux stades de Grenoble/Chatillon. Le complexe glaciaire isérois (lobe lyonnais et lobe de Moirans) aurait atteint son maximum pendant le stade isotopique 4. Quant au glacier du Rhône (*s.s.*), en raison des nombreuses contradictions qui existent entre les datations du lobe de Wangen et les datations du complexe d'Evian, le WGM pourrait être antérieur aux âges les plus anciens du complexe d'Evian. Il serait alors plus vieux que 29145 ± 190 ^{14}C BP et serait contemporain de la fin du stade isotopique 3.

CONCLUSION ET PERSPECTIVES

CONCLUSION ET PERSPECTIVES 395

1 - CONCLUSION GÉNÉRALE 399

1. 1 - L'alimentation des lobes de piémont 399

1. 2 - L'alimentation du lobe de Moirans et de la basse Isère 400

1. 3 - Le rôle des grandes cluses et les interactions avec les massifs subalpins 400

1. 4 - Les diffluences amont 400

1. 5 - Les modalités de la déglaciation 401

1. 6 - Les apports de notre travail 401

2 - LES PROBLÈMES SOULEVÉS ET LES INCERTITUDES 402

2. 1 - La reconstitution des flux 402

2. 2 - La déglaciation 402

3 – LES PERSPECTIVES DES RECHERCHES 403

3. 1 - La déglaciation de la Combe de Savoie 403

3. 2 - La genèse des trimlines et le régime thermique des glaciers 403

3. 3 - La datation du WGM 404

Planche hors-texte 9 - Lyon aujourd'hui et reconstitution du lobe lyonnais au maximum Würmien, stade A (WGM) © S Coutterand, Alpes Magazine (2005) : 1 - terrasse de Satolas ; 2- couloir fluvio-glaciaire de Bron - St. Laurent de Mure ; 3 - couloir fluvio-glaciaire d'Heyrieux ; 4 - moyennes terrasses (Riss).

1 - Conclusion générale

Ce travail de recherche avait pour objectif de reconstituer au mieux les flux glaciaires des Alpes nord occidentales pendant le maximum d'englacement du dernier cycle glaciaire (WGM). A l'issue de cette étude, les résultats acquis apportent de nouveaux éléments qui remettent en cause certaines interprétations jusque là admises, tant dans les reconstitutions paléogéographiques que dans l'interprétation des flux glaciaires. De même, par les apports de ce travail, la puissance attribuée aux principaux glaciers est reconsidérée.

Afin de mener à terme ce travail, nous nous sommes appuyés sur les données de terrain. Cela a abouti, dans un premier temps, à une reconstitution paléogéographique précise du système glaciaire Rhône/Arve/Isère. L'acquisition de nouvelles observations géomorphologiques a permis la réalisation d'une cartographie paléogéographique cohérente du système glaciaire au WGM, tant pour les bassins versants amont du système glaciaire (zones d'alimentation) que pour le domaine aval (lobes de piémont).
Nous nous sommes également attachés dans ce travail à déterminer l'origine des différents flux glaciaires ayant alimenté les lobes de piémont.

Enfin, les premières étapes de la déglaciation correspondant à l'individualisation des flux issus des trois appareils glaciaires principaux ont pu être proposées.
Dans cette conclusion, nous proposons de faire ressortir les principaux résultats de cette étude et leur contribution à la connaissance du quaternaire alpin.

1. 1 - L'alimentation des lobes de piémont

Afin de connaître les zones d'accumulation propres à chaque appareil, la prise en considération des surfaces d'accumulation et d'ablation au WGM s'est avérée nécessaire. Nous nous sommes attachés à calculer l'altitude de la ligne d'équilibre glaciaire du système global Rhône/Arve/Isère. En croisant différentes méthodes de calcul, un AAR (accumulation-Area- Ratio) de 0,67 semble le plus cohérent. Cette première approche géographique a permis de mettre en évidence les influences de chaque bassin versant sur l'alimentation des zones d'ablation, et notamment des lobes de piémont.

L'alimentation du lobe de Wangen
L'alimentation du lobe suisse (de Wangen) du glacier du Rhône s'appuie principalement sur les travaux anciens basés sur la reconnaissance de marqueurs pétrographiques. Le lobe de Wangen était alimenté principalement par le bassin versant rhodanien du Valais.

L'alimentation du lobe de piémont lyonnais
Les résultats acquis remettent en cause la vision traditionnelle du glacier du Rhône atteignant le complexe des « moraines internes » de l'Est lyonnais et réhabilitent les écrits des premiers auteurs.

Grâce aux analyses pétrographiques macroscopiques et microscopiques des blocs erratiques, nous avons pu identifier les bassins versants à l'origine des flux glaciaires ayant alimenté ce lobe de piémont. L'identification des bassins versants a été confirmée par les déterminations des minéraux lourds contenus dans la fraction fine des dépôts glaciaires. Elles suggèrent que la totalité des glaces du lobe de piémont lyonnais provenait des zones d'accumulation de la partie interne des Alpes du Nord françaises : sud du massif du Mont-Blanc, Beaufortin, Tarentaise et une partie de la Maurienne. C'est ainsi que l'appellation initiée par Falsan et Chantre (1879-1880) de «glacier delphino-savoisien» trouve ici sa pleine signification.

In fine, il ressort que le glacier du Rhône valaisan n'a pas contribué à l'alimentation du lobe lyonnais pendant le dernier cycle glaciaire.

1. 2 - L'alimentation du lobe de Moirans et de la basse Isère

La reconstitution de la ligne d'équilibre glaciaire du glacier de la Romanche souligne que la quasi-totalité de son bassin versant était située en zone d'accumulation. En conséquence, la zone d'ablation de cet appareil s'est étendue bien au-delà de l'ombilic de Grenoble. En nous appuyant sur les marqueurs pétrographiques (et notamment ceux issus du bassin versant du Vénéon) et sur les analyses des minéraux lourds contenus dans la fraction fine des moraines de la rive gauche de la cluse de Voreppe, la construction d'une partie de l'amphithéâtre morainique de Moirans peut être attribuée au glacier de la Romanche. Ces résultats et interprétations s'opposent aux conclusions de Monjuvent (1978) qui sous-estimait la puissance de cet appareil.

1. 3 - Le rôle des grandes cluses et les interaction avec les massifs subalpins

Notre travail met en évidence le rôle prépondérant des grandes cluses. En effet, ces dépressions structurales, notamment celles de Chambéry et d'Annecy ont été occupées par de puissants flux glaciaires dont les origines ont été déterminées grâce aux analyses pétrographiques des blocs erratiques et des minéraux lourds. Ainsi, la cluse d'Annecy / Faverges était occupée par un puissant flux glaciaire évacuateur des zones d'accumulation de la partie interne des Alpes du Nord françaises : massif du Mont-Blanc, Beaufortin et une partie de la Tarentaise. Ces résultats invalident les hypothèses récentes qui envisageaient dans la dépression occupée aujourd'hui par le lac, un contact du glacier de l'Arve pénétrant dans la cluse d'Annecy depuis le nord, avec un glacier du Beaufortin et de l'Arly, issu du S-E de la cluse d'Annecy / Faverges.
Il en est de même pour la cluse de Chambéry et le val du Bourget, qui étaient occupées par un puissant flux alimenté par les glaces issues de la Combe de Savoie. La pétrographie des blocs erratiques et les analyses des minéraux lourds démontrent une alimentation par les bassins versants du Beaufortin, de Tarentaise et d'une partie de la Maurienne. Les flux glaciaires s'écoulant dans les grandes cluses et originaires de la zone centrale des Alpes, ont joué un rôle essentiel dans l'alimentation du bassin molassique et du lobe de piémont lyonnais.
En raison des altitudes atteintes par la surface des glaciers du Rhône, de l'Arve et de l'Isère, les massifs préalpins et subalpins, principalement le Chablais et les Bauges, ont été envahis par les glaces alpines. En effet, en raison des cols qui entaillent le « rebord subalpin », les glaces iséroises ont largement pénétré ce dernier massif. La vallée du Chéran drainait alors un important flux glaciaire qui débordait sur le piémont molassique. En revanche, l'altitude élevée des crêts sommitaux et des interfluves du rebord subalpin des massifs de la Chartreuse et du Vercors s'est opposée à la pénétration des glaces allochtones alpines. Seul, le col du Granier qui affecte la retombée nord du massif de la Grande Chartreuse à vu la mise en place d'une importante diffluence du glacier alpin.

1. 4 - Les diffluences amont

La reconstitution paléogéographique des bassins versants étudiés et la reconstitution des flux glaciaires dans les régions amont démontrent clairement la puissance de l'englacement. En effet, les reconstitutions paléogéographiques s'appuient principalement sur la cartographie des trimlines présentes dans les massifs cristallins externes et internes. Elles témoignent des altitudes atteintes par la couverture glaciaire, impliquant la mise en place de nombreuses diffluences et débordements des interfluves vers les bassins versants voisins (glaciers de transection). C'est notamment le cas des couvertures glaciaires du massif du Mont-Blanc, du Valais et de la Vanoise :
(i) en Valais, l'altitude atteinte par le glacier du Rhône a favorisé la mise en place de débordements des interfluves et de diffluences majeures, principalement par le col du Simplon vers les appareils glaciaires du versant méridional des Alpes.

(ii) l'englacement du nord du massif du Mont-Blanc, constituant un obstacle à l'écoulement des glaces valaisannes, contraignait le glacier du Rhône à s'écouler vers le bassin lémanique au niveau du coude de Martigny. Au sud, les diffluences majeures du massif du Mont-Blanc dans le Beaufortin ont largement contribué à l'alimentation du réseau glaciaire isérois, et de fait, à celle du lobe lyonnais ;
(iii) de même, les glaciers de Tarentaise et de la Maurienne ont largement difflué dans les bassins versants voisins, notamment dans le Beaufortin pour le glacier tarin, et vers le val de Suse pour le glacier de l'Arc, par le col du Montcenis.

1. 5 - Les modalités de la déglaciation

L'étude des modalités de la déglaciation a permis de faire ressortir différents points qui modifient également le schéma traditionnellement admis. En effet, les auteurs considéraient la seule présence du glacier du Rhône entre les moraines internes et le bassin lémanique dont la disparition était expliquée par une fusion sur place de la masse de glace. Cette étude démontre que dans les bassins molassiques de Bellegarde, des Usses et de l'Albanais, les appareils glaciaires, anastomosés lors des phases paroxysmales, se sont individualisés par étapes de retrait successives. La présence de formations sédimentaires supra-morainiques réparties sur quatre niveaux permet de reconstituer les principales étapes de la déglaciation. On retiendra qu'elle a été marquée par l'influence prépondérante, et surtout tardive, du glacier isérois comme le suggère la pétrographie des dépôts, situation liée à la proximité des zones d'accumulation. L'influence des glaciers de l'Arve et du Rhône disparaît précocement, dès les premiers stades de la déglaciation. Cette coupure est liée aux effets de seuil engendrés par le col d'Evires pour le glacier de l'Arve et par le mont Sion pour le glacier du Rhône.
La préservation des édifices sédimentaires de la basse vallée de l'Arve a permis de reconstituer des stades ultimes du dernier pléniglaciaire, marqués principalement par la récurrence des «Rocailles». Postérieurement, les stades du Tardiglaciaire ancien ont pu être soulignés par deux étapes principales dans l'ombilic de Bonneville/Cluses.
Le retrait du glacier de l'Arve se traduit par les déconnexions avec les seuils de diffluences : celle du seuil des Bornes qui intervient précocement, puis, celle du seuil de Megève au cours du Tardiglaciaire ancien. L'arrêt de cette dernière influencera directement le retrait rapide de la langue glaciaire d'Annecy, une partie de son alimentation étant liée à la contribution du glacier de l'Arve.
Enfin, on peut envisager un dernier stade majeur des glaciers de l'Isère, de l'Arve et du Rhône correspondant à une récurrence au cours du dernier Pléniglaciaire. Cette extension n'aurait pas débordé sur les piémonts ; elle serait restée limitée à l'ombilic de Grenoble et au val du Bourget pour l'appareil Isère-Arc, à la basse vallée de l'Arve pour le glacier éponyme et à la cuvette lémanique pour le glacier du Rhône.

1. 6 - Les apports de notre travail

Notre contribution à l'étude du Quaternaire récent, et notamment le travail de reconstitution des flux, apporte un nouveau regard sur l'organisation du réseau glaciaire des Alpes nord occidentales :
(i) il souligne tout particulièrement la puissance du glacier isérois alimenté par les vastes zones d'accumulation du Beaufortin, de la Tarentaise et de la Maurienne ;
(ii) il met en évidence la direction des flux, dont l'axe principal s'écoulait depuis la zone centrale des Alpes (zones d'accumulation) vers les bassins molassiques et les piémonts (zones d'ablation), soit d'est en ouest ;
(iii) enfin, les étapes de la déglaciation se traduisent par un retrait des glaciers occupant les grandes cluses des massifs subalpins et par l'influence plus tardive du glacier isérois.

2 - Les problèmes soulevés et les incertitudes

2. 1 - La reconstitution des flux

Le problème du remaniement des dépôts glaciaires

La reconstitution des flux s'est appuyée en partie sur la reconnaissance pétrographique des blocs erratiques. Cependant, d'éventuels remaniements du matériel erratique ne doivent pas être écartés, les ultimes phases d'englacement ayant probablement remanié les dépôts hérités de phases antérieures. Afin de limiter ce risque, nous nous sommes largement appuyés sur l'étude de blocs erratiques déposés en altitude sur les moraines latérales des lobes de piémont (Jura méridional). Ces blocs (till d'ablation) doivent principalement leur présence à un transport supra-glaciaire au cours de la phase maximale.

Le problème de la représentativité des blocs erratiques en fonction de leurs caractères lithologiques

La quantité de blocs erratiques inhérente à telle ou telle lithologie n'est pas nécessairement représentative de flux glaciaires dominants. En effet, seuls les blocs erratiques les plus résistants ont été préservés, à l'exemple des granites à grain fin peu altérés ou des grès de base du Permo-Trias. D'autres blocs issus d'unités moins résistantes ont pu disparaître au cours de leur transfert par le glacier ou suite à l'érosion mécanique et chimique post-glaciaire.

2. 2 - La déglaciation

La récurrence du dernier pléniglaciaire : la paléogéographie du glacier isérois

Le problème concerne principalement l'extension du glacier isérois dans l'ombilic de Grenoble. Selon les auteurs, les reconstitutions divergent : soit le glacier isérois a barré la basse vallée du Drac et serait responsable de la formation du lac de barrage du Crosey à 400 m (Vif) ; soit le front du glacier isérois a stationné à Grenoble.

Dans le Val du Bourget, aucun indice géomorphologique majeur ne nous permet de suggérer ou d'éliminer l'hypothèse d'un barrage glaciaire de la Chautagne par le glacier isérois en contact avec la retombée méridionale du Jura (Culoz). La difficulté d'appréciation réside dans le fait que dans les deux cas, la récurrence s'est déroulée en milieu lacustre. De ce fait, la sédimentation progressive des ombilics a provoqué l'oblitération de tous les édifices morainiques frontaux et latéro-frontaux.

Les stades internes au bassin lémanique

Les études montrent que les stades de Laconnex et de Genève se sont déroulés en milieu lacustre dans un lac de niveau variable (470 à 410 m). Le problème essentiel réside dans l'origine du barrage : tous les auteurs envisagent la présence d'un édifice morainique au niveau du défilé de l'Ecluse dont le démantèlement par le Rhône aurait nécessité une durée couvrant la plus grande partie de l'inter pléniglaciaire würmien et le Pléniglaciaire supérieur (plus de 15 000 ans ?). Cependant, certaines études (Blavoux et Dray, 1971 ; cf. II. 3) font état d'un Léman proche de sa cote actuelle pendant l'inter-pléniglaciaire würmien. Cette hypothèse s'oppose à la préservation d'un barrage morainique jusqu'au Pléniglaciaire supérieur. Aucun auteur n'envisage le barrage du cours du Rhône par le glacier isérois issu du val du Bourget responsable de la mise en place des lacs de cote variable. Cette hypothèse qui semble cohérente, doit être encore démontrée.

Au-delà des résultats acquis, et des problèmes évoqués, cette étude soulève de nouvelles problématiques qui constituent des perspectives de recherches.

3 – Les perspectives des recherches

3. 1 - La déglaciation de la Combe de Savoie

Les recherches menées dans le Grésivaudan et notamment dans l'ombilic de Grenoble ont pu mettre en évidence un stade du glacier isérois à Grenoble (cf. IV – B. 4).

Force est de constater l'absence d'études géomorphologiques appliquées aux stades de retrait dans la Combe de Savoie et en amont d'Albertville, en Tarentaise. Le versant occidental du massif de Belledonne présente de nombreux édifices sédimentaires (moraines, terrasses de kame) susceptibles de fournir des éléments de reconstitution paléogéographiques des stades de retrait
De même que dans les autres vallées, il est évident que ce glacier a fait l'objet de stationnement voire de récurrence. Les constructions morainiques frontales et latéro -frontales ont été oblitérées par la dynamique lacustre post glaciaire et ne sont plus visibles dans le paysage. Un travail de cartographie précise des formations superficielles d'origine glaciaire (esquissé par Hannss, 1982) devrait être mené et permettrait ainsi de mettre en évidence plusieurs étapes de stationnement de la déglaciation de la combe de Savoie.

3. 2 - La genèse des trimlines et le régime thermique des glaciers (fig. 1)

En considérant les valeurs d'abaissement des températures (Guiot, 1990 ; Guiot *et al.*, 1989, 1992, 1993, 1999, ; Peyron *et al.*, 1998 ; Pons *et al.*, 1992) et l'altitude moyenne de la ligne d'équilibre glaciaire au WGM que nous avons déterminée, ne pourrait on envisager la présence de glace froide dans la partie centrale des zones d'accumulation ? Ce qui est notamment le cas aujourd'hui sur les hauts-reliefs d'altitude supérieure à 4 000 m.
Dans cette hypothèse, le régime thermique

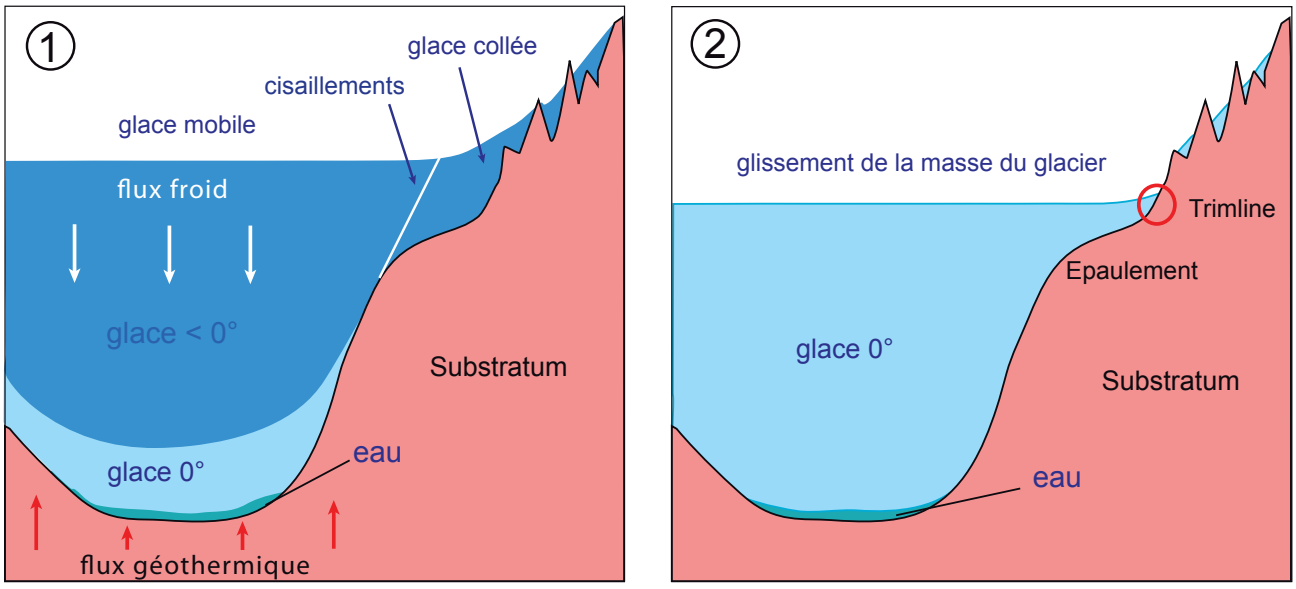


Fig. 1 - (1) : glacier polythermique : en altitude la glace est collé au substratum (T° < 0°C), pas d'érosion des trimlines, Des cisaillements se mettent en place entre la glace mobile du glacier principal (Bennett, 2003) et la glace collée au substrat. Le flux de froid qui refroidit la masse du glacier (flèches blanches) dépend de la température de l'air et surtout de l'accumulation de la neige en surface. Le flux géothermique s'y oppose (flèches rouges) ; la glace devient tempérée à la base et la fusion apparaît.

(2) : évolution en glacier tempéré en fin de période froide avec contact érosif glace/roche, genèse et/ou reprise des trimlines héritées du précédent épisode glaciaire.

des glaciers serait de type froid et collé au substrat au-dessus de 2300-2500 m d'altitude. Les trimlines cartographiées dans les massifs cristallins relèvent de l'action érosive de glaciers de type tempéré (glissement du glacier sur le substratum, base à la température de fusion, présence d'eau à l'interface glace / roche). Deux schémas sont ainsi proposés (fig. 1). Par ce raisonnement, on peut envisager que les trimlines (2400 à 2800 m d'altitude dans le massif du Mont-Blanc, 2500 à 2900 m d'altitude en Valais) ont été façonnées en période anaglaciaire et plus vraisemblablement en période cataglaciaire, lors de la remontée des températures et de la LEG, favorable aux modificationx du régime thermique du glacier.

Au WGM, les glaciers froids n'étaient pas érosifs. Ainsi, l'altitude atteinte par la surface des glaciers dans les régions amont, occupées par des glaciers de type froid, reste très hypothétique ; elle pourrait être bien supérieure à celle des trimlines cartographiées.

3. 3 - La datation du WGM

La datation du WGM constitue de nos jours un problème majeur non résolu (selon les régions considérés). C'est encore sujet à controverse. Les recherches à venir devront s'attacher à croiser différentes méthodes de datation avec les données stratigraphiques disponibles. La recherche devra tout particulièrement s'affranchir des barrières linguistiques et des clivages existant entre les universités suisses-romandes, suisse alémaniques et françaises. Elle devra nécessairement s'affranchir de certains dogmes qui perdurent encore aujourd'hui.

BIBLIOGRAPHIE

Cette bibliographie, malgré tout exhaustive, est délibérément restreinte aux ouvrages ou publications cités dans le texte dont l'analyse nous a permis de préciser nos propres conceptions.

A

ACHARD R., 1968 - *Dépôts glaciaires et terrasses du bassin de Genève*. Thèse n° 1463, univ. de Genève, (inédit), 281 p.

ACHARD R. & JAYET A., 1968 - Sur l'extension respective des glaciers du Rhône et de l'Arve, au cours de la période wurmienne, au voisinage du Mont-Salève (Haute-Savoie, France). *C.R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève*, 2/3, p. 188-200.

AEBERHARDT B., 1903 - Etude sur les alluvions anciennes des environs de Genève. *Eclogae geol. Helv., 7/4*, p. 271-286.

AGASSIZ L., 1837 - Discours prononcé à l'ouverture des séances de la Soc. helv. sci. natur. à Neuchâtel, le 24 juillet 1837, par *L. Agassiz*, président: *actes Soc. helv. sci. natur., réunie à Neuchâtel, 22. se*ss., Neuchâtel, 5-32.

AGASSIZ L., 1838 - On the polished and striated surfaces of the rocks which form the beds of glaciers in the Alps. *Proc. geol. Soc. London* **3**, 321-322.

AGASSIZ L., 1940 - *Etudes sur les glaciers.* Ed. H. Nicolet, Neuchâtel.

AGASSIZ L., 1843 - Le Jura a eu ses glaciers propres. *Actes Soc. Helvétique des Sciences Naturelles,*. 28° session, Lausanne.

AMMANN B. & LOTTER A. F., 1989 - Late-Glacial radiocarbon- and palynostratigraphy on the Swiss Plateau. *Boreas,* 18, 109-126.

AMBERGER G., 1978 - Contribution à l'étude du Quaternaire de la région lémanique: Résultats de quelques sondages profonds exécutés à Genève. *Eclogae geol. Helv*. 71/1., 193-206.

ANDREWS J.T., HARDARSDOTTIR J., HELGADOTTIR G., JENNINGS A.E, GEIRSDOTTIR A., SVEINBJÖRNSDOTTIR E., SCHOLLFIELD S., KRISTJANSDOTTIR G.B., SMITH L.M., THORS K. & SYVITSKI J.P., 2000 - The N and W Iceland shelf: insights into the last Glacial Maximum ice extent and deglaciation based on acoustic stratigraphy and basal radiocarbon AMS dates. *Quaternary Sciences Reviews*, 19,619-631.

ANDREWS, J. T. & G. HELGADOTTIR. 2003 - Late Quaternary ice extent and deglaciation of Hunafloaall, north Iceland: evidence from marine cores. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 35, 218–232.

ANDRIEU, V., HUBSCHMAN, J., JALUT, G. & HERAIL, G.,1988 - Chronologie de la déglaciation des Pyrénées françaises. *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, 34-35, (2-3), 55-67.

ANTOINE P., BARBIER R., BRAVARD C. & GIDON M., 1978 - Les rapports entre le Flysch des Aiguilles d'Arves et le domaine valaisan au cirque de Valbuche (Savoie). *C.R.Acad.Sc. Paris,* t.286, série D, p. 1751-1753.

ANTOINE P., 1971 - La zone des brèches de Tarentaise entre Bourg-Saint-Maurice (vallee de l'isere) et la frontiere italo-suisse. *Mem. lab. geol. Grenoble*, n° 9, 367p.

ANTUN P., 1953 - Les associations de minéraux denses du Mésozoïque luxembourgeois. *Annales de la Société Géologique de Belgique, 76*, 249-271.

APRAHAMIAN J., FOURNEAUX J.-C., LACROIX B. & USELLE J.-P., 1970 - Observations nouvelles sur les argiles interglaciaires de la vallée de l'Isère. *C.R.A.S.,* t. 271, p. 1071-1074.

ARMAND C., 1978 a - *Régime des eaux souterraines et paléomorphologie, géologie et hydrogéologie de la basse vallée de l'Arve (Haute-Savoie).* Thèse Grenoble, non publiée, 303 p.

ARMAND C., 1978 b - Détermination de la forme d'un substratum molassique par géophysique électrique. Cas de la basse vallée de l'Arve (Haute-Savoie) . *C. R. Acad. Sci.,* Paris, t. 286, sér. D, p. 1573-1576.

ARN K., 1998 - *Quartärgeologie im Binntal und in Südchile (41°S)*. Unpubl. Diploma thesis, Univ. Bern, 116 p.

ARN R., 1984 - *Contribution à l'étude stratigraphique du Pléistocène de la région lémanique.* Thèse, Université de Lausanne.

ATLAS DE LA SUISSE - Planche 11. *Office fédéral de topographie*, Bern.

AUBERT DANIEL, 1965 - Calotte glaciaire et morphologie jurassienne. - *Eclogae geol. Helv*. 58/1,

AUDRA P., 1991 - La grotte Vallier (Vercors, Isère). Premiers résultats stratigraphiques. *Journées Pierre Chevalier, Grenoble. Spéléo-Club de Paris, p. 81-93*

AUDRA P., 1994 - *Karsts alpins : genèse des grands réseaux souterrains.* Thèse Doctorat d'Université. Institut de Géographie Alpine, Grenoble, Karstologia Mémoires n° 5, 279 p.

AUDRA P. & ROCHETTE P., 1993 - Premières traces de glaciations du Pléistocène inférieur dans le massif des Alpes. Datation par paléomagnétisme de remplissages à la grotte Vallier (Vercors, Isère, France. *Compte-Rendu à l'Académie des Sciences*, tome 317, Série II, Paris. p. 1403 - 1409

AUDRA P., DELANNOY J.J. & HOBLEA F., 1993 - Signification paléogéographique des réseaux perchés des Préalpes françaises du nord : exemples en Chartreuse et Vercors. *Travaux URA 903 CNRS,* n° XXII, p. 3 - 17.

B

Baconnais G., Doudoux B. & Nicoud G., 1981 - Les dépôts quaternaires des principales vallées alpines et de l'avant-pays molassique de Haute-Savoie, France. Conséquences hydrogéologiques. - *C.R. Acad. Sc.*, 292 p.

Bader S., 1990 - *Die Modellierung von Nettobilanzgradienten spâtglazialer Gletscher zur Herleitung der damaligen Niederschlags- und Temperaturverhâ/tnisse - dargestellt an ausgewàhlten Beispielen aus den Schweizer Alpen.* Institut de Géographie de l'Université de Zurich, Physische Géographie, Vol. 31.

Bakalowicz M., Olive P. & Siwertze, 1970 - Sur la position respective des niveaux d'Armoy du conglomérat des Dranses. *C. R. Acad. Sa.,* Paris, 271, 892-895.

Ballandras S. & Jaillet S., 1996 - Chronologie holocène des dépôts de mise en place catastrophique dans une haute vallée alpine : le cas de l'ombilic du Tour. - *Quaternaire,* 7 (2-3), 85-96.

Ballantyne C., 1997 - Periglacial trimlines in the Scottish Highlands. *Quat. Int.* 38/39, 119-136.

Barféty J.C., Barier R., Bordet P., Méloux J., Mouterde R., Vatin, & Pérignon N., 1977 - Notice explicative de la carte géologique, 1 :50 0000, feuille de Saint Jean de Maurienne (BRGM), 43 p.

Barféty J.C., Menot R.P., Gidon M., Debon F. &Fourneaux J.C., 2001 - *Carte géologique détaillée de la France (l/50 000), feuille Domène (*773). *Orléans : BRGM.* Notice explicative par Barféty J.-C., Gidon M., Menot R.-P., Debon F. avec la collaboration de Pêcher A, Guillot S., Fourneaux J.-C., Gamond J.-F., Mouterde R. (2001).

Barféty J.C., Pecher A. & coll.,1984 - *Carte géologique détaillée de la France à 1/50.000°, feuille Saint-Christophe-en-Oisans,* 1° édition. *B.R.G.M., Orléans.*

Baudoin F., 1984 - *Hydrogéologie de l'Avant-Pays de Chartreuse.* Thèse, Université scientifique et médicale de Grenoble, 262 p.

Bearth P., 1954: *Geologischer Atlas der Schweiz 1:25,000, Saas, Blatt 534*, Kümmerly & Frey, Bern, Switzerland.

Beaudevin C., 2001 - Contribution à l'étude de l'altitude atteinte par les glaciers quaternaires dans quelques vallées alpines, *Géol. Alp.*, *76*, 83-116.

Beaulieu De J.-L., Montjuvent, G. & Nicoud G. 1991: Chronology of the Würmian glaciation in the French Alps: A survey and new hypotheses. *In: Klimageschichtliche Probleme der letzten 130 000 Jahre* (Ed. by Frenzel, B.). Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, 435-448.

Beaulieu De J.-L., & de Reille, M., 1992. The last climatic cycle at La Grand Pile (Vosges, France): a new pollen profile. *Quaternary Science Reviews,* 11,431 - 438.

Beaumont De E. L., 1829 - Recherches sur quelques-unes des révolutions de la surface du globe. *Ann. Sci. nat*. 18, 5-25,284-461,19 5-99,177-240.

Beck P. & Rutsch F., 1949 - *Blatt 336-339 Münsingen–Heimberg. Geol. Atlas Schweiz 1*: 25 000, Bl. 21, mit Erläuterungen. Schweiz. geol. Komm .

Beck P. & Rutsch F., 1958 - *Notice explicative de la feuille Mùnsingen de l'Atlas géologique suisse* au 1 : 25 000.

Beck P., 1926 - Eine Karte der letzten Vergletscherung der Schweiz. *Mitt. Naturw. Ges. Thun.*

Beiner M., Harmand D., Cordier S. &Occhietti S., 2009 - Les Minéraux lourds des alluvions quaternaires de basin de la Moselle : nouvelles données. *Quaternaire*, 20, (4), 2009, p. 63-79.

Benn, D.I. & Evans D.J.A., 1998 - Glaciers and Glaciation. *John Wiley & Sons*, Inc., New York, NY, USA, 734 p.

Benn D. I., Warren C. R. & Mottram R. H., 2007. Calving processes and the dynamics of calving glaciers. *Earth-Science Reviews*, Vol. 82, n° 3-4, p. 143-179

Bennett M.R. & Glasser N.F., 1996 - *Glacial geology. Ice Sheets and Landforms John Wiley & Son, 364 p.*

Bertrand J.M. & Gasquet D., 2008 - *Lauzière : anatomie d'un granite. Petit guide géologique pour randonneur curieux,* Université de Savoie, Fédération des clubs alpins et de montagne - 75019 Paris, 38 p.

Bierman P., Gillespie A., Caffee M. & Elmore D., 1995 - Estimating erosion rates and exposure ages with ^{36}Cl produced by neutron activation. *Geochimica and cosmochimica acta*, 59, 18, 3779-3798.

Biju-duval J. & Hannss C., 1985 - La morphogenèse de la cuvette de St Laurent-du-Pont (Isère) et de sa bordure, du Würm à l'Holocène. *Revue de Géographie Alpine*. Tome LXXIII, fasc.3. p. 313-320.

Billard A., 1987 - *Analyse critiques de stratotypes quaternaires,* Laboratoire de Géographie Physique U.A.014, Éditions du Centre national de la recherche scientifique, Paris, 141 p.

Bini A., Tognini P. & Zuccoli L., 1998 - Rapport entre karst et glaciers durant les glaciations dans les vallées préalpines du Sud des Alpes. *Karstologia n°32, 2, p. 7-26.*

Bini A., Delannoy J.-J., Maire R. & Quinif Y., 1989 - "Générations de cavités karstiques dans les chaînes alpines", *Compte-Rendu.à l' Académie des Sciences.*, tome 309, Série II, n° 11, 12 oct., Académie des Sciences, Paris. p. 1183-1190.

Bintz P., Bocquet A. & Chair L., 1994 - Les Grottes Jean-Pierre 1 et 2 à St Thibaud-de-Couz (Savoie) : Paléoenvironnement et cultures du Tardiglaciaire à l'Holocène dans les Alpes du Nord. *Gallia Préhistoire, tome 36, 1ère partie : cadre chrono-stratigraphique et paléoenvironnemental, p. 145-266.*

Bintz P. & Argant J., 1994 - Occupations territoriales du Mésolithique au Néolithique ancien en Vercors et en Chartreuse (Isère, Drôme) : programme de prospection thématique, de sondages palynologiques et premiers résultats. *Actes des Premières Rencontres Méridionales de Préhistoire Récente, Travaux du Centre d'Archéologie Préhistorique de Valence n° 1, p. 143-147*

Bintz P., 1995 - Les grottes Jean-Pierre 1 et 2 à Saint-Thibaud-de-Couz (Savoie) : Paléoenvironnement et cultures du Tardiglaciaire à l'Holocène dans les Alpes du Nord. *Gallia Préhistoire, vol. 37, p. 155-157.*

Bintz P., Delannoy J.-J., Naton H.G., Cartonnet M. & Tillet T., 1997, Environnements karstiques dans les Alpes du Nord et le Jura méridional : spéléogenèse, sédimentation, climats et archéologie, *in* : *Karst et archéologie*, Miskovsky J.-C. (Dir.), p. 197-212, Quaternaire, 8/2-3.

Bintz P., 1994 - *Du Tardiglaciaire à l'Holocène dans les Alpes du Nord françaises : approche chronostratigraphique, paléoclimatique et culturelle,* Thèse d'Etat, Géologie Univ. Joseph Fourier. Grenoble. 2 vol. 562 p.

Bjorck S., Walker M.J.C., Cwynar L., Johnsen S.J., Knudsen K.L., Lowe J.J., Wohlfarth B. & intimate Members, 1998 - An event stratigraphy for the Last Termination in the north Atlantic based on the Greenland Ice Core record: a proposal by the *INTIMATE group. Journal of Quaternary Science,* 13, 283-92.

Bjorck S., Kromer B., Johnsens S., & Bennike O., 1996 - Synchronized terrestrial atmospheric deglacial records around the North Atlantic. *Science,* 274, p. 149-154.

Bjornsson H., 1988 - Hydrology of ice caps in volcanic régions. - *Societas Scientarium Islandica*, Rit XLV, 139 p.

Blache J., 1931 - *Les massifs de la Grande-Chartreuse et du Vercors, étude de géographie, t.l, Géogr. phys.,* 56 fig., Allier, Grenoble ,457 p..

Blanchard R. 1916 - Le verrou glaciaire de Grenoble. *Rev. Géogr.Alpine,* t. 4, fasc. 3, p. 237-257.

Blanchard R., 1938 - *Les Alpes occidentales ; T. I, Les Préalpes françaises du Nord.* Tours, Arrault et G[le], IV + 335 p., 41 fig. dans le texte, 41 pl. photos, hors texte, 6 cartes au 1/80 000 du *Service Géographique de l'Armée*.

Blanchard R., 1941 - *Les cluses préalpines et le sillon alpin (les Alpes occidentales,* t. 2). Arthaud, Paris, 355 p.

Blanchet R., 1844 - Sur la distribution des dépôts erratiques dans le bassin du Léman. *Bull. SVSN,* 1/7, p. 258-275.

Blankenship D.D., Bentley C.R., Rooney S.T. & Alley R.R. , 1986 - Seismic measurement reveal a saturated porous layer beneath an Arctic ice stream. - *Nature* 322/3, 54-57. Ed.

Blavoux B., 1966 - *Les sources minérales d'Evian.* Thèse 3[e] cycle, Hydrogéologie, Paris.

Blavoux B. & Brun A., 1966, a - Nouvelles données sur les terrains quaternaires de la région lémanique. *C R. Acad. Sc. Paris,* 262:2569-2572.

Blavoux B. & Brun A., 1966, b - Caractéristiques sédimentologiques et palynologiques des terrains wûrmiens de la région d'Evian, d'après le sondage de Sionnex (Haute-Savoie). C *R. Acad. Sc. Paris,* 263:212-215.

Blavoux B. & Dray M., 1971 - Les sondages dans le complexe quaternaire du Bas-Chablais et leurs enseignements stratigraphiques. Leur intérêt pour l'hydrogéologie et l'hydrochimie régionales. *Revue de géographie physique et de géologie dynamique,* XIII, (1), 17-34.

Blavoux B., Brun A. & Olive P., 1980 - Dans : Monjuvent Guy, Winistorfer Jörg (1980). *Glaciations quaternaires dans les Alpes franco-suisses et leur piedmont. Geol. Alpine,* 56, 251-282.

Blavoux B., 1988 - L'occupation de la cuvette lémanique par le glacier du Rhône au cours du Würm. *Bull. AFEQ,* 1988, (2-3), 69-79.

Bless R., 1984 - *Beitrâge zur spât- und postglazialen Geschichte der Gletscher im nordöstlichen Mont Blanc Gebiet.* Thèse, Institut de Géographie de l'Université de Zurich, Physische Geographie, Vol. 15

Bocquet A., Colardelle M. & Evin J., 1973 - Un mélèze fossile dans le sud de la Chartreuse. *Revue de Géographie Alpine, tome LXI, .p 571-582.*

Bocquet A. & Malenfant M., 1966 - Un gisement prémoustérien près de Vinay (Isère). T*rav. Lab. Géol. Univ. Grenoble, t. 42,* p. 77-82.

Bocquet F., 1983 - *Approche de la géomorphologie de la partie nord de la chaine des Àravis*, Université de Grenoble, I.G.Â., mémoire de maîtrise (179 pages).

Boissieux De P., 1956 - *Etude géologique de la partie NE des Monts d'Hermone.* Lausanne, travail de diplôme inédit.

Botteron G., 1955 - *Etude géologique de la région du Mont Billat.* Lausanne, travail de diplôme inédit.

Boulacre R., 1743 - Lettre sur les glaciers de Savoie. *Journal Helvétique, Neuchâtel.*

Boulton G.S., 1972 - Modem Arctic glaciers as depositional models for former ice sheets. *J. geol. Soc. London* 128, 361-393.

Boulton G.S.,1974 - Process and patterns of glacial érosion. Dans: *Coates, D.R. (éd.): Glacial Geomorphology. - Binghampton, NY, State University of New York*, 41-87.

Boulton G.S &Jones A.S., 1987 - Stability of temperate ice sheets and ice caps resting on beds of deformable sediment. *Journal of Glaciology* 24(90) 29-43.

Boulton G.S, Hagdorn M., Maillot P.B. & Zatsepins, 2009 - Drainage beneath ice-sheets: groundwater-channel coupling, and the origin of esker systems from former ice-sheets. *Quaternary Science Reviews,* 28, 621-638.

Bourdier F., 1935 - Stratigraphie des alluvions quaternaires antéwürmiennes du Grésivaudan et de la vallée de Chambéry. *C.R. Acad.Sc., t. 201,* p. 977-979.

Bourdier F., 1938 - La cluse de Chambéry pendant le Quaternaire. Congrès du Rhône de 1938, *in Les Etudes rhodaniennes, 1939*, t. 15, p. 101-118.

Bourdier F., 1962 - *Le bassin du Rhône au Quaternaire. Géol. et Préhist.,* 2 vol., in 4°, 364 et 295 p., 256 fig., Ed. C.N.R.S., Paris.

Bourdier F., 1968 - Les Caractéristiques pédologiques des glaciations quaternaires dans la Bièvre-Valloire. *Excursion des 9 et 10 Mai 1968 de la sous-commission de l'INQUA pour la stratigraphie du Quaternaire européen*. 11 p. dact., 16 fig.

Bowen D.Q., Phillips F.M, Mac Cabe A.M., Knutz P.C. & Sykes G.A., 2002 - New data for the Last Glacial Maximum in Great Britain and Ireland. *Quaternary Science Reviews 21,*89-101.

Bravard Y., 1958 - Quelques remarques sur l'action des glaciers quaternaires dans le massif de la Grande-Chartreuse. *Revue de Géographie Alpine, Grenoble,* t. 46, p. 47-64.

Bravard Y., 1963 - L*e Bas-Dauphiné. Recherches sur la morphologie d'un piedmont alpin.* 1 vol., in 8, 504 p., 63 fig., 20 pl .h.t. *Allier,* Grenoble.

Bravard J.P., 1970 - *Réseau hydrographique et glaciations dans le Haut Bugey.* Mém. de Maîtrise, Lyon, Dép. de Géographie, 73 p.

Bravard J.-P., 1987 - *Le Rhône du Léman à Lyon*. La manufacture éd., coll. L'Homme et la Nature, Lyon, 451 p.

Brocard G., 2002 - *Origine, variabilité spatio-temporelle et signature morphologique de l'incision fluviatile dans les Alpes du Dauphiné (SE France)* Thèse de doctorat de l'université Grenoble 1. Géologie Alpine, Mémoire Hors Série, no. 37, 165 p.

Brocard G., Van der Beek Y., Bourlès D. L., Siame L. & Mugnier J.-L., 2003 - Long-term fluvial incision rates and postglacial river relaxation time in the French Western Alps from ^{10}Be dating of alluvial terraces with assement of inheritance, soil development and wind ablation effects. *Earth and Planetary Science Letters*, 209 : 197-214.

BRGM, 1975 - *Notes d'orientation pour l'établissement de la carte géologique à 1/*50 000. *Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 240 p.*

Brodzikowski K. & Van loon A.J., 1991 - *Glacigenic Sediments. Collection Development in Sedimentology,* vol. 19, Elsevier, Amsterdam, 674 p., 321 fig.

Broecker W.S., 1992 - Defining the boundaries of the Late-Glacial isotope episodes. *Quaternary Research,* 38, p. 135-138.

Brun A., 1966 - Révision de la stratigraphie des dépôts quaternaires dans la basse vallée de la Drance (Haute-Savoie). *Rev. Géogr.et Géol. Dyn., Vol. 8,* Fasc. 5, p. 399-404.

Brun A., 1966 - Caractéristiques sédimentologiques et palynologiques des terrains würmiens de la région d'Evian d'après le sondage de Sionnex (Haute-Savoie). *C.R. Acad. Sc.,* t. 263, sér. D., p. 212-215.

Brun A., 1977 - Données floristiques et paléoclimatiques du Pléistocène supérieur dans le Chablais (Haute-Savoie). Résultats synthétiques et chronostratigraphie. *Bull. AFEQ,* n° 52, p. 39-54.

Brun A. & Delibrias G., 1967 - Datation et caractéristiques palynologiques des sédiments glaciaires de la coupe d'Armoy (Haute-Savoie). *C.R. Acad.Sc.,* t. 264, p. 215-217.

Brun A. & Hannss C., 1998 - La fiabilité des datations au 14C pour les séquences fini-pléistocènes et les différentes phases de la déglaciation würmienne : l'exemple des Alpes Orientales et leur avant-pays. *Revue de géographie alpine*, n° 3, p 9 – 25.

Brown C.S., Meier M.F. & Post A., 1982.- *Calving Speed of Alaska Tidewater Glaciers, With Application to Columbia Glacier.* Geological Survey Professional Paper 1258-C.

Buoncristiani J.F. & Campy M., 2002 - *Carte du dernier maximum glaciaire (LGM)* extraite de la commission de l'INQUA

Buoncristiani J.F. & Campy M., 2002 - Extension des glaciers au dernier maximum glaciaire (LGM) sur les massifs du Jura et des Alpes françaises. *In* Le Front wurmien à la périphérie du Jura et des Alpes. *Livret-Guide de l'excursion AFEQ:* p 5.

Buoncristiani J.F., Campy M., & Nicoud G., 2002 - Le front würmien à la périphérie du Jura et des Alpes : expression sédimentaire et morphologique, chronologie. *Excursion annuelle de l'AFEQ, Livret-Guide, 162*

Buoncristiani J.F., Campy M. & Pugin A., 2002 - Modalité de la dernière extension glaciaire maximale dans le Jura et proposition de corrélation avec l'enregistrement isotopique du Groenland. *In Equilibres et ruptures dans les écosystèmes durant les 20 derniers millénaires en Europe de l'Ouest Actes du colloque international de Besançon, septembre 2000. Presses universitaires franc-comtoises, 730: 27-34.*

Burckard M. & Spring J., 2004 - Erratic boulders of the ancient Rhône glacier and the dispersal pattern of Mt.Blanc granites, Résumé, 2nd Swiss Geoscience Meeting, Lausanne, 2004, p. 102 – 103.

Burga, C.A., Perret, R., 1998 - *Végétation und Klima der Schweiz seit dem jüngeren Eiszeitalter*. Ott Verlag, Thun.

Burri, M., Frank, E., Jeanbourquin, P., Labhart, T., Liszaky M. & Streckeisen, A. 1993 - *Geologischer Atlas der Schweiz 1:25,000, Brig, Blatt 1289,* Kümmerly and Frey, Bern.

Burri M., 1962 - Les dépôts quaternaires de la vallée du Rhône entre St-Maurice et le Léman. *Bulletin de géologie Lausanne, n° 132.*

Burri M., 1963 - Le quaternaire des Dranses : études géologique des sédiments quaternaires de la feuille Thonon au 1:50000 de la carte géologique de France. *Bul. de la Société vaudoise des sciences naturelles vol. 13, no 82*, P. 230-262.

Burri M., 1974 - Histoire et préhistoire glaciaire des vallées des Drances (Valais), *Eclogae geol. Helv*., 67/1, 135-154.

Burri M., 1977 - Sur l'extension des derniers glaciers rhodaniens dans le bassin lémanique. *Bulletin de Géologie Lausanne,* n° 223.

Burri M., 1986 - Le milieu naturel. In : *Le Valais avant l'histoire.* Sion, Musées cantonaux, p. 42-49 + 362-363.

Burri M., 1987 - *Les Roches.* Coll. Connaître la nature en Valais. Martigny, Editions Pillet.

Bustamante Santa Cruz L., 1976 - L'évolution plio-pléistocène du bassin mosan d'après ses minéraux lourds. *Revue de Géographie Physique et de Géologique dynamique*, 18 (4), 291-300.

C

Campy M., 1982 - *Le Quaternaire Franc-Comtois. Essai chronologique et paléoclimatique*. Université de Besançon thèse 159, 575 p.

Campy, M., 1983 - Lithological units of glaciolacustrine border during the last glaciation in the Jura Range. In Genesis and lithologie of Quaternary deposits, *Acta Geologica Hispanica* 18, p. 169-190.

Campy, M., 1985 - Dynamique d'une marge glaciaire au maximum würmien: la Combe d'Ain (Jura-France). *Bull. de l'AFEQ*, 2-3, p. 67-74.

Campy M. & Richard H., 1988 - Modalités et chronologie de la déglaciation würmienne dans la chaîne jurassienne. *Bull. AFEQ, 2-3,* p. 81-90.

Campy M. & Arn R., 1989 - A case study of glacial paleogeography at the würmien circum-alpine zone : the Jura glacier. *Boreas*.

Campy M., Lamy au Rousseau R. & Nicoud G., 1990 - Modalités de la déglaciation würmienne dans le Nord –Ouest des Alpes (nord Dauphiné, Savoie, Bassin Lémanique). *Geodinamica Acta* (Paris) 4, 211 – 225 ;

Campy M., 1990 - L'enregistrement du temps et du climat dans les remplissages karstiques : l'apport de la sédimentologie. Remplissages karstiques et paléoclimats. *Karstologia* Mémoire n° 2. AFK/FFS. p. 11-22.

Campy M. & Arn R., 1991 - The Jura glaciers: paleogeography in the Würmian circum-Alpine zone. *Boreas, 20*, 17-27.

Campy M., 1992 - Paleogeographical relationships between Alpine and Jura glaciers during the two last glaciations. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 93, p. 1-12.

Campy M. & Macaire J.J., 1989 - *Géologie des formations superficielles. Géodynamique, faciès, utilisation.* Paris, Masson, 433 p., 308 fig. et tabl., index.

Campy M. & Macaire J.J., 2003 - *Géologie de la surface. Erosion, transfert et stockage dans les environnements continentaux.* Dunod, 2e édition, 448 p.

C.E.R.A.K., 1987 - *Uranium Thorium Datation*. 16 p., Centre d'Etudes et de Recherches Appliquées au Karst, Mons, Belgique.

Ceriani S., 2001 - *A combined study of structure and metamorphism in Frontal Pennic units between the Arc and Isère valleys (Western Alps): Implications for the geodynamic evolution of the Western Alps.* Thèse de Doctorat, Université de Basel.

Chaline J., 1985 - *Histoire de l'Homme et des climats du Quaternaire.* Doin éd.

Chapotat G., David L., Evin J., Guerin C., Mabilon G. & Walter B., 1980 - Découvertes de mammifères würmiens dans la région du Péage-de-Roussillon (Isère) et chronologie des terrasses alluviales de la région. *Bull. Soc. Linn. de Lyon, vol. 49, n° 4, p.222-280.*

Chappell J. & Shackelton N.J., 1986 - Oxygen isotopes and sea level. *Nature 324*, 137-140.

Chapron E., 1999 - *Contrôles climatique et sismo-tectonique de la sédimentation lacustre dans l'Avant-Pays Alpin (Lac du Bourget) durant le Quaternaire récent.* Thèse, Université Joseph Fourier, Grenoble, 258 p.

Chapron E., Van Rensbergen E., Beck C., De Batist M. & Paillet A., 1996 - Lacustrine sedimentary records of brutal events in Lake Le Bourget (north-western Alps, southern Jura). *Quaternaire 7* (2/3), 155-168.

Chardon M., 1980 - Formes glaciaires et périglaciaires dans la région de Grenoble. *Revue de Géographie Alpine*, tome LXVIII, n°1, p. 21-38.

Chardon M., 1982 - Les glaciations quaternaires, leur influence sur le relief karstique des Préalpes, Vercors et Chartreuse. *Revue de Géographie Alpine* t. 70, n°3 p. 204-214.

Chardon M., 1984 - Le rôle des héritages quaternaires dans les karsts alpins : le cas des Alpes du Nord. *Karsts des Alpes occidentales. Karstologia*, n°3. p. 12-14.

Chardon M., 1989 - Les karsts de l'avant-pays alpin au nord des Alpes occidentales françaises : le creusement glaciaire des réseaux souterrains. *Karstologia* n°13, p.21-32.

Chardonnet J., 1938 - La vallée de Montjoie et la bordure Sud-Ouest du Mont Blanc. Etude morphologique. *Annales de géographie,* 47 / 268, 34-360.

Charollais J., Plancherel R., Monjuvent G., J. Debelmas et col. Deville Q., Donzeau M., Gallay A., Goring G., Nicoud G., Kindler P., Ruchat C., Turrel C. & Wernli R., 1998 - Carte géol. France, Feuille Annemasse (654), *Editions du BRGM*, Service géologique national.

Charpentier J. de, 1835 a - Annonce d'un des principaux résultats des recherches de Mr. Venetz, ingénieur des Ponts et Chaussées du Canton du Valais, sur l'état actuel et passé des Glaciers du Vallais. *Verh. schweiz. natf. Ges. Luzern* 1834, 23-24.

Charpentier J. de, 1835 b - Sur les causes probables du transport des blocs erratiques de la Suisse. *Ann. Mines* (3) 8,219-236.

Charpentier J. de, 1836 a - Anzeige eines der wichtigsten Ergebnisse der Untersuchungen des Herrn Venetz ober den gegenwäutigen und friiheren Zustand der Walliser Gletscher. *Mittheilungen aus dem Gebiete der Theoretischen Erdkunde herausgegeben von J. Fröbel et O. Heer, Bd.l,* 482 95.

Charpentier J. de, 1836 b - Account of one of the most important Results of the Investigations of M. Venetz, regarding the Présent and Earlier Condition of the Glaciers of the Canton Vallais. *Edinburgh new phil. J*. 21, 210- 220.

Charpentier J. de, 1841 - *Essai sur les glaciers et sur le terrain erratique du bassin du Rhône*. Lausanne, chez M. Ducloux, 1 vol. 363 p.

Chessex R., 1959 - La géologie de la haute vallée d'Abondance. *Eclog. geol. Helv. 52,* n° 1, 295-400.

Chazal V. & Grange S., 2002 - *Le quaternaire dans le Bas Chablais : Les phases glaciaires dans le bassin lémanique au cour du Würm.* Maîtrise IUP Gestion, Equipement et Protection des milieux de Montagne, Université de Savoie, France : 85 p.

Choffat P. & Aubert D., 1983 - Erosion et morphologie glaciaires de la molasse. - Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 76/4 (364), 321-340.

Cholley A., 1925 - *Les Préalpes de Savoie (Genevois, Bauges) et leur avant-pays.* Colin, Paris, 755 p.

Cnrs R.C.P. 77, 1970 - Légende pour la carte géomorphologique de la France au 1/50 000.

Combaz P., 1912 - Glaciaire et fluvio-glaciaire des Bauges, *Bulletin d'histoire naturelle de Savoie* (Tome XVl).

Combier J., 1979 - Gisement paléolithique de Feutrier : Moustérien laminaire, notice carte géologique de Montélimar au 1/50 000.

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.

Coutterand S. & Delamette M., 2003 - Histoire géologique de Passy, *Vatusium,* n°6, publ. de l'Asso. Culture, Histoire et Patrimoine de Passy, P. Dupraz éd., Passy, p. 8 - 20.

Coutterand S., 2005 - Le massif du Mont Blanc au dernier maximum glaciaire. *in* Deline P., Giardino M. & Nicoud G., *Le Quaternaire des vallées alpines, fronts glaciaires, mouvements de versants et comblements alluviaux dans les vallées de l'Arve, d'Aoste et de Suse*, Cahiers de Géographie n°3, p. 80-82.

Coutterand S., 2005 - Reconstitution paléogéographique de la région du Massif du Mont Blanc et la vallée de l'Arve pendant le dernier maximum glaciaire – approche chronologique, *Nature et patrimoine, Pays de Savoie*, n° 17, publ. de l'assoc. Rubins Nature, Sallanches, p 19 – 26.

Coutterand S. & Nicoud G., 2005 - Les stades de retrait du glacier de l'Arve entre le verrou de Cluses et l'ombilic de Chamonix au cours du Tardiglaciaire (vallée de l'Arve, Haute-savoie). *Quaternaire, 16*, (2), p. 85-94.

Coutterand S. & Buoncristiani J.F., 2006 - Paléogéographie du dernier maximum glaciaire du pléistocène de la région du massif du Mont-Blanc, France. *Quaternaire 17*, 1. 35-43.

Coutterand S., Schoeneich P. & Nicoud G., 2009 - Le lobe glaciaire lyonnais au maximum würmien glacier du Rhône ou/et glaciers savoyards ? *Neige et glace de montagne : reconstitution, dynamique, pratiques*, *Collection EDYTEM*, n° 8, Université de Savoie p. 9 - 20.

Coutterand S & Joutty S., 2009 - *Glaciers, mémoire de la Planète*. Hoëbeke, 238 p.

Crowley T.J. & North G.R., 1991 - *Paleoclimatology.* Oxford Monographs on Geology and Geophysics, 18, University Press, New-York, 349 p.

D

Dansgaard W., Clausen H.B., Gundestrup N., Hammer C.U., Johnsen S.F., Kristinsdottir P.M.. & Reeh N., 1982 - A new Greenland deep ice core. *Science,* 218/4579, p. 1273-1277.

Dansgaard W., Johnson S.J., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Gundestrup N.S., Ranimer C.U., Hvidbjerg C.S., Steffensen J.P., Sveinbjôrnsdottir A.E., Jouzel, J. & Bond, G., 1993 - Evidence for général instability of past climnate from a 250-kyr ice-core record. *Nature,* 364,218-220.

David L., 1967 - *Formations glaciaires et fluvioglaciaires de la région lyonnaise.* Doc. Labo. Géol. Fac. Sci. Lyon, n° 22, 159 p.

David L., 1959 - Quelques considérations sur la topographie anté et post-vindobonienne dans la région du Bas-Dauphiné. *C.R. Acad. Sc.*, t. 249, p. 141-142.

David L.., Evin J., Guerin C., Mongereau N. & Walter B., 1972 - Datation par le radio-carbone de la terrasse quaternaire de St-Rambert-d'Albon (Drôme) : Würm de la moyenne vallée du Rhône. *C.R. Acad. Sc*, vol. 274, n° 14, p. 2007-2008.

Debelmas J., 1970 - *Alpes : Savoie et Dauphiné, Guides géologiques régionaux,* Masson Ed., 213 p., 119 fig.

Debelmas J., Antoine P., Barfety J.C., Dabrowsky H., Desmons J., Ellenberger F., Goffé B., Guillot F., Jaillard E., Pachoud A., Raoult J.F. & Vautrelle C., 1989 - *Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Moûtiers (751), avec notice (53 p.). Ed. B.R.G.M.,* Orléans.

Debombourg O., 2003 - *Le marais des Sagnes, fonctionnement hydrogéologique. Le Sappey en Chartreuse*. Rapport de stage maîtrise IUP montagne, Université de Savoie, 30 p.

Debon F. & Lemmet M., 1999 - Evolution of Mg/Fe ratios in Late Variscan plutonic rocks from the external crystalline massifs of the Alps (France, Italy, Switzerland), *J. Petrol. Géol.* 40 1151-1185.

Delannoy J.J., 1981 - *Le Vercors septentrional, le karst de surface et le karst souterrain. Recherches géomorphologiques sur un karst de moyenne montagne alpine.* Thèse de troisième cycle, 2 tomes, Institut de Géographie Alpine, Université de Grenoble, 517 p.

Delannoy J.J., 1984 - Le Vercors : un massif de la moyenne montagne alpine. Karsts des Alpes occidentales. *Karstologia*, n°3. 1er semestre 84, p. 34-45.

Delannoy J.J., 1985 - Les paysages karstiques actuels et hérités de la Grande Chartreuse. *In* Lismonde B. et Drouin Ph. : *Chartreuse souterraine*. p. 23-28. C.D.S. Isère. Grenoble.

Delannoy J.J., 1997 - *Recherches géomorphologiques sur les massifs karstiques du Vercors et de la transversale de Ronda (Andalousie). Les apports morphogéniques du karst.* Thèse Doctorat d'Etat, janvier 1997, Université Joseph Fourier-Grenoble I,. Presses Universitaires du Septentrion. 678 p.

Deleau P., 1964 - Contribution à l'étude de la morphologie glaciaire et post-glaciaire dans la région d'Annecy. *C.R. sommaire S.G. France,* fasc. 9, p. 397.

Deleau P., 1969 - Jeunesse du relief et stades du glaciaire local dans la région d'Annecy, *C.R.S.G.F.,* fasc. 6, 2 juin, p. 188.

Deleau P., 1969 - Etude morphologique de la dépression molassique au Nord d'Annecy. Stades du glaciaire local. Aperçu sur l'évolution du lac d'Annecy, *Annales C.E.S. de Chambéry,* n° 7, p. 31-59, 10 fig.

Deleau P., 1973 - Le glaciaire et les terrasses du bassin de l'Arve dans la région de la Roche-sur-Foron. *Suppl. Bul. Soc. Géol. Fr.,* 15/3-4, 90-92.

Deleau P., 1974 - Essai sur la formation et l'évolution du lac d'Annecy, jalonnement du glacier Beaufort-Roseland vers Annecy. *Revue Géologie Alpine*, t. LXII n°3.

Delebecque A., 1894 - Sur l'âge des alluvions anciennes du Bois de la Bâtie, de Bougy et de la Dranse et leur relation avec le lac de Genève. *Arch. Sc. Genève,* 3 :132 p.

Delebecque a., 1909 - Sur l'origine de la Plaine des Rocailles. *C.R. Acad. Sc.,* série D, 149, 1022-1023.

Deline P., Giardino M. & Nicoud G., *Le Quaternaire des vallées alpines : fronts glaciaires, mouvements de versants et comblements alluviaux dans les vallées de l'Arve, d'Aoste et de Suse*, Cahiers de Géographie n°3, p. 80-82.

Delmas M., 2005 - La déglaciation dans le massif du Carlit (Pyrénées orientales) : approches géomorphologique et géochronologique nouvelles. *Quaternaire,* 16, (1), p. 45-55.

Deperet C., 1913 - L'histoire fluviale et glaciaire de la vallée du Rhône aux environs de Lyon. *C.R. Acad. Sc.*, t. 157, p. 532-534 et 564-568.

Deville E., 1989 - La couverture occidentale du massif du Grand Paradis (Alpes occidentales françaises): données nouvelles et conséquences paléogéographiques. *C.R. Acad. Sc.*, 309, pp. 603-610.

Deville E., Bertrand J.M., Hermann F, Broudoux B., Caby R., Dal Piaz G.V., Ellenberger F., Guillot .F, Jaillard E., Marion R., Niemeyer H., Polino R., Raguin E., Raoult J.F. & Robert D., 1991 - *Carte géologique de France (1/50 000e), feuille Tignes (752). Orléans* : *Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM).*

Doncieux L., 1913 - *Révision de la feuille de Lyon au 1/320.000.* Bull. Serv. carte géol. France, t. 23 n° 136, p. 100-106.

Doncieux L., 1920-1923 - *Révision de la feuille de Nantua au 1/80 000* B.S.C.G.F. n° 140 : 1920 pp 54-67 n° 143 : 1920 pp 41-44 n° 151 : 1922-23 pp 112-129

Dorthe-Monachon C., 1986 - *Contribution à l'étude de la morphologie glaciaire de la vallée de l'Arve (Haute-Savoie, France)*. Thèse, Université de Lausanne.

Dorthe-Monachon C., 1993 - *Etude des stades tardiglaciaires des vallées de la rive droite du Rhône entre Loèche et Martigny.* Institut de Géographie, Université de Lausanne, Trav. et Rech. n°10.

Dorthe-Monachon C. & Schoeneich P., 1993 - Ligne d'équilibre des glaciers: le stade de référence de 1850 dans les Alpes calcaires occidentales. *Geogr. Helvetica* 3/93, p. 125-134.

Doudoux B., 1969 a - La cluse du Chéran (massif des Bauges - Savoie). *Ann. Centre Ens. Sup. Chambéry n° 7*, pp. 9-22.

Doudoux B., 1969 b - Les gorges de la Reysse, à la sortie du synclinal des Aillons (Savoie) (massif des Bauges). *Ann. Centre Ens. Sup. Chambéry* n° 7, pp. 23-29.

Doudoux B., 1973 - Annales du centre universitaire de Savoie - *sciences naturelles - tome 1*.

Doudoux B. - 1975 - La géologie des Bauges. *Centre régional de documentation pédagogique de Grenoble, formation permanente* n° 39, 10 p., 9 pl.

Doudoux B., Baferty J.C., Vivier G., Carfantan J.C., Nicoud G., Colletta B. & Tardy M., 1999 - Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Albertville (n°726). Notice explicative, *Edition BRGM*. 119p.

Douxami H., 1896 - *Etudes sur les terrains tertiaires du Dauphiné, de la Savoie et de la Suisse occidentale.* Thèse Paris, Ann. Univ. Lyon, fasc.27, 318 p., 31 fig., 7 pi., 2 cartes.

Douxami H., 1902 - Les phénomènes glaciaires et post-glaciaires du Massif de Plate (Haute-Savoie). *Ann. Soc. Linn. Lyon*, 16 p.

Douxami H., 1904 a - Observations géologiques aux environs de Thonon-les-Bains (Haute-Savoie). *C.R. Acad. Se. Paris 138,* 395-398.

Douxami, H., 1904 b - Révision des feuilles de Thonon et d'Annecy. Sur la géologie des environs de Thonon-les-Bains. *Bull. Serv. Carte géol. France XV,* n° 98, 96-101.

Douxami, H. 1907 - Révision des feuilles Thonon et Annecy. *Bull. Serv. Carte géol. France XVII,* n° 105, 134-138.

Dray M., 1970 - *Etude hydrogéologique du Quaternaire de la région de Thonon.* Thèse 3e cycle Univ. Paris.

Dray M., 1971 - Le sondage de Chessy (Haute-Savoie), contribution nouvelle à la géologie du Quaternaire du Bas-Chablais *Archives des sciences*.

Dray M., 1993 - Les terrasses de Thonon : aspects géologiques de la déglaciation würmienne et intérêts hydrogéologique. *Quaternaire,* 4, (2-3), p. 77-82.

Dreimanis A., 1979 -The problem of waterlain tills. *In* : Schlüchter C. *(éd.): Moraines and Varves* (p. 167-177). - A.A. Balkema, Rotterdam, 1979.

Dricot E., Pétillon M. & Seret G., 1991 - When and why did glaciers grow or melt in the Vosges mountains (France). *Klimageschichtliche Probleme der letzten 130 000 Jahre, B. Frenzel (ed), Fischer, Stuttgart, New York (Paleoklimaforschung 1)*, : 363-376.

Du Pasquier L., 1891 - *Uber die fluvioglazialen Ablagerungen der Nordschweiz. Mater.* Carte géol. Suisse N.S.1 . Ed. Commission géol. Suisse, Berne,

Du Pasquier L., 1892 - Sur les limites de, l'ancien glacier du Rhône le long du Jura. *Bull, de la Soc. des Sc. Nat. Neuchâtel*, T. XX, p. 32-43.

Du Pasquier L., 1893 - Le glaciaire du Val-De-Travers Neuchatel. *Bull, de la Soc. des Sc. Nat. Neuchâtel,* 22, p 3-32.

Du Pasquier, L., 1896 - Quelques recherches nouvelles sur les glaciers et les causes de leur ancienne extension. *Extrait des Archives des sciences de la Bibl. Univ. Genève*, 230 x 150 mm, 17 pages, broché.

Duplaix S., 1958 - *Détermination microscopique des sables.* Librairie Polytechnique C. Béranger, Paris, 96 p.

Dupuy D., 2005 - *Etude des sédiments Quaternaires, de la Molasse et sa tectonique, dans le Grand Lac (Lac Léman) à partir de données sismiques 2D et 3D*, Thèse de doctorat, Université de Lausanne, Institut de géophysique, 236 p.

Durand J.L., 1988 - *Les Bauges orientales, étude géomorphologique.* Universite de Savoie, Mémoire de maîtrise (251 p.).

Dusseau P., 1992 - *Approche géomorphologique et dynamique de la partie sud-est du massif des Bauges,* T.E.R. de geographie 1991-92, Universite Lumiere Lyon.

Durussel N., 1990 - *La vallée du Trient, du glacier à Vernayaz (VS)*. Mémoire de licence, Institut de Géographie, Lausanne.

E

Eberl B., 1930 - *Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorland. Ihr Ablauf, ihre Chronologie auf Grund der Aufnahmen im Bereich des Lerch und Iller-gletschers.* Augsbourg, chez Filser, 1 vol.

Einsele G., 1992 - Denudation; solute transport and flux rates of terrigenous material. *In* Sedimentary Basins - *Evolutions, Facies, and Sediment Budget* (Ed. Einsele G.), 345-385.

Emiliani C., 1980 - Ice Sheets and Ice Melts. *Natural History*, novembre 1980.

Emiliani C., 1955 - Pleistocene temperatures. *Journ. of Geol.*, 63, 1955, pp. 538-578.

Enay R. & Donze P., 1972 - *Notice explicative et carte géologique de la France, feuille Seyssel à 1/50000* (699). *BRGM, Orléans.*

Enay R., 1981 - Les formations glaciaires et les stades de retrait du glacier würmien dans l'île Crémieu. *Bull. Soc. Lin. Lyon,* 50, p. 5-27.

Escher, A., Masson, H. & Steck, A. 1993: Nappe geometry in the Western Swiss Alps. *J. Struct. Geol.* 15, 501-509.

Escher A., Hunziker J.C., Marthaler M., Masson H., Sartori M. & Steck A., 1997 - Geologic framework and structural evolution of the western Swiss-Italian Alps. *In: Deep Structure of the Swiss Alps: Results of NRP 20* (Ed. by Pfiffner, A.O., Lehner, P., Heitzmann, P., Mueller, St., & Steck, A.). *Birkhäuser Verlag, Basel, Switzerland*, 205-221.

Escher A., 1953 - *Etude Géologique de la région du Mont Billat.* Université de Lausanne, travail de diplôme inédit.

Etlicher B. & De Gôer De Herve A., 1988 - La déglaciation würmienne dans Le Massif Central français, le point des travaux récents. *Bulletin de l'AFEQ,* 1988-2/3, pages 103-110

Evin J. & Bintz P., 2002 - Événements bio-climatiques et peuplements du Tardiglaciaire au début de l'Holocène dans les Alpes du nord Françaises. *Quaternaire* Volume 13, 13-3-4 pp. 279-287

Eyles N., Eyles C. H. & Miall D., 1983 - Lithofacies types and vertical profile models; an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences. *Sedimentology,* 30, p. 393-410.

Eyles N., Clark B. M. & Claque J. J., 1987 - Coarse-grained sediment gravity flow facies in a large supraglacial Iake. *Sedimentology,* 34,193-216.

F

Fairbanks R.G., 1989 - A 17 000 year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Youger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature,* 342, p. 637-642.

Falsan A., 1870 - Note sur une carte du terrain erratique de la partie moyenne du bassin du Rhône, dressée par MM. Falsan et Chantre. *Arch. Sc. Phys. et Nat., nouv. période,* t. 38, p. 118-131.

Falsan A. & Chantre E., 1879 - *Monographie géologique des anciens glaciers et du terrain erratique de la partie moyenne du bassin du Rhône.* 2 vol., 622 p., 42 fig., + 572 p., 147 fig., Imprimerie Pitrat, Lyon.

Falsan A., 1883 - *Esquisse géologique du terrain erratique et des anciens glaciers de la région centrale du bassin du Rhône,* 137 p., 42 fig., 2 pi., *Lyon, Impr. Générale*. (Cet ouvrage rare et peu connu, publié probablement par la Soc. de Géogr. de Lyon, résume, avec quelques détails pittoresques ajoutés, la grande « Monographie » de Falsan et Chantre (1874-79) en utilisant son illustration).

Favre A., 1867 - *Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisines du Mont-Blanc.* Paris et Genève, chez V. Masson, 3 vol.

Favre A., 1878 - Deux époques glaciaires. Rev. Géol. Suisse pour l'année *1878. Arch. des Sc. Phys. et Nat,* 61:212-213.

Favre A., 1884 - *Carte du phénomène erratique de la Suisse, au 1:250'000, et texte explicatif.* Mat. carte géol. Suisse, 28.

Favre E. & Schardt H., 1887 - *Description géologique des Préalpes.* Mat. carte géol. Suisse, 22ème livr.

Ferrier C., 2002 - Les dépôts d'entrée de grotte. *In Géologie de la Préhistoire, sous la direction de J.C. Miskovsky, Géopré, Presses Universitaires de Perpignan, p. 190-202.*

Fichter G.G., 1958 - *Etude géologique de la région du Lavouet.* Lausanne, travail de diplôme inédit.

Finck H P. & Frei W., 1991 - Seismic reflection profiling in the Swiss Rhône valley. Part 1: seismic reflection field work, seismic processing and seismic results of thé Roche-Vouvry and Turtmann and Agarn lines. *Ed. géol. Helv., 84/2,* p. 345-357.

Finck H .P. & Hsû K.J., 1984 - Heatflow of the Lake Zurich région, a comparison of land-ased measurements. Dans: Hsû, K.J. & Kelts K.R. *Ed.: Quaternary geology of lake drilling* - Contrib. Sedimentol. 13, Stuttgart. Ed. Schweizerbart'sche Verlagbuchhandlung, Stuttgart, 1984, p.157-159.

Finger W. & Weidmann M., 1988 - Quelques données géologiques nouvelles sur la vallée du Rhône entre Sierre et le Léman. *Bull. Murithienne, 105,* p. 27-40 + *Bulletin de géologie Lausanne, n° 296.*

Fiore J., 2007 - *Quaternary subglacial processes in Switzerland : Geomorphology of the plateau and seismic stratigraphy of western lake Geneva*. Thèse, Université de Geneve, 169 p.

Flint R.F., 1971 - *Glacial and Quaternary Geology*. John Wiley & Sons, Inc., 892 p.

Fliri F., Felber H. & Hilscher H., 1972 - Weitere Ergehnisse der Forschung am Banderton von Baumkirchen. *Zeitschrift für Hetsckerkunde und Glazialgeologie,* 8, 203- 213.

Florineth D., 1998 - Surface geometry of the Last Glacial Maximum (LGM) in the southeastern Swiss Alps (Graubünden) and its paleoclimatological significance. *Eiszeitalter u. Gegenwart* 48, 23-37.

Florineth D. & Schlüchter C., 1998 - Reconstructing the Last Glacial Maximum (LGM) ice surface geometry and flowlines in the Central Swiss Alps. - *Eclogae geol. Helv.* 91, 391-407.

Florineth D. & Schlüchter C., 2000 - Alpine evidence for atmospheric circulation patterns during the Last Glacial Maximum. - *Quaternary Research* 54, 295-308.

Fonteymont L., 1998 - *Elaboration de la carte géomorphologique du massif de la Chartreuse au 1 / 25 000*. TER de maîtrise, Institut Géographique de Grenoble, 138 p.

Forat R., 1954 - Aux confins septentrionaux du Bas-Dauphiné : Les Basses Terres. Etude morphologique, *Rev. Géogr. Alp*. pp. 675-712.

Forel F.A., 1892 - *Le Léman. Monographie Limnologique.* Edition Rouge, Lausanne.

Fourneaux J.-C. , 1969 - Contribution à l'étude des formations quaternaires de la vallée de l'Isère : la Banquette de Planaise (Savoie) *C.R.A.S., t.* 269, p. 1607-1610.

Fourneaux J.-C., 1976 - Formations quaternaires de la vallée de l'Isère dans l'ombilic de Grenoble. *Géologie Alpine*, 52, 1976, p. 31 – 72.

Francois L., 1928 - L'Ile Crémieu ou plateau de Crémieu, *Et. Rhod*., vol. IV, p. 47-97.

Frank S. & Rey, R., 1996 - N4 Flurlingen : durch Tunnelbau beschleunigte Kriechbewegungen und deren Konsequenzen fur die Bauausfuhrung. *In* : *Instabile Hänge und andere risikorelevante natürliche Prozesse.* Basel, Birkhàuser, 203-218.

Frechen M., Van Vliet-Lanoë B. & van den Haute P., 2001 - The Upper Pleistocene loess record at Harmignies/Belgium – high resolution terrestrial archive of climate forcing, *Palaeogeo.,Palaeoclim. & Palaeoeco., 173, 3-4, 175-195.*

Frechen M., Oches E. A. & Kohfeld K. E., 2003 - Loess in Europe—mass accumulation rates during the Last Glacial Period, *Quaternary Science Reviews,* 22, 18-19, 1835-1857.

Frei R., 1912 - *Monographie des Schweizerischen Deckenschotters.* Beitr. Geol. Karte Schweiz, NF. 37.

Freymond P., 1971 - Les dépôts quaternaires de la vallée du Rhône entre St-Maurice et le Léman, d'après les résultats des sondages d'étude de l'autoroute et de l'aménagement hydroélectrique du Bas.Rhône. *Bull. SVSN, 71/1,* p. 1-13 + *Bulletin de géologie Lausanne, n° 189.*

Frutiger J. J., 1953 - *Etude géologique du Mont-Ouzon.* Lausanne, travail de diplôme inédit.

Fudral S., 1973 - *Contribution à l'étude de l'unité de Moûtiers (zone des Brèches de Tarentaise) entre le vallon du torrent du Cormet d'Arêches et le hameau des Chapieux (Savoie)*. Thèse 3e cycle, Grenoble, 129 p.

Fudral S., 1996 - *Etude géologique de la suture téthysienne dans les Alpes franco-italiennes nord-occidentales de la Doire Ripaire (Italie) à la région de Bourg Saint-Maurice (France).* Thèse Chambéry.

Fudral S. & al., 1994 - *Carte géologique de la France (1/50.000), feuille Lanslebourg Mont d'Ambin (776)*. Notice. B.R.G.M. Ed. Orléans.

Fügenschuh B., Lopriano A., Ceriani S. & Schmid S.M., 1999 - Structure analysis of the Subriançonnais and Valais units in the area of Moutiers (Savoy, Western Alp). Paleogeographic and techtonic consequences. *Earth sciences*, vol 88, p 201-218.

Funk, M. & Röthlisberger F., 1989 - Forecasting the effects of a planned reservoir which will partially flood the tongue of Unteraargletscher in Switzerland. *Annals of Glaciology* vol. 13 p. 76–81.

Furrer H., 1949 - Das Quartàr zwischen Solothurn und Wangen a. A. mit spezieller Beriicksichtigungles Interglazials auf Grund der Resultate der Sondierbohrungen von Luterbach 1946/47. *Eclogae geol. Helv. 41/2,* 269-284.

G

Gagnebin E., 1933 - Les terrains quaternaires des environs de Thonon (Haute-Savoie). *Eclogae geologicae Helvetiae,* vol. 6, 187-191.

Gagnebin E., 1937 - Les invasions glaciaires dans le bassin du Léman. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat., 59,* 335-416.

Gagnebin E., 1938 - Les lacs de la Bennaz au-dessus d'Evian (Haute-Savoie) *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.*.

Gagnebin E., 1938 - Le delta de la Dranse près de Thonon. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat., 60,* 29-62.

Gaillard M.J., 1984 - *Etude palynologique de l'évolution tardi- et postglaciaire de la végétation du Moyen-pays romand (Suisse)*. Diss. bot., 77, p. 1 -322.

Gallay A., 1988 - Les chasseurs de rennes de Veyrier pouvaient-ils contempler le glacier du Rhône ? *In Le grand livre du Salève.* Genève, Tribune éditions, p. 24-47.

Gangloff P., 1970 - *Le bassin de Genève : géomorphologie et Quaternaire.*Thèse Université de strasbourg.

Garcia-Ruiz J.M., Valero-Garces B.L., Marti-Bono C. & Gonzalez-Samperiz, 2003 -Asynchroneity of maximum glacier advance in the central Spanish Pyrenes,.*J.Quat. Sc*.18,1: 61-72.

Gasser U. & Nabholz W., 1969 - Zur Sedimentologie der Sandfraktion im Pleistozän des schweizerischen Mittellandes, *Eclogae geol. Helv. Vol.* 62/2, 467-516,

Gidon P., 1950. — Révision de la feuille de Chambéry au 1/80 000 (anticl. de la Chambotte et syncl. mollassique et Quaternaire, Aix-les-Bains - Albens - Grésy). *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.,* n° 228 (t. 48), p. 147 (C. R. coll. pour la campagne 1949).

Gidon P., Perrier R. & Doudoux B., 1969 - *Notice explicative de la carte géologique feuille de Chambéry, 1 :50 000*, BRGM.

Gidon M., Monjuvent G. & Steinfatt E., 1969 - Sur la morphologie fluvio-glaciaire aux marges des glaciers würmiens alpins : le dispositif « moraine – chenal – marginal » *Bull. Ass. française Etude Quaternaire,* 2, p. 125-149.

Gidon M., 1970 - Feuille Voiron de la carte géologique au 1/50000 *(B.R.G.M.)*.

Gidon M., 1992 - Le Voironnais au Würm II : morphologie et corrélations chronologiques dans le Quaternaire périglaciaire du Bas Dauphiné. *Géologie alpine*, t. 68, p. 63-75.

Gidon M., 1994 - Quelques aspects des rapports entre l'histoire tectonique et la morphogénèse dans le massif de la Chartreuse. *Géologie Alpine* t. 70 p. 13-27.

Gidon M., 1995 - Tectonique et origine de la cluse de Grenoble. *Géologie alpine*, t.71, p. 175-192.

Gignoux M., 1913-14 - Feuille de Lyon. Quaternaire de la région de Belley. *Bull. Serv. Carte Géol.,* n° 136 (t. 23), p. 109-114.

Gignoux M. & Combaz P., 1914 - Sur l'histoire des dernières glaciations rhodaniennes dans le bassin de Belley. *C. R. Acad. Sc.,* t. 158, p. 1536-1539.

Gignoux M., 1931-La carte des fronts glaciaires pléistocènes en France. *C. R. Congr. Intern. Géographie,* Paris 1931, t. 2 (1934).

Gignoux M. & Bourdier F., 1937 - Histoire de l'ancien glacier du Rhône à sa sortie du Bassin de Genève. *Comptes rendus Ac. Sc.,* 204, p. 310-312.

Gignoux M. & Moret L., 1952 - *Géologie dauphinoise. Initiation à la géologie par l'étude des environs de Grenoble*. 2 e éd., 391p. 91 fig., 3 cartes en pochette, 147 réf. Masson éd., Paris.

Gignoux M. & Mathian J., 1952 - Les enseignements géologiques du Grand Barrage de Genissiat sur le Rhône. Karstification eocène de l'urgonien. Quaternaire rhodanien. *Travaux du Laboratoire de géologie de Grenoble* t.29 pp 121-162

Gigout M., 1969 - Recherches sur le Quaternaire du Bas Dauphiné et du Rhône moyen. *Mémoires du BRGM*, Paris, 65, 91p.

Gillespie A. & Molnar P., 1995 - Asynchronous maximum advances of mountain and continental glaciers. *Reviews of Geophysics* 33, 311-364.

Giovanoli F., 1984 - Operation, coring summary, and technical data. Dans: Hsü, K.J. & Kelts, K.R. (éd.) : *Quaternary geology of Lake Zurich: an interdisciplinary investigation by deep lake drilling* . - Contrib. Sedimentol. 13, 21-29. *Ed. Schweizerbart'sche Verlagbuchhandlung,* Stuttgart, 1984.

Goffé B. & Bousquet R., 1997 - Ferrocarpholite, chloritoid and lawsonite in metapelite of the Versoyen and Petit-SaintBernard units (Valaisan zone, Western Alps). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.,* 77, 137-148.

Godel M., 1959 - *Etude géologique de la région de Bellevaux.* Lausanne, travail de diplôme inédit.

Gonet O., 1965 - *Etude gravimétrique de la Plaine du Rhône.* Mat. carte géol. Suisse, série Géophysique, 6.

Graaff de L.W.S. & de Jong M.G.G., 1995 - Notes on the Alpine Rhine glacier and the chronostratigraphy of the Upper Würm. *Mededelingen Rijks Geologische Dienst,* 52, 317-330.

Gremmen W.A.E., 1977 - *Pollen-analysis : Val du Bourget. In Grootes P.M. «Thermal diffusion isotopic enrichment and radiocarbon dating beyond 30 000 years BP.* Thèse, Univ. de Groningen, p. 163-170.

Grip Members, 1993 - Climate instability during the last interglacial period recorded in the GRIP Greenland ice cores. *Nature*, 366, 552-554.

Gross G., Kerschner H. & Patzlet G., 1978 - Methodische Untersuchungen ùber die Schneegrenze in alpinen Gletschergebieten. *Z. Gletschekd. Glazialgeol.,* 12/2, p. 223-251.

Grootes P.M. *& al.*, 1993 - Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland Ice Cores. *Nature*, 366, 1993, pp. 552-554.

Grousset F.E., Pujol C., Labeyrie L., Auffret G., Boelaert A., 2000 - Were the North Atlantic Heinrich events triggered by the behaviour of the European ice sheets ? (abstract). *Geology,* 28 (2): 123–126.

Grousset F.E., Cortijo E., Huon S., Hervé L., Richter T., Burdloff D., Duprat J., Weber O., 2001 - Zooming in on Heinrich layers. *Paleoceanography, 16, 3 : 240-259*

Guellec S., Tardy M., Roure F. et Mugnier J.L., 1989 - Une interprétation tectonique nouvelle du massif subalpin des Bornes (Alpes occidentales) : apports des données de la géologie et de la géophysique profonde. *C.R. Acad. Sc.,* t.309, Série II, p. 913-920.

Gueremy P. et Marre A., 1996 - Une nouvelle méthode de cartographie géomorphologique applicable aux aléas naturels. *Travaux de l'Institut de Géographie de Reims, n°93-94, vol. 24, p. 5-40.*

Guiot J., 1990 - Methodology of the last climatic cycle recontruction in France from pollen data. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 80, pp. 49-69.

Guiot J., Pons A., de Beaulieu J.L. & Reille M., 1989 - A 140 000-year continental climate reconstruction from two European pollen record. *Nature ,* 338, 309-313.

Guiot J., Beaulieu (de) J.-L., Cheddadi R., David F., Ponel P. & Reille M., 1993 a - The climate in Western Europe during the last Glacial/Interglacial cycle derived from pollen and insect remains. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 103 : 73-93.

Guiot J. et al., 1992 - Calibration of the climatic signal in a new pollen sequence from La Grande Pile. *Climate Dynamics*, 6, p. 259-264.

Guiot J. et al.,1999 - The climate of the Mediterranean Basin and of Eurasia of the last glacial maximum as reconstructed by inverse vegetation modelling and pollen data. *Ecologia Mediterranea*, 25 (2), p. 193-204.

Guiter F., Triganon A., Andrieu - Ponell V. , Ponell P., Hebrard J. P., Nicoud G. & Beaulieu de J.L., 2002 - Pollen, plant macrofossil, insect and geomorphological evidences for a Lower Wurmian maximum advance of the Rhone glacier (Northern Alps, France), *Journal of Quaternary Science* 3-3-2002.

Guiter F., 2003 - *Contribution pollen-analytique à l'histoire de la végétation au cours des derniers 100 000 ans dans la région d'Evian (Haute, Savoie, France) : Implication pour la chronologie du dernier glacier du Rhône*. Thèse, Sciences de l'Environnement, Paléoclimatologie, Université d'Aix-Marseille 3, 271 p.

Guiter F., Triganon A., Andrieu-Ponel V., Ponel P., Hebrard J. P., Nicoud G., Beaulieu J.L. de, Brewer S. & Guibal F., 2005 - First evidence of "in situ" Eemian sediments on the high plateau of Evian (Northern Alps, France) : implications for the chronology of the Last Glaciation. *Quaternary Science Reviews*, 24, 35-47.

Guyomard A., 2002 - *Etude stratigraphiques et structurales du Chaînon de l'Epine – Jura méridional – Savoie.* Mémoire de diplôme d'Université en géologie alpine, Université de Savoie, 61 p.

Guyomard A., Nicoud G. & Rousset P., 2007 - Enregistrement des fluctuations glaciaires dans la moyenne vallée de l'Ugine en rive droite de la vallée de la Dranse (région d'Evian, Haute Savoie), *Quaternaire*, 18, (3), *2007*, p. 243-252

H

Haeberli W., 1975 - *Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost zwischen Flùelapass und Piz Grialetsch (Graubûnden).* Mitt. VAW 17. Zurich.

Haeberli W. & Schlüchter C., 1987 - Geological evidence to constrain modelling of the Late Pleistocene Rhonegletscher (Switzerland). - The Physical Basis of Ice Sheet modelling (Proceedings of the Vancouver Symposium 1987). *IAHS Publ.* no. 170, p. 334-84.

Haeberli W., 1982 - Klimarekonstruktionen mit Gletscher-Permafrost-Beziehungen. In Léser H. (éd.): Beiträge zur geomorphologischen Prozessforschung und zur Anwendung geomorphologischer Methoden. Basel, *Maierialien zur Physiogeographie,* 4, p. 9-17.

Haeberli W., 1983 - Permafrost-glacier relationships in thé Swiss Alps - today and in the past. *In: Permafrost, Fourth Int. Conf.,Proc. . National Academy Press, Washington*, p. 415-420.

Haeberli W. & Penz, U., 1985 - An attempt to reconstruct glaciological and climatological characteristics of 18 ka BP ice age glaciers in and around the Swiss Alps. *Z. Gletscherkd. Glazialgeol.* 21, 351-361.

Hajdas I., Ivy-Ochs S., Bonani G., Lotter A.F., Zolitschka B., Schlüchter C., 1995 -Radiocarbon âge of the Laacher See Tephra: 11 230 ± 40 BP. *Radiocarbon,* 37/2, p. 140-154.

Hall A. M., Peacock J. D. & Connellc E. R., 2002 - New data for the Last Glacial Maximum in Great Britain and Ireland : a Scottish perspective on the paper by Bowen et al. *Quaternary Science Reviews* Volume 22, Issue 14, P. 1551-1554

Hallet B., 1979 - A theoretical model of glacial abrasion. - J. Glaciol., 23, 39-50. *Ed. International glaciological Society,* Cambridge, 1979.

Hallet B., 1981 - Glacial abrasion and sliding : their dependence on the debris concentration in basal ice. - Ann. Glaciol., 2, 23-8.

Hannss C., 1973 - Conséquences morphologiques de nouvelles datations au ^{14}C dans le Sillon alpin près de Grenoble. *Revue de Géographie Alpine,* tome LXI, p. 179-201.

Hannss C., 1974 - Premières indications par une datation au C^{14} pour l'âge interstadiaire wùrmien des dépôts fluviatiles de la Banquette de Barraux *(R.G.A.,* t. 64, fasc. 4).

Hannss C., 1976 - *Spltpleistozâne bis postglaziale Talversschuttungs- und Vergletscherungsphasen im Bereich des Sillon alpin der franzosischen Nord-alpen.* Thèse, Univ. de Tubingen.

Hannss C.& Nicoud G., 1980 - Précisions sur la stratigraphie des alluvions finipliocènes et les dépôts plëistocènes du Val du Bourget (Savoie). *Rev. Gëogr. alp.*, 68/3, p. 267-271.

Hannss C., 1982 - *Spätpleistozäne bis postglaziale Talverschüttungs- und Vergletscherungsphasen im Bereich des Sillon Alpin der französischen Nordalpen*.-Mitteilungen der Kommission für Quartärforschung der Osterreichischen Akademie der Wissenschaften. Turbingen, 213.

Hannss C., 1984 - La constitution des plaines alluviales et leurs rebords dans la vallée de l'Isère entre l'embouchure de l'Arc et le bassin de Moirans, ainsi que de la plaine alluviale de la Leysse dans le Val du Bourget. *Revue de Géographie Alpine,* t. LXXII, 2-3, p. 439-456.

Hannss C., Wagnerg A. & Zoller L., 1990 - Neuere Ergebnisse y.ur Alterstellung der wiirm-zcitlithcn Terrassensedimente im Bereich der Schwelle von Rives östl. Bas Dauphiné, Département Isère) und der würmzcitlichcn HauptvorstotSphase des Isère- und Rhôncgletschers. *Zeitschrififur Gletscherkunde und Glazialgeologie,* 26, 155-168.

Hannss C. & Gremmen W., 1994 - Une nouvelle analyse pollinique de la banquette du Tremblay et son rapport avec le Pléistocène supérieur du lac du Bourget (Savoie). *Géologie Alpine*, t. 70, p. 29-45.

Hantke R., 1958 - Die Gletscherstände des Reuss und Linthsystems zur ausgehenden Wûrmeiszeit. *Eclogae geol. Helv. 51/1,* 119-149.

Hantke R., 1959 - Zur Altersfrage der Mittelterrassenschotter. Die Riss/Würm interglacialen Bildungen im Linth-Rhein und ihre équivalent im Aare-Rhone System. *Viertelj. Naturf. Gesell. Zurich, 104,* 1-47.

Hantke R., 1978 - *Eiszeitalter.* Band 1, Ott Verlag, Thun, 469 p.

Hantke R., 1980 - Eiszeitalter. Band 2, Ott Verlag, Thun, Switzerland, 703 p.

Hantke R., 1991 - *Landschaftsgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete.* Ere, *Klima- und Vegetationsgeschichte der letzten 30 Millionen Jahre.* Thun, Ott Verlag.

Harrison S. P., Prentice I.C., & Bartlein P. J., 1992 - Influence of insulation and glaciation on atmospheric circulation in the North Atlantic sector: Implications of general circulation model experiments for the Late Quaternary climatology of Europe. *Quaternary Science Reviews,* 11, 283-299.

Haase, D., Fink, J., Haase, G., Ruske, R., Pecsi, M., Richter, H., Altermann, M., Jäger, K. D., 2007 - Loess in Europe - its spatial distribution based on a European Loess Map, scale 1:2,500,000, *Quat.Sci.Rev*. 26 (9-10), 1301-1312

Heer O., 1865 - *Die Urwelt der Schweiz*

Hegner, J.M., 1995 - *Die Schweiz zur letzten Eiszeit. Eine digitale Bearbeitung.* Diploma thesis, ETH Zürich, 54 p.

Heinrich H., 1988 - Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years, *Quaternary Research*, 29, 142-152.

Hoblea F., 1986 - *Géomorphologie du Sud-Ouest du massif des Bauges (Revard et Margériaz, Savoie). Approche paléogéographique et karstologique.* TER de géographie, Université Lumière-Lyon 2, 318 p.

Hoblea F., 1988 : Aperçu karstologique et Géomorphologie du Margériaz in *Grottes de Savoie : le Margériaz* Tome 14, C.D.S. 73, p. 9 à 47.

Hobléa F., 1999 - *Contribution à la connaissance et à la gestion environnementale des géosystèmes karstiques montagnards : études savoyardes.* Thèse doctorat Université Lumière-Lyon 2. 2 tomes, 990 p.

Hollande D., 1896 - *Généralités sur la géologie du département de la Savoie.* Rapp. présenté au Conseil gén. de la Savoie, août 1896.

Holzmann C. & Lambiel C. 2001 - *Légende géomorphologique de l'IGUL et Guide pratique pour levé de cartes géomorphologiques.* Institut de Géographie Université de Lausanne, 30 p.

Horwitz R., 1953 - Etude géologique de la région de Nicodex. *Lausanne*, travail de diplôme inédit.

Hutton J., 1795 - *The theory of the earth.* London Mesors adell and Daves, Edimbourg William Creech.

Huijzer B. & Vandenberghe J., 1998 - Climatic reconstruction of the Weichselian Pleniglacial in northwestem and central Europe. *Journal of Quatemary Science,* 13 : 391-417.

I

Imbrie J., 1992 - On the structure and origin of major glaciation cycles. 1. Linear responses to Milankovitch forcing. *Palaeoceanography*, **7**, 1992, pp. 701-738.

Intimate members, 1994 - The late-glacial flora of Denmark and its relation to climate and soil. *Danmarks Geologische* 120 Undersogelse JI/80: 67-119.

Ivy-Ochs S., 1996 - *The dating of rock surfaces using in situ produced ^{10}Be, ^{26}A1 and ^{36}C1, with examples from Antarctica and the Swiss Alps*. Diss. ETH Zurich No., 11763, pp. 135-141.

Ivy-Ochs, S., H. Kerschner, P. W. Kubik, & C. Schlüchter, 2005 - Glacier response in the European Alps to Heinrich event 1 cooling: the Gschnitz stadial. *Journal of Quaternary Science.*

Ivy-Ochs S., Schluchter C., Kubik P.W., Synal H.A., Beer J. & Kerschner H., 1996 - The exposure age of Egesen moraine at Julier Pass, Switzerland, measured with the cosmogénic radionucléides 10Be, 26Al, 36Cl. - *Eclogae geol. Helv.* 89/3 : 1049-1063.

Ivy-Ochs S., Kerschner H., Kubik P.W. & Schluchter C., non publié - Expositionsalter und palaoklimatische Interpretation der Gschnitz-Moräne in Trins, Stubaier Alpen. Présenté à DEUQUA 2000, Berne (résumé).

Ivy-Ochs S., Schäfer J., Kubik P.W., Synal H.A. & Schluchter C., 2004 - Timing of deglaciation on the northern Alpine foreland (Switzerland). *Eclogae geol. Helv.*, 97 – 47-55.

J

Jäckli H., 1962 - Die Vergletscherung der Schweiz im Würmmaximum. *Eclogae geol. Helv*. 55/2, 285-294.

Jäckli H., 1970 - Die Schweiz zur letzten Eiszeit, Karte 1:550 000. - *Atlas der Schweiz*, Blatt 6, Bundesamt für Landestopographie, Wabern-Bern, Switzerland.

Jaillet S. et Ballandras S., 1999 - La transition Tardiglaciaire/ Holocène à travers les fluctuations du glacier du Tour (Vallée de Chamonix, Alpes du Nord),. - *Quaternaire*, 10/1 : 15-23.

Jayet A., 1945 - Origine et âge de l'alluvion ancienne des environs de Genève. *C.R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève*, 62/1, p. 27-31.

Jayet A., 1947 - Une nouvelle conception des glaciations quaternaires, ses rapports avec la paléontologie et la préhistoire. *Eclogae Geol. Helvetiae,*. t.40, n°2, p. 316-320.

Jayet A. (1966). - *Résumé de géologie glaciaire régionale.* 1 vol. in 8°, 56 p., 29 fig., Chapuis, Genève

Jayet A. (1967). Démonstration de l'âge wurmien de l'erratique élevé du Salève entre 1000 et 1300 m (Haute-Savoie, France). *C. R. Soc. phys. Hist. nat. Genève,* N. S., 2, 1.

Jayet a. Et carozzi a. (1945) : - A propos de l'origine de l'alluvion ancienne des environs de Genève. *C.R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève,* 62/3, p. 93-95.

Jeannet A., 1912 + 1918 - *Monographie géologique des Tours d'Aï et des régions avoisinantes (Préalpes vaudoises).* Mat. carte geol. Suisse, N.S. 34ème livr.

Jeannet A., 1923 - Beit. zur Geol. der Schweiz. Gestech. ser. VIII. 1923, pp. 106-403.

Jegerlehner J., 1902 - Schneegrenze in den Gletschergebieten der Schweiz. *Gerland's Beiträge zur Geophysik* V/3, p. 485-567.

Jennings E., 2006 - Terrestrial ice streams—a view from the lobe. *Geomorphology,* Ice Sheet Geomorphology - Past and Present Processes and Landforms. Volume 75, Issues 1-2, Pages 100-124

Johnsen S.J., Dahl-Jensen D., Gundestrup N., Steffensen J.P., Clausen H.B., Miller H., Masson-Delmotte V., Sveinbjornsdottir A.E. and Wnite I., 2001 - Oxygen isotopes and palaeotemperature records from six Greenland ice-core stations: Camp Century, Dye 3, GRIP, GISP2, Renland and NorthGRIP. *Journal of Quaternary Science* 16/4: 299-307.

Johnsen S.J. et al, 1997 - The $d^{18}O$ record along the Greenland Ice Core Project deep ice core and thé problem of possible Eemian climatic instability. *Journal of Geophysical Research,* 102, 26397-26410.

Joly F. et Tricart J., 1972 - Carte géomorphologique détaillée de la France au 1/50 000. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire*. Volume 9, numéro 9-3, p. 221-225

Joly F., 1997 *Glossaire de géomorphologie. Base de données sémiologiques pour la cartographie*. A. Colin et Masson edit., Paris, 325 p.

Jorda M. 1988 - Modalités paléoclimatiques et chronologiques de la déglaciation würmienne dans les Alpes françaises du Sud (Bassin durancien et Alpes de Haute Provence). *Bull. AFEQ,* 2-3/1988, p. 111-122.

Jorda M., Rosique T., Evin J., 2000 - Données nouvelles sur l'âge du dernier maximum glaciaire dans les Alpes méridionales françaises. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 331, 187 - 193.

Joukowsky E. et Favre J. (1913). *Monographie géologique et paléontologique du Salève.* Mémoires Soc. Phys. et Hist. nat., Genève, 37/4.

Joukowsky E., 1923 - L'âge des dépôts glaciaires du plateau genevois. *C.R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève*, 40/2, p. 49-52.

K

Karnay G., 1980 - *Etude géologique des formations tertiaires et quaternaires de la région d'Annemasse (Haute-Savoie)*. Thèse Orléans, 161 p.

Kasser P. et Haeberli W., 1980 - La Suisse et ses glaciers : de l'époque glaciaire à nos jours, Lausanne, 24 Heures, 1980.

Keller O. & Krayss E., 1980 - Die letzte Vorlandvereisung in der Nordostschweiz und im Bodenseeraum (Stadialer Komplex WOrm Stein am Rhein). *Eclogae geologicae Helvetiae,* 73, (3), 823-838.

Keller O., 1988 - *Altere spätwürmzeitliche Gletschervorsîösse und Zerfall des Eisstromnetzes in den nördlichen Rhein-Alpen (Weissbad-Stadium/Bühl-Stadium).* Institut de Géographie de l'Université de Zurich, Physische Géographie, Vol. 27.

Keller O. & Krayss E., 1993 - The Rhine-Linth glacier in the upper Würm: a model of the last alpine glaciation. *Quaternary international,* 18, 15-27.

Keller O. & Krayss E., 1994 - Die Bodensee-Vorlandvereisung des Rheingletschers im Konstanz-Stadium der letzten Eiszeit. *Berichte der St.Gallischen Naturw. Ges.,* 87, p. 31-40.

Kellerhals P. & Troehler B., 1976 - *Hydrogeologie Seeland.* - Bericht, Wasser-u. Energiewirtschaftsamt des Kantons Bern, WEA, 1976.

Kellerhals, P., 1981 - *Geologischer Atlas der Schweiz 1:25.000, Blatt 76: Lyss*.-Schweiz. geol. Komm., Basel, 1981.

Kelly M., 2003 - *Reconstruction and surface exposure dating of the Last Glacial Maximum ice cap in the western Alps*. Thèse Université de Berne

Kelly M., Buoncristiani J.-F. & Schlüchter C., 2004 - A reconstruction of the last glacial maximum (LGM) ice-surface geometry in the western Swiss Alps and contiguous Alpine regions in Italy and France. - *Eclogae geol. Helv.* 97, 57-75.

Kerrien Y., Monjuvent G. et coll. Combier j., Gaillard C., Gibert J., Girel J., Laurent R. et Lorenchet de Montjamont M., 1990 - *Carte géol. France, feuille Belley au 1/50 000.* Éditions du BRGM- Orléans

Kerrien Y., Turrel C., Monjuvent G., Charollais J., Lombard A., Balmer F., Olmari F., Papillon R., Fontannaz L., Amberger G., Ruchat L., Grebert Y. et Marthaler M., 1998 - *Carte géol. France, feuille Annemasse (654) au 1/50 000.* Éditions du BRGM, Orléans

Kerschner H., 1976 - Untersuchungen zum Daun- und Egesenstadium in Nordtirol und Graubunden (methodische uberlegungen). *Geographischer Jahresbericht aus Osterreich,* XXXVI, p. 26-49.

Kerschner H., 1985 - Quantitative palaeoclimatic inferences from lateglacial snowline, timberline and rockglacier data, Tyrolean Alps, Austria. *Zeitschrift f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie,* 21, p. 363-369.

Kerschner H., 2004 - Climate in the Central Alps, 16'000 years ago - the case of the Gschnitz stadial. *Geophysical Research Abstracts 6.*

Kilian W., 1911 - Note sur la succession des récurrences glaciaires dans les Alpes françaises, *C.R. Somm. Soc. Géol. France*., 4è-sér., t, 11, p. 12-13.

Kilian W., 1911. Zeitschrift jûr Gletscherkunde, 1911, p. 40.

Kilian W., Le Roux M. & Revil J., 1913 - Histoire de la dépression du lac d'Annecy à l'époque pléistocène. *Bull. S. G. France,*

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. & Révil J., 1918 - Etudes sur la période pléistocène dans la partie moyenne du bassin du Rhône. *Annales de l'Université de Grenoble*, XXX, 1916-1918, 307-328.

Kilian W., 1921 - Sur un ancien lit glaciaire du Rhône (vallée des Usses, Haute-Savoie). *CR. Sommaire A.S.* p.67

Kilian W., 1923 - Sur les dépôts glaciaires des environs de Genève. *C.R. Soc. Géol. Fr.*, 179-180.

Krausch C., 2002 - *Geochronologische und Lithostratigraphische Untersuchungen zum Ablauf der weichselzeitlichen Fern Vergletscherung in den französichen Nordalpen.* Magisterarbeit in Geologie , Technische Universität Bergakademie Freiberg

Kleman J., Arjen P. S. & Lundqvist J., 2008 - Patterns of Quaternary ice sheet erosion and deposition in Fennoscandia and a theoretical framework for explanation. *Geomorphology* 97 (2008) 73–90.

Krayss E., 1989 - Modelle zu hochwürmzeitlichen Rückzugsphasen des Rhone/Aaregletschers. Mitt. Naturf. Ges. Bern N. F. 46, 109–118.

Krayss E., 1981 - Vereisungsmodell topographischer Système und Bestimmung der kritischen Schneegrenze. Manuscrit non publié.

Krayss E., 1989 - Modelle zu hochwiirmzeitlichen Riickzugsphasen des Rhone-/Aaregletschers, *Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft in Bern* N. F. 46.

Krayss, E., 1996 - Rückschmelzmarken des alpinen Eisstromnetzes im Spâtglazial (Rheingletscher-System, Würm). *Eclogae geologicae Helvetiae,* 89, (3), 1105-1123.

Krayss E. & Keller O., 1996 - Hydrographie des Bodenseeraums wahrend der letzten Vorlandvereisung. *Schriften des Vereins fur die Geschichte des Bodensees und seiner Umgebung,* 114, 111-143.

Krbetschek M. & Hannss C., 2000 - Neue Befunde zum Ablauf der weichselzeitlichen Vegletscherung in den französischen N-Alpen. *Deuqua 2000, Bern 6-8 September. Kuntfassunien der Vorträg und posters,* Anhang, S. 6.

Kubik J., Synal H.A., & Schlüchter C., 2006 b – The timing of glacier advances in the northern European., Alps based on surface exposure dating with cosmogenic 10Be, ^{26}Al, ^{36}Cl, and ^{21}Ne. In: Siame, L.L., Bourles, D.L., Brown, E.T. (Eds.), I*n Situ Cosmogenic Nuclides and their Applications in Earth Sciences*. GSA Special Paper 415, pp. 43–60.

Kuhn M., 1980 - Die Reaktion der Schneegrenze auf Klimaschwankungen. *Zeitschrift f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie,* 16/2, p. 241-254.

Kukla G., 1977 - Pleistocene Land-Sea Corrélations. I. Europe. *Earth-Science Reviews,* 13-4, p. 307-374.

L

Labhart T.P., 1977 - *Aarmassiv und Gottardmassiv.* In: Sammlung geologischer Führer (Ed. by Gwinner, M.P.). Bd. 63, Gebrüder Bornträger, Berlin/Stuttgart, 173.

Labhart T., 1992 - *Geologie der Schweiz*. Ott Verlag, Thun, p. 211 .

Lagotala H., 1953 - a) L'Alluvion ancienne de la région de Soral (Genève). *Arch. Sc. (Genève)*, 6/2, p. 67-75.

Lagotala H., 1953 - b) Note préliminaire sur le Quaternaire des environs de Genève. *Arch. Sc. (Genève)*, 6/6, p. 396-401.

Lambeck K., Esat T. M. et Potter E.-K., 2002 - Links between climate and sea levels for the past three million years. *Nature*, 419, p. 199-206

Lamiraux C., 1977 - *Géologie du miocène des chainons jurassiens méridionaux et du Bas-Dauphiné nord oriental entre Chambéry et la Tour du Pin,* thèse, Université de Grenoble.

Lancelot J.C., 1979 - *Étude tectonique de la zone des Brèches de Tarentaise dans la région de Bourg-Saint-Maurice, Savoie.* Thèse 3e cycle, Paris, 121 p.

Latreille G., 1969 - *La sédimentation détritique au Tertiaire dans le Bas-Dauphiné et les régions limitrophes.* Doc.Lab.Géol. Fac.Sc.Lyon, n° 33, 254 p., 78 fig., 39 tabl.

Laverdière C. & Guimont P., 1980 - *Le vocabulaire*. Géographie physique et Quaternaire, 34 (3) : 363-377.

Laverdière C., Guimont P. & Dionne J.C., 1985 - Les formes et les marques de l'érosion glaciaire du plancher rocheux: signification, terminologie, illustration. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 51, 365-387.

Ledermann H., 1978 - *Geologischer Atlas der Schweiz 1:25000, feuille 72: Solothurn*. - Schw. Geol. Komm., Basel, 1978.

Léger M., 1975 - Problèmes de morphogénèse quaternaire au nord des Alpes : les plateaux de la Zusam et de la Kammlach, *Études géographiques* (Mélanges à G. Viers), Université Toulouse-Le Mirail, p. 363-376.

Léger M., 1980 - Problèmes stratigraphiques au nord des Alpes. In Chaline Éd. Problèmes de stratigraphie quaternaire en France et dans les pays limitrophes, *Bull. AFEQ,* N.S., 1, pp. 15-17.

Lemee G., 1942 - Successions forestières contemporaines du dépôt des lignites quaternaires dans la cluse de Chambéry. *C.R. Acad.Sc*., t. 215, p. 23-25.

Lemee G. & Bourdier F.,1950 - Une flore pollinique tempérée incluse dans les moraines dites würmiennes d'Armoy, près de Thonon (Haute-Savoie) *C.R. Acad.Sc.*, t.230, p. 2313-2314.

Lemée, G. 1952 - L'histoire forestière et le climat contemporain des lignites de Savoie et de la tourbe wurmienne d'Armoy, d'après l'analyse pollinique. *Trav. Lab. géol. Grenoble 29,* 197-180.

Le Roux M., 1905 - Le terrain glaciaire et les terrains erratiques du Crêt du Maure. *Rev. sav.,*XLVI, p. 55-62.

Le Roux M., 1910 - Note sur la cuvette polie et striée et sur la direction d'une branche latérale du glacier quaternaire d'Annecy. *Rev. sav., p.* 85-8

Le Roux M, 1912 - Communication sur certains phénomènes de l'époque quaternaire au Crêt du Maure. *Rev. sav.,* p. 7-8.

Le Roux M., 1913 - Note sur les anciens dépôts quaternaires du lac d'Annecy à l'époque post-wurmienne. *Rev sav.,* p. 101-102.

Le Roux M., 1928 - Bibliographie savoisienne. Carte géologique de la Savoie et des régions limitrophes. *Rev. sav.,* p. 135.

Lichtenecker N., 1936 - Die gegenwärtige und die eiszeitliche Schneegrenze in den Ostalpen. *Verhdlg. der III. Int. Quartàr-Konferenz,* Wien.

Lignier V. & Desmet M., 2002 - Les archives sédimentaires quaternaires de la grotte sous les Sangles, indices paléo-climatiques et sismo-tectoniques (Bas-Bugey, Jura méridional) *Karstologia* n° 39 (p. 27-46).

Lismonde B. & Delannoy J.J., 1990 - Le massif de la Chartreuse, Alpes françaises du Nord - Paysages karstiques et organisation des réseaux souterrains, *Karstologia*, n° 15, 1er semestre 90. FFS/AFK. Paris. p. 13-24.

Lliboutry L., 1964-1965 - *Traité de glaciologie*, Tomes 1 et 2, Paris, Masson.

Lliboutry L., 1975 - *Traité de Glaciologie,* 2 tomes, Masson Paris ed.

Lliboutry L., Briat M., Creseveur M. & Pourchet M., 1976 - 15 m deep temperatures in the glaciers of Mont Blanc (French Alps), *J. Glaciol*., 16, 197-203.

Lombard A., 1965 - *Notice explicative de la feuille Genève. Atlas géologique de la Suisse au 1125 000*. Kiimmerly et Frey. Berne.

Lory C., 1860-1864 - *Description géologique du Dauphiné.* Paris, Grenoble.

Lory C.,1871 - *Bull. Soc. Stat. du département de l'Isère*, 3/II, 462-463.

Lory C., 1903 - Quelques observations sur le Pléistocène de la région grenobloise. *Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble,* t.6, p. 282-286.

Lotter A. & Boucherie M., 1984 - Late glacial and post-glacial history of Amsoldingersee and vicinity, Switzerland. *Schweizerische Zeitschrift fur Hydrologie,* 46 (2), p. 193-209.

Lotter A.F., Eicher U., Siegenthaler U. & Birks H.J.B., 1992 - Late-glacial climatic oscillations as recorded in Swiss Iake sediments. *Journal of Quatemary Science, 7/3,* p. 187-204.

Lowe D.R., 1976 - Subaqueous liquefied and fluidized sediment flows and their deposits. *Sedimentology,* 23, pp. 285-308.

Lowe J.J. & Walker M.J.C., 2000 - Radiocarbon dating the last glacial-interglacial transition (14-9 ^{14}C ka BP) in terrestrial and marine records: the need for new quality assurance protocols. *Radiocarbon* 42/1: 53-68.

Lowe J.J., Hoek W.Z. & Intimate group, 2001 - Interregional correlation of palaeoclimatic records for the Last Glacial-interglacial Transition : a protocol for improved precision recommended by the INTIMATE project group. *Quaternary Science Reviews,* 20: 1175-1187.

Luc De J.A., 1826 - Mémoire sur le phénomène des grandes pierres primitives alpines distribuées par groupes dans le bassin du lac de Genève et dans la vallée de l'Arve. *Mém. soc. phys. Genève,* III/2, p. 139-200.

Luc De J.A., 1837 - Mémoire sur les roches calcaires innombrables épars dans les environs de la Roche. - *Soc. Phys. Hist. Nat. Genève.*

Luc De J.A., 1813 - *Geological Travels in some Parts of France, Switzerland and Germany*, 2 vol. London. Travel amongst the mountains of Neuchâtel and Valangin, 1, 25-152.

Lucena S., 1998 - *Evolution morphodétritique et paléoenvironnements de la haute vallée de l'Arve au cours des quinze derniers millénaires*. Université de Savoie, CISM.

Lucena S. & Ballandras S., 1999 - Rythme des fluctuations glaciaires et détristime alluvial postglaciaire dans la haute vallée de l'Arve (Alpes françaises du Nord). - *Quaternaire* 10/1 : 25-36.

Ludi W., 1953 - *Die Pflanzenwelt des Eiszeitalters im nördlichen Vorland der Schweizer Alpen*. Veröff. Geobot. Inst. Rübel Zürich27: 208 S.

Luthi M. & Funk M., 2001 - Modelling heat flow in a cold, high-altitude glacier: interpretation of measurements from Colle Gnifetti, Swiss Alps, *J. Glaciol*., 47, 314-324.

Lugeon M., 1910 - *Carte géologique des Hautes Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander*. Carte géologique spéciale n° 60, au 1:50'000.

Lugeon M., 1897 - Leçon d'ouverture du cours de Géographie physique professé à l'Université de Lausanne. *Bull. sc, vaud. Sc. nat. 33,* 49-78.

Lugeon M. et Villemagne J., 1921 - Sur un ancien lit glaciaire du Rhône entre Léaz et le Pont-Rouge des Tisses (Haute-Savoie). *C. R. Acad. Sciences,* t. 172, p. 100-112

Lugeon M., 1941 - *Les Diablerets. Feuille 19 de l'Atlas géologique de la Suisse, au 1:25 000*. - Notice explicative par M. Lugeon.

Lyell C., 1834 - *Principles of Geology*, volume 2, John Murray, London.

M

Magny M., 1995 - *Une histoire du climat. Des derniers mammouths au siècle de l'automobile*. Editions Errance, 176 p.

Maire R., 1984 - Un exemple de karst haut-alpin : le Désert de Platé, Haute-Savoie. Carte géomorphologique au 1/25 000 *Karstoiogia* n°3, 1er semestre 1984, p. 25-33

Maire R., 1978 b - Les karsts sous-glaciaires et leurs relations avec le karst profond. *Karsts de montagnes, karst et structure.* Colloque de Grenoble. IGA, 6/7 mai 77. CNG, Commission des phénomènes karstiques. *RGA* n° 2-3, p. 139-148.

Maire R., 1990 - *La haute-montagne calcaire.* Thèse Doct. d'Etat. Univ. de Nice. Karstologia-Mémoires n°3, AFK/FFS, 731p.

Maisch M., 1981- *Glazialmorphologische und gletschergeschichliche Untersuchungen im Gebiet zwischen Landwasser- und Albulatal (Kt. Graubünden, Schweiz).* Institut de Geographie de l'Université de Zurich, Physische Géographie, Vol. 3.

Maisch M., 1982 - Zur Gletscher und Klimageschichte des alpinen Spätglazials. *Geographica Helvetica* 1982/2, p. 93-104.

Maisch M., 1992 - *Die Gletscher Graubündens.* Institut de Geographie de l'Université de Zurich, Physische Geographie, Vol. 33.

Maisch M., 1995 - Gletscherschwundphasen im Zeitraum des ausgehenden Spätglazials (Egesen-Stadium) und seit dem Hochstand von 1850 sowie Prognosen zum künftigen Eisrùckzug in den Alpen. Dans: *Gletscher im ständigen Wandel.* Publ. ASSN n° 6, Vdf Zurich.

Malenfant M., 1969 - Découverte d'une industrie moustérienne de surface sur le plateau des Guillets (massif du Vercors, Isère,) *C.R. Acad. Sc*., t. 268, p. 1380-1383.

Malenfant M. & Monjuvent G., 1978 - Les gisements du Paléolithique inférieur du Val de Lans (Vercors, Isère) et leur cadre morpho-géologique. *Géologie Alpine, T. 54, p. 125-146.*

Manalt F., 1998 - *Enregistrement lacustre de la dernière déglaciation dans les Alpes Nord-Occidentales*. Thèse de doctorat, Université de Savoie, Chambéry, 227p.

Manalt F., Beck C., Disnar J.R., Deconinck J-F. & Recourt P., 2001 - Evolution of clay mineral assemblages and organic matter in the Late glacial-Holocene sedimentary infill of Lake Annecy (northwestern Alps): paleoenvironmental implications. *J. of Paleolimnology,* 25, p. 179-192.

Mandier P., 1984 - *Le relief de la moyenne vallée du Rhône au Tertiaire et au Quaternaire : essai de synthèse paléogéographique.* Thèse de doctorat d'Etat de Géographie. Université de Lyon 2. Documents du BRGM n°151, 3 tomes : tome 1 : texte, 654 p. ; tome 2 : figures, 231 p. ; tome 3 : planches et cartes hors texte, Orléans, 1021 p.

Mandier P., 1988 - Les problèmes chronologiques posés par les phases de la glaciation würmienne dans la moyenne vallée du Rhône. *Bull. AFEQ*, 2-3, p. 123-128.

Mandier P. & Piegay H., 1991 - Eléments nouveaux sur les phases de récession du glacier rhodanien dans la région des Terres Froides septentrionales autour de Morestel. *Bull. Labo. Rhod. de Géom.*, n° 27-28, p. 23-53.

Mandier P., Evin J., Argant J. & Petiot R., 2003 - Chronostratigraphie des accumulations dans la moyenne vallée du Rhône : l'apport des dates radiocarbone. - *Quaternaire*, 14, (1), p. 113-127.

Mandier P., 2003 - Reconstitution de l'expansion glaciaire de piedmont des stades A et D des glaciers wurmiens du Rhône et de l'Isère : implication et origine de leur disparité. *Quaternaire*, 14, (1), p. 129-133

Mangerud J., Andersen S. T., Berglund B. & Donner J. J., 1974 - Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. *Boreas,* 3:109-128.

Mangerud J., 1991 - The scandinavian ice sheet through the last interglacial/glacial cycle. *In* Frenzel B. (éditeur) : Klimageschichtliche Problème der letzten 130 000 Jahre. *Paläoklimaforschung,* 1, Stuttgart, 307-330

Mangerud M., 2004 - Ice sheet limits on Norway and the Norwegian continental shelf, *In* Quaternary Glaciations - Extent and Chronology. Vol. 1 Europe, edited by J. Ehlers and P. Gibbard, pp. 271–294, *Elsevier*, Amsterdam, 2004.

Marchand T., 1985 - *La Chartreuse méridionale : étude des grands réseaux karstiques. Recherches hydrogéologiques et géomorphologiques.* Thèse de troisième cycle, IGA, 308 p.

Marnezy A., 1980 - *Le Vercors méridional : étude de géomorphologie karstique et glaciaire*. *T*hèse de troisième cycle, Grenoble, Institut de Géographie Alpine, Grenoble, 178 p.

Marthaler M., 2002 - *Le Cervin est-il africain ? Une histoire géologique entre les Alpes et notre planète.* Ed. Loisirs et Pédagogie S.A., Lausanne, 96 p.

Martinson D.G., Pisias N.G., Hays J.D., Imbrie J., Moor E T.C. & Schackleton N.J. (1987) - Age dating and the orbital theory of the ice âges: development of a high-resolution 0 to 300 000 year chronostratigraphy. *Quaternary Research, 27,* p. 1-29.

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.

Masseport J., 1953 - Notes morphologiques sur la Chartreuse septentrionale. *Revue de Géographie Alpine,* tome XLI, p. 115-133.

Mayr F., 1969 - Die postglazialen Gletschershwankungen des Mont Blanc-Gebietes. - *Zeich. für Geom*, supp. Bd 9 : 31-57.

Maystre D. H. & Vergain J., 1992 - Les dépôts glaciaires et proglaciaires dans la partie occidentale du bassin genevois: genèse et chronologie. *Eclogae geol. Helv*. 85,169-194.

Mc Cabe M., Knight J. & MacCarron S., 1998 - Evidence for Heinrich event 1 in the British Isles. *Journal of Quaternary Sciences,* 13 : 549-568.

Meier, M.F., Post A., Rasmussen L. A., Sikonia W. G., and. Mayo L. R., 1980 - Retreat of Columbia Glacier, Alaska - A preliminary prediction. 80-10. *USGS Open-File Report*.

Mejean P., 1928 - Le bassin de Bonneville, *Revue de géographie alpine*, 1928, tome 16, fasc. 1, p. 122.

Ménard G., Monin N. et Paillet A., 2010 - Utilisation des diagraphies thermiques pour caractériser les circulations de fluides : cas des circulations hydrothermales en Maurienne (Alpes occidentales). *Bulletin de la Société Géologique de France,* sous presse

Mennessier G., Carme F., Belliere J., Dhellems R., Antoine p., Dabrowski H., Meloux J. et Bordet C., 1977 - *Carte géol. France, feuille Saint-Gervais (703) au 1/50 000.* Éditions du BRGM

Miall A. D., 1977 - A review of the braided-river depositional environment. *Earth-Science Reviews,* 13, p. 1-62.

Miall A. D., 1978 - Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In : Miall A. D. (éd.): *Fluvial sedimentology.* Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 5, p. 597-604.

Monjuvent G., 1967 - Les formations quaternaires de la vallée diffluente de Vizille à Gières par Uriage. *Rev. Géogr. Alpine*, t.55, fasc.3, p. 491-520.

Monjuvent G., 1969 - Datation par le radiocarbone dans une moraine locale des chaînes subalpines à Prélenfrey-du-Gua près de Grenoble (Isère). *C.R.Acad.Sc.*, t.268, p. 1372-1375.

Monjuvent G., 1969 - Nouvelles datations absolues dans les formations quaternaires du sillon alpin méridional, p. 545-559.

Monjuvent G., 1969 - Le Quaternaire du plateau de Champagnier. *Livret-guide de l'excursion A8, INQUA 1969*, p. 24-26.

Monjuvent G., 1978 - *Le Drac. Morphologie, stratigraphie et chronologie Quaternaire d'un bassin alpin.* USTM, (thèse) Grenoble, 430 p.

Monjuvent G. & Nicoud G., 1987 - Les paléolacs des vallées alpines du Grésivaudan, du Bourget et d'Annecy (France). *Documents du CERLAT,* Mémoire, 1 : 213-231.

Monjuvent G. et Nicoud G., 1988 - a. Interprétation de la déglaciation rhodanienne au Würm, des moraines internes à la cuvette lémanique. *Bull. AFEQ.* 34-35, 129-140.

Monjuvent G. & Nicoud G., 1988 - b. Modalités et chronologie de la déglaciation würmienne dans l'arc alpin occidental et les massifs français : synthèse et réflexions. *Bull. AFEQ,* 4, (2-3), p. 147-156.

Monjuvent G., 1988 - c. La déglaciation rhodanienne entre les moraines internes et le Val du Bourget. *Géol. alpine*, t. 64, p. 61-104.

Monjuvent G., 1995 - Savoie, Paléogéographie depuis la glaciation rissienne. *In livret-guide de l'excursion Préhistoire et Quaternaire en Chartreuse et Savoie, colloque international Epipaléolithique et Mésolithique en Europe, Septembre 1995,* éd. P. Bintz, 165 p.

Moret L., 1928 - *Carte géologique de la Savoie et des régions limitrophes au 200 000. Dardel, Chambéry.* Notice explicative, avec une carte tectonique et une planche de coupes, 42 p. Grenoble, 1928.

Moret L., 1935 - L'éboulement de Fourvoirie en Chartreuse (novembre 1935). *Revue de Géographie Alpine,* tome XXIII, p. 239-245.

Mortillet De G., 1855 - Géologie du Semnoz (blocs erratiques). *Rev. savois.,* p. 201-226.

Mortillet De G., 1855 - La Savoie avant l'homme : géologie, glaciers, morphologie. *Rev. savois., p.* 327-367, 4 planches

Mortillet De G., 1861 - Note géologique sur la Savoie. V, Questions soumises à la S. G. France. *Rev. Sav.,* p. 62-66.

Morlot A., 1854 - a. Notice sur le Quaternaire en Suisse. *Bull. SVSN,* 4/32, p. 41-45.

Morlot A., 1854 - b. Uber die quaternaren Gebilde des Rhöegebiets. *Verhandlungen Schweizerische Gesellschaft Naturwissenschaften,* 39, 161–164.

Morlot A., 1859 - Sur le terrain Quarternaire du bassin du Léman. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat., 6,* 101-108.

Mosar J., 1988 - *Structures, déformation et métamorphisme dans les Préalpes Romandes (Suisse).* PhD*,* Neuchâtel, 122 p.

Mosar J., 1991 - Géologie structurale dans les Préalpes médianes (Suisse). *Eclogae geol. Helv.* 84 3, 689-725.

Moscariello A.,1996 - *Quaternary Geology of the Geneva Bay (Lake Geneva, Switzerland): Sedimentary Record, Palaeoenvironmental and Palaeoclimatic Reconstruction since the Last Glacial Cycle.* Thèse de Doctorat, Université de Genève, Terre et Environnement, Vol. 4, 230 p.

Moscariello A., Pugin A., Wildi W., Beck C., Chapron E., de Batist M., Girarclos S., Ochs S.L., Rachoud-Schneider A.M., Signer C. & Van Clauwenberghe T., 1998 - Déglaciation würmienne dans les conditions lacustres à la terminaison occidentale du basin lémanique (Suisse occidentale et France). *Eclogae geol. Helv.*, 91, 185-2001.

Movius H. L. & Judson S., 1956 - The rock-shelter of La Colombière, archaeological and geological investigations of an upper perigordian site near Poncin (Ain). *Amer School of Préhist. Research, Peabody Muséum,* Harvard University, Bull. n° 19, 176 p., 52 fig. dont 11 pl., 262 réf

Mugnier C., 1979 - L'influence des glaciations sur la karstification dans les Bauges et en Chartreuse septentrionale (savoie, Haute-Savoie, Isère). *Spelunca* , n° 4, Paris. p. 171-172.

Muhlethaler, C., 1932 - Etude géologique de la région des Verrières (Canton de Neuchâtel), n° 144

Müller, B.U., 1995 - *Dos Walensee/Seeztal - eine Typusregion alpiner Talgenese.* Thèse Université de Berne.

Munroe J.S. & Mickelson D. M., 2002 - Last Glacial Maximum equilibrium-line altitudes and paleoclimate, northern Uinta Mountains, Utah, U.S.A. *Journal of Glaciology* 48:257–266.

N

Negrel P., Casanova J. et Nicoud G., 1997 - Caractérisation isotopique (O, C, Sr) des flux glaciaires du bassin versant du lac d'Annecy (E. France); - *Bull. Soc. géol. France*, t. 168, n 2, pp. 243-253.

Nesje A., Dabi S.O., Anda E et Rye N., 1988 - Block fields in southern Norway, significance for the Late Weichselian Ice Shee. *Norsk Oeologisk Tidsskrift, 68,* 149-169.

Ngrip members, 2004 - High resolution record of Northern Hemisphere climate extending into last interglacial period, Nature, 431, 147-151.

Nicod J. - 1976 - Karst des gypses et des évaporites associées. *Annales de Géographie,* n° 471. pp. 513-554.

Nicod J., 1984 - Les massifs karstiques des Alpes occidentales : trame structurale et bioclimatique. Présentation de la carte d'ensemble au 1/750 000, Karstologia n°3, 1er semestre 1984, pp. 3-11

Nicoud G., 1973 - *Hydrogéologie de la Haute vallée du Chéran. Massif des Bauges (Savoie)* Thèse de troisième cycle, Mention Géologie Appliquée, Université scientifique et médical de Grenoble, 181 p.

Nicoud G., 1981 - Les dépôts pléistocènes du bassin chambérien et du Nord - Grésivaudan. Enseignements paléogéographiques. *C.R. Acad. Sci.,* t. 292, Série II, n°1, p. 101-104.

Nicoud G., 1985 - Les complexes fluvio-glaciaires de l'avant-pays savoyard (France). *Bull. AFEQ*, 2, 151-157.

Nicoud G., Monjuvent G. & Maillet-Guy G., 1987 - Contrôle du comblement quaternaire des vallées alpines du Nord par la dynamique lacustre. *Géologie Alpine,* Mém. H.s., 13.

Nicoud G., Coddet E., Blavoux B., Dray M., 1993 - Les complexes détritiques de marge glaciaire active dans le Bas Chablais (bassin lémanique). Implication hydrogéologique. *Quaternaire*, 4 (2-3), p. 69-76.

Nicoud G. & Manalt F., 1994 - *L'évolution du bassin versant du lac d'Annecy depuis le retrait glaciaire würmien*. Rapport interne CLIMASILAC.

Nicoud G. & Manalt F., 2001 - The lacustrine dépression at Annecy (France), geological setting and Quaternary évolution. *J. of Paleolimnology*, 25,137-147.

Nicoud G., Lemeille F., Royer G. et al, 2002 - Les apports du forage CMB1 à la connaissance de l'histoire quaternaire de la vallée de l'Isère, dans la région grenobloise (France). *Géologie de la France, BRGM*

Nicoud G., Royer G., Corbin J-C., Lemeille F. & Paillet A., 2002 - Creusement et remplissage de la vallée de l'Isère au Quaternaire récent. *Géologie de la France,* n°4, 39-49.

Nomade J., 2005 - *Chronologie et sédimentologie du remplissage du lac d'Annecy depuis le Tardiglaciaire: Implications paléoclimatologiques et paléohydrologiques*. Thèse Université Joseph Fourier, Grenoble 1

Norbert, J. 1951. — *Etude géologique de la région de Vacheresse.* Lausanne, travail de diplôme inédit.

Nordon A., 1927 - L'évolution du cours du Giffre entre Taninges et Saint-Jeoire (Haute-Savoie). *Revue de Géographie alpine,* XV, p. 305-316, 2 fig., 2 pl.

Nussbaum F., 1906 - Die eiszeitliche Vergletscherung des Saanegebietes. - *Jb. Geogr. Ges. Bern*, Nussbaum F., 1907 - Uber die Schotter im Seeland. 29 S., mit 1 geologischen Karten-skizze. Mitt. Mat. Ges. 1907. Verlag K. J. Wyss, Bern.

Nussbaum F., 1911 - Das Endmorânegebiet des Rhonegletschers von Wangen a.d.A.- Mitt. natf. Ges. Bern, 141-168. .

Nussbaum F., 1916 - *Kleine Heimatkunde des Kantons Bern.* Mit zahlreichen Abbildungen. Staatlicher Lehrmittelverlag.

Nussbaum F. & Gygax F., 1935 - Zur Ausdehnung des risseis-zeitlichen Rhonegletscher im französischen Jura. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 28-2, p. 659-665.

Nye J.F., 1958 - The mechanics of a glacier flow. *Journal of glaciology*. Vol. 2, n° 12, p. 82 - 91.

Nye J.F., 1951 - The flow of glacier and ice sheets, a problem in plasticity. *Proc R. Soc. London,* Ser A, 207, p 554-572

Nye J.F., 1973 - Water at the base of a glacier. - *Symposium on the hydrology of glaciers: Cambridge, England, Association Internationale d'Hydrologie Scientifique,* Pub. 95, 157-161.

O

Olive P., 1972 - La région du lac Léman depuis 15000 ans : données paléoclimatiques et préhistoriques *Revue de géographie physique et de géologie dynamique* (2), vol. XIV, fasc. 3, pp. 253-264, Paris, 1972.

Onde H., 1938 - L*a Maurienne et la Tarentaise ; étude de Géographie physique.* Thèse Lettres, Grenoble, 623 p., 54 fig., 24 pl.

Oulianoff N., 1924 - *Le massif de l'Arpille et ses abords.* Mat. Carte Géol. de la Suisse. 54/2.

Oviatt C.G., 1994 - *Quaternary geologic map of the upper Weber River drainage basin, Summit County, Utah*. Utah Geological Survey, Map 156.

P

Pairis J.L., Pairis B., Belliere J., Rosset J., Detraz H., Muller A., Muller D., Villards F., Mennessier G., Charollais J., Kindler P., Pierre X & Uselle J.P. (1992). - *Carte géol. France* (1/50.000), *feuille Cluses*. Orléans, BRGM.

Parejas E., 1938. — Essai sur la géographie ancienne de la région de Genève. *Revue Fac. Sc. Univ. Istanbul.,* III.

Parfenoff A., Pomerol C. & Tourenq J., 1970 - *Les minéraux en grains. Méthode d'étude et de détermination.* Masson, 578 p.

Paterson W.S.B., 1994 - *The Physics of Glaciers UK, Pergamon,* Third Edition, 480 p.

Patterson J., 1997 - Southern Laurentide ice lobes were created by ice streams: Des Moines Lobe in Minnesota, USA . *Sedimentary Geology*, Subglacial Environments Volume 111, Issues 1-4, p. 249-261

Penck A., Brückner E. & Du Pasquier L., 1893-94 - Le système glaciaire des Alpes (Guide publié à l'occasion du Congr. Géol.Intern.) *Bull.Soc.Hist.Nat.Neuchâte*l, t.22, Neuchâtel, Wohlfahrt, 86 p.

Penck A. & Brückner E., 1901-1909 - *Die Alpen im Eiszeitalter,* 3 vol. de XVI + X + XII + 1199 p., 156 fig., 30 pi., 19 cartes, Leipzig. Traduit par R.Schaudel : *Les Alpes Françaises à l'époque glaciaire.* Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble, t. 8, 1907, p. 111-267, 8 fig., 2 cartes, et Arbos R. *Les glaciations des Alpes de Sud,* Trav. Lab. Géol.Univ. Grenoble, t.9 ; 1ère partie, 51 p., 1 fig., 1 carte.

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.* />., 48-49, 42-50.

Perret R., 1944 - Diffluences glaciaires et captures fluviales en Faucigny. Bull. Assoc. *Géogr.* fr., 159, 19-28.

Perrette Y., 2000 - *Etude de la structure interne des stalagmites : contribution à la connaissance géographique des évolutions environnementales du Vercors (France). Développement et application d'une approche multiparamètre des archives stalagmitiques.* Thèse de doctorat de Géographie, Université de Savoie, 324 p.

Perrier R., 1958 - *Etude géologique des synclinaux du Noyer et des Aillons, des anticlinaux du Margériaz et du Colombier (massif des Bauges, Savoie)*. Mémoire de l'ENSPM

Perrier R., 1960 - *Mont Margériaz et Colombier, vallées du Noyer et des Aillons (massif des Bauges, Savoie).* DES de Géologie. Travaux du Laboratoire de Géologie de Grenoble, tome 36, p. 68-71.

Peyron O. & al, 1998 - Climatic Reconstruction in Europe for 18,000 YR B.P. from Pollen Data. *Quatern. Res.,* 49, 1998, pp. 1983-196.

Peyron O., Guiot J., Cheddadi R., Tarasov P., Reille M., de Beaulieu J.L., Bottema S. & Andrieu V., 1998 - Climatic reconstruction in Europe for 18,000 yr B.P. from pollen data. *Quatemary Research,* 49, 183-196.

Philippe M., 1997 - La très longue fréquentation de la Balme à Collomb (Entremont-le-Vieux, massif de Chartreuse, Savoie) par l'ours des cavernes. *Proceedings 12th Intern. Congress Speleology,* La Chaux-de-Fonds (Suisse); vol. 3, Symposium 2 : Archaeology and Paleontology in caves, p. 125-128, 4 fig.

Philippe M., 2002 - Quel climat et quels paysages à l'époque des ours des cavernes de la Balme à Collomb, dans le massif de Chartreuse ? *In Le front würmien à la périphérie du Jura et des Alpes, Livret Guide de l'excursion annuelle de l'AFEQ, p. 149-155.*

Philippe Y., 1995 - *Rampes latérales et zones de transfert dans les chaînes plissées: géométrie, conditions de formation et pièges structuraux associés.* Thèse de Doctorat. Université de Chambéry (Savoie, France).

Piegay H., 1989 - *Etude paléohydrologique liée à la récession du glacier würmien du Rhône dans le secteur des Basses Terres (Morestel - Les Vernes - Malville),* Mémoire de maîtrise, Université Lumière - Lyon II, 144p.

Pillet L., 1883 - Sur le terrain quaternaire de l'arrondissement de Chambéry, *Acad. de Savoie,* 3e s. t. IX, p. 285.

Pillet L., 1885 - Commentaire de la Monographie de A. Falsan et E. Chantre. *Rev. Sav.,* p. 115-122.

Pisias N.G., Martinson D.G. & Moore TC., 1984 - High resolution stratigraphic correlation of benthic oxygen isotopic records spanning the last 30 000 years. *Marine Geol.*, 56, p. 119-156.

Plancherel Y., Turrel C., Monjuvent G., Charollais J., Lombard A., Balmer F., Olmari F., Papillon R., Fontannaz L., Amberger G., Ruchat L., Grebert Y. & Marthaler M., 1998 - *Carte géol. France, Feuille Annemasse* (654), Orléans, BRGM, 89 p.

Pons A. & al., 1992 - Recent contributions to the climatology of the last glacial-interglacial cycle based on French pollen sequences. *Quatern. Sc. Reviews*, 11, 1992, pp. 439-448.

Ponserre S., 1999 - *Les flux glaciaires du Würm dans les deux Savoie d'après les pétrographies*. T.E.R. de géographie, Université Lyon 2

Porter S.C. & Orombelli G., 1982 - Late-glacial ice advances in the western Italian Alps. *Boreas,* 11 : 125-140.

Portmann J.P., 1956 - Pétrographie des moraines du glacier würmien dans la région des lacs jurassiens (Suisse). - *Bull. Soc. neuchât. Géogr.* 51/5, 13-55

Portmann J.P., 1966 - Pétrographie des formations glaciaires à l'est du lac de Bienne (Suisse). *Eclogae geol. Helv*. 59/2, 698-721.

Post A. & Lachapelle E.R., 2000 - *Glacier ice*. Univ. of Washington Press & The int. Glaciol. Soc. Cambridge, England. (p. 50ff.)

Postma G., Roep T.B. & Ruegg G.H.J., 1983 - Sandy-gravelly mass-flow deposits in an ice-marginal lake (Saalian, Leuvenumsche Beek Valley, Veluwe, The Netherlands), with emphasis on plug-flow deposits. - *Sédiment. Geol*. 34, 59-82.

Prell W.L., 1985 - *The stability of low latitude sea-surface temperatures : an evaluation of the CLIMAP reconstruction with emphasis on the positive SST anomalies*. Rapport de TR 025.

Prentice I.C., Guiot J., & Harrison S.P., 1992 - Mediterranean vegetation, lake levels and paleoclimate at the Last Glacial Maximum. *Nature* 360, 658-660.

Prentice I.C. & al., 1996 - Reconstructing biomes from palaeoecological data. A general method and its application to European pollen data at 0 and 6 ka. *Climate Dynamics*, 12, 1996, pp. 185-194.

Press F. & Siever R., 1986 - *Earth.* W.H. Freeman and Company, New York, 656 p.

Preusser F., 1999 a - Luminescence dating of fluvial sédiments and overbank deposits from Gossau, Switzerland: fine grain dating. Quaternary Science Reviews, 18, 217-222.

Preusser F., 1999 b - Lumineszenzdatierung fluviatiler Sedimente— Fallbeispiele aus der Schweiz und Norddeutschland. Kôlner *Forum fur Geologie und Paleontologie* 3, 1-62.

Preusser F., Muller B.U. & Schluchter C., 2001 - Luminescence dating of sediments from the Luthern Valley, Central Switzerland, and implications for the chronology of the last glacial cycle. *Quaternary Research* 55, 215-222.

Preusser F., Geyh M.A. & Schlüchter C., 2003 - Timing of Late Pleistocene climate change in lowland Switzerland. *Quaternary Science Reviews 22*, 1435–1445.

Preusser F., 2004 - Towards a chronology of the Late Pleistocene in the northern Alpine Foreland. *Boreas* 33, 195–210.

Preusser F., Schluchter C., 2004 - Dates from an important early Late Pleistocene ice advance in the Aare valley, Switzerland. *Eclogae Geologicae Helveticae* 97, 245–253.

Programme de Corrélations Géologiques (IGCP/UNESCO) : IGCP 378, "Circumalpine Quaternary Correlations". Responsable : Pr Ch. Schlüchter (Univ. de Bern).

Pugin A., 1989 - *Analyse sédimentologique des dépôts du glacier du Rhône sur le Plateau suisse.* Thèse Univ. Genève no 2376, 90 p.

Putkonen J. & Swanson T., 2003. Accuracy of cosmogenic ages for moraines. *Quaternary Research*, 59 : 255-261.

Putz H., 1934 - Le haut Val d Arly. *Revue de géographie alpine* Numéro 22 - 4 p. 719-743

Q

Quinif Y., 1989 - La datation uranium-thorium. *Spéléochronos,* n°1, p. 3-21.

Quinif Y., Genty D., Maire R., 1994 - Les spéléothèmes : un outil performant pour les études paléoclimatiques. *Bull. Soc. Géol. France*, t. 165, n° 6. pp. 603-612.

R

Raymond C.F., 1971 - Flow in a transverse section of Athabasca glacier, Alberta, Canada, J. Glaciol., 10, 55-84.

Raymo L. E., Lisiecki M. E., & Nisancioglu K.H., 2006 - Plio-Pleistocene Ice Volume, Antarctic Climate, and the Global d18O Record. *Science*, 313, 492–495.

Recorbet C., 1993 - *Elaboration de la carte géomorphologique du massif septentrional de la Chartreuse.* Mémoire de maîtrise, IGA, 170 p.

Reille M. & de Beaulieu J.L., (1988) - History of the Würm and Holocene vegetation in Western Velay (Massif Central, France) : A comparison of pollen analysis from three corings at Lac du Bouchet. *Review of Palaeobotany andPalynology*, 54, 1988, pp. 233-248.

Reimer P.J., Baillie M.G.L., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Bertrand C.J.H., Blackwell P.G., Buck C.E., Burr G.S., Cutler K.B., Damon P.E., Edwards R L., Fairbanks R.G., Friedrich M., Guilderson T.P., Hogg A.G., Hughen K.A., Kromer B., McCormac, F.G., Manning S.W., Ramsey C.B., Reimer R.W., Remmele S., Southon J.R., Stuiver M., Talamo S., Taylor F.W., van der Plicht J. & Weyhenmeyer C.E., 2004 - IntCal04 Terrestrial radiocarbon age calibration, 26 - 0 ka BP. *Radiocarbon*, 46,1029-1058.

Renevier E., 1874 - Tableau des terrains sédimentaires formés pendant les époques de la phase organique du globe terrestre. *Bulletin Societé Vaudoise Science Naturelles,* 12(70) table 3, 13(72), 218-252.

Renevier E., 1897 - Chronographe géologique; seconde édition du Tableau des terraines sédimentaires. *VI Congres géologique international, Compte-Rendu,* 522–695. Georges Bridel, Lausanne.

Renet J.P. & Villain J., 1984 - *Etude régionale des formations glaciaires dans les Alpes, Préalpes et Jura méridional.* Lyon, G.S.C. 04 Sites et Tracés. Centre d'études techniques de l'Equipement, 43 p.

Revellin Y., 1997 - *Cartographe géomorphologique du plateau du Revard et recherche sur une glacière du Margériaz (P.N.R. des Bauges Savoie) : du milieu au macromilieu, de la géographie à la paléogéographie.).* T.E.R. de Géographie. Uni. Lumière - Lyon 2. 172 p.

Revil J., 1910 - Les glaciations des Alpes françaises. Analyse de l'ouvrage de Penck et Bnïckner : Die Alpen im Eiszeitalter. *La Géographie* ; t. 22, p. 173-182.

Revil J., 1912 - Les formations pléistocènes du massif des Bauges. Comptes rendus des collaborateurs. *Bull. Serv. Carte géol. France,* n°133, tome XXII, p. 131-133.

Revil J. & Combaz P. (Abbé), 1911-1912 - Glaciaire et fluvio-glaciaire du massif des Bauges. *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de Savoie,* 2e section, tome XVI, p. 81-148.

Revil J. & Combaz P., 1919 - Sur l'âge et les conditions de formation des lignites de Voglans, dans la région de Chambéry. *C.R. Acad.Sc*.t. 169, p. 658-660.

Rey R., 1995 - *Geotechnische Folgen der glazialen Vorbelastung von Seebodenablgerungen.* Mat. carte geol. Suisse, série Géotechnique n° 89.

Reynaud C., 1982 - *Etude stratigraphique, sedimentologique et palynologique des dépôts du Pléistocène supérieur au Sud du Bassin genevois*. Thèse Univ. Genève.

Richard B.H., Owen L.A. & Rhodes E.J., 2000 - Timing of Late Quaternary glaciations in the Himalayas of northern Pakistan. *Journal of Quaternary Science*, 15 : 283-297

Rothlisberger H., 1972 - Water pressure in intra- and subglacial channels. - *J. Glaciol*. 11, 177-203.

Roman F., 1926 - *Géologie lyonnaise*, P.U.F., Paris, 356 p. 56 fig. 2 cartes.

Roman F., 1931 - Nouvelles observations sur le sous-sol de la ville de Lyon. *Et. Rhod.*, vol. 7, p. 349-401, 2 pi.

Rosselli A. & Olivier R., 2003 - Modélisation gravimétrique 2.5D et cartes des isohypses au 1 :100'000 du substratum rocheux de la Vallée du Rhône entre Villeneuve et Brig (Suisse). *Eclogae geol. Helv*., 96, 399- 423.

Rouch-Zurcher M., 1991 - *Paléolithique et Mésolithique du bassin supérieur du Rhône,* Mémoire de diplôme de l'Ecole du Louvre, non publié, tome II, p. 437-440.

Ruddiman W.F., Mc lntyre A., Niebler-Hunt V. & Durazzi J.T., 1980 - Oceanic evidence for the mechanism of rapid Northern Hemisphère Glaciation. *Quaternary Research*, vol. 13, n° 1, p.33-64, 8 fig.

Ruddiman W.F. & Mc lntyre A., 1981 - The North Atlantic Océan during the last déglaciation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 35, 145-215.

Ruffaldi P., 1993 - *Histoire de la végtation du Jura méridional depuis le retrait du gladenvurmien à partir des analyses pafynologques du lac de Coin (Ain, France)*. Besançon, Université de Franche Comté, Thèse, 223 p.

Ruffaldi P., 1995 - La fin du Pléniglaciaire dans le Jura méridional à partir des analyses polliniques du lac de Cerin (Ain, France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 320, série IIa, 1117-1123

S

Sapey-Triomphe Y., 1984 - *Géomorphologie et Hydrogéologie de la région d'Aoste (Isère)*. Thèse 3° cycle, Univ. Se. et Med. Grenoble.

Sarrot-Reynauld J., 1963 - Le glaciaire et fluvioglaciaire du Drac et de la Romanche à la périphérie du Dôme de La Mure *(T.L.G.,* t. 37).

Saussure H.B. de, 1779 - *Voyage à travers les Alpes*. Neuchâtel, vol.4

Saussure H.B. de, 1786 - *Voyages dans les Alpes, précédés d'un essai sur l'histoire naturelle des environs de Genève. Tome second*. - Barde, Manguet & Compagnie, Genève, XVI-641 p.

Savary G., 1957 - *Etude géologique de la région comprise entre les rochers de Mémise et la Dent-d'Oche*. Lausanne, travail de diplôme inédit, 2 vol.

Schaefer I., 1953 - Sur la division du Quaternaire dans l'avant-pays des Alpes en Allemagne, *Actes 4 Congrès intern. Quatern.,* Rome-Pisé, 2, p. 910-914.

Schaefer I., 1966 - Der Talknoten von Donau und Lech, *Mitt. Geogr. Ges.,* München, 51, p. 59-111.

Schaer J.P., 2000 - Agassiz et les glaciers. Sa conduite de la recherche et ses mérites *Eclogae geol. Helv*. 93, 231-256,

Schindler, C., 1968 - Zur Quartargeologie zwischen dem untersten Zürichsee und Badan. Eclogae geol. Helv. 67/2, 395-433.

Schluchter C., 1975 - *Geologische Untersuchungen im Quartär des Aaretals sudlich von Bern*. - Mater. Carte géol. Suisse (n.s.) 148.

Schluchter C., 1979 - Uebertiefte Talabschnitte im Berner Mittelland zwischen Alpen und Jura (Schweiz).-*Eiszeitalter u. Gegenwart*, 29/4, 101-113.

Schluchter C., 1981 - The glacial advances beyond the Northern Border of the Alps during the Last Glaciation in Central Switzerland. *Quatemary studies in Poland,* 3 : 97-102.

Schlüchter C., 1982 - *Das* maximum der lezten Eiszeit dargestellt anhand der Verhaltnisse im nôrdlichen Alpenvorland der Schweiz. Kurzfassungen der Vortrage, DEUQUA; Hauptver. Sammlung von 1-3.9.1982, Zurich; 5 p.

Schlüchter, C., 1986 - The Quaternary Glaciations of Switzerland, with special reference to the northern alpine foreland: Final Report of the IGCP – Project 24 Quaternary Glaciations of the Northern Hemisphere. *Quat. Sci. Rev*. 5, 413-419.

Schluchter C., Maisch M., Suter J., Fitze P., Keller W.A., Burga C.A. & Wynistorf E., 1987 - Das Schieferkohlenprofilvon Gossau (Kanton Zurich) und seine stratigraphische Stellung innerhalb der letzten Eiszeit. *Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Ge-sellschaft Zurich,* 132, 135-174.

Schluchter C., 1988 - The deglaciation of the Swiss-Alps: A paleoclimate event with chronological problems. *Bulletin de l'Association française pour l'etude du Quaternaire* 2/3, 141-145.

Schluchter C., 1989 - The most complete Quaternary record of the Swiss Alpine Foreland. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 72, 141-146.

Schluchter C., 1991 - Fazies und Chronologie des letztzeitlichen Eisaufbaus im Alpenvorland der Schweiz. In: Frenzel, B. (Ed.), *Klimageschichtliche Problème der letzten 130 000 Jahre.* Fischer, Stuttgart/New York, pp. 401-407.

Schluchter C., 1992 - Terrestrial Quaternary stratigraphy. *Quaternary Science Reviews,* 11, 603-07.

Schluchter C. & Rothlisberger C., 1993 - 100 000 jahre Gletschergeschichte. Dans: *Gletscher im standigen Wandel.* Publication de l'Académie suisse des sciences naturelles n° 6. Zurich, Vdf. p. 47-63.

Schlunegger F. and Hinderer, M., 2003 - Pleistocene/Holocene climate change, re-establishment of fluvial drainage network and increase in relief in the Swiss Alps. Terra Nova 15/2, 88-95.

Schoeneich P., 1993 - Comparaison des systèmes de légendes français, allemand et suisse - principes de la légende IGUL. In *Schoeneich & Reynard* (éd.): *Cartographie géomorphologique - Cartographie des risques.* Institut de Géographie Lausanne, Trav. et Rech. n° 9, p. 15-24 + brochure hors-texte.

Schoeneich P., 1998 a - Corrélation du dernier maximum glaciaire et de la déglaciation alpine avec l'enregistrement isotopique de Groenland. - *Quaternaire*, **9**/3 : 203-216.

Schoeneich P., 1998 b - *Le retrait glaciaire dans les vallées des Ormonts, de l'Hongrin et de l'Etivaz (Préalpes vaudoises).* Vol. 14, thèse, travaux et recherches, Institut de Géographie de l'Université de Lausanne.

Schoeneich P., 1998 c - The origin of the ice of the Lyon lobe. IGCP 378 – *Circumalpine Quaternary correlations; Excursion Rhône glacier Transect*.

Schoeneich P., 1999 - Stratigraphy of the Rhone glacier system. Poster au *Congrès INQUA* 1999, Durban

Schoeneich P., 2002 - *Le lobe lyonnais: glacier du Rhône ou/et glaciers savoyards ?* Excursion annuelle de l'AFEQ, 8-11 mai 2002, annexe au livret guide, 3 p.

Schoeneich P., 2003 - Que s'est-il passé pendant la première partie du Tardiglaciaire ? Indice d'un changement écologique majeur dès 17 – 18 000 cal BP. *Preistoria Alpina,* vol. 39, p 9 - 17.

Schoeneich P., Coutterand S., Hajdas I., Ivy-Ochs S. & Preusser F., 2010 - The age of the LGM in the Western and Northwestern Alps (Switzerland and France). Results from various dating techniques (poster). *Colloque «Quaternaire» Q7, Besançon*, 19 février 2010.

Schreiner A., 1992 - *Einfuhrung in die Quartàrgeologie.* Stuttgart, Schweizerbart.

Seret G., 1980 - La stratigraphie des glaciations dans les Vosges du Sud. *Suppl. au Bull. Assoc. franc. Et. Quatern.*, No 1, p. 107-109.

Seret G., Dricot E. & Wansard G., 1990 - Evidence for an early glacial maximum in the French Vosges during the last glacial cycle – *Nature, 346, 453-456*.

Sejrup H. P., Larsen E., Landvik J., King E.L., Haflidason H. & Nesje A., 2000 - Quaternary glaciations in southern Fennoscandia: evidence from southwestern Norway and the northern North Sea region. *Quaternary Science Reviews* 19 (7): 667-685.

Sejrup H.P., Nygard A., Hall A.M. & Haflidason H., 2009 - Middle and Late Weichselian (Devensian) glaciation history of south-western Norway, North Sea and eastern UK, *Quaternary Science Reviews*, Volume 28, Issues 3-4, P. 370-380,

Shakun J., 2003 - *Last Glacial Maximum equilibrium-line altitudes and paleoclimate, northeastern Utah* Middlebury College, Middlebury, Vermont. Senior thesis. 55.

Shackleton N.J. & Opdyke N.D., 1976 - Oxygen isotopes and Paleomagnetic stratigraphy of Pacific core V 28-239 late Pliocene to latest Pleistocene. In Cline R.M. et Hays J.D. eds. : *Investigation of late Quaternary paleogeography and paleontology*, *Geol. Soc. Am. Mem.*, 145, 1967, p. 449-464.

Shackleton, N.J. 1977 - The oxygen isotope stratigraphic record of the Late Pleistocene. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, B 280*:* 169-182.

Shackleton N.J. et al., 1983 - Oxygen and carbon isotope record of East Pacific core V 19-30 : implications for the formation of deep water in the late Pleistocene North Atlantic. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 65, 1983, pp. 233-244.

Shackleton N.J., 1987 -Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quatern. Res.*, 6, 1987, pp. 183-190.

Shreve R.L., 1972 - Movement of water in glaciers. - *J. Glaciol.* 11/62, 205-214.

Shreve R.L., 1987 - Glacial sedimentary processes and environmental reconstruction based on lithofacies. - *Sedimentology*, 34, 103-116.

Siame L., Braucher R., Bourles D., Bellier O., et Sebrier M. (2001). - Datation de surfaces géomorphologiques repères par le ^{10}Be produit in-situ : implications tectoniques et climatiques. - *Bull. Soc. Géol. France,* 172/2 : 223-236.

Sollid J.L. & Sorbel L., 1988 - Influence of temperature conditions in formation of end moraines in Fennoscandia and Svalbard. Boreas, 17: 553-558.

Spahni J.C., 1949 - Une grotte à *Ursus spelaeus* à Tanay sur Vouvry (Valais). *Bulletin de la Murithienne,* 66, p. 73-77.

Spahni J.C.& Rigassi D., 1951 - Les grottes d'Onnion par Saint-Jeoire-en-Faucigny. Premières stations moustériennes en Haute-Savoie. *Revue savoisienne,* 92, p. 127-190.

Spring J., 2003 - *Provenance des blocs erratiques granitique du glacier du Rhône. Unpublished Diploma* Thesis, University of Neuchâtel, Switzerland.

Stampfli G. M., Marcoux J. & Baud A., 1991 - Tethyan margin in space and time. In Paleogeography and paleooceanography of Tethys. *Paleogeography, Paleoecology, Paleoclimatology,* special vol. 87, p. 373-409.

Steinfatt E., 1968 - *Les formations tertiaires et Quaternaires sur le territoire de la feuille Voiron au 1/50.000*. Thèse 3° cycle Univ. Grenoble

Stuiver M. & Kra R.S.,1986 - 12th International Radiocarbon Conférence. *Radiocarbon, 2Q/2A* + 2B.

Stuiver M., Long A. & Kra R.S., 1993- Calibration issue. *Radiocarbon,* 35/1

Stuiver M. & Grootes P.M., 2000 - GISP2 oxygen isotope ratios. *Quaternary Research 53*, 277-283.

Sudgen D.E. & John B.S., 1976 - *Glaciers and Landscape : A Geomorphological Approach*. Edward Arnold, London, 376 p.

Suter S., Laternser M., Haeberli W., Hoelzle M. & Frauenfelder R., 2001 - Cold firn and ice of high-altitude glaciers in the Alps: Measurements and distribution modeling, *J. Glaciol*., 47, 85-96.

Svendsen J. I. , Astakov V., Bolshiyanov Y. D., Demidov I., Dowdeswell J.A., Gataulin V., Hjort C., Hubberten H.W., Larsen E., Mangerud J., Melles M., Moller P., Saarnisto M. & Siegert M.J., 1999 - Maximum extent of the Eurasian ice sheets in the Barents and Kara Sea region during the Weichselian, *Boreas* 28/1, 234-242.

Svendsen J. I., Alexandersonb H., Astakhovc V. I., Demidovd I., Dowdeswelle J. A., Funderf S., Gataulling V., Henriksena M., Hjorti C., Houmark-Nielsenj M., Hubbertenk H. W., Ingólfssonl Ó., Jakobssonm M., Kjæri K. H., Larsenn E., Lokrantzo H., Lunkkap J. P., Lysån A., Mangeruda J., Matiouchkovq A., Murrayr A., Mölleri P., Niessens F., Nikolskayat O., Polyakh L., Saarnistou M., Siegertk C., Siegertv M. J., Spielhagenw R. F. & Steins R., 2004 - Late Quaternary ice sheet history of Northern Eurasia. *Quaternary Science Reviews*, 23, 1229-1271.

T

Tanitte A., 1969 - Réflexion sur le glaciaire cartusien autochtone. *Revue de Géographie Alpine, t*ome LVII, 3, p. 515-528.

Tillet T., 2001 - *Les Alpes et le Jura : Quaternaire et Préhistoire ancienne.* Editions scientifique GB, Paris, 257 p.

Thorp P.W., 1981 - A trimline method for defining the upper limit of the Loch Lomond Advance glaciers : examples from the Koch Levan and Glencoe Areas. *Scottisch Journal of Geology,* n°17, p. 49-64.

Trey De M., 1951 - *Etude géologique de l'anticlinal du Mont-Chauffe*. Lausanne, travail de diplôme inédit.

Tricart J., 1956 - *Cartes des phénomènes périglaciaires quaternaires en France.* Mém.Carte Géol.France, n° 51, 40 p., 3 cartes.

Tricart J., 1961 - Aperçu sur les formations quaternaires des feuilles de Saint-Claude et Moirans en Montagne. *Bull. du Service de la Carte Géol. de France,* 58-264, p 73-97.

Tricart Jean - 1963 : «CRC Campagne 1962 - Feuille de Nantua au 80 000^{e} (révision des formations quaternaires)» «Feuille de Nantua au 1/50 000e (formes glaciaires)» B S C G F n° 273, t L I X, pp. 59-88 (905-934).

Tricart J., 1965 - Quelques aspects particuliers des glaciations quaternaires du Jura. *Revue géogr. de l'Est*, 4, p. 499-527.

Triganon A., 2002 - *Géométrie et fonctionnement d'un aquifère quaternaire du bassin lémanique. Etude géologique et application de nouvelles méthodes isotopiques sur le système hydrominéral d'Evian (France)*. Thèse Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse, 306 p.

Triganon A., Nicoud G., Guiter F., Blavoux B., 2005 - Contrôle de la construction de l'ensemble détritique de la région d'Evian par trois phases glaciaires durant le Würm. *Quaternaire*, 16, (1), p. 57-63.

V

Vallon M. (1999) - Estimation de l'épaisseur d'alluvions et sédiments quaternaires dans la région grenobloise par inversion des anomalies gravimétriques. *Contrat IPSN/CNRS. Document LGGE,* université J. Fourier, Grenoble, Inédit, 33 p.

Vallot Ch., Collet L., Vallot J., Namur - Vallot M., Bonnier G. & Chabanolle L., 1924 - *Description générale du massif du Mont Blanc, guide Vallot.* Paris, librairie Fischbacher.

Van Husen D., 1987 - *Die Ostalpen in den Eiszeiten.* Geologische Bundesanstalt Österreichs, Wien, 24 p.

Van Rensbergen P., 1996 - *Seismic stratigraphie study of the glacial and lacustrine infill of lakes Annecy and Le Bourget,* Thèse de doctorat, Université de Gent, Text book: 210 p, Seismic book: 160p.

Van Rensbergen P., De Batist M., Beck C., Manalt F. (1998). High-resolution seismic stratigraphy of late Quaternary fill of Lake Annecy (northwestern Alps): evolution from glacial to interglacial sedimentary processes. *Sedimentary Geology,* 117, 71-96.

Van Vliet-Lanoe B., 2004 - Le "last glacial maximum" (LGM) atlantique : mythe ou réalité ? Les données islandaises au coeur de l'arctique atlantique. Colloque de Paléogéographie – 8 et 9 mars 2004 Académie des sciences de l'Institut de France et Société géologique de France

Venetz I., 1822 - *Sur les variations du climat dans les Alpes*. Bibl. univ. sci. Genève, 21.

Venetz I., 1829 - Mémoire sur l'extension qu'il présume que les glaciers avaient autrefois. *Verh. Schweizerische Naturforschende Gesellschaft*, 15, 31.

Vernet J.P., 1956 - La géologie des environs de Morges. *Eclogae geol. Helv.*, 49/1, p. 157-241.

Vernet J.P., Horn R., Badoux H. & Scolari G., 1974 - Etude structurale du Léman par sismique réflexion continue. - *Eclogae géol. Helv*. 67/3, 515-530.

Verniory R., 1937 - *La géologie des collines du Faucigny. Préalpes externes (Haute savoie)*. Thèse n° 978, Univ. Genève. Bull. Inst. Nat. Genevois, LI-A, fasc. III. P. 41 – 139 + carte géol. A 1/ 10 000.

Veyret P., 1936 - La vallée de l'Isère hors des Alpes. *Rev.Géogr. Alpine,* t.24, fasc.3, p. 579-644, 5 fig., 5 pl.

Veyret P., 1945 - Le val du Bourget. Etude morphologique. *Rev. Géogr. Alpine,* t. 33, fasc.l, p.1-28.

Vial R., 1975 - Le quaternaire dans le Bas-Chablais. Les derniers épisodes de retrait glaciaire. *Géol. Alpine*

Vial R., 1976 - *Etudes géologique et hydrogéologique de la région Thonon-Douvaine (Haute-Savoie).* Thèse Université de Grenoble.

Vilain R., 1988 - Nouvelles observations géologiques et datations absolues dans le compexe morainique würmien de Balan (Ain, France). *Bull. Soc. Nat. Arch. Ain*, nouv. Sér. N° 8, p. 5-21.

Vilain R. & Evin J., 1985 - Pugnieux séries, Bressoles, Ain, Lyon natural radiocarbon measurements. *Radiocarbon* 27, 28, p. 400.

Vincienne H., 1936 - La morphologie glaciaire à l'Est de Belley et le complexe de diffluence de la vallée de Saint-Champ. *Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn.*, 1, p. 117-126.

Viret J., 1933 - L'évolution du paysage de Belley (Ain) aux temps quaternaires. *Et. Rhod*., 1, p. 13-22.

Vivian R. & Ricq C.1966. La rencontre des glaciers du Rhône et de l'Isère dans la cluse de Chambéry et le val du Bourget, *Revue de géographie alpine*, volume 54 -3 p. 389-413

Vivian R. & Ricq M., 1969 - Moraines de versant et confluences glaciaires : étude de la morphologie glaciaire sur le plateau de Saint-Nizier entre Drac et Furon. *Revue de Géographie Alpine* 3, pp. 529-543.

Vivian R., 1979 - *Les glaciers sont vivants.* Editions Denoël, 240 p.

Vivien J., 1895 - Etude sur les dépôts quaternaires de la région de Chambéry. *Bull. Soc. Hist.Nat. Savoie,* sér.,2, t.l, p. 72-81.

Vivien J., 1896 - Description des gisements ligniteux de la vallée de Chambéry. *Bull. Soc. Hist. nat. Savoie*, 3, Sér. 2, p. 16-23.

Vuille, A., 1965 - Extension du glacier du Rhône dans les montagnes neuchâteloises à l'époque rissienne. *Bulletin de la société neuchâteloise de géographie*, tome LIII, Fasc, 1–13, 45–66.

Von Raumer J., 1987 - Les massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges : témoins de la formation de croûte Varisque dans les Alpes occidentales. *Géologie Alpine* 63 : 7 – 24.

Von Raumer J.F., Ménot, R.-P., Abrecht, J.,& Biino, G., 1993 - The Pre-alpine evolution of the External massifs. In: von Raumer, J.F. and Neubauer, F. (eds.): *Pre-Mesozoic Geology in the Alps,* Springer-Verlag: 221-240.

Von Raumer J. & Bussy F., 2004 - *Mont Blanc and Aiguilles Rouges geology of the polymetamorphic basement (external massifs, Western Alps, France-Switzerland),* Mémoire de Géologie, Lausanne.

W

Walker M., Lowe J., Björck S., Johnsen S. and Intimate group, 1999 - Isotopic 'events' in the GRIP ice core: a stratotype for the Late Pleistocene. *Quaternary Science Reviews* 18, 1143-1150

Weber-Tieche I., 1998 - Sédimentologie et minéralogie d'une séquence interglaciaire deltaïque du Plateau de Bevaix (Neuchâtel, Suisse), *Eclogae géol. Helv*., 91, p. 41-51

Wegmüller S., 1992 - *Vegetationsgeschichtliche und stratigraphische Untersuchungen an Schieferkohlen des nôrdlichen Alpenvorlandes.* Denkschriften der Schweizer Akademie der Naturwissenschaften 102, 1-82.

Wegmuller S., Amberger G. & Vernet J.P., 1995 - La formation de Montfleury près de Genève : étude palynologique et sédimentologique d'une séquence du pléistocène moyen - *Eclogae geol. Helv*. 88/3: 595-614.

Weidmann M., 1972 - Le front de la Brèche du Chablais dans le secteur de Saint-Jean-d'Aulph (Haute-Savoie), quelques remarques générales sur la nappe de la Brèche. *Géologie alpine*, t.48, 1972, p. 229-246.

Weidmann M., 1988. *Atlas géologique de la Suisse au 1:25000, feuille Lausanne, avec notice explicative.* Serv. hydrol. et géol. national. Baie et Berne.

Weinhold H., 1973 - *Beitrage zur Kenntnis des Quartärs im württembergischen Allgäu zwischen östlichem Bodensee und Altdorfer Wald.* Diss. Univ. Tûbingen.

Welten M., 1982 - *Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen in den westlichen Schweizer Alpen : Bem-Wallis.* Mémoires de la Société Helvétique des Sciences Naturelles, vol. 95, Birkhàuser.Berne.

Welten M., 1981 b - Gletscher und Végétation im Lauf der letzten hundert-tausend Jahre. Vorläufige Mitteilung. Jb. Schweiz. Naturforsch. Ces., Vol. 1978, p. 5-18.

Wetter W., 1987 - *Spät- und postglaziale Gletscherschwankungen im Mont Blanc Gebiet : untere Vallée de Chamonix - Val Montjoie.* Thèse, Institut de Géographie de l'Université de Zurich, Physische Géographie, Vol. 22.

Witschard F. 1958 - *Etude géologique de la région de Saint-Jean d'Aulph-Roc-d'Enfer.* Lausanne, travail de diplôme inédit.

Wildi W., 1984 - Isohypsenkarte der quartären Felstäler in der Nord- und Ostschweiz mit kurzen Erläuterungen. *Eclogae geol. Helv*., 77/3, 541-551.

Woillard, G.M. & Mook W.G., 1982 - Carbon-14 dates at Grand Pile: corrélation of land and sea chronologies. *Science* 215, 159-161.

Woldstedt P., 1958 - *Das Eiszeitalter. Grundiinien einer Geologie des Quartärs.* Stuttgart,

Z

Zamolo G., 1980 - *Régime des eaux souterraines dans les massifs calcaires. Hydrogéologie du secteur Sud-Est du massif des Bauges (Savoie). Bassin versants du Ternèze et du Nant d'Aillon.* Thèse de Doctorat de Géologie appliquée, Université de Grenoble, 326 p.

Zhang W., Cui Z. & Yan L., 2009 - Present and Late Pleistocene equilibrium line altitudes in Changbai Mountains, Northeast China. *Journal of Geographical Sciences*, Vol. 19, p. 373 – 383.

Zienert A., 1965 - Gran Paradiso - Mont Blanc : Prähistorische und historische Gletscherstände. - *Eizeitalter und gegenwart*, 16, 2002, 202-225.

Zimmermann, H.W.,1963 - Die Eiszeit im zentralen Mittelland (Schweiz). - *Mitt. Natf. Ges. Solothurn* 21, 10-143. - Solothurn 21, 10-143. Zryd A., 2001 - *Les glaciers.* Coll. La Nature dans les Alpes, éd. Pillet, Saint-Maurice – Suisse, 325 p.

Zumbuhl H. J. & Holzhauser H., 1988 - Glaciers des Alpes du Petit âge glaciaire, *Les Alpes 3e cahier trimestriel*, Berne : Club alpin suisse.

Sitographie

Beaudevin c.

Les paysages glaciaires.

http://morphoglaciaire.free.fr/

Coutterand S.

Glaciers, climat...

http://www.glaciers-climat.com

Gidon m.

Géologie et paysages dans les Alpes françaises.

http://www.geol-alp.com

Annexe I

Liste des cartes topographiques et des cartes géologiques

1 - Valais et le plateau suisse

Cartes nationales de la Suisse au 1/ 100 000

101 Thunersee - Zentralschweiz
104 Lausanne - Bern
105 Valais/Wallis
108 Gruyère-Le Léman
111 Ajoie-Fribourg

Cartes nationales de la Suisse au 1/ 50 000

Le Valais

255 Sustenpass ;
262 Rochers de Naye ;
263 Wildstrubel ;
264 Jungfrau ;
265 Nufenenpass ;
272 Saint-Maurice ;
273 Montana ;
274 Visp ;
275 Valle Antigorio ;
282 Martigny ;
283 Arola ;
284 Mischabel ;

Plateau suisse et le Jura

223 Delémont ;
232 Vallon de St Imier ;
233 Solothurn ;
241 Val de Travers,
242 Avenches ;
243 Bern ;
251 Bulle ;
252 La Sarraz ;
260 Saint-Cergue ;
261 Lausanne ;

Cartes de l'institut géographique national (IGN) au 1 / 25 000

2 - Le bassin de l'Arve

3428 ET Thonon Evian - le Léman
3429 ET Bonneville Cluses - le Faucigny
3429 OT Genève Annemasse - le Léman
3430 ET La Clusaz.Grand-Bornand
3430 OT Mont Saleve. St-Julien-en-Genevois Annemasse
3528 ET Morzine.Massif du Chablais les Portes du soleil
3530 ET Samoëns.haut-Giffre
3531 ET St-Gervais-les-Bains - massif du Mont Blanc
3531 OT Megève.col des Aravis
3630 OT Chamonix - massif du Mont-Blanc

3 - Le bassin de l'Isère

La Tarentaise

3432 ET Albertville
3532 ET Les Arcs, La Plagne. Parc National de la Vanoise
3532 OT Massif du Beaufortain. Moutiers, la Plagne
3534 OT Les Trois vallées Modane. Parc National de la Vanoise
3633 ET Tignes.Val d'Isere, Haute Maurienne. Parc National de la Vanoise

La Maurienne

3433 ET Saint-Jean-de-Maurienne.Saint-François-Longchamp, Valmorel
3433 OT Allevard.Belledonne nord
3435 ET Valloire.Aiguilles d'Arves. col du Galibier
3634 OT Val Cenis.Charbonnel

Basse Isère

3133 E La Cote-St-Andre
3134 E St-etienne-de-St-Geoirs
3134 O Beaurepaire
3135 O Romans-sur-Isere

4 - Massifs subalpins

3432 OT Massif des Bauges
3333 OT Massif de la Chartreuse nord
3334 OT Massif de la Chartreuse sud

3136 ET Combe Lavalforet de lente.

3137 OT Vercors

3235 OT Autrans. Gorges de la Bourne.

3236 OT Villard-de-lans. Mont Aiguille.

5 - Le bassin de la Romanche

3436 ET Meije.pelvoux. Parc National des Ecrins

3535 OT Nevache.Mont Thabor. cols du Galibier et du Lautaret

3335 ET Le Bourg d'Oisans. L'Alpe d'Huez. Grandes Rousses. Sept laux

3335 OT Grenoble. Chamrousse. Belledonne

3336 ET Les Deux Alpes. Olan. Muzelle. Parc National des Ecrins

3336 OT La Mure.Valbonnais3234 O Tullins

6 - L'avant-pays savoyard et le piémont

3130 E Amberieu-en-Bugey

3130 O Meximieux

3131 E Cremieu

3131O Meyzieu.Montluel

3132 E Bourgoin-Jallieu

3132O La Verpilliere

3133 O Saint-jean-de-Bournay

3232 O La Tour-du-Pin

3233 O Le Grand-Lemps, lac de Pladru

3330 OT Bellegarde-sur-Valserine.Grand Cret d'Eau

3331 OT Rumilly.Seyssel Grand Colombier

3332 OT Chambery.Aix-les-Bains. lac du Bourget

3231 OT Ambérieu-en-Bugey. Champagne-en-Valromey. Massif du Bugey

3232 ET Belley.Saint-Genix-sur-Guiers. Sud Bugey

7 - Les grandes cluses

3431 OT Lac d'Annecy

8 - Jura

3327 ET Morez.les Rousses. col de la Faucille

3328 OT Crêt de la Neige.Oyonnax.

Cartes de l'institut géographique national (IGN) au 1 / 100 000

44 Lyon - Genève

45 Annecy – Lausanne

51 Lyon – Grenoble

52 Grenoble - Valence

53 Grenoble – Mont-Blanc

54 Grenoble - Gap

Cartes géologiques France (BRGM)

CARTE 1/50

Albertville	n°726,2000
Amberieu-en-Bugey	n°675,1987
Annecy Bonnevill	n°678,2005
Annecy-ugine	n°702,1993
Annemasse	n°654,1999
Bauge	n°424,1978
Bourgoin-jallieu	n°723,1986
Belley	n°700,1990
Bourg-Saint-Maurice - 2e éd.	n°727,1993
Chambéry	n°725, 2007
Chamonix	n°680,2009
Cluses	n°679,1994
La Chapelle-en-vercors	n°820,2007
La Grave	n°798,1976
La Mure	n°821,1989
La Tour-du-Pin	n°724,1976
Modane	n°775,1988
Mont-blanc	n°704,1979
Montluel	n°699,1978
Moutiers	n°751,1989
Nantua	n°652,2005
Rumilly	n°701,1970
Saint-Christophe-en-Oisans	n°822,1984
Sainte-Foy-Tarentaise	n°728,1991
Saint-Gervais-les-Bains	n°703,1976
Saint-Jean-de-Maurienne	n°774,1977
Saint-Julien-en-Genevois	n°653,1998
Saint-Rambert-en-Bugey	n°676,1981
Samoens-Pas-de-Morgins	n°655,1999
Seyssel	n°677,1972
Thonon-Chatel	n°630,2006
Tignes	n°752,1991
Vif	n°796,2007
Vizille	n°797,2009
Voiron	n°748,1970

Cartes 1/250 000

Carte géologique 1/250 000, feuille de : THONON LES BAINS

Carte géologique 1/250 000, feuille de : LYON

Carte géologique 1/250 000, feuille de : ANNECY

Cartes géologiques Suisse au 1 : 200 000

1. Neuchâtel. (1944) ;

5. Genève-Lausanne. (1948) ;

6. Sion. (1964)

Cartes géologiques du Valais au 1 : 25 000

1365 Grand Saint Bernard ;

1345 – Orsière ; 1

325 - Sembrancher ;

1305 – Dent de Morcles

Annexe II

Coordonnées GPS des blocs erratiques

Coordonnées GPS : système géodésique mondial, Projection transverse de Mercator UTM WGS 84 (fuseaux n° 31 ou 32 N, selon le carte). Cartes IGN au 1 / 25 000 et suisse (CH) au 1 / 50 000

Blocs erratiques cartographiés

Lithologie	Site	X coordonnées	Y coordonnées	Altitudes	N°carte	Nom carte
Flysch Valaisan	Innimond	5 074 036	700 113	947	3231 OT	Ambérieu-en-Bugey
	Ordonnaz	5 078 418	697 063	855	3231 OT	Ambérieu-en-Bugey
	Trept Pierre du Bon Dieu	5 062 705	679 419	338	3132 E	Bourgoin-Jallieu
	Trept Pierre du Diable	5 062 583	679 410	341	3132 E	Bourgoin-Jallieu
	Chavanoz	5 070 630	669 360	207	3131 E	Cremieu
	St Marcel Bel-Accueil	5 058 786	672 977	380	3132 O	La Verpilliere
	Mont du Chat Vacheresse	5 056 767	718 827	1075	3332 OT	Chambery.Aix-les-Bains
	Col de Tamié1 Abbaye	5 062 272	290 115	886	3432 ET	Albertville
	Col de Tamié2 La Ramaz	5 062 001	291 084	1062	3432 ET	Albertville
	Thézilieu	5 084 962	700 539	838	3231 OT	Ambérieu-en-Bugey
	Semnoz	5 078 244	274 333	1265	3431 OT	Lac d'Annecy
	Thusy	5 092 836	729 133	590	3331 OT	Rumilly.Seyssel
	Bauges St. François	5 064 756	270 524	1170	3432 OT	Massif des bauges
Conglomérat de Bourdeau	Morestel	5 061 022	692 502	220	3232 O	La Tour-du-Pin
	Gerbaix	5 054 653	714 207	600	3232 ET	Saint-Genix-sur-Guiers
	Mont du Chat	5 054 661	718 298	1020	3332 OT	Chambery.Aix-les-Bains
Brèche de Vimines	La lattaz	5 054 570	712 019	754	3232 ET	Saint-Genix-sur-Guiers
	Grésin	5 055 018	709 272	557	3232 ET	Saint-Genix-sur-Guiers
	Morestel	5 060 935	689 990	291	3232 O	La Tour-du-Pin
Congloérats Permo-carbonifères	Col de l'Epine	5 051 257	720 113	979	3332 OT	Chambery.Aix-les-Bains
	Plateau de Crémieu Optevoz	5 068 791	683 657	360	3131 E	Cremieu

Lithologie	Site	X coordonnées	Y coordonnées	Altitudes	N°carte	Nom carte
Gneiss du Grand Paradis	Lhuis	5 069 897	696 710	425	3232 ET	Belley
	Virieu-le-Grand	5 081 655	705 888	400	3231 OT	Ambérieu-en-Bugey
	Mt. des Princes St. André	5 091 130	724 324	550	3331 OT	Rumilly. Seyssel
Métagabbros	Verel-Pragondran	5 053 634	729 135	425	3332 OT	Chambery. Aix-les-Bains
	La Bâtie	5 051 364	732 861	430	3332 OT	Chambery. Aix-les-Bains
	Montagne de la Biole	5 072 994	723 762	670	3332 OT	Chambery. Aix-les-Bains
	Montagny	5 06 6843	270 197	1180	3432 OT	Massif des bauges
Granite à grain fin	Innimond	5 073 709	700 230	930	3231 OT	Ambérieu-en-Bugey
	St. Julie	5 082 279	676 112	217	3131 E	Cremieu
	Col de l'Epine	5 05 2910	719 263	1060	3332 OT	Chambery. Aix-les-Bains
	Semnoz	5 078 282	274 741	1260	3431 OT	Lac d'Annecy
	Dt. de Cons	5 068 049	295 571	1135	3432 ET	Albertville
	Mt. De Bange	5 069 313	271 255	991	3432 OT	Massif des bauges
Grès base du Permo-trias	Dent de Cons	5 06 9061	295 218	1372	3432 ET	Albertville
	Semnoz	5 078 288	274 797	1270	3431 OT	Lac d'Annecy
	Sallenove	5 098 837	268 328	405	3330 OT	Bellegarde-sur-Valserine
Granite du Mont-Blanc	Monthey Pierre à Dzo	5 124 183	341 334	530	272 CH	Saint Maurice
	Val de Morgins Le Chansot	5 123 654	338 168	1630	272 CH	Saint Maurice
	Bellevaux La Buchille	5 127 596	312 417	1330	3428 ET	Thonon Evian
	Valromey Lochieu	5 089 904	711 781	662	3331 OT	Rumilly. Seyssel
Gneiss amphibolitique	Plateau de Montaud	5 015 895	701 495	700	3235 OT	Autrans. Gorges de la Bourne
Granite du Cray	Les Guillets	5 007 890	707 966	1065	3235 OT	Autrans. Gorges de la Bourne

Annexe III

Coordonnées GPS des trimlines

Valais

N°	Site	X coordonnées	Y coordonnées	Altitudes	N°carte	Nom carte
1	Tällistock	5 155 986	453 970	2700	265	Neufenenpass
2	Löffelhorn	5 152 458	441 900	2800	265	Neufenenpass
	Albrunpass	5 135 514	445 765	2409	275	Valle Antigorio
3	Albrunhorn	5 135 203	443 977	2640	275	Valle Antigorio
4	Bettmerhorn (S)	5 140 171	429 081	2700	264	Yungfrau
5	Tochuhorn	5 123 332	423 454	2510	274	Visp
6	Gässhorn	5 132 540	416 959	2590	264	Yungfrau
7	Gornergrat	5 092 891	405 769	3103	284	Mischabel
8	Chistéhorn	5 132 867	406 117	2540	264	Yungfrau
9	Pointe de Mandelon S	5 109 734	378 734	2610	283	Arola
10	Six Blanc	5 100 042	359 851	2310	282	Martigny

Massif du Mont-Blanc

N°	Site	X coordonnées	Y coordonnées	Altitudes	N°carte	Nom carte
1	Aig. De Loria	5 099 530	337 007	2450	3630 OT	Chamonix
	Stries Posettes	5 098 210	340 683	2164	3630 OT	Chamonix
2	Aig. Des Grands	5 096 664	343 0 92	2510	3630 OT	Chamonix
3	Aig. Du Pouce Tête du Béchat	5 09 3514	333 276	2470	3630 OT	Chamonix
4	Frêtes des Charmoz	5 08 7542	337 987	2420	3630 OT	Chamonix
5	Tête de Trélaporte W	5 085 905	339 378	2560	3630 OT	Chamonix
6	Tête du Couvercle	5 085 875	341 611	2665	3630 OT	Chamonix
7	Gros Béchard	5 08 2623	332 266	2350	3531 ET	St-Gervais-les-Bains
8	Gd. Roche de Tré la Tête	5 073 756	324 834	2420	3531 ET	St-Gervais-les-Bains
9	Aig. de Roselette	5 072 786	320 595	2240	3531 ET	St-Gervais-les-Bains
10	Petite aig. des Glaciers	5 070 006	329 387	2850	3531 ET	St-Gervais-les-Bains
11	Mt. Noir de Peuterey	5 075 217	337 549	2750	3531 ET	St-Gervais-les-Bains
12	Tour de la Brenva	5 077 078	338 860	2700	3630 OT	Chamonix
13	Aig. de l'Evêque	5 080 729	345 590	2800	3630 OT	Chamonix
14	Mt. Rouge de Gruetta	5 082 770	347 435	2800	3630 OT	Chamonix
15	Pt de Six Niers	5 089 934	351 312	2670	3630 OT	Chamonix
16	Le Châtelet	5 095 713	353 006	2450	3630 OT	Chamonix
17	Le Catogne E	5 100 496	354 370	2280	3630 OT	Chamonix

Tarentaise

N°	Site	X coordonnées	Y coordonnées	Altitudes	N°carte	Nom carte
1	Bellacha	5 045 768	297 756	2320	3433 ET	St-jean-de-Maurienne
2	Grd. Pic de la Lauzière	5 036 777	295 357	2260	3433 ET	St-jean-de-Maurienne
3	Pt. de Méribel	5 033 868	322 489	2600	3534 OT	Les Trois vallées
4	Gd. Aiguille de l'Arcelin	5 027 023	325 608	2805	3534 OT	Les Trois vallées
5	Roc du Blanchon	5 022 040	320 975	2747	3534 OT	Les Trois vallées
6	Le Bellevarde	5 034 339	339 965	2730	3633 ET	Tignes.Val d'Isere
7	Pt. du Gros Caval	5 033 777	350 751	3000	3633 ET	Tignes.Val d'Isere

Maurienne

N°	Site	X coordonnées	Y coordonnées	Altitudes	N°carte	Nom carte
1	Ouille des Pariottes	5 030 351	354 382	3123	3633 ET	Tignes.Val d'Isere
	Ouille de Gontière	5 031 895	352 454	3180	3633 ET	Tignes.Val d'Isere
2	Mont Séti	5 025 084	353 299	3153	3633 ET	Tignes.Val d'Isere
3	Pt. de Méan Martin	5 021 715	342 434	2900	3633 ET	Tignes.Val d'Isere
4	Grande Turra	5 014 134	332 748	2680	3634 OT	Val Cenis Charbonnel
5	Le Gros Crey	5 006 667	304 755	2500	3435 ET	Valloire.Aiguilles d'Arves
6	Le Grand Mas	5 032 651	290 389	1900	3433 ET	St-jean-de-Maurienne

Romanche Vénéon

N°	Site	X coordonnées	Y coordonnées	Altitudes	N°carte	Nom carte
1	Pic d'Arsine	4 982 876	294 853	2750	3436 ET	Meije.pelvoux
2	Le Rateau N	4 989 772	284 604	2550	3436 ET	Meije.pelvoux
3	Pied Moutet	4 987 973	270 698	2070	3336 ET	Les Deux Alpes
4	Tête de l'Aure	4 980 653	285 419	2700	3436 ET	Meije.pelvoux
5	La Rochaille	4 979 127	287 875	2750	3436 ET	Meije.pelvoux
6	Aig. des Etages	4 978 207	282 548	2690	3436 ET	Meije.pelvoux
7	Aig. de Lanchâta	4 981 818	275 245	2490	3336 ET	Les Deux Alpes
8	L'Eritière NE	4 985 720	267 161	2150	3336 ET	Les Deux Alpes

Annexe IV

Localisation des Prélèvements minéraux lourds

N°	Site	X coordonnées	Y coordonnées	Altitudes	N°carte	Nom carte
1	Reignier	5 113 067	291 211	457	3429 ET	Bonneville Cluses
2	Lancrans	5 111 271	720 075	700	3330 OT	Bellegarde-sur-Valserine
3	Seyssel	Vivian et Ricq, 1965, sans coordonnées		280	3331 OT	Rumilly.Seyssel
4	Hotonnes	5 09 7136	708 379	720	3331 OT	Rumilly.Seyssel
5	Thézillieu	5 084 447	700 634	846	3231 OT	Ambérieu-en-Bugey
6	Rumilly	Vivian et Ricq, 1965, sans coordonnées		355	3331 OT	Rumilly.Seyssel
7	Grésy-sur-Aix Nicoud et Macaire	5 067 152	727 409	284	3332 OT	Chambery. Aix-les-Bains
8	Val du Bourget	Vivian et Ricq, 1965, sans coordonnées		280	3332 OT	Chambery. Aix-les-Bains
9 a	Mt. De Bange	5 069 146	271 289	990	3432 OT	Massif des bauges
9 b	Cluse du Chérant	5 067 531	273 864	580	3432 OT	Massif des bauges
10	Rossillon, grotte sous les Sangles	5 080 671	697 437	474	3231 OT	Ambérieu-en-Bugey
11	Innimond	5 073 707	700 337	934	3231 OT	Ambérieu-en-Bugey
12	Lagnieu Charveyron	5 087 560	680 676	278	3131 E	Cremieu
13	St. Julie	5 082 279	676 112	217	3131 E	Cremieu
14	Grenay	5 055 882	662 569	258	3132 O	La Verpilliere
15	Grottes des Echelles	5 037 086	718 302	594	3333 OT	Massif de la chartreuse N
16	Challes les Eaux	Vivian et Ricq, 1965, sans coordonnées			3333 OT	Massif de la chartreuse N
17	Montmélian	5 043 509	270 256	338	3433 OT	Allevard Belledonne N
18	Moras	5 060 511	676 932	320	3132 E	Bourgoin-Jallieu
19	Lhuis	5 069 902	696 713	426	3232 ET	Belley
20	Artemare	5 082 894	707 197	284	3231 OT	Ambérieu-en-Bugey
8 Ombilic de Grenoble	Les Guillets	5 006 329	707 700	1065	3235 OT	Autrans. Gorges de la Bourne

Annexe V

Localisation des Gravières, formations deltaïques et coupes citées

Formations	Localités	X coordonnées	Y coordonnées	Altitudes	N°carte	Nom carte
Delta et tills	Choisy	5 096 813	272 174	618	3430 OT	Mont Salève
Delta et tills	Vincy	5 095 740	271 952	615	3430 OT	Mont Salève
Delta et tills	Murcier	5 107 017	728 885	587	3330 OT	Bellegarde-sur-Valserine
Delta et tills	Minzier	5 104 503	730 444	532	3330 OT	Bellegarde-sur-Valserine
Delta et tills	Chilly	5 096 177	728 695	565	3330 OT	Bellegarde-sur-Valserine
Delta	Lancrans	5 111 271	720 075	700	3330 OT	Bellegarde-sur-Valserine
Tills	Petit Bornand	5 096 576	298 057	710	3430 ET	La Clusaz
Tills	Bauges Les Jarses	5 057 859	280 011	980	3432 OT	Massif des bauges

Annexe VI

Tableaux des datations

Lieu	n° laboratoire	Méth.	Age C14	Age calibré	Matériel	Signification	réf.
Complexe glaciaire Rhin / Linth							
Glacier du Rhin							
Schleinsee	Hv-5516	conv.	13 335±185	14480-13290	feuilles de Dryas	post-déglaciation	Schreiner 1978
Hinterhausen	Hv-10653	conv.	1 ±115	15360-14380	fragment d'os	stade de Konstanz	Geyh & Schreiner 1984
Steisslingen	Hv-10654	conv.	14 800±120	16615-15510	os de mammouth	stade de Stein-am-Rhein	id.
Engen	Hv-11569	conv.	14 610±90	16060-15180	molaire mammouth	LGM	id.
Schweinberg	GRN-11836		15 090±80	16725-16135	os	après stade de Stein-a.R.	de Graaff de Jong 1 995
Markelfingen	Hv-10655	conv.	18 530 ±1045/925	22970-17955	molaire mammouth	oscillation précé-dant le stade de Stein-am-Rhein	Geyh & Schreiner 1984
Binningen	Hv-13323	conv.	19 920±140	22310-21500	molaire mammouth	Stade Schaffhausen	Schreiner 1992
Binningen	Hv-14390	conv.	20 195 ±140	22585-21865	molaire mammouth	Stade Schaffhausen	id.
Hardtwald	Hv-14486	conv.	19 895± 1500/1320	19100	molaire mammouth	Stade Schaffhausen	id.
Ingoldingen	Hv-15882	conv.	24 910±215		molaire mammouth	Ante LGM	id.
id.	...	conv.	22 500		id.	id.	id.
Hochwacht	UTC-1292		23 900±400		molaire mammouth	Ante LGM	de Graaff & de Jong 1995
Hüntwangen	ETH-17254	AMS	18 240 + 130		os de mammouth	Stade Sc	Preusser et al. 2007
id.	ETH-17353	AMS	21 510 + 160		os de mammouth	Stade Schaffhausen	Preusser et al. 2007
id.	ETH-17255	AMS	22 190 + 170		os de mammouth	Stade Schaffhausen	Preusser et al. 2007
id.	H UW4	OSL				Post stade Schaffhausen	Preusser et al. 2007

Glacier de la Linth							
Lieu	**n° laboratoire**	**Méth.**	**Age C14**	**Age calibré**	**Matériel**	**Signification**	**réf.**
Lac de Zurich	GL-2	AMS	14'600±250		branche	post-déglaciation	Lister et al. 1984
Zurich gare	UZ-2863/ ETH-9279	AMS	19'820±190		débris de bois	interstade - remanié ?	Schlüchter & Röthlisberger 1993
id.	UZ-2862/ ETH-9269	AMS	23'300±240		débris de bois	interstade - remanié ?	id.
	ETH-9844	AMS	24 060±530		débris de bois	interstade - remanié ?	Müller1995
Gossau	UZ-2209/ ETH-2205	AMS	28 550±310		lignite	ante LGM - in situ	Schlüchter et al. 1987
id.	UZ-2120/ETH-849	AMS	29 450±1150		lignite	ante LGM - in situ	id.
id.	UZ-2210/ETH-2206	AMS	28 250±350		lignite	ante LGM - in situ	id.
Zürichberg	UZ-2506/ETH-5192	AMS	28 060±340		lignite	ante LGM - in situ	Schlüchter & Röthlisberger 1993
id.	UZ-2505/ETH-5191	AMS	30 140±410		lignite	ante LGM - in situ	id.

Glacier du Rhône - lobe suisse							
Lieu	**n° labo-ratoire**	**Méth.**	**Age C14**	**Age calibré**	**Matériel**	**Signification**	**réf.**
Praz-Rodet	Ly-877	conv.	[12' 270±210] redaté		os de mammouth	dégl. Vallée de Joux	Weidmann 1974
Thonon	Gif-774	conv.	14 000 + 300		molaire mammouth	terrasse de kame	Delibrias et al. 1969
Thonon	CRG-81	conv.	13 967±937		os de mammouth	terrasse de kame	Blavoux et al. 1980
Steinhof		Expo.		22 000 – 19 900 ± 1900	Blocs erratiques	LGM	Ivy-Ochs et al., 2004
Finsterhennen	ETH-23452	AMS.	25370 ± 190		os de mammouth	Ante (LGM) – Soloturn ?	Preusser et al., 2006
id.	FIH1					Ante (LGM) – Soloturn ?	Preusser et al., 2006
id.	FIH2					Ante (LGM) – Soloturn ?	Preusser et al., 2006
id.	FIH3					Ante pre-LGM phase	Preusser et al., 2006

Lieu	n° laboratoire	Méth.	Age C14	Age calibré	Matériel	Signification	réf.
Rade de Genève	ETH-14524	AMS	18 940±210		débris de bois	post «stade lémanique» ?	Moscariello 1996
Evian Stade	—	conv.	23 500±1200		débris végétaux	interstade - in situ	Blavoux & Dray 1971
Sionnex, -31 .5 m	Gif-333	conv.	23 500±1200		débris végétaux	interstade - in situ	Delibiras et al. 1969, Blavoux & Dray 1971
Sionnex, -104m	Gif-334	conv.	26 200±1200		débris végétaux	interstade - in situ	id.
Sionnex, -186.5m	Gif-335	conv.	24 900±1200		débris végétaux	interstade - in situ	id.
Evian Royal	Gif-336	conv.	25 200±1200		débris végétaux	interstade - in situ	id.
Evian		conv.	27 000		tourbe	« stade lémanique « - in situ	Triganon et al , 2002
Bioley-Orjulaz	Ly-2580	conv.	25 090±550		limon tourbeux	pré- « stade lémanique « - in situ	Am1984
La Matoulaz I		Expo.	18 000±2500		blocs erratiques	LGM	Coutterand Non publié
La Matoulaz II			55 000		blocs erratiques	WGM	Coutterand Non publié
Neuchâtel		conv.	52 000		débris de bois	moraine	Weber-Tièche, 1992
Ramble	Poz-21534	conv.	49 000 redaté		bois	Pré WGM - in situ ?	Vial 1975, 1976
Complexe glaciaire isérois							
Lobe lyonnais							
Lieu	**n° laboratoire**	**Méth.**	**Age C14**	**Age calibré**	**Matériel**	**Signification**	**réf.**
Porcieu	Ly-4814	conv.	14 090±120	-15355 -14360	os de cheval	stade de Morestel phase 2	Mandier & Piegay 1991
Péage-Roussillon	Ly1689	conv.	14 110 + 620	-16760 -13440	os de mammouth	basse terrasse - stade E ?	Chapotat et al. 1980
Chasse-sur-Rhône	Ly653	conv.	14 350±290	-16515 -14380	os de bison	basse terrasse - stade E ?	Chapotat et al. 1980
Les Romains	Ly16	conv.	14 380 + 380	-16610 -14345	charbon de bois	grotte - post stade D + M?	Mandier 1 984
St-Maurice l'Exil	Ly360	conv.	18 800±490	-21855 -19115	os de boeuf	basse terrasse - stade D ?	David et al. 1972
Péage-Roussillon	Ly1690	conv.	20 370±460	… --21350	os de mammouth	basse terrasse - stade D ?	Chapotat et al. 1980
Pugneux	Ly-2997	conv.	17 300 + 510		tourbe	Post stade A - in situ	Vilain et al. 1988

Lieu	n° laboratoire	Méth.	Age C14	Age calibré	Matériel	Signification	réf.
id.	Ly-2996	conv.	22 580±500		tourbe	Post stade A - in situ	id.
id.	Ly-2995	conv.	22 640 + 600		tourbe	Post stade A - in situ	id.
id.	Ly-2993	conv.	23 440±450		tourbe	Post stade A - in situ	id.
id.	Ly-2318	conv.	24 110±900		tourbe	Post stade A - in situ	id.
Malville	Ly-3814	conv.	26 470 + 920		bois	Post WGM - remanié ?	Mandier 1988
Moras	Ly-6289	conv.	10260 + 320		sédiment	Post stade D	Mandier, 2003
id.	Ly-6288	conv.	12090 + 260		sédiment	Post stade D	id.
id.	Ly-11631	conv.	15160 +300		sédiment	Post stade D	id.
id.	Lyon-1773(OxA)	AMS	28155 + 515		sédiment	Post stade C ? Ante stade D	id.
Mt. de Bange		U/Th		39 800 ± 1800	Spéléo-thème	Interstadiaire - Post stade A	Hobléa, 1999

Basse Isère

Lieu	n° laboratoire	Méth.	Age C14	Age calibré	Matériel	Signification	réf.
St-Hilaire du Rosier	Ly-2629	conv.	15200 + 250		sédiment	Terrasse, post stade D	Mandier, 2003
id.	Ly-5014	conv.	22010 + 315		sédiment	Terrasse, stade D ?	id.
id.	Ly-5197	conv.	30000 + 510		sédiment	Terrasse Post stade B ? Ante stade D ?	id.
Prélenfrey		conv.	37 000		bois	Post WGM	Monjuvent , 1969
Quaix	Ly-237	conv.	>31500		bois	Post WGM – emanié ?	Radiocarbon 13/1:52
Les Guillets		Indust.	>40 000		Industrie moustérienne	Post WGM	Malenfant, 1969
Terrasse de St James		Indust.	>40 000		Industrie moustérienne	Post WGM	Combier, 1979
Laffrey		OSL	47 000		moraine	WGM	Mercier Non publié
Moirans		OSL	87 000 55 000		moraine	WGM	Krbetschek et Hannss, 2000

Table des illustrations

I - Cadre général de l'étude

Fig.I. 1 – Le complexe des moraines externes (CME) et le complexe des moraines internes (CMI) 14
Fig. I. 2 - Cadre géographique de l'étude. 16
Fig. I. 3 - Image satellite du sillon valaisan ; le lac Léman à l'ouest et le glacier d'Aletsch dans le Haut Valais sont bien identifiables. 18
Fig. 1. 4 - Cadre géologique général, légende. 22
Fig. 1. 4 - Cadre géologique général du terrain d'étude (d'après Marthaller, 2001) 23
Fig. I. 5 – carte géologique Mt Blanc, Beaufortin, Tarentaise et Maurienne, d'après Gidon (2002) 24

II - Etat des connaissances et problématique

Fig. II. 1 – Extrait de la carte de Falsan et Chantre (1879-1880), représentation des flux glaciaires 30
Fig. II. 2 - Carte de reconstitution paléogéographique des Alpes nord-occidentales au Quaternaire de Penck et Brückner (1909) 32
Fig. II. 3 – Carte générale de Bourdier (1962) : « l'extension des glaciers quaternaires dans la partie sud-ouest de la chaîne alpine », inspiré de De Martonne, 1942), reconstitution des principaux flux glaciaires. 24
Fig. II. 4 – Carte de Jäckli, version de 1962, (Eclogae Geol. Helv.) 36
Fig. II. 5 – Reconstitution paléogéographique de la haute vallée du Rhône (Goms) et du Rhin (Surselva), (Florineth et Schülchter, 1998) 39
Fig. II. 6 - Reconstitution paléogéographique du Valais d'après Kelly (Kelly et al. 2004) 40
Fig. II. 7 - Interprétation de la coupe de la Dranse et des terrasses de Thonon (Gagnebin, 1937) 42
Fig. II. 8 - Représentation des fluctuations glaciaire rhodanienne au cours du Würm dans la cuvette lémanique (Arn, 1984) 44
Fig. II. 9 – Stratigraphie de la partie occidentale du bassin molassique genevois (Maystre et Vergain, 1992). 45
Fig. II. 10 – Carte des dépôts quaternaires du bassin du Rhône de De Charpentier (1838), réalisée d'après la position des blocs erratiques. 47
Fig. II. 11 – Cartographie du complexe des moraines würmiennes frontale du lobe suisse (Nussbaum, 1910). 48
Fig. II. 12 – Cartographie du complexe des moraines internes (CMI) ; stades A ; B ; C ; D ; E (Nicoud d'après Mandier, 1984) 50
Fig. II. 13 – Reconstitution paléogéographique du maximum würmien «Würm II» (Monjuvent, 1978). 52
Fig. II. 14 - Représentation des flux glaciaires (Jura et Alpes nord-occidentales) par Buoncristiani et Campy (2002) 54
Fig. II. 15 – Interprétation des contacts glaciaires dans la cluse d'Annecy (Négrel, 1997). 58
Fig. II. 16 – Carte schématique des diffluences en Chartreuse au Pléistocène moyen (Delannoy, 1998), colorisée. 62
Fig. II. 17 – Carte schématique de l'englacement au Pléistocène récent en Chartreuse, d'après Chardon (1982), colorisée. 62
Fig. II. 18 – Reconstitution paléogéographique du glacier de l'Isère et du massif de la Chartreuse au maximum d'englacement du Würm (Gidon, 1995, 2002) 63
Fig.II. 19 – Carte schématique des flux au Würm ancien (Dusseau, 1992), colorisée. 65
Fig. II. 20 – Coupe du chemin de l'Arclusaz : moraine Iséroise (Würm ancien) et moraine locale (Würm récent), (Dusseau, 1992), colorisée 66
Fig. II. 21 – Carte schématique des flux au Würm récent (Dusseau, 1992), colorisée. 67
Fig. II. 22 – Carte schématique de l'interprétation des flux en Bauges (Doudoux et Nicoud, 1984). 68
Fig. II.23 - Les Complexes Morainiques Externes (CME) et Internes (CMI), (Campy, 1982) colorisé Coutterand, 2004. 71
Fig. II. 24 – Profil transversal (NW-SE) de la calotte jurassienne (Aubert, 1965), colorisé. 72
FIg. II. 25 – Paléogéographie de la calotte jurassienne au Pléistocène récent (CMI), (Campy, 1982), colorisée. 73

Fig. II. 26 – Profil du glacier du Rhône en contact avec le versant oriental du Jura (Campy et Arn, 1988), colorisée. 74
Fig. II. 27 – Les grands lacs würmiens (Monjuvent et Nicoud (1987). 78
Fig. II. 28 - Les trois étapes majeures de la déglaciation (Campy et al., 1990), colorisé. 79
Fig. II. 29 – Coupe du conglomérat des Dranses (Buri, 1963), colorisé. 81
Fig. II. 30 – Essai de reconstitution des divers stades d'englacement pendant le dernier cycle glaciaire. Stade I : «Würm I» glaciers du Rhône et locaux à leur maximum ; stade 2 : «Würm II» glacier du Rhône en expansion, barrages glaciaires des vallées des Dranses, glaciers locaux à leur maximum ; stade 3 : «Würm II» glacier du Rhône en fin de progression, glaciers locaux en retrait (Burri, 1963), colorisé..... 82
Fig.II. 31 – Carte schématique de Burri du glacier du Rhône au stade de Genève (1977), colorisée..... 83
Fig. II. 32 – Cartographie des moraines frontales des trois stades internes au bassin lémanique (Moscariello et al., 1998). 84
Fig. II. 33 - Synthèse stratigraphique des dépôts quaternaires de la région (Triganon, 2002). 86
Fig. II. 34 – Représentation en perspective du stade lémanique (Burri, 1986), colorisée. 87
Fig. II. 35 – Les stades ultimes du dernier Pléniglaciaire de la basse vallée de l'Arve (1) et le stade récurrent des Rocailles (2), reconstitués par Armand (1978), colorisé. 88
Fig. II. 36 – Carte de la récurrence du glacier du l'Isère au «Würm III» (Monjuvent, 1978). 90
Fig. II. 37 – Interprétation de la déglaciation des cluses de Chambéry et d'Annecy, étapes A, B et C (Van Rensbergen, 1996,) colorisé. 91
Fig. II. 38 – Interprétation de la déglaciation des cluses de Chambéry et d'Annecy, étapes D et E (Van Rensbergen, 1996), colorisé. 92
ig. II. 39 – Interprétation des contacts glaciaires au cours des étapes de retrait glaciaire dans la cluse d'Annecy (Manalt, 1998), colorisé. 93
Fig. II. 40 – Les étapes de la déglaciation de la vallée de l'Arve (Dorthe-Monachon, 1986). 95
Fig. II. 41 – Les étapes de la déglaciation de la haute et moyenne vallée de l'Arve (Wetter, 1987)..... 96
Fig. II. 42 - Reconstitution paléogéographique de la récurrence du Dryas récent dans l'ombilic de Chamonix (Lucena , 1998)..... 96
Fig. II. 43 – Reconstitution paléogéographique du stade de Magland et des stades du Fayet (Coutterand et Nicoud, 2005). 97
Planche 2 hors-texte : Les principaux acteurs de l'étude du Quaternaire alpin.
Fig. II. 44 - Interprétation de la coupe des Dranses et des Terrasses de Thonon (Gagnebin, 1937). 100
Fig.II. 45 – Courbe SPECMAP ; interprétation du volume mondial des glaces (Chappell et Shackelton, 1986)..... 102
Fig. II. 46 - Schéma chronologique des événements glaciaires rhodaniens dans la partie occidentale de bassin genevois (Maystre et Vergain, 1992). 103
Fig. II. 47 - Schéma chronologique des événements glaciaires rhodaniens dans la cuvette lémanique (Triganon, 2002)..... 103
Fig. II. 48 – Pluralité des glaciations : interprétations successives des formations fluvio-glaciaires du Bas-Dauphiné (Bourdier, 1962). 104
Fig. II. 49 – Tentative de corrélation des stades glaciaires de l'est lyonnais avec la courbe GRIP (Mandier, 2003). 106
Fig. II. 50 – Relevé stratigraphique de la coupe des «Breguettes» (Cortaillod, NE), position stratigraphique des échantillons datés (Weber-Tieche, 1998)..... 108
Fig. II. 51 – Localisation des blocs erratiques datés et reconstitution paléogéographique du lobe suisse au maximum würmien (Ivy-Ochs et al., 2004)..... 109
Fig.II. 52 – Gravière de Finsterhennen, position stratigraphique de la dent de mammouth datée (Preusser et al., 2004). 109
Fig. II. 53 - Stratigraphie de la gravière de Gossau : la formation morainique supérieure, unité 1, est attribuée au maximum würmien du glacier de la Linth (Schlüchter et al., 1987), colorisé..... 110
Fig. II. 54 - Paléogéographie du glacier de la Linth au stade de Zurich et localisation du site de Gossau (Schlüchter et al., 1987), colorisé. 111

Fig.II. 55 – Paléogéographie des stades de Berne et de Müri (Nussbaum, 1916) *113*
Fig.II. 56 - Stratigraphie du Tardiglaciaire des Alpes orientales (Maisch, 1982). *115*
Fig. II. 57 – Hypothèse de corrélation des stades tardiglaciaires des Alpes orientales avec la stratigraphie INTIMATE, basée sur la courbe GRIP (Schoeneich, 2003). *116*
Fig.II. 58 - Coupe stratigraphique de la formation lacustre et de la moraine des Frasserands (Lucena, 1998 ; Jaillet et Ballandras, 1999), colorisé. *117*

III - MÉTHODOLOGIE

Fig. III. 1 - Correspondances entre les échelles utilisées par les auteurs dans la subdivision du dernier cycle glaciaire (d'après Monjuvent et Nicoud, 1988, en parallèle : la stratigraphie isotopique océanique et la courbe des variations isotopiques de la calotte glaciaire groenlandaise (GRIP). *130*
Fig. III. 2 - Variations du niveau des mers (Shackleton et al.,1990), en parallèle avec la courbe des températures enregistrées à GRIP - Groenland, (GRIP Members, 1993). *131*
Fig. III. 3- Deux interprétations possibles d'une succession de moraines : A - selon la méthode des stades, B - autre solution possible (d'après Schoeneich, 1998) *134*
Fig. III. 4 - Les biozones tardiglaciaires selon l'échelle conventionnelle basée sur le C14 (à gauche), et selon l'échelle calibrée (à droite). Calage C14 du début du Dryas récent sur la base de la datation récente de la tephra LST (Hajdas et al. 1995). Calibration selon Bjôrck et al. 1996 : ajustage entre dendrochronologie et comptages de couches de glace sur la carotte GRIP. *135*
Fig. III. 5 - Stratigraphie INTIMATE (Björck et al. 1998, Walker et al. 1999, Schoeneich, 2003) basée sur la courbe GRIP du Groenland *136*
Fig. III. 6 - Formes globales d'érosion glaciaire : vallée en auge, épaulement et trimline. *138*
Fig.III. 7 - Modelé d'érosion glaciaire au Grimselpass ; les trimlines soulignent le rebord supérieur de l'épaulement. *139*
Fig. III. 8 – Roches moutonnées émergeant du lac artificiel de Barberine. On remarque la dépression avale (à droite) «quarried floor» (plancher de débitage) où se localisent les processus de «quarrying» liés au décollement de la glace basale. *140*
Fig. III. 9 – Processus d'érosion à l'interface glace – substratum ; localisation des processus d'abrasion et de «délogement» ou «quarrying». *140*
Fig.III. 10 - Cannelures présentant un exceptionnel état de préservation, substratum : séricito-chloritoschistes, (les Houches) *141*
Fig. III. 11 – Stries récemment exhumées au glacier du Trient (substratum gneiss), la glace s'écoulait de gauche à droite *142*
Fig. III. 12 – Mise en place des dépôts glaciogéniques (ablation till, basal till) et mise en place des dépôts distaux (formations fluvio-glaciaires). *144*
Fig. III. 13 – Blocs erratiques de granite du Mont-Blanc sur le versant oriental du Jura (La Matoule, 1100 m d'altitude, substratum calcaire). *145*
Fig. III. 14 - Coupe schématique d'un glacier : en amont de la ligne d'équilibre, les lignes de flux de glace se dirigent vers la base du glacier, en aval de la ligne d'équilibre les lignes de flux s'orientent vers la surface du glacier (d'après Campy et Macaire, 2003). *146*
Fig. III. 15 A – Mise en place des dépôts proximaux (kames et terrasses de kames) (d'après Van Hussen, 1987) *148*
Fig. III. 15 B – Après le retrait du glacier et la fonte des culots de glaces mortes, mise en évidence de kettles, de kames et de terrasses de kames (d'après Van Hussen, 1987). *148*
Fig.III. 16 – Processus de mise en place des formations fluvio-glaciaires et des dépôts glacio-lacustres (d'après Campy et Macaire, 2003), colorisé. *149*
Fig. III. 17 A – Géomorphologie des édifices sédimentaires : moraines et dispositifs marginaux mis en places au front d'un glacier (d'après Gidon et al., 1969) *151*

Fig. III. 17 B – Coupe transversale d'un système moraines chenal marginal : M = Moraines, CM = Chenal Marginal, Br = Brèche, V = Versant, (d'après Gidon et al., 1969). *151*
Fig. III. 18 – Coupe d'une moraine latérale : la diamicte est visible à la faveur d'une incision pratiquée pour la construction d'une route (Combloux, Haute-Savoie) ; *152*
Fig. III. 19 - Exemple de l'utilisation de blocs alpin pour la construction de murs à de granges (Chartreuse, le Fiolin). *153*
Fig. III. 20 - Construction de tas d'épierrement en bordure d'un champ au col de Leschaux. *154*
Fig. III. 21 – Intérêt théorique du fonctionnement du milieu endokarstique *157*
Fig. III. 22 - Détail d'une carte IGN au 1 : 20 000, relevés 1952 (vallée de Bionnassay, massif du Mont-Blanc). *160*
Fig. III. 23 - Structure de la légende française de cartographie géomorphologique de la RCP 77 (Guérémy et Marre, 1996). *162*
Fig. III. 24 - Structure de la légende géomorphologique de l'Institut de Géographie de l'Université de Lausanne (Gueremy et Marre, 1996). *162*
Fig. III. 25 – Exemple de figurés nouveaux adaptés à notre problématique : «moraines internes» et distinction des blocs erratiques en fonction de leur pétrographie. *163*
Fig. III. 26 A – Recherche d'appareils glaciaires analogues : l'exemple du glacier de Malaspina (Alaska, USA) (Photo NASA). *164*
Fig. III. 26 B – Recherche d'appareils glaciaires analogues : l'exemple du glacier Seward - Malaspina (carte topographique Wrangell - Saint Elias National Park, Alaska, USA). *165*
Fig. III. 27 - Reconstitution de la Ligne d'Equilibre Glaciaire (LEG) avec la méthode de l'Accumulation Area Ratio (AAR = 0,67) - (Maisch, 1981). *168*
Fig. III. 28 - Reconstitution de la Ligne d'Equilibre Glaciaire (LEG) avec la méthode de l'altitude moyenne du bassin versant. *170*
Fig. III. 29 - La méthode Toe-to-headwall altitude ratios (THAR = 0,4) ou rapport d'altitude entre le front et la rimaye. *171*
Fig.III. 30 - La méthode de l'enracinement des moraines : Moränenan-satzmethode (Lichtenecker, 1938). *171*
Fig. III. 31 – Profil théorique d'une calotte glaciaire à l'équilibre (Lliboutry, 1975). *172*
Fig. III. 32 – Roches moutonnées au Grimselpass affectées de formes d'érosion glaciaires caractéristiques (lithologie : granite). *173*
Fig. III. 33 – Succession de fronts morainiques et interprétations (d'après Schoeneich, 1998). *174*
Fig. III. 34 – Méthodes de reconstitutions des surfaces glaciaires : méthode classique et méthode SIG (d'après Schoeneich, 1998). *176*

IV - Résultats

A - La reconstitution de flux glaciaires au maximum würmien (WGM)

1 - Approche globale du système glaciaire

Fig. 1. 1 - Schéma - approche systémique de la LEG : à droite de la figure, les différents paramètres influençant la remontée de la LEG. A gauche de la figure les paramètres favorisant l'abaissement de la LEG.La durée de fonctionnement contraint les deux processus. *185*
Fig. 1. 2 - Tableau de répartition des surfaces avec AAR 0,67. Dans cette hypothèse la ligne d'équilibre est située à l'altitude de 1 250 ± 50 m. *186*
Fig. 1. 3 - Paléogéographie du WGM des Alpes nord-occidentales : localisation de la ligne d'équilibre glaciaire du système global et identification des zones d'alimentation du complexe glaciaire Rhône/Arve/Isère. *187*

2 - L'alimentation des lobes de piémont

Fig.2. 1 - Extrait de la carte de Jäckli (1962), (Eclogae Geol. Helv.), localisation du lobe de Wangen du glacier du Rhône. *190*
Fig. 2. 2 - Profil du glacier du Rhône entre les moraines frontales de Wangen et le Jura méridional (d'après Du Pasquier, 1892 ; Nussbaum, 1916 ; Jäckli 1970 ; Arn 1984). *191*

Fig.2. 3 - Carte de synthèse des formations quaternaires du Seeland et localisation des blocs erratiques de granite, conglomérats permo-carbonifères et de gabbros de l'Allalin. 193
Fig. 2. 4 - Carte paléogéographique du lobe suisse et des lacs d'obturation, organisation des flux glaciaires..... 192
Fig.2. 5 - Représentation schématique du glacier du Rhône au WGM. 197
Fig. 2. 6 - Carte de synthèse des formations quaternaires de l'est lyonnais d'après Mandier (1984), Monjuvent (1988), complétée. 199
Fig.2. 7 - Carte géomorphologique des formations quaternaires dans les Terres froides (Mandier, 1984). 202
Fig.2. 8 - Carte du glacier du Rhône et de la calotte jurassienne (Campy et Arn, 1990). 203
Fig. 2. 9 - Carte géomorphologique des formations quaternaires du jura méridional, localisation des blocs erratiques étudiés et des prélèvements de till (analyse des minéraux lourds). 205
Fig. 2. 10 - Carte géomorphologique des formations quaternaires du Valromey et localisation du prélèvement de till (analyse des minéraux lourds). 206
Fig. 2. 11 - Carte géomorphologique des formations quaternaires du versant occidental du Mont du Chat. 208
Fig. 2. 12 - Profil du Mont du Chat et des formations quaternaires du versant occidental. 209
Fig. 2. 13 - Profil longitudinal du lobe lyonnais entre la diffluence du col de l'Epine et le front de la Valbonne (Mandier, 1984), complété par nos observations. 210
Fig. 2. 14 - Reconstitution paléogéographique du lobe Lyonnais au WGM (stade A de Mandier, 1984) complétée. 211
Fig. 2. 15 – Carte de Paul Beck (1926). Le complexe glaciaire du Rhône est ici représenté dans sa globalité. 215
Fig. 2. 16 - Extrait de la carte de Roman Frey (1912). 216
Fig. 2. 17 - Représentation par des auteurs suisses du seul lobe de Wangen du glacier du Rhône (Haeberli et Penz, 1985), colorisée. 217
Fig. 2. 18 - Représentation des flux et du seul lobe lyonnais par des auteurs français : fig.gauche (Campy, 1985) ; fig.droite (Buoncristiani et Campy, 2002). 217
Fig. 2. 19 – Localisation et lithologie des blocs erratiques étudiés sur le piémont lyonnais (liste en annexe). Situation des sites prélevés pour analyses des minéraux lourds. 219
Fig. 2. 20 – La « pierre du Bon Dieu», dessin de A. Falsan (Falsan et Chantre, 1879). 220
Fig. 2. 21 – (A) La «pierre du Diable» (plateau de Crémieu, Trept, bloc erratique de flysch valaisan. (B) Un bloc erratique des moraines supérieures d'Innimond (950 m), flysch valaisan. 221
Fig. 2. 22 - Détail macroscopique de la « pierre du Diable » : brèches polygéniques et hétérométriques du flysch valaisan. 221
Fig. 2. 23 – Observation macroscopique des conglomérats du flysch valaisan. L'étirement des galets est clairement observable (flèche blanche) 221
Fig.2. 24 –La Pierra Menta (2714 m), sommet emblématique du Beaufortin appartenant à l'unité de Moûtiers. 222
Fig. 2. 25 – Carte de localisation des flyschs des zones valaisannes (unités de Moûtiers et du Roignais-Versoyen) et ultra-dauphinoises. 223
Fig.2. 26 – Colonne stratigraphique du flysch valaisan, synthèse des données existantes et localisation des niveaux grossiers (Fudral, 1998). 224
Fig.2. 27 - Détail d'une lame mince du flysch valaisan : 225
Fig.2. 28 – Carte de localisation de la série de la Nappe de la Brèche du Chablais». 226
Fig. 2. 29 - Détail d'un bloc erratique de la Nappe de la Brèche inférieure du Chablais : les éléments figurés sont représentés par des calcaires sombres et des dolomies grises ou jaunes. 227
Fig. 2. 30 - Détail d'une lame mince d'un échantillon de la Nappe de la Brèche inférieure. 227
Fig. 2. 31 - Carte de localisation de la molasse burdigalienne ou conglomérat de Bourdeau et des brèches et poudingues à ciment rouge de la molasse oligocène ou brèche de Vimines. 228
Fig. 2. 32 – Section polie d'un échantillon de conglomérat de Bourdeau (Morestel), les flèches blanches indiquent les perforations qui affectent de nombreux galets calcaires © D. Tritenne. 229
Fig. 2. 33 - Section polie d'un échantillon de brèche de Vimines 230
Fig. 2. 34 – Carte de localisation des conglomérats permo-carbonifères en Maurienne. 231
Fig. 2. 35 - Détail macroscopique d'un bloc erratique de conglomérat permo-carbonifère. 231

Fig. 2. 36 – Carte de localisation des gneiss du Grand Paradis en haute Maurienne. 232
Fig. 2. 37 - Détail macroscopique d'un bloc erratique d'orthogneiss à texture porphyroclastique ± œillé du Grand Paradis 233
Fig.2. 38 – Carte de localisation des affleurements de gabbros et métagabbros dans le massif de la Vanoise. 234
Fig.2. 39 - Détail macroscopique d'un bloc erratique de gabbros 235
Fig.2. 40 - Détail d'une lame mince de metagabbro. 235
Fig. 2. 41 - Carte de localisation des affleurements de granites à grain fin et à grain moyen (Lauzière - Belledonne, Saint Colomban, Sept Laux) 237
Fig. 2. 42 – Détails macroscopiques de deux faciès : (1) granite du Mont-Blanc : granite porphyrique orienté à plagioclases altérés, riche en biotite alpine (biotite verte) ;(2) granite à grain fin non porphyrique, isotrope et pauvre en biotite (Lauzière - Belledonne). 238
Fig. 2. 43 - Carte topographique de reconstitution des affleurements et du trajet des blocs erratiques. 239
Fig. 2. 44 - Echelle d'altération des minéraux lourds (Bustamante Santa Cruz, 1976). 240
Fig. 2. 45 - Cortèges des minéraux lourds des moraines würmiennes selon les bassins versants (Vivian et Ricq, 1966 ; Gasser et Nabholz, 1969 ; Hobléa, 1999, ce travail). 241
Fig. 2. 46 – Vue au microscope d'un prisme de glaucophane sur une lame mince de roche. 242
Fig. 2. 47 A- Processus de la mise en place du matériel morainique dans la grotte Sous les Sangles (d'après Lignier, 2002). 243
Fig. 2. 47 B - Matériel morainique à éléments alpins injecté dans la grotte Sous les Sangles. 243
Fig. 2. 48 - Cortèges des minéraux lourds des moraines würmiennes échantillonnées sur le CMI (Vivian et Ricq, 1966 ; ce travail). 244
Fig. 2. 49 A – Cette carte montre la contribution des différents bassins versants dans l'alimentation du lobe lyonnais. Les zones d'accumulations sont distinguées par des couleurs plus foncées des zones d'ablation. 246
Fig. 2. 49 B – Lobe de piémont du glacier du Malaspina (Alaska), analogue actuel du lobe lyonnais au WGM 246
Fig. 2. 50 - Reconstitution des flux sur l'est lyonnais basée sur pétrographie des blocs erratiques et sur les analyses des minéraux lourds. 247
Fig. 2. 51 - Carte géomorphologique des formations quaternaires de la basse Isère et de l'ombilic de Grenoble. 251
Fig. 2. 52 - Complexe morainique du plateau des Guillets et localisation du prélèvement (analyse des minéraux lourds). 250
Fig. 2. 53 - Répartition des surfaces d'alimentation et d'ablation du glacier isérois de Grenoble et du glacier de la Romanche. 254
Fig. 2. 54 - Contribution des bassins versants de la Maurienne, de Belledonne et de la Romanche à l'alimentation du lobe de Moirans et de la basse Isère. 255
Fig. 2. 55 – Représentation des diffluences du glacier de la Romanche en Mathésine, et dans les basses vallées du Drac et de la Gresse. 256
Fig. 2. 56 – Localisation et lithologie des blocs erratiques étudiés dans l'ombilic de Grenoble. Situation des sites prélevés pour les analyses des minéraux lourds 257
Fig. 2. 57 - Carte de localisation des affleurements de granite du Cray et des amphibolites massives dans le bassin versant du Vénéon. 258
Fig. 2. 58 - Détail macroscopique d'un bloc erratique de granite du Cray 259
Fig. 2. 59 - Cortèges des minéraux lourds des moraines würmiennes Isère et Romanche (d'après Vivian et Ricq, 1969 ; Hobléa, 1999). 260
Fig. 2. 60 - Cortèges des minéraux lourds des moraines würmiennes dans l'ombilic de Grenoble et la cluse de Voreppe, rive droite et rive gauche (d'après Vivian et Ricq, 1969 ; Delannoy, 1981 ; ce travail) 261
Fig. 2. 61- Paléogéographie des glaciers de la Romanche et de l'Isère et reconstitution des flux dans l'ombilic de Grenoble, l'ombilic de Moirans et la basse Isère. 262
Fig. 2. 62 - Carte générale de reconstitution des flux des glaciers du Rhône, de l'Arve et de l'Isère au WGM. 264

3 - Diffluences et transfluences en zones d'alimentation

Fig. 3. 1 – Cartographie des principales trimlines du massif du Mont-Blanc (cf. liste en annexe).....267
Fig. 3. 2 - Nord-est du massif du Mont-blanc, glacier de Ferret et d'Entremont (d'après Burri, 1974).....268
Fig.3. 3 - Mise en évidence de la trimline à partir de la différence de modelé : exemple du versant sud de l'Aiguille de Loria (gneiss) en rive gauche du vallon de Trè-les-Eaux.....269
Fig. 3. 4 - Modèle paléogéographique du WGM résultant du croisement entre la reconstitution de la surface pléniglaciaire et la topographie actuelle (équidistance des courbes de niveau 100 m). 269
Fig. 3. 6 - Poli glaciaire et stries affectant les conglomérats permo-carbonifères sur la crête sommitale des Posettes (2210 m).....270
Fig. 3. 5 - Interprétation paléogéographique de la région du Mont-Blanc au WGM ; mise en évidence des diffluences (équidistance des courbes de niveau 100 m).....271
Fig.3. 7 – Seuil de diffluence du col du Joly : les flèches matérialisent les flux issus du glacier de Tré la Tête vers le bassin versant du Beaufortin. 272
Fig. 3. 8 – Exemple de nunataks de la partie occidentale de la calotte glaciaire du Groenland © L. Moreau. 274
Fig.3. 9 – Cartographie des formes d'érosion et des principales trimlines de la vallée du Rhône (cf. liste des trimlines en annexe). 275
Fig. 3. 10 – Carte paléogéographique du glacier du Rhône en Valais interprétation des diffluences au WGM. 277
Fig.3.11 – Albrunpass (2409 m) : la préservation du modelé d'érosion glaciaire (roches moutonnées dans les orthogneiss) indique la direction du flux glaciaire.....277
Fig. 3. 12 – Trimlines à la confluence du glacier du Rhône et du glacier d'Aletsch (Valais, Suisse).....278
Fig. 3. 13 – Cartographie des formes d'érosion glaciaires et des principales trimlines du bassin de Tarentaise (Cf. liste des trimlines en annexe).....279
Fig. 3. 14 – Modelé d'érosion glaciaire versant oriental du Mont Bellacha. Roches moutonnées à l'altitude de 2250 m.....280
Fig. 3. 15 – Cartographie des formes d'érosion glaciaires et des principales trimlines du bassin de la Maurienne (cf. liste des trimlines en annexe).....281
Fig. 3. 16 – Haute Maurienne : les interfluves perpendiculaires aux crêtes frontalières ont bien préservé le modelé glaciaire. 282
Fig. 3. 17 – La chaîne des Hurtières présente des nombreux sillons d'érosion glaciaire liés au débordement du glacier de l'Arc. 283
Fig. 3. 18 – Carte paléogéographique des bassins de la Tarentaise et de la Maurienne, interprétation des flux et diffluences au WGM. 284
Fig. 3. 19 – Cartographie des formes d'érosion glaciaire et des principales trimlines des bassins de la Romanche et du Vénéon (cf. liste en annexe). 286
Fig. 3. 20 – Préservation du modelé d'érosion glaciaire dans la vallée du Vénéon : en vert les trimlines. 287
Fig. 3. 21 – Carte paléogéographique du complexe glaciaire Romanche - Vénéon, interprétation des flux et diffluences au WGM. 287

4 - Le rôle des grandes cluses des massifs subalpins Interactions des glaciers alpins avec les massifs subalpins

Fig. 4. 1 - Carte des formations quaternaires de la cluse de Chambéry et du val du Bourget.....289
Fig. 4. 2 - Cluse de Chambéry, dos de baleine de Voglans, pluri hectométriques à kilométriques. 291
Fig. 4. 3 – Paléogéographie de la diffluence iséroise dans la cluse de Chambéry et le val du Bourget.....292
Fig. 4. 4 – Vue sur le lac du Bourget en direction du nord, reconstitution des principaux flux glaciaires dans le val du Bourget et en Chautagne et localisation de blocs erratiques marqueurs du flux isérois.....292
Fig. 4. 5 – Carte des formations quaternaires de la cluse d'Annecy Faverges.....294
Fig. 4. 6 – La cluse d'Annecy Faverges vue en direction du bassin molassique © F. Amelot.....295
Fig. 4. 7 – Bloc erratique de conglomérat «stephanien» localisé sur l'épaule nord de la Dent de Cons.....296
Fig. 4. 8 – Détail d'un bloc erratique de conglomérat «stephanien». 296

Fig. 4. 9 – Volumineux bloc erratique de grès de base du Permo-Trias (80 m3) situé à 1260 m d'altitude sur la retombée nord de la montagne du Semnoz. 296
Fig. 4. 10 – Carte de localisation des affleurements à l'origine des blocs erratiques. 297
Fig.4. 11 – Localisation dans le paysage du Beaufortin des affleurements à l'origine des blocs erratiques étudiés ; en rouge, le verrou granitique de Beaufort-sur-Doron. 298
Fig. 4. 12 – A gauche, détail macroscopique de grès de base du Permo-Trias ; à droite, détail d'une lame mince 299
Fig. 4. 13 – Carte des formations superficielles quaternaires de la vallée du Rhône en Chablais. 302
Fig. 4. 14 – Profil longitudinal du substratum rocheux entre Turtmann et Vouvry (Roselli et Olivier, 2003) 303
Fig. 4. 15 – La vallée du Rhône entre Sion et Aigle (Valais) : le profil du substratum, l'altitude des formes d'érosion et de dépôts glaciaires permettent de proposer un profil longitudinal de la surface du glacier au WGM. 304
Fig. 4. 16 – Comparaison avec un appareil de piémont actuel, le complexe glaciaire Seward-Malaspina 305
Fig. 4. 17 – Carte géomorphologique des formations quaternaires en Chablais, position des blocs cristallins et des dépôts morainiques allochtones. 306
Fig. 4. 18 – Blocs erratiques de granite du Mont-Blanc de la Buchille (1330 - 1380 m), en arrière plan le Mont d'Hermone (1412 m). 307
Fig. 4. 19 – Carte paléogéographique des glaciers du Rhône, du Giffre et de l'Arve ; interactions avec les massifs du Chablais et des Aravis, interprétation des flux glaciaires au WGM 308
Fig. 4. 20 – Carte des formations quaternaires du massif des Aravis, position des blocs cristallins et des dépôts morainiques allochtones. 310
Fig. 4. 21 – Coupe de la moraine latéro-frontale droite du glacier du Borne au Petit Bornant, la formation recèle quelques éléments cristallins. 312
Fig. 4. 22 - Carte générale des formations superficielles quaternaires en Bauge. Localisation des blocs erratiques cristallins et des dépôts morainiques allochtones. 314
Fig. 4. 23 - Coupe du chemin de l'Arclusaz : moraine Iséroise (Würm ancien) et moraine locale (Würm récent), (Dusseau, 1992), colorisée 317
Fig. 4. 24 - Modelé glaciaire affectant l'escarpement méridional de la plateforme urgonienne au N-W du bassin de Lescheraines ; les flèches soulignent les sillons d'érosion d'origine glaciaire. 317
Fig. 4. 25 – La montagne de Bange et la vallée du Noyer : localisation des formations superficielles d'origine glaciaire et des blocs erratiques attribués au WGM. 319
Fig. 4. 26 - Tableau : cortèges des minéraux lourds de la moraine würmienne des Bauges et iséroise (Vivian et Ricq, 1966 ; Hobléa, 1999 ; ce travail) 319
Fig. 4. 27 – La vallée du Chéran, les cols du Frêne et du Lindar ; reconstitution des principaux flux isérois. La flèche verte de gauche figure le flux isérois issu du col du Haut du Four 321
Fig. 4. 28 - Carte paléogéographique du glacier isérois et du massif des Bauges, interprétation des flux glaciaires locaux et allochtones et au WGM à partir des données de Revil (1913), Nicoud (1973), Hobléa (1986), Dusseau (1992), Doudoux et al. (1999) et ce travail. 322
Fig. 4. 29 - Carte générale des formations quaternaires autochtones et allochtones en Chartreuse. Localisation des blocs cristallins et des dépôts morainiques d'origine alpine. 325
Fig. 4. 30 – Sédimentation glaciolacustre dans les gorges du Guiers Mort, témoins de lacs d'obturation glaciaire (© Gidon, 2002). 326
Fig. 4. 31 – Cordon morainique latéral gauche déposée par la langue diffluente du col du Granier au village de Tencovaz (© Le Darz). 327
Fig. 4. 32 - Carte paléogéographique du glacier isérois et du massif de la Chartreuse, interprétation des diffluences du glacier isérois dans le massif de la Chartreuse au WGM 328
Fig. 4. 33 - Carte paléogéographique et interprétation des flux du glacier de la Romanche en contact avec le massif du Vercors au WGM 331

B - Modalités de la déglaciationreconstitution des Alpes mord-occidentales

1 – Les étapes de la déglaciation des piémonts

Fig. 1. 1 – Les quatre stades principaux de l'amphithéâtre des moraines internes (A, B, C, D, E) d'après Mandier (1984), Nicoud (2002). 335
Fig. 1. 2 – Carte des formations quaternaires des basses terres dauphinoises et de l'Ile Crémieu (Enay, 1981). 336
Fig. 1. 3 – Cartes paléogéographiques des trois principaux stades de retrait du dernier maximum glaciaire : Lancin, Arandon et Morestel (Monjuvent, 1988), colorisées. 338
Fig.1. 4 - Cortèges des minéraux lourds des moraines würmiennes de retrait : Mora pour le stade de Lancin, Lhuis pour le stade d'Arandon et Artemare pour les stades de retrait dans le bassin de Belley (ce travail). 340
Fig. 1. 5 – Position des langues glaciaires iséroises lors des premières étapes de retrait en Bièvre et en Basse Isère (1) stade de Mi-Plaine ; (2) stade de Beaucroissant ; (3) stade de Rives (d'après Gidon, 1993). 341
Fig. 1. 6. a - Position du glacier du Rhône au Stade de Solothurn et du glacier de l'Aar au stade de Grauholz, d'après Krayss (1989) 342
Fig. 1. 6. b - Position du glacier du Rhône au stade de Büren et du glacier de l'Aar au Stade de Bern, d'après Krayss (1989) 343

2 - Moyenne vallée du Haut-Rhône, entre l'avant pays savoyard et le bassin lémanique

Fig. 2. 1 - Localisation topographique des formations supra-morainiques dans les bassins des Usses et de Bellegarde. 346
Fig. 2. 2 - Carte des formations superficielles des bassins des Usses et de Bellegarde, localisation des principales formations juxta-glaciaires aux altitudes moyennes de 750-780 m 347
Fig. 2. 3 – Reconstitution paléogéographique de l'étape I de la déglaciation ; localisation des formations juxta-glaciaires contemporaines 348
Fig. 2. 4 - Carte des formations superficielles des bassins des Usses et de Bellegarde. Localisation des principales formations juxta-glaciaires aux altitudes moyennes de 600 – 630 m. 350
Fig.2. 5 – Reconstitution paléogéographique de l'étape II de la déglaciation ; localisation des formations juxta-glaciaires contemporaines 351
Fig. 2. 6 - Carte des formations superficielles des bassins des Usses et de Bellegarde, localisation des principales formations juxta-glaciaires aux altitudes moyennes de 530 – 560 m. 352
Fig. 2. 7 - Reconstitution paléogéographique de l'étape III de la déglaciation ; localisation des formations juxta-glaciaires contemporaines 354
Fig. 2. 8 - Carte des formations superficielles des bassins des Usses et de Bellegarde, localisation des principales formations deltaïques recouvertes d'un till de fond contemporain de la récurrence glaciaire 355
Fig. 2. 9 – Vue en direction de la cluse d'Annecy (est) : la flèche blanche figure la langue glaciaire qui a débordé la Montagne de Mandallaz lors de la récurrence ; localisation des deux formations deltaïques, ... 354
Fig. 2. 10 - Formation deltaïque de Choisy : delta de type «Gilbert», des formes de type «collapse» plurimétriques affectent la formation. Un till de fond contemporain d'un retour du glacier recouvre la formation. 356
Fig. 2. 11 - Détail d'un bloc erratique de flysch valaisan à Thusy, au nord du bassin de l'Albanais 357
Fig. 2. 12 - Reconstitution paléogéographique de la récurrence ; localisation des formations deltaïques recouvertes d'un till de fond contemporain de la récurrence glaciaire 358
Fig. 2. 13 – Vue aérienne de la langue terminale du glacier Svéa au Spitzberg (© Louis Reynaud), morphologie caractéristique d'une langue glaciaire vêlant en milieu lacustre (milieu marin pour le glacier Svéa) 359

3 - La déglaciation de la basse vallée de l'Arve, les déconnexions avec les diffluences

Fig.3. 1 – Carte des formations quaternaires des étapes de la déglaciation de la basse vallée de l'Arve (cf. légende de la figure 2. 4) *361*
Fig. 3. 2 – Les étapes de la déglaciation de la basse vallée de l'Arve : 1 - le stade de la Marmotte ; 2 - le stade de Saint-André-de-Boëge ; 3 - le stade des lacs de Fillinges et d'Esserts-Salève ; 4 - le stade de Cranves-Sales-Loex (d'après Monjuvent, in Charollais et al. 1998), modifié. *363*
Fig. 3. 3 - Les étapes de la déglaciation de la basse vallée de l'Arve (glacier de l'Arve individualisé) : 1- Le stade des lacs de Pollinges ; 2 - le stade de Loisinges ; 3 – le stade «des Rocailles» (d'après Monjuvent, in Charollais et al. 1998), modifié. *364*
Fig. 3. 4 - L'ombilic de Bonneville, vu depuis la Pointe d'Andey, arc morainique du stade des Rocailles et terrasse de kame de Saint-Sixt et Saint-Laurent. *365*
Fig. 3. 5 - Reconstitution paléogéographique du stade des Rocailles. *366*
Fig. 3. 6 - Reconstitution paléogéographique des stades de retrait du glacier de l'Arve dans l'ombilic de Cluses – Bonneville : 1 – stade de «Bonneville-Marignier» ; 2 – stade de «Marignier». *367*
Fig. 3. 7 - Reconstitution paléogéographique du stade de Magland (Coutterand et Nicoud, 2005) *368*

4. L'individualisation des appareils dans les autres vallées

Fig.4. 1 - Reconstitution paléogéographique du glacier de la cluse d'Annecy – Faverges au stade de la cluse de Chaumontet, reconstitution des flux glaciaires. *370*
Fig. 4. 2 - Reconstitution paléogéographique du stade de Laconnex du glacier du Rhône et position du glacier de l'Arve (d'après Armand, 1978 ; Moscariello et al., 1998 ; Charollais et al. 1998). *372*
Fig. 4. 3 - Reconstitution paléogéographique de la récurrence de Genève du glacier du Rhône, position supposée du glacier de l'Arve (d'après Burri, 1977 ; Armand, 1978 ; Monjuvent et Nicoud, 1988 ; Triganon et al., 2005) *373*
Fig. 4. 4 - Reconstitution paléogéographique de la récurrence du Petit Lac ou stade de Nyon du glacier du Rhône (d'après Triganon et al., 2005 ; Moscariello et al., 1998), position hypothétique du glacier de l'Arve. *374*
Fig. 4. 5 - La pierre à Dzo (300 m3), remarquable bloc erratique de granite du Mont-Blanc à Monthey. *374*
Fig. 4. 6 - Représentation schématique du profil en long du glacier du Rhône à travers le verrou de St-Maurice. A ce niveau de glace, le glacier du Rhône ne pouvait se régénérer entièrement à l'aval du verrou et présentait un large front flottant, vêlant dans le paléo-lac Léman du Chablais (d'après Schoeneich, 1998). *375*
Fig. 4. 7 - Reconstitution paléographique du stade de Monthey du glacier du Rhône. *375*
Fig.4. 8 – Reconstitution paléogéographique de la récurrence du glacier isérois du Grésivaudan et du val du Bourget au stade isotopique 2 (d'après Monjuvent, 1978 ; Chapron, 1999). *377*

5 - Corrélations d'une vallée à l'autre

Fig. 5. 1 - Reconstitution paléogéographique de la récurrence des glacier du Rhône, de l'Arve et de l'Isère au stade isotopique 2 (d'après Monjuvent, 1978 ; Armand, 1978 ; Chapron, 1999 ; Triganon et al., 2005). *379*

C - Le problème de la datation du WGM

1 – Analyses des données disponibles

Fig. 1. 1- WGM et principaux stades de retrait des glaciers du piémont alpin. Correspondances entre stades des glaciers de la Linth et du Rhin et nomenclature selon divers auteurs. La correspondance des phases de retrait entre le système Linth/Rhin et Rhône/Isère n'est pas établie (d'après Schoeneich, 1998, complété). *383*

2 – Analyse critique des méthodes de datation

Fig. 1. 2 – Tableau des datations disponibles sur les complexes glaciaires des Alpes nord-occidentales, liste en annexe (d'après Schoeneich, 1998, modifié). 386

3 – Discussions et hypothèses

Fig. 3. 1 - Carte de l'Europe et de la mer Méditerranée pendant le LGM, limites de la calotte glaciaire fennoscandienne (Benn,, 1998 ; Kleman et al., 1997, 2008). L'extension vers le sud du front polaire implique des descentes d'air froid et une modification du régime des jets streams. L'Europe est soumise à des régimes perturbés de Sud (Prentice et al., 1992 ; Peyron et al., 1998 ; Florineth et Schlüchter, 2000 ; Schlunegger et Hinderer, 2003). 390

Fig. 3. 2 - A – Fluctuations latitudinales du front polaire et de la circulation atmosphérique en Atlantique Nord pendant le dernier cycle glaciaire (Ruddimann et Mc Intyre, 1980, 1981).
B - Evolution de la couverture glaciaire en Europe depuis le stade isotopique 5. 391

Fig. 3. 3 - Les différentes hypothèses chronologiques selon les auteurs (Mandier, 1984 ; Guitter, 2003 ; Triganon et al., 2005). Les complexes glaciaires rhodanniens (lobe de Wangen et de Genève) et isérois (lobes lyonnais et lobe de Moirans) ont été pris en compte séparément dans nos deux hypothèse chronologiques. 392

Conclusion et perspectives

3 – Les perspectives des recherches

Fig. 1 - (1) : glacier polythermique : en altitude la glace est collé au substratum (T° < 0°C), pas d'érosion des trimlines, Des cisaillements se mettent en place entre la glace mobile du glacier principal (Bennett, 2003) et la glace collée au substrat. 403

(2) : évolution en glacier tempéré en fin de période froide avec contact érosif glace/roche, genèse et/ou reprise des trimlines héritées du précédent épisode glaciaire 403

Table des planches hors-texte

Planche hors-texte 1 - L'ombilic de Bourg-d'Oisans. 6

Planche hors-texte 2 - Val Ferret suisse. Mise en évidence des trimlines du versant oriental du Massif du Mont-Blanc. 8

Planche hors-texte 3 - Le glacier d'Aletsch (Valais, Suisse). 12

Planche hors-texte 4 - Quelques uns des principaux acteurs de l'étude du Quaternaire alpin 28

Planche hors-texte 5 - Quelques uns des principaux acteurs de l'étude du Quaternaire alpin 99

Planche hors-texte 6 - Modelé d'érosion glaciaire dans les roches cristallines (Haute vallée du Rhône, Gomes, Valais, Suisse). 124

Planche hors-texte 7 - Enregistrement du modelé d'érosion glaciaire dans les granites de l'Aar (Glacier de l'Unteraar, Suisse). 128

Planche hors-texte 8 - Quelques blocs erratiques remarquables. 178

Planche hors-texte 9 - Lyon aujourd'hui et reconstitution du lobe lyonnais au maximum Würmien, stade A (WGM) © S Coutterand, Alpes Magazine (2005) 398

Table des matières

Remerciements 3
Résumé 4
Abstract 5

I - Cadre général 9

1. Cadre théorique et généralités 13
Le déluge biblique 13
La théorie glaciaire 13
2. Le choix de la région étudiée 15
3. Cadre géographique et géologique 17
3. 1 - Cadre géographique 17
Grands traits morphologiques et hydrographiques du terrain d'étude 17
3. 1. 1 - Le Valais et le plateau suisse 17
3. 1. 2 - Le bassin de l'Arve 18
3. 1. 3 - Le bassin de l'Isère 19
3. 1. 4 - Le bassin de la Romanche 19
3. 1. 5 - L'avant-pays savoyard et le piémont 20
L'Avant-pays savoyard 20
Le piémont et l'est lyonnais 20
Les collines molassiques, les plateaux de Bonnevaux et Chambaran 20
3. 1. 6 - Les grandes cluses 20
3. 2 - Cadre géologique 21
Cadre général 21
3. 2. 1 - Les zones internes 21
3. 2. 2 - La zone externe 21
3. 2. 3 - L'avant-pays alpin 21
Le bassin molassique 21
Le Jura 21
3. 2. 4 - Les caractéristiques des grandes vallées transversales 22

II - Etat des connaissances 25

1 - Les grandes synthèses 29
1. 1 – Les études basées sur la répartition des blocs erratiques 29
1. 2 – Les études basées sur les morpho stratigraphies 30
Penck et Bruckner (1901, 1907) 30
Conclusion 31
Bourdier (1962) 33
Conclusion 35
Jäckli (1962, 1970) 35
Hantke (1978) 35
2 - Les études lithostratigraphiques régionales et locales ; mise en avant des stades pléniglaciaires 37
2. 1 – Etat des connaissances du Quaternaire du bassin du Rhône 37
2. 1. 1 - Le glacier du Rhône en zone intra alpine : le Valais et le massif du Mont-Blanc 37

Conclusion sur le glacier du Rhône en zone intra alpine ***41***
2. 1. 2 - Le bassin lémanique et la basse vallée de l'Arve 41
Conclusion ***46***
2. 1. 3 - Les piémonts 46
Le lobe suisse du glacier du Rhône ***46***
Conclusion sur le lobe suisse ***48***
Le lobe lyonnais ***48***
Conclusion sur le lobe lyonnais ***51***
2. 2 - Etat des connaissances du Quaternaire récent dans les vallées de l'Isère et de la Romanche 51
La Combe de Savoie et la basse Isère ***51***
Conclusion sur la Combe de Savoie et la basse Isère ***53***
2. 3 – Le rôle des grandes cluses des massifs subalpins : divergences d'interprétation 53
Dans la cluse de Chambéry et le val de Bourget ***53***
Conclusion sur la cluse de Chambéry et le val du Bourget ***55***
Dans la cluse d'Annecy ***55***
Conclusion sur la cluse d'Annecy ***58***
2. 4 - Interaction des glaciers alpins avec les massifs subalpins savoyards 59
2. 4. 1 - Connaissances des héritages quaternaires dans le massif de la Chartreuse 59
Un système de glaces coalescentes ***60***
Un système caractérisé par des glaciers locaux individualisés ***60***
Conclusion sur le massif de la Chartreuse ***63***
2. 4. 2 - Connaissances des héritages quaternaires dans le massif des Bauges 64
Les auteurs partisans de puissantes diffluences alpines par les cols des Bauges méridionales ***64***
Les auteurs partisans de diffluences limitées des glaciers alpins ***66***
Conclusion sur le massif des Bauges ***67***
2. 4. 3 - Connaissances des héritages quaternaires dans les massifs des Bornes et des Aravis 68
2. 4. 4 - Connaissances des héritages quaternaires dans les massifs de Platé et du Haut Giffre 69
2. 5 - Le Jura 69
Le Complexe Morainique Interne (CMI) ***70***
Relations paléogéographiques avec le glacier alpin ***72***
Conclusion ***74***
Conclusion générale ***74***

3 – LES MODALITÉS DE LA DÉGLACIATION 76
3. 1 – Mise en évidence des premiers stades de retraits et de récurrences 76
3. 1. 1 – Entre les «moraines internes» et le bassin lémanique. 76
Conclusion ***78***
3. 1. 2 – Dans la cuvette lémanique et la basse vallée de l'Arve 80
Dans la cuvette lémanique ***80***
Conclusion ***87***
Dans la basse vallée de l'Arve ***87***
3. 1. 3 – Dans la basse Isère et les grandes cluses 88
Dans la vallée de l'Isère ***88***
Conclusion ***89***
Dans la cluse d'Annecy-Faverges ***89***

Conclusion *90*
3. 2 – Les stades ultimes dans la vallée de l'Arve **94**
Les précurseurs *94*
Les études récentes *94*
Conclusion générale *97*

4 - Les problèmes de la chronologie du maximum d'englacement würmien et de la déglaciation **100**
4. 1 – les données chronologiques dans les Alpes françaises **100**
4. 1. 1 - Le bassin lémanique 100
Conclusion *103*
4. 1. 2 – Dans l'est lyonnais 103
Conclusion *107*
4. 1. 3 – Le bassin du Drac et la basse Isère 107
4. 1. 4 – Approche chronologique dans le Jura 107
4. 2 – Les données suisses **108**
4. 2. 1 - Le lobe suisse du glacier du Rhône 108
4. 2. 2 - Dans le bassin rhénan et le bassin de Zurich 109
La référence ; la stratigraphie de Gossau (Canton de Zurich) *110*
Les données du Walensee *112*
Le bassin rhénan *112*
4. 2. 3 - Dans la vallée de l'Aar 112
Les données de Thalgut *113*
Conclusion sur les données suisses *114*
4. 3 – Approche globale et analyses critiques récentes **114**
4. 4 – La datation des stades du Tardiglaciaire **115**
Approche chronologique des étapes de la déglaciation de la vallée de l'Arve *116*
Conclusion générale *117*
1 - Les auteurs partisans d'un maximum ancien *117*
2 - Les auteurs partisans d'un maximum récent *118*
5 - Les problèmes soulevés et la problématique **119**
Les problèmes soulevés. *119*
1. La qualité des données et d'identification des dépôts d'origine glaciaire *119*
2. La terminologie employée et les confusions *119*
3. Une stratigraphie des successions quaternaires mal définie *120*
4. La chronologie et les interprétations contradictoires *120*
5. Une cartographie paléogéographique imprécise, voire absente *121*
6. La puissance relative des appareils glaciaires principaux *122*
7. L'identification de flux glaciaires et les interprétations contradictoires *122*
8. Les objectifs *123*

III. Méthodologie **125**

1. Terminologie employée et nomenclature **129**
1. 1 - Nomenclature alpine **129**
Naissance de la chronologie glaciaire alpine «classique» *129*
1. 2 - Nomenclature mondiale **131**
La stratigraphie isotopique marine : les stades isotopiques *131*
La stratigraphie isotopique de la calotte glaciaire groenlandaise *132*
1. 3 - Le choix d'une échelle stratigraphique et d'une nomenclature **132**

1. 3. 1 - Le maximum d'englacement Würmien, choix d'une nomenclature 132
1. 3. 2 - La nomenclature des stades tardiglaciaires 133
La méthode des stades 133
Les limites de la méthode des stades 133
La méthode «holocène» 134
Choix d'une nomenclature 134
Biozones et chronozones 135
Utilisation de la stratigraphie INTIMATE basée sur la courbe GRIP du Groenland 135

2. TRAVAIL DOCUMENTAIRE 137
Etude de la littérature publiée 137
Archives 137
Etude des travaux de thèses et mémoires de «master» 137

3. TRAVAIL BASÉ SUR L'ÉTUDE DU TERRAIN 137
3. 1 - Etude des formes d'érosion d'origine glaciaire 137
Morphologie générale 137
3. 1. 1. Formes d'érosion majeures 138
Un héritage géomorphologique caractéristique : la trimline 139
3. 1. 2. Les méso-formes d'érosion 139
• Roches moutonnées 139
• Cannelures 141
• Chenaux d'écoulement des eaux 141
3. 1. 3. Les formes d'érosion mineures 141
• Coup de gouge 141
• Queues-de-rat 141
• stries 141
3. 1. 4. Morphogenèse des formes d'érosion glaciaire 141
Dans les massifs cristallins 141
Dans les massifs calcaires 142
3. 2- Etude des formes de dépôt d'origine glaciaire 143
Caractères généraux des dépôts glaciaires 143
3. 2. 1 – Identification et description des dépôts glaciaires 143
A. Les dépôts glaciogéniques 143
Les différents types de tills 143
- Tills de fond 143
- Till d'ablation 144
- Les blocs erratiques 144
- Till sub-aquatique 145
Les dépôts en zone d'accumulation 145
B. Dépôts juxtaglaciaires 146
• Les dépôts proximaux 147
Formes sous- glaciaires 147
- Les eskers 147
- Les drumlins 147
Formes supra-glaciaires 147
- Les kames 147
Formes juxta-glaciaires 147
- Les terrasses de kames 147

Les dépôts distaux ***147***
- Les formations fluvio-glaciaires *147*
- Les dépôts glacio-lacustres *149*
3. 2. 2 - Analyse morphologique des édifices sédimentaires 150
Les édifices morainiques ***150***
Les chenaux marginaux ***150***
3. 2. 3 - Méthodes d'analyse des dépôts et sédiments 150
A. Analyse des coupes de terrain 152
La recherche de coupes ***152***
B. Analyses pétrographiques 152
Analyse macroscopique et microscopique ***152***
Prise en compte de l'utilisation anthropique locale du matériel erratique ***153***
• ***La recherche des « vieilles pierres » de construction*** ***153***
• ***Recherche de tas d'épierrement*** ***153***
L'étude de la fraction fine, l'identification des minéraux lourds ***154***
• ***Description de la méthode*** ***154***
- Extraction ***154***
- Séparation et montage ***154***
- Observation au microscope polarisant et comptages ***155***
• ***Identification*** ***155***
Les quatre minéraux lourds marqueurs ***155***
Les minéraux du métamorphisme ***156***
Les autres minéraux ***156***
C. Méthodes d'analyse sédimentologique 156
Lithofaciès ***156***
Granulométrie des sables et graviers ***156***
3. 3 – Les enregistrements en milieu karstique **157**
Etude des archives sédimentaires endokarstiques ***157***
Spéléothèmes et séquences d'assèchement ***158***
Les témoins préhistoriques et paléontologiques **158**
La conservation des ossements d'animaux ***158***
Les abris sous roche : des sites archéologiques précieux ***159***

4. Travail de cartographie géomorphologique **159**
4. 1- Techniques de cartographie **159**
Du terrain à la carte ***159***
Les méthodes associées à l'étude géomorphologique ***159***
• ***L'usage des cartes topographiques à plusieurs échelles*** ***160***
• ***Etude des photographies aériennes*** ***160***
• ***L'utilisation des cartes géologiques*** *161*
4. 2- Choix d'une légende **161**
4. 3 - Figurés nouveaux **163**

5. Vers une connaissance des processus glaciaires actuels : la recherche d'analogues **164**

6. Méthodes de datation et limites des méthodes **166**
6. 1 - Chronologie relative **166**
Stratigraphique ***166***
Pédologique ***166***

6. 2 – Chronologie absolue 166
Méthodes de datation et de reconstitution paléo-écologiques 166
• La tephrochronologie 166
• Les datations radiométriques 14C 166
• Paléomagnétisme 166
• Mesure des cosmogéniques produits in situ 167
• Thermoluminescence 167
• Datation des spéléothèmes 167

7. Méthodes de reconstitution des stades glaciaires 167
7. 1 - Méthodes de détermination de la Ligne d'Equilibre Glaciaire (LEG) 167
La méthode des sommets 167
La méthode hypsométrique ou de partage des surfaces 168
La méthode hypsométrique modifiée 169
La méthode de l'altitude moyenne du bassin versant 169
La méthode de la demi-différence d'altitude des fronts glaciaires 170
La méthode Toe-to-headwall altitude ratios (THAR) 170
La méthode de l'enracinement des moraines 170
La méthode du gradient de bilan de masse 172
7. 2 – Reconstitution de la surface topographique des appareils glaciaires 172
7. 3 – Le choix de notre démarche 172
Reconstitution paléogéographique en zone d'accumulation 173
Reconstitution paléogéographique en zone d'ablation 173
Cartographie des moraines 174
Numérotation des positions du front 174
Reconstitution topographique 174
La recherche d'analogues 175
Calculs morphométriques de surface 175
Calcul de la dépression de la ligne d'équilibre glaciaire 177
Conclusion 177

IV – Résultats 179
A - La reconstitution de flux glaciaires au maximum würmien (WGM) 183
Introduction 183

1 - Approche globale du système glaciaire 183
1. 1 - Reconstitution de la ligne d'équilibre glaciaire du système global 184
1. 2 - Approche systémique des variations de l'altitude de la LEG 184
1. 2. 1. Une forte alimentation 184
1. 2. 2. Des températures *basses et des précipitations solides faibles 185*
1. 3 - Les méthodes d'approche et leurs applications au complexe glaciaire Rhône/Arve/Isère 186
1. 3. 1 - La méthode hypsométrique ou de partage des surfaces 186
1. 3. 2 – La méthode de l'enracinement des moraines 187
1. 3. 3 – La méthode THAR (Toe-to-headwall altitude ratios) 188
Conclusion 188

2 - L'alimentation des lobes de piémont 189
2. 1 - Le lobe suisse (lobe de Wangen) 189

2. 1. 1 - La paléogéographie....189
• ***Apport des nouvelles observations*** ***189***
Les lacs d'obturation *189*
2. 1. 2 - L'alimentation du lobe suisse....195
2. 1. 3 - La complexité des flux : un problème de dynamique glaciaire....195
Conclusion....*198*
2.2 - Le lobe lyonnais....198
2. 2. 1 - La paléogéographie 198
La phase d'avancée maximale du glacier würmien ***201***
Le problème des reconstitutions paléogéographiques au niveau du Jura méridiona ***201***
2. 2. 2 - Les apports de nouvelles observations sur le CMI 202
2. 2. 2. 1 - Le Jura méridional et le bassin de Belley ***202***
2. 2. 2. 2- Le versant occidental du Mont du Chat ***207***
2. 2. 2. 3 - Implications paléogéographiques ***207***
Comparaison avec un lobe de piémont analogue....*209*
2. 2. 3 - L'alimentation du lobe lyonnais 209
2. 2. 3. 1 - La position de ligne d'équilibre glaciaire ***214***
2. 2. 3. 2 - Les données pétrographiques ***218***
1 – Les brèches polygéniques et les grés grossiers et conglomératiques du flysch du domaine valaisan....*218*
A - Répartition des blocs erratiques et description....*218*
B - Localisation des affleurements sources ***220***
• *Affleurements du flysch valaisan en Tarentaise et Beaufortin* *220*
- L'unité de Moûtiers (fig.I. 2. 25) *222*
- L'unité du Roignais-Versoyen (fig.2. 25) *222*
C - Description des faciès ***et métamorphisme*** ***224***
• *Affleurements du domaine dit ultra-dauphinois (fig.2. 25)* *225*
• *Affleurements de la série de la « Nappe de la Brèche « du Chablais (fig. 2. 28)* *225*
Description des faciès et métamorphisme....*226*
Conclusion sur les blocs erratiques de brèches polygéniques *227*
2 - les conglomérats à galets taraudés de la molasse burdigalienne ou conglomérat de Bourdeau ***228***
A - Répartition des blocs erratiques et description....*228*
B - Localisation des affleurements sources *228*
C - Description des faciès et métamorphisme....*229*
3 - Les brèches et poudingues à ciment rouge de la molasse oligocène, « marbre de Vimines ou brèche de Vimines » ***229***
A - Répartition des blocs erratiques et description....*229*
B - Localisation des affleurements sources *230*
C - Description des faciès *230*
Conclusion sur les blocs erratiques de conglomérat de Bourdeau et de brèches de Vimines *230*
4 - Les conglomérats permo-carbonifères ***231***
A - Répartition des blocs erratiques et description....*231*
B - Localisation des affleurements sources *231*
C - Description des faciès *232*
5 - Les gneiss du Grand Paradis ***232***
A - Répartition des blocs erratiques et description....*232*

B - Localisation des affleurements sources 232
C - Description des faciès 233
Conclusion sur les blocs erratiques de gneiss du Grand Paradis....233
6 - Métagabbros magnésiens, à gros grains 233
A - Répartition des blocs erratiques et description....233
B - Localisation des affleurements sources 233
C - Description des faciès 234
Conclusion sur les blocs erratiques de gabbros et de métagabbros....236
7 - Les granites des massifs cristallins externes de la Lauzière et de Saint Colomban 236
A - Répartition des blocs erratiques et description....236
B - Description des faciès et localisation des affleurements sources 236
Conclusion sur les blocs erratiques de granite 238
Conclusion sur les analyses pétrographiques....238
2. 2. 3. 3 - L'apport des minéraux lourds....239
• Le problème de la résistance des minéraux lourds....240
• Distribution des minéraux lourds selon les bassins versant....241
Conclusion sur la caractérisation des minéraux lourds des bassins versants sources 242
• Analyses des échantillons, du piémont lyonnais 242
Conclusion sur les minéraux lourds....245
Conclusion sur l'alimentation du lobe lyonnais....245
2. 3 - Le lobe de Moirans en basse Isère.... 249
2. 3. 1 - La paléogéographie 249
Dans l'ombilic de Grenoble 249
Dans l'ombilic de Moirans et la basse Isère, la position des fronts....250
2. 3. 2 - L'alimentation du lobe de Moirans 253
2. 3. 2. 1 - La ligne d'équilibre glaciaire du glacier de la Romanche 253
Les indices géomorphologiques....254
2. 3. 2. 2 - Les données pétrographiques....256
1 – Gneiss amphiboliques 257
A - Répartition des blocs erratiques et description....257
B - Description des faciès....257
C - Situation des affleurements sources 258
2 – Granite du Cray 258
A - Répartition des blocs erratiques et description 258
B - Description des faciès....258
C - Situation des affleurements sources 259
Conclusion sur les analyses pétrographiques....259
***2. 3. 2. 3 - L'apport des min**éraux lourds 259*
Distribution des minéraux lourds selon les bassins versants 259
Origine controversée de la glaucophane dans la vallée du Drac 261
Conclusion sur les minéraux lourds....263
Conclusion sur l'alimentation du lobe de Moirans....263
Conclusion sur l'alimentation des lobes de piémont 263

3 - DIFFLUENCES ET TRANSFLUENCES EN ZONES D'ALIMENTATION....265
• Le modelé glaciaire 265
Les trimlines....265
L'âge des trimlines....265

Les diffluences....266
3. 1 - Le massif du Mont-Blanc et le bassin de l'Arve....266
3. 1. 1 – Géomorphologie et reconstitution paléogéographique....266
• *Versant oriental du massif du Mont- Blanc (Val Ferret italien et Val Ferret suisse)....266*
• *Aiguilles Rouges et massif du Haut Chablais....268*
• *Versant occidental du massif du Mont-Blanc....268*
• *Sud du massif et Val Montjoie....268*
3. 1. 2 - Reconstitution des flux et diffluences....270
• *Région septentrionale du massif du Mont Blanc....270*
• *Versant occidental du massif du Mont-Blanc....272*
• *Versant oriental du massif du Mont-Blanc....272*
• *L'hypothèse d'une diffluence des glaces du Mont-Blanc par le col du Petit Saint Bernard....273*
Conclusion....273
3. 2 – La haute vallée du Rhône et le Valais....273
3. 2. 1 - Géomorphologie et reconstitution paléogéographique....273
3. 2. 2 - Reconstitution des flux et diffluences....276
Conclusion....278
3. 3 - Le massif de la Vanoise, les bassins de Tarentaise et de Maurienne....278
3. 3. 1 - La Tarentaise....279
3. 3. 1. 1 - Géomorphologie glaciaire et paléogéographie....279
• *Le massif de la Lauzière : un jalon dans la reconstitution paléogéographique....280*
3. 3. 2 - La Maurienne....281
3. 3. 2. 1 - Géomorphologie glaciaire et paléogéographie....281
3. 3. 2 - Reconstitution des flux et diffluences....282
Conclusion....283
3. 4 - Le massif des Ecrins et le bassin de la Romanche....285
3. 4. 1 – Géomorphologie et reconstitution paléogéographique....285
3. 4. 2 - Reconstitution des flux et diffluences....285
Conclusion....285
Conclusion sur les diffluences amont....285

4 - Le rôle des grandes cluses des massifs subalpins
Interactions des glaciers alpins avec les massifs subalpins....288
4. 1 - La cluse de Chambéry et le val du Bourget....288
4. 1. 1 - Reconstitutions paléogéographiques....288
• ***Observations géomorphologiques....288***
Entre le Mont du Chat....288
et le Mont de la Charvaz....290
Entre la montagne de la Biolle et le Mont Clergeon....290
A l'entrée de la cluse de Chambéry....290
Le seuil des cols de l'Épine et du Crucifix....290
• ***Reconstitutions paléogéographiques....290***
• ***Mise en évidence d'une dynamique d'écoulement rapide dans le val du Bourget....290***
4. 1. 2 - Reconstitution des flux....291
Conclusion sur la cluse de Chambéry....291
4. 2 - La cluse d'Annecy....293
4. 2. 1 – Reconstitutions paléogéographiques....293
• ***Observations géomorphologiques....293***
- Épaule nord de la Dent de Cons....293

- Le col de Tamié....293
- La montagne du Semnoz, épaulement nord 293
- En bordure N-E de la cluse d'Annecy / Faverges....295
• Répartition des blocs erratiques et description 295
Sur l'épaulement nord de la Dent de Cons....295
Au col de Tamié....296
Sur la retombée nord du Semnoz....296
• Analyses pétrographiques des blocs erratiques....296
Les conglomérats stephaniens 296
Description des faciès et localisation des affleurements sources....296
Grès de base du Permo-Trias 297
A - Description des faciès 297
B -Localisation des affleurements sources....298
4. 2. 2 – Reconstitution des flux....298
Conclusion sur la cluse d'Annecy....300
Conclusion générale sur le rôle des grandes cluses....300
4. 3 – Interactions avec les massifs subalpins....300
4. 3. 1 – Le massif du Chablais....300
4. 3. 1. 1 – Paléogéographie du glacier du Rhône entre Martigny et la cuvette lémanique....301
A - Amont du verrou de Saint-Maurice 301
• Rive droite de la vallée du Rhône....301
• Rive gauche de la vallée du Rhône....301
B - Aval du verrou de St Maurice....301
• Reconstitution du profil longitudinal du glacier du Rhône entre Martigny et Villeneuve....301
• Comparaison avec le complexe glaciaire Seward-Malaspina....303
4. 3. 1. 2 – Observations géomorphologiques dans le val d'Illiez et la vallée d'Abondance....304
• Le Val d'Illiez....304
• Le Pas de Morgins et la vallée d'Abondance 305
4. 3. 1. 3 – La diffluence dans le massif du Chablais....307
• le Pas de Morgins 307
• Le col des Gets....307
Conclusion sur le massif du Chablais 309
4. 3. 2 – Le massif des Aravis....309
4. 3. 2. 1 – Paléogéographie du glacier de l'Arve 309
4. 3. 2. 2 – Les diffluences du glacier de l'Arve dans le massif des Aravis 309
Conclusion sur le massif des Aravis....312
4. 3. 3 – Le massif des Bauges....312
4. 3. 3. 1 – Paléogéographie du glacier isérois 313
4. 3. 3. 2 – Observations géomorphologiques dans le massif des Bauges....313
• Les Bauges orientales 313
• Les Bauges du sud-ouest et occidentales 316
- Dans la vallée du Noyer et le bassin de Lescheraines....316
- En rive droite de la vallée du Chéran....317
- En rive gauche de la vallée du Chéran....318
4. 3. 3. 3 – Les diffluences du glacier isérois dans les Bauges....318
• Les apports des remplissages endokarstiques 318

• ***Interprétation des flux allochtones*** ***320***
• *Quantification des flux issus de Tarentaise en regard du massif subalpin des Bauges et des cluses d'Annecy et de Chambéry* *320*
• ***Le glaciaire autochtone*** ***320***
Conclusion sur le massif des Bauges *321*
4. 3. 4 –Le massif de la Chartreuse 321
4. 3. 4. 1 – Le glaciaire autochtone et allochtone ***323***
4. 3. 4. 2 – Les diffluences du glacier alpin dans le massif de la Chartreuse ***323***
• ***Les gorges du Guiers Vif et du Guiers Mort*** ***323***
• ***Le col du Granier*** ***324***
Conclusion sur le massif de la Chartreuse *327*
4. 3. 5 - Le massif du Vercors 327
• ***Les diffluences du glacier alpin dans le massif du Vercors*** ***329***
• ***Conclusion sur le massif du Vercors*** ***330***
Conclusion sur les grandes cluses et les massifs subalpins *330*
CARTE PALÉOGÉOGRAPHIQUE **332**

B - MODALITÉS DE LA DÉGLACIATION DES ALPES NORD-OCCIDENTALES ..**333**
Rappel sur les dépôts glaciaires et associés ***333***
• ***Les formations fluvio-glaciaires*** ***333***
• ***Formations morainiques*** ***333***
• ***Les formations glacio-lacustres*** ***334***

1 – LES ÉTAPES DE LA DÉGLACIATION DU PIÉMONT LYONNAIS ET DE LA BASSE ISÈRE **334**
1. 1 - Le piémont lyonnais **334**
1 - Etape de retrait, Lancin 337
2 - Etape de retrait, Arandon 337
3 - Etape de retrait, Morestel 338
4 - Alimentation des phases de retrait du glacier würmien sur le piémont 339
1. 2 - La basse Isère et l'ombilic de Moirans **340**
Corrélation avec l'est lyonnais 340
Conclusion sur les étapes de retrait sur l'est lyonnais et la basse Isère *341*
1. 3 - Le plateau suisse **342**

2 - MOYENNE VALLÉE DU HAUT-RHÔNE, ENTRE L'AVANT PAYS SAVOYARD ET LE BASSIN LÉMANIQUE **344**
2. 1 - Caractères topographiques du substratum **344**
2. 2 - Cartographie et position topographique des formations supra - morainiques **344**
2. 3 - Interprétation des modalités du retrait glaciaire et influences des flux **345**
2. 3. 1 - Stade de retrait 750-780 m ***345***
• *Le bassin de Bellegarde* *345*
• *Nord des bassins de l'Albanais et d'Annecy* *345*
2. 3. 2 - Stade de retrait 600-630 m ***349***
• *Le bassin des Usses* *349*
2. 3. 3 – Stade de retrait 530 et 560 m ***349***
• *Le bassin de Bellegarde* *352*
• *Le bassin des Usses* *352*
2. 3. 4 – Evidence d'une récurrence glaciaire ***353***
• *Dans le bassin des Usses* *353*
• *Nord des bassins de l'Albanais et de Bellegarde* *353*

Conclusion sur la déglaciation entre l'avant pays savoyard et le bassin lémanique 357
3 - La déglaciation de la basse vallée de l'Arve, les déconnexions avec les diffluences 360
3. 1 - Stades confluents avec le glacier du Rhône 360
Etape I - Le stade de la Marmotte 360
Etape II - Le stade de Saint André de Boëge 360
Etape III - Le stade des lacs de Fillinges et d'Esserts-Salève 362
Etape IV - Le stade de Cranves-Sales – Loex.....362
3. 2 - Les stades de retrait individualisés dans la vallée de l'Arve 362
3. 2. 1 - L'ombilic de Bonneville 362
Etape I – Le stade des lacs de Pollinges 362
Etape II - Le stade de Loisinges 362
Etape III - Le stade « des Rocailles 365
3. 2. 1 - Les étapes postérieures dans l'ombilic de Cluses - Bonneville 366
Les stades de «Bonneville-Marignier» et de «Marignier» 366
3. 3 – Les interactions du glacier de l'Arve avec les diffluences.....
• La diffluence du seuil des Bornes.....366
• La diffluence du seuil de Megève.....366
Conclusion sur la déglaciation de la basse vallée de l'Arve.....366

4. L'individualisation des appareils dans les autres vallées..... 369
4. 1 - La cluse d'Annecy – Faverges, le rôle du glacier de l'Arve..... 369
4. 2 - Le glacier du Rhône dans la cuvette lémanique 369
4. 2. 1 - Le Stade de Laconnex 371
4. 2. 2 - La récurrence de Genève.....371
4. 2. 3 - La récurrence du Petit Lac 371
4. 2. 4 - Le stade de la moraine de Monthey 372
Conclusion sur les stades de retrait du glacier du Rhône dans la cuvette lémanique 374
4. 3 - Les glaciers «isérois» du Grésivaudan et du val du Bourget..... 376
4. 3. 1 L'ombilic de Grenoble 376
4. 3. 2 Le val du Bourget 376
Conclusion sur le retrait du glacier isérois.....377

5. Corrélations d'une vallée à l'autre..... 378
5. 1 - Corrélation de la récurrence de Genève avec la déglaciation de la vallée de l'Arve 378
L'hypothèse du stade de la plaine des Rocailles contemporain de la récurrence de Genève. 378
5. 2 - La dernière récurrence : corrélation entre les vallées du Rhône, de l'Arve, et de l'Isère 378
Conclusion.....380
Conclusion sur les modalités de la déglaciation 380

C - Le problème de la datation du WGM 381
Rappel : deux grandes tendances.....381

1 – Analyses des données disponibles 381
1. 1 - Les données mondiales et la Fennoscandie..... 381
1. 2 – Dans les massifs montagneux des moyennes latitudes..... 382
1. 2. 1 les Pyrénées 382

1. 2. 2 les Vosges....382
1. 2. 3 le Massif Central....382
1. 2. 4 le Jura....382
1. 2. 5 l' Himalaya....382
1. 2. 6 les Alpes....383
•*Les données fiables*....*383*
Le glacier du Rhin....*383*
Le lobe lyonnais....*384*
La vallée de l'Isère....*384*
•*Les données controversées*....*384*
Le glacier du Rhône....*384*

2 – Analyse critique des méthodes de datation....885
2. 1 - Méthodes de datation directe de la géomorphologie glaciaire....385
• *Les âges d'exposition*....*385*
• *La thermoluminescence (OSL ou Optically Stimulated Luminescence)*....*385*
2. 2 - Méthodes de datation indirecte de la géomorphologie glaciaire....385
• *les âges C1*....*385*
• *Datation des spéléothèmes : méthode U/Th*....*387*
2. 3 - Choix des sites....387
2. 4 - Choix des échantillonnages....387
2. 4. 1 - Les données....387
• *Données directes*....*387*
• *Données indirectes*....*388*
2. 4. 2 - Les corrélations....388
3 – Discussions et hypothèses....389
3. 1 - Le problème de la disparité des âges....389
• *Réflexion sur l'influence des dépressions lacustres pendant le dernier pléniglaciaires (MIS 2)*....**389**
3. 3 - Hypothèses....390
Hypothèse 1 -....*390*
Hypothèse 2....*393*
Conclusion....*394*

Conclusion et perspectives....395

1 - Conclusion générale....399
1. 1 - L'alimentation des lobes de piémont....399
1. 2 - L'alimentation du lobe de Moirans et de la basse Isère....400
1. 3 - Le rôle des grandes cluses et les interactions avec les massifs subalpins....400
1. 4 - Les diffluences amont....400
1. 5 - Les modalités de la déglaciation....401
1. 6 - Les apports de notre travail....401

2 - Les problèmes soulevés et les incertitudes....402
2. 1 - La reconstitution des flux....402
2. 2 - La déglaciation....402

3 – Les perspectives des recherches....403
3. 1 - La déglaciation de la Combe de Savoie....403
3. 2 - La genèse des trimlines et le régime thermique des glaciers....403

3. 3 - La datation du WGM..... 404

Bibliographie 405

Annexe 1 Liste des cartes topographiques et géologiques..... 427

Annexe 2 : Coordonnées GPS des blocs erratiques..... 430

Annexe 3 : Coordonnées GPS des trimlines 432

Annexe 4 : Localisation des Prélèvements minéraux lourds 436

Annexe 5 : Localisation des Gravières, formations deltaïques et coupes citées 437

Annexe 6 : Tableaux des datations..... 438

Table des illustrations..... 443

Table des planches hors-texte..... 453

Table des matières 455