

LE LOBE GLACIAIRE LYONNAIS AU MAXIMUM WÜRMIEN

GLACIER DU RHÔNE OU/ET GLACIERS SAVOYARDS ?

*THE LYON'S GLACIAL LOBE AT THE WÜRM GLACIAL MAXIMUM:
RHÔNE GLACIER OR/AND SAVOYARDS GLACIERS*

SYLVAIN COUTTERAND ¹, PHILIPPE SCHOENEICH ², GÉRARD NICOUD ¹

¹ Laboratoire EDYTEM, Université de Savoie/CNRS, Campus scientifique, F 73376 Le Bourget-du-Lac cedex.

² Institut de Géographie Alpine, UJF, Grenoble.

RÉSUMÉ

Après plus d'un siècle d'études du Quaternaire de la région lyonnaise, il était communément admis d'assimiler le lobe de piémont lyonnais au glacier du Rhône. Aujourd'hui, de nouvelles données remettent en cause cette vision traditionnelle. S'appuyant sur différentes méthodes d'analyses glaciologiques et pétrographiques et sur une reconstitution paléogéographique précise, cette étude démontre que les glaces iséroises issues du sillon alpin étaient majoritairement responsables de l'alimentation du lobe de piémont lyonnais.

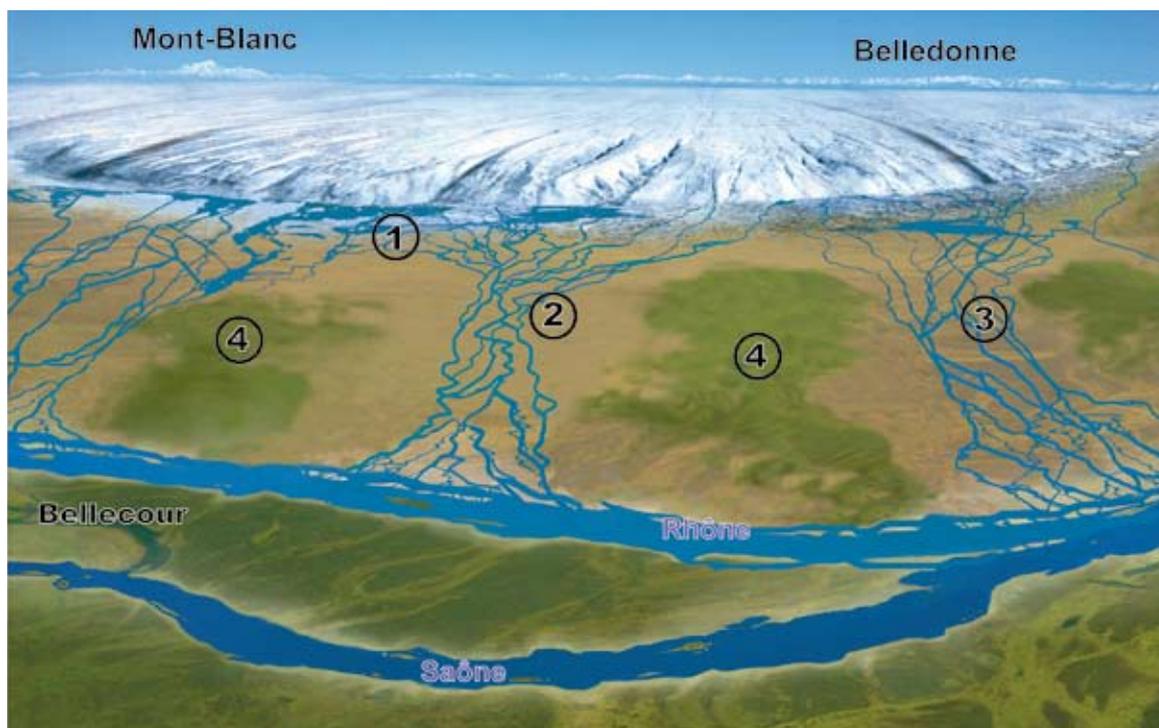
MOTS-CLÉS : LOBE LYONNAIS, GLACIER DU RHÔNE, GLACIER DE L'ISÈRE, BLOC ERRATIQUE, MINÉRAUX LOURDS, LIGNE D'ÉQUILIBRE GLACIAIRE.

ABSTRACT

After more than a century of studies of the Quaternary of the Lyon area, it was commonly admitted to assimilate the piémont lobe of Lyon to the glacier of the Rhone. Today, new datas call into question this traditional view. Based on various methods of glaciologic and petrographic analysis and on an accurate reconstitution of the paleogeography, this study shows that the Iséroise ices come from the Alpine groove were predominantly responsible for the feeding of the piémont lobe of Lyon.

KEYWORDS: LYONNAIS GLACIAL LOBE, ISÈRE GLACIER, ERRATIC BOULDER, HEAVY MINERALS, EQUILIBRIUM-LINE.

INTRODUCTION - LA PROBLÉMATIQUE



La présence, au Pléistocène récent, de glaciers de piémont coalescents s'étendant du Moyen Pays suisse jusque dans la région lyonnaise a été reconnue dès le milieu du XIX^e siècle (Lory, 1860-1864, 1871 ; Falsan et Chantre, 1879-1880 ; Favre 1884). On admet traditionnellement que le glacier du Rhône a produit deux lobes de glace pendant le cycle glaciaire würmien : un « lobe suisse » débordant de la cuvette lémanique vers le Nord et s'avancant jusqu'à Wangen (canton de Soleure) et un « lobe lyonnais » s'avancant jusqu'au complexe des « moraines internes » (CMI) de l'Est lyonnais (Penck et Bruckner, 1909). Cette hypothèse suggère une énorme extension du glacier du Rhône, dont la zone d'ablation serait largement disproportionnée par rapport à la zone d'accumulation. Elle soulève le problème de l'alimentation du lobe de piémont lyonnais objet de ce travail (figure 1). Afin d'identifier les flux glaciaires responsables de l'alimentation du lobe lyonnais, cette étude s'est appuyée dans un premier temps sur la position de la ligne d'équilibre glaciaire du complexe glaciaire Rhône-Arve-Isère, puis, dans un second temps, sur l'analyse macroscopique et microscopique des blocs erratiques et sur l'identification des minéraux lourds contenus dans la fraction fine des dépôts glaciaires. Le cadre géographique de cette étude est reproduit sur la figure 2.

Figure 1 - Reconstitution du lobe lyonnais au maximum Würmien, stade A, © Alpes Magazine (2005) :

- 1 - terrasse de Satolas ;
- 2 - moyennes terrasses du Riss ;
- 3 - couloir d'Heyrieux ;
- 4 - couloir de Bron - Saint Laurent de Mure.

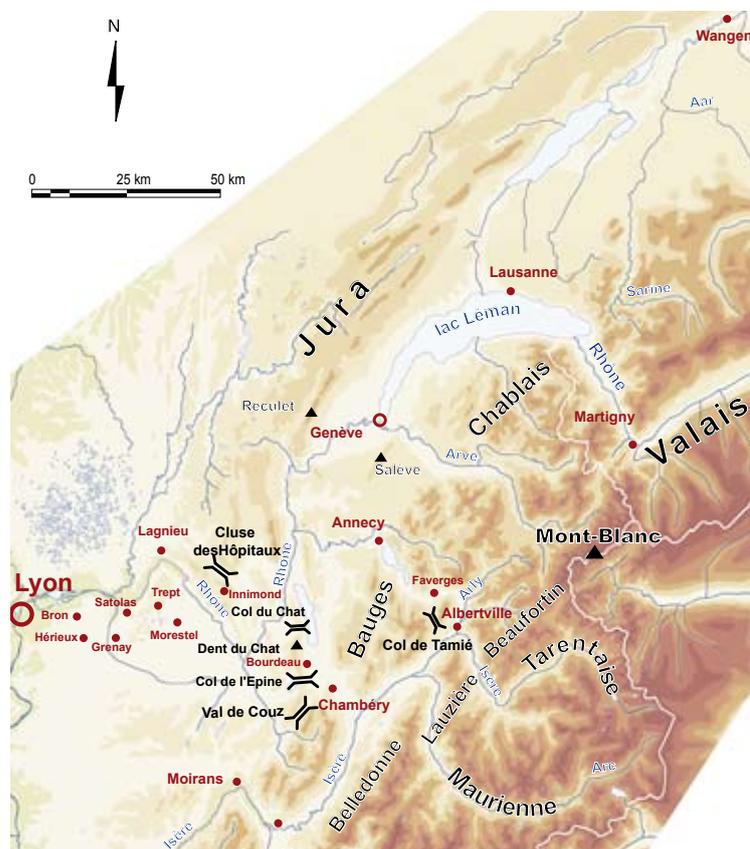


Figure 2 - Région étudiée, avec les principaux lieux cités.

I - HISTORIQUE DES RECHERCHES

Les premiers auteurs à cartographier le lobe lyonnais (Falsan et Chantre, 1879-1880) identifient une origine des glaces dans les bassins versants de l'Arve, de l'Isère et de l'Arc qu'ils définissent sous le terme de « glacier delphino-savoisien ».

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 (rarement préservées), Lory (1860-1864), puis Falsan et Chantre (1879-1880) cherchent à déterminer les directions des flux et les secteurs d'origine des divers dépôts glaciaires. Ils démontrent que les glaciers de l'Isère et de l'Arc avaient occupé la cluse de Chambéry et difflué par dessus la chaîne de la Dent du Chat et définissent ainsi un « glacier delphino-savoisien », alimenté par les glaciers des Alpes du Nord françaises, et auquel ils attribuent une fraction des dépôts glaciaires de la région lyonnaise. De même, ils montrent, sur la base de la présence de roches caractéristiques de l'Oisans, que le lobe de Moirans était alimenté par les glaciers de la Romanche et du Drac.

Falsan et Chantre (1879-1880) établissent une carte détaillée montrant à la fois l'origine des dépôts et les flux de glace reconstitués (figure 3). 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.

Travaillant dans une optique mono-glacialiste, ces auteurs ne différencient pas les dépôts en fonction de leur âge relatif. Leurs reconstitutions correspondent de fait au maximum d'englacement du Riss correspondant à l'avant dernière glaciation selon les stratotypes bavarois définis par Penck et Brückner (1909). Penck et Brückner (1909) reprennent leurs données dans un contexte pluri-glacialiste et subdivisent 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,
- 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 (figure 4).

Ainsi, c'est dans ces termes que les auteurs décrivent le réseau glaciaire précité :

« 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

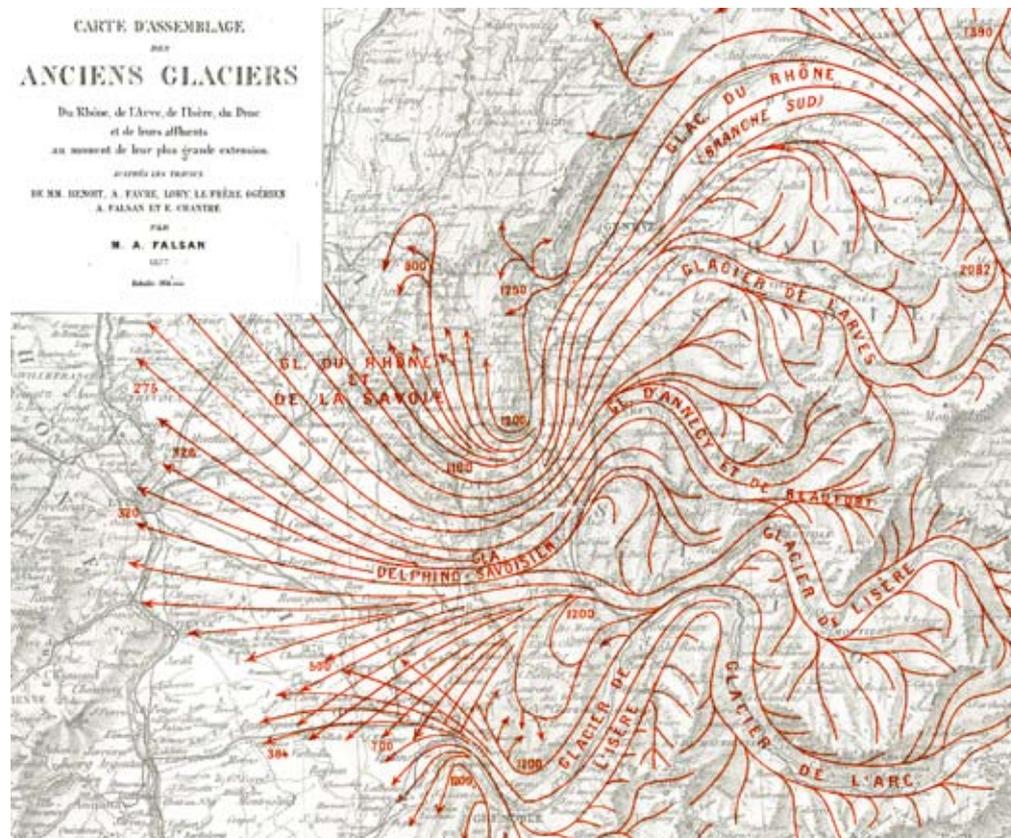


Figure 3 - Détail de la carte générale de Falsan et Chantre (1879-1880).

Chéran et la Combe de Savoie » (Penck et Brückner, 1909).

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 : on a coutume d'attribuer au glacier du Rhône le complexe des moraines internes de la région lyonnaise, ce qui suppose une énorme extension de cet appareil. Ce n'est que très récemment que Mandier (2003) s'est intéressé à la problématique. S'interrogeant sur la part à attribuer au glacier du Rhône s.s., il écrit : « *il nous paraît essentiel de mettre fin à un malentendu concernant l'appellation glacier de piedmont du Rhône. Analysé à partir de l'aval, le glacier wurmien de piedmont ne pouvait qu'être qualifié de Rhodanien sans pour autant que cela signifie une alimentation principale à partir du glacier du Valais* ».

Schoeneich (2002) propose de revoir l'appellation de glacier du Rhône pour le lobe lyonnais. Comparant les deux principaux complexes glaciaires des Alpes suisses, ceux du Rhône et du Rhin, il démontre que pour un bassin d'accumulation d'étendue et d'altitude sensiblement égales, le lobe de piémont du glacier du Rhône aurait été au moins deux fois plus étendu que celui du glacier du Rhin, alors même que l'orientation du bassin du Rhin au nord est dans l'ensemble plus favorable à

l'accumulation glaciaire. Il met en évidence l'apport des glaciers affluents pour les deux lobes du glacier du Rhône. Pour le lobe suisse, il s'agit des glaciers du Jura, de la Sarine et de l'Aar. Toutefois, seule la calotte jurassienne a pu dans une certaine mesure contribuer à l'alimentation du lobe terminal. Les glaciers de la Sarine et de l'Aar semblent n'avoir qu'à peine conflué avec le glacier du Rhône, et n'auraient pas contribué directement à l'alimentation du lobe de Wangen (Nussbaum, 1910 ; Ivy-Ochs, 2004).

Le lobe suisse est donc alimenté presque exclusivement par la glace issue du Valais, ce qui est confirmé par les données pétrographiques (Nussbaum, 1910 ; Ledermann, 1978 ; Hantke, 1978). 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. L'hypothèse de Lory, puis de Falsan et Chantre, suggère que le lobe lyonnais était alimenté en partie par les glaciers savoyards et dauphinois qui, après avoir rempli le sillon subalpin, auraient débordé dans l'avant-pays alpin par les cluses d'Annecy, de Chambéry et de Grenoble. Mandier (2003) réexamine cette hypothèse ; 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, il avance que seules les glaces iséroises, complétées par les apports du glacier de l'Arve, dont l'importance relative reste à estimer, ont contribué à l'alimentation du lobe lyonnais.

La confusion existant actuellement quant à l'attribution des dépôts glaciaires de la région lyonnaise est due à trois facteurs :

- le poids de l'hydrographie : dans l'attribution des noms de glacier, 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 les rivières actuelles ;

- le poids des mots : Penck et Bruckner (1909), tout en

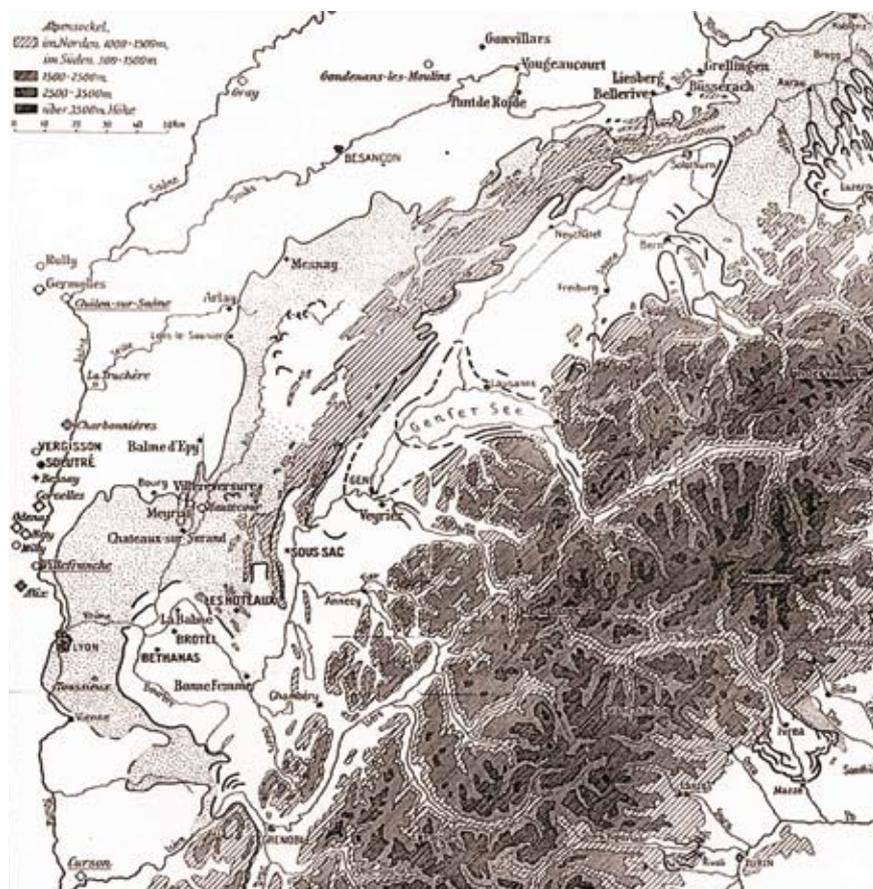


Figure 4 - Cartographie du complexe glaciaire helvétique et rhodanien par Penck et Brückner (1909).

reprenant l'interprétation de Falsan et Chantre, 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'ha-

bitude 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.

II- LA CARTOGRAPHIE DU GLACIER DU RHÔNE

A l'examen de la littérature, il est intéressant de noter que le complexe glaciaire rhodanien est rarement représenté dans son ensemble :

- les quaternaristes suisses ne représentent en général que le lobe suisse et limitent leurs cartes à la région genevoise. La représentation classique est celle proposée par Jäckli (1962, 1970) (figure 5). 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 (Kasser, 1980 ; Frei, 1912 ; Haerberli et Penz, 1985 (figure 6) ; Haerberli, 1991). Cette représentation des flux de glace est d'ailleurs étayée par des données pétrographiques de blocs erratiques ;
- les quaternaristes français (Mandier, 1984 ; Campy, 1985 ; Buoncristiani et Campy, 2002) ne représentent en général que le lobe lyonnais et font

commencer le glacier du Rhône dans la région genevoise ou au mieux dans le bassin lémanique (figure 7). Lorsqu'ils représentent les flux de glace, ils indiquent un flux principal rhodanien venant de Genève et considèrent que les glaciers savoyards, ne jouant qu'un rôle limité, n'auraient guère débordé du sillon du Grésivaudan ; aucun auteur ne représente 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 du glacier du Rhône, la zone d'ablation paraissant largement disproportionnée par rapport à la zone d'accumulation.

Une vision globale du système glaciaire paraît nécessaire afin de reconsidérer l'alimentation des deux lobes de piémont. Les travaux en cours (Coutterand et

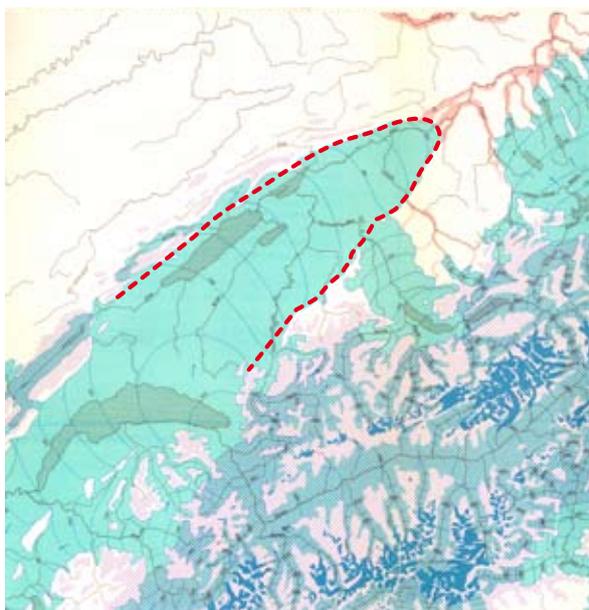


Figure 5 - Le lobe suisse, extrait de la carte de Jäckli (1962, modifié Coutterand 2009).

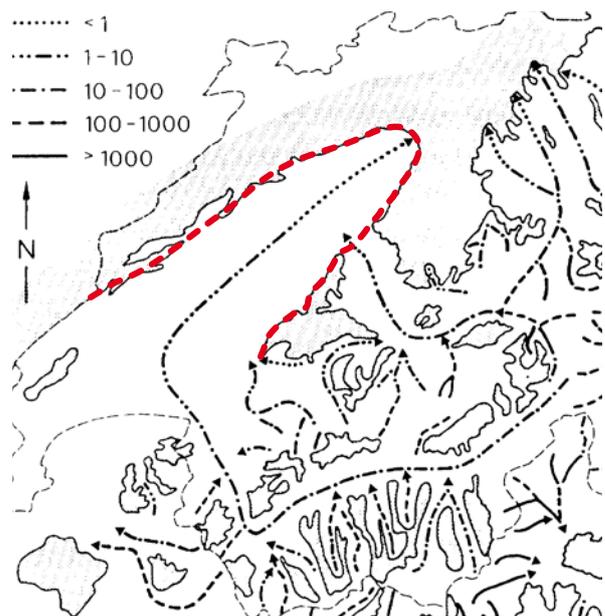


Figure 6 - Le lobe suisse, extrait de la carte de Haerberli et Penz (1985, modifié Coutterand 2009).

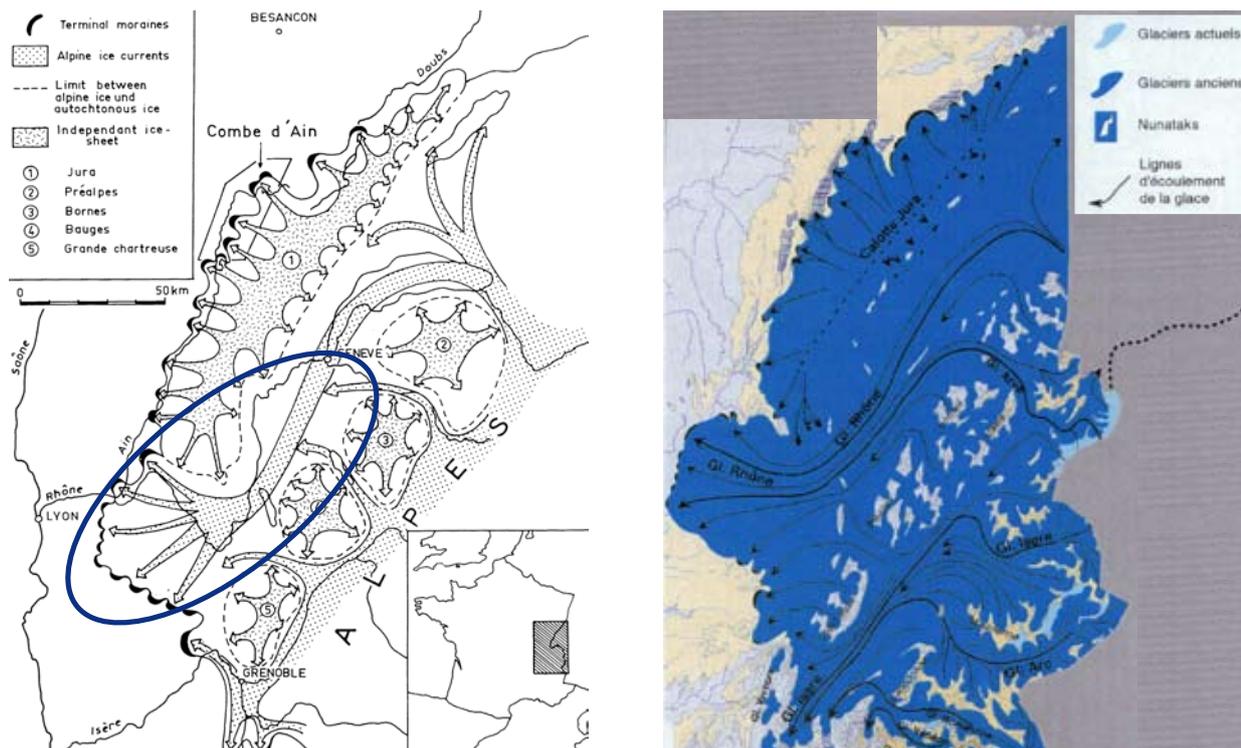


Figure 7 - Représentation des flux et du lobe lyonnais par des auteurs français : à gauche par Campy, 1985 ; à droite par Buoncristiani et Campy, 2002.

Schoeneich, 2007 ; Coutterand, 2008) contribuent à apporter des éléments déterminants pour identifier les

principaux flux glaciaires responsables du complexe des moraines internes de l'Est lyonnais.

III - DÉTERMINATION DE L'ORIGINE DES GLACES DU LOBE DE PIÉMONT LYONNAIS

1 - La reconstitution de la ligne d'équilibre glaciaire

La ligne d'équilibre glaciaire (LEG) représente la limite entre les zones d'accumulation et d'ablation ; le bilan de masse y est nul. L'altitude de la ligne d'équilibre détermine la position altitudinale et distale d'un front glaciaire.

La méthode de calcul de la LEG la plus couramment utilisée est la «Flächenteilungsmethode». Mise au point dès le XIX^e siècle, cette méthode 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 ; de ce fait, en appliquant ce rapport à une paléo surface glaciaire reconstituée, on peut approcher l'altitude de sa ligne d'équilibre. Plus récemment, Kerschner (1976) et Gross *et al.* (1978) ont considérablement affiné et précisé la méthode et ont démontré par des mesures sur de nombreux glaciers actuels qu'un rapport de 2/3 - 1/3 (AAR = 0.67) était conforme à la moyenne observée (figure 8).

Cette méthode a été appliquée à la surface totale du complexe glaciaire Rhône/Arve/Isère avec le rapport standard de 0,67.

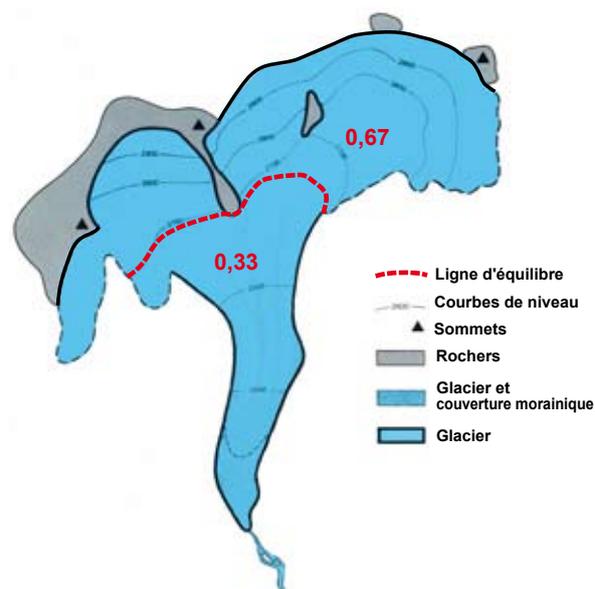


Figure 8 - Reconstitution de la Ligne d'Equilibre Glaciaire (LEG) avec la méthode de l'Accumulation Ablation Ratio (AAR = 0,67)

La planimétrie sur la carte au 1 : 200 000 donne une superficie totale du complexe glaciaire Rhône/Arve/Isère de 25 800 km² au maximum würmien. Les surfaces considérées, calculées par tranches altitudinales de 100 m, suggèrent une valeur moyenne de la LEG comprise entre 1250 m et 1350 m d'altitude. La surface de la zone d'accumulation est de 17 200 km², celle de la zone d'ablation, de 8 600 km².

En regard de ces résultats, il est possible d'avancer que le lobe suisse (2800 km²) a été principalement alimenté par le Valais et le bassin de la Sarine (6000 km²) ; hypothèse envisagée par Schoeneich (1999) et confirmée par la pétrographie des blocs erratiques (Nussbaum, 1910 ; Ledermann, 1978 ; Burckard et Spring, 2004). Quant au lobe lyonnais (1900 km²), son alimentation est issue des bassins versants du massif du Mont Blanc, du Beaufortin, de la Tarentaise et d'une partie de la Maurienne (4000 km²).

Une autre méthode d'approche, celle de l'enracinement des moraines, a permis de contrôler les valeurs obtenues. Définie par Lichtenecker (1936) la «*Moränenansatzmethode*» se fonde sur le fait que les moraines superficielles et latérales ne prennent naissance qu'en-dessous de la ligne d'équilibre glaciaire (LEG). Le point d'enracinement des moraines latérales fournit donc une bonne approximation de l'altitude de la LEG. La méthode n'est toutefois applicable qu'à des glaciers à topographie régulière. Les altitudes obtenues doivent donc être considérées comme des valeurs minimales. La méthode n'en constitue pas moins un bon moyen de contrôle des valeurs déterminées par calcul. Ainsi, dans les vallées du Rhône et de l'Isère, aucune construction morainique latérale n'a été relevée à une altitude supérieure à 1350-1400 m.

A l'examen de l'appareil isérois, 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 Satolas. 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. De ce fait, une telle distance nous paraît incompatible avec une alimentation du lobe lyonnais par la glace valaisanne (figure 13).

2 - Les données pétrographiques

En regard de la similitude des unités structurales (Alpes internes et Alpes externes présentes en Valais et en Tarentaise), les données pétrographiques publiées (Barféty *et al.* 1977 ; Debelmas *et al.*, 1989) et l'analyse pétrographiques des matériaux erratiques issus des différents bassins ne permettaient pas de conclure sur

l'origine des flux glaciaires.

Dans le cadre de ce travail, l'étude macroscopique, puis microscopique, des blocs erratiques reconnus sur le piémont apporte des éléments déterminants : suite aux prélèvements d'un grand nombre d'échantillons, les analyses pétrographiques réalisées ont mis en évidence cinq marqueurs fiables :

- les grès calcaires et brèches polygéniques du Flysch valaisan en France (Tarentaise et Beaufortin) ;
- le conglomérat de Bourdeau, issu du versant oriental de la montagne de l'Epine ;
- le conglomérat permien du Val d'Arly et/ou de la Maurienne ;
- les granites des massifs de la Lauzière et de Saint Colombar ;
- les gneiss du grand Paradis, affleurant au glacier des Sources de l'Arc.

A - Le flysch valaisan en France

Ancienne Zone des Brèches de Tarentaise ou Flysch de Tarentaise, il affleure entre la moyenne Tarentaise et le Beaufortin, et couvre une superficie de 54 km².

Le faciès le plus répandu est celui d'une alternance monotone de lits décimétriques de calcaires sableux, calcschistes, schistes phylliteux noirs, gris ou argentés, dont l'épaisseur (impossible à chiffrer avec précision en raison de la déformation tectonique) paraît comprise entre 600 et 900 m (Debelmas *et al.*, 1989).

Il existe des faciès de brèches polygéniques hétérométriques composés essentiellement de galets de dolomies et de calcaires (figure 9). Les matériaux constituant la zone valaisanne en France et en particulier la série

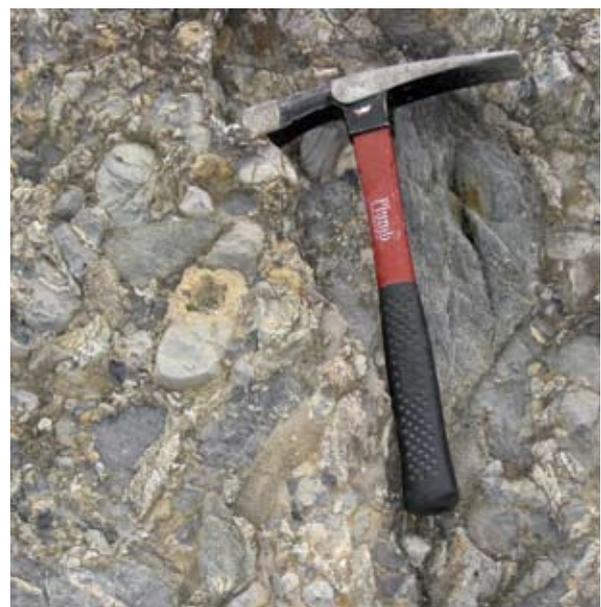


Figure 9 - Détail d'un bloc erratique de brèches polygéniques et hétérométrique du Flysch de Tarentaise (plateau de Crémieu).

détritique sont affectés par de forts plissements isoclinaux et étirements et par un métamorphisme de haute pression (HP) selon Fügenschuh (1999). En effet, les conditions pression/température (P/T) du pic métamorphique avoisinent 18 kb et 350°C, le pic de température pouvant s'élever au-delà de 400°C.

Ces deux caractéristiques discriminantes permettent d'éliminer toute provenance du Chablais en Haute Savoie, dont les unités de flysch appartenant à la nappe de la Brèche couvrent de grandes surfaces. Ces unités ont été prélevées et analysées ; par opposition au flysch de Tarentaise, les flysch du Chablais ne présentent qu'un très faible métamorphisme (anchizone) et ne montrent pas de tels étirement. En regard de l'abondance et surtout de la répartition (rayonnant en faisceau depuis la région d'Albertville) de blocs erratiques constitués de brèches polygéniques, témoins les volumineux blocs erratiques (> 10 m³) du col de Tamié (Pillet, 1885), on peut éliminer toute provenance du Valais (Suisse). En effet, les surfaces concernées par les affleurements de flysch (Pierre Avoi, Sion et Val Ferret) ne dépassent pas 1 km², soit moins de 2% de la surface concernée en Tarentaise-Beaufortin. En conséquence, les blocs erratiques constitués de flysch de Tarentaise démontrent précisément l'origine iséroise des flux glaciaires.

B - Le conglomérat de Bourdeau

Les blocs erratiques constitués de conglomérat de Bourdeau (figure 10) abondent sur le versant occidental de la montagne de l'Épine, sur les flancs du Mont Tournier et dans la région de Morestel.



Figure 10 - Coupe d'un bloc erratique de conglomérat de Bourdeau (Morestel), le cercle bleu indique les perforations qui affectent de nombreux galets calcaires (Photo D. Tritenne).

Le conglomérat de base du Burdigalien a été introduit dans la littérature sous le terme de « Conglomérat de Bourdeau » par Paul Gidon (1960). Les affleurements de ce conglomérat s'étendent sur le bord oriental de la montagne de l'Épine, depuis Bourdeau au nord, en bordure du lac du Bourget, jusqu'au à l'ouest de Chambéry. Souvent discrets, ils sont la plupart du temps révélés par les talus des routes. D'une cinquantaine de mètres à Bourdeau, son épaisseur se réduit à quelques mètres à l'extrême sud de la zone des affleurements.

Au sens géologique, il s'agit plutôt d'un poudingue (Lamiroux, 1977). Ce conglomérat est formé de galets calcaires arrondis, de couleur claire (jaune et gris) liés par un ciment grésoglaucconieux induré (molasse). Il contient aussi quelques silex bruns ou rouges, et de rares éclats de quartz. Le ciment peut contenir des fossiles. Mais les particularités de ce conglomérat sont les perforations qui affectent uniquement les galets calcaires. Des organismes marins lithophages sont responsables de ce taraudage plus ou moins profond et plus ou moins fréquent.

C - Les conglomérats permo-carbonifères

La présence de rares blocs erratiques de conglomérats permo-carbonifères sur le piémont est confirmée grâce à l'identification par Serge Fudral (EDYTEM) d'un volumineux bloc erratique de 3 m³ au col de l'Épine (Guyomard, 2002). Un autre élément de même lithologie, moins volumineux, a retenu notre attention sur le plateau de Crémieux (Trept).

Cette formation, dont le faciès rappelle le faciès « Verrucano », 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. 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 st. Michel de Maurienne (col et pointe des Encombres).

D - Les gneiss du Grand Paradis

Il sont été identifiés au sein des formations glaciogènes de l'Albanais. Présents sous la forme de gneiss orthodérivés fortement étirés et ayant subi un métamorphisme dans le faciès des schistes verts, l'observation au microscope d'une lame mince confirme une provenance de la nappe du Grand Paradis affleurant au niveau du glacier des Sources de l'Arc (Haute Maurienne).

E - Les granites des massifs cristallins externes de la Lauzière et de Saint Colomban

La présence d'une grande quantité de blocs erratiques de granite sur l'Est lyonnais est connue de longue date (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), du granite de Beaufort, de Belledonne, etc. La difficulté majeure réside dans la reconnaissance des différents faciès afin d'en déterminer l'origine.

De nombreux blocs erratiques de granite ont été échantillonnés sur les moraines internes de l'Est lyonnais :

- initialement sur le piémont, sur les rides morainiques de Lagnieu, Charveyron, de Sainte Julie ;
- puis, sur les flancs du Jura à Lompnas (850 m), à Innimond (950 m).

Globalement, on distingue une variété de granitoïdes à grains fins présentant des minéraux peu altérés, caractères qui les différencient nettement du granite du Mont-Blanc.

Plusieurs faciès ont été identifiés : ils comprennent des granites à grains fins non altérés, fortement chlo-

ritisés et présentant un faible métamorphisme (faciès préhnite-pumpellyite), puis, des granites à grains moyens riches en feldspaths potassiques à biotite, et à chlorite abondante. L'origine doit être recherchée dans les massifs du Beaufortin et de la Lauzière (granites des Sept Laux et du Saint Colomban ; Debon et Lemmet, 1999).

A la suite de ces analyses pétrographiques, une reconstitution du trajet des blocs erratiques étudiés est proposée sur la carte topographique de l'Est lyonnais (figure 11).

3 - L'apport des minéraux lourds

Expérimentée depuis de nombreuses années (Vivian et Ricq, 1966 ; Hobléa, 1999), cette méthode d'analyse permet d'identifier l'origine possible des principaux dépôts glaciaires rencontrés. Hobléa (1999), dans son étude des remplissages karstiques du massif des Bauges, a tenté d'identifier la provenance des flux glaciaires allochtones ayant pénétré dans ce massif. Plusieurs dizaines d'échantillons ont été analysés : la confrontation des spectres des minéraux lourds démontre la grande richesse en minéraux alpins fragiles : hornblende verte, glaucophane sodique. Leur présence

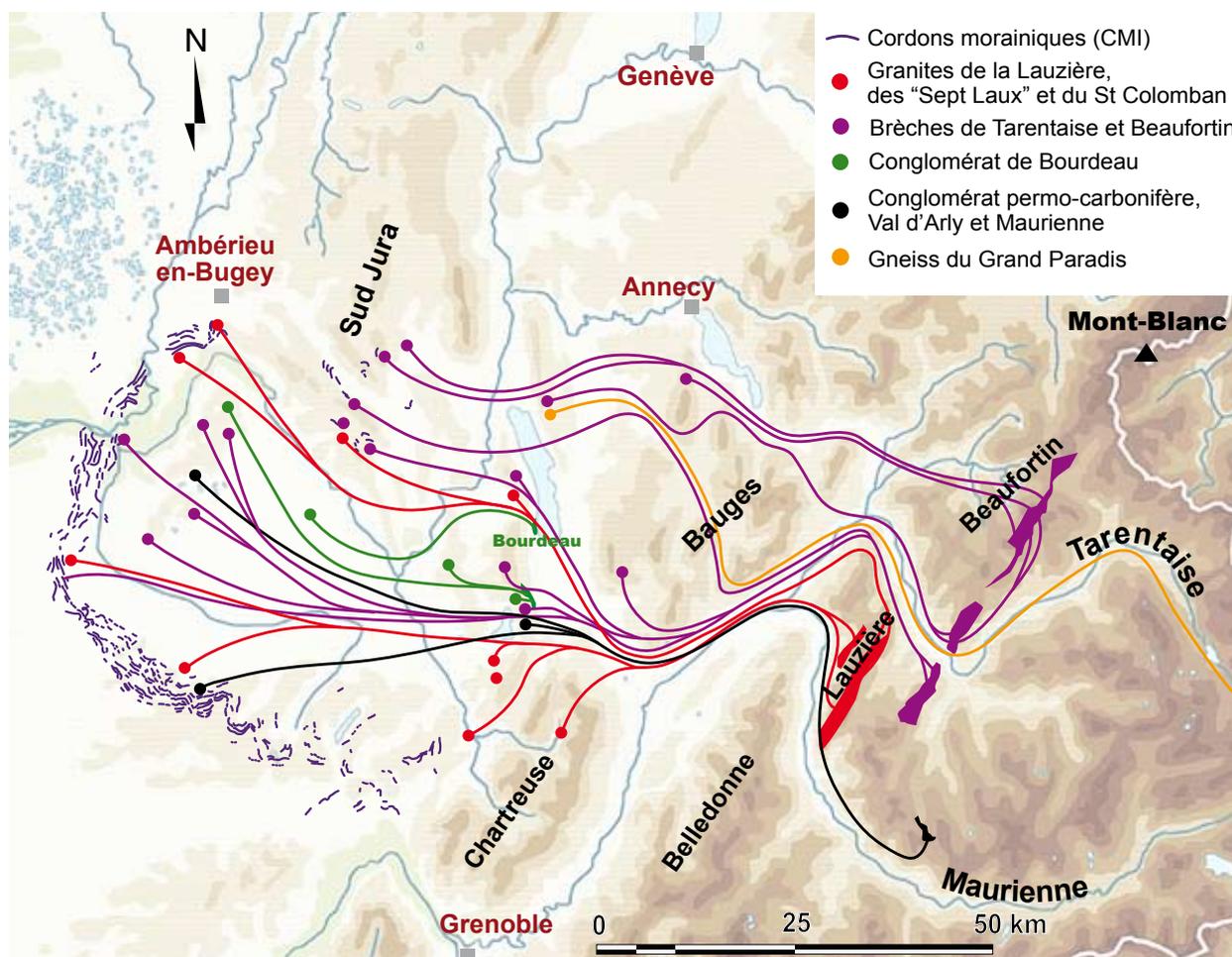


Figure 11 - Reconstitution du trajet des blocs erratiques étudiés et localisation des affleurements d'origine.

prouve une origine intra-alpine qui permet d'avancer une provenance iséroise du flux glaciaire qui s'écoulait depuis la haute vallée du Chéran.

Utilisant cette méthode, nous avons étudié diverses accumulations glaciaires (till d'ablation). Une étroite collaboration avec Monique Beiner dont la méthodologie a été appliquée (Université Nancy II, 2009) a permis, après identification des minéraux lourds, d'effectuer les comptages indispensables pour déterminer les proportions puis 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.

Globalement, les dépôts de la vallée du Rhône et de la vallée de l'Arve se caractérisent par une prédominance du grenat et de l'épidote et une faible proportion de la hornblende verte.

Les dépôts de la vallée de l'Isère sont marqués par une prédominance de la hornblende verte et du glaucophane sodique ainsi qu'une faible proportion du grenat et de l'épidote, résultats qui confirment les interprétations de Vivian et Ricq (1966) et d'Hobléa (1999). Cette opposition entre deux types de dépôt est caractéristique de deux bassins glaciaires bien individualisés (figure 12).

Après l'analyse et l'interprétation des 16 échantillons prélevés sur l'ensemble du piémont lyonnais, on constate que les dépôts sont caractérisés par des faciès à dominante iséroise, à l'exemple des moraines du sud Jura. De plus, les dépôts d'origine glaciaire et fluvioglaciaire piégés dans les cavités karstiques du

val de Couz (grottes des Echelles) et de la cluse des Hôpitaux (grotte Sous les Sangles) reflètent le caractère isérois des minéraux lourds.

Toutefois, l'origine iséroise semble moins marquée parmi les comptages effectués sur quelques échantillons distaux comme ceux de Lagnieu et de Grenay ; l'hypothèse, a priori, que la fraction sableuse contiendrait assez d'éléments prouvant qu'elle provenait des mêmes régions alpines que les différents flux de glace n'a pas été vérifiée. En effet, l'analyse des minéraux lourds des échantillons de Lagnieu et de Grenay pourrait montrer en partie l'influence de la composante du substratum molassique immédiat, comme l'avaient suggéré Gasser et Nabholz (1969) dans leurs travaux appliqués aux sédiments glaciogènes du plateau suisse.

Les comptages des minéraux lourds ainsi que l'identification des blocs erratiques constituent aujourd'hui un ensemble de marqueurs propres aux flux isérois dont voici les traits majeurs (figure 13) :

- au Nord, les flux ont emprunté la cluse d'Anancy / Faverges et la diffluence du col de Tamié ;
- les diffluences du glacier isérois ont traversé le massif des Bauges transgressant le rebord subalpin de ce massif entre 1600 m d'altitude à Albertville et 1300 m d'altitude au Sud-Est de la cluse de Chambéry ;
- enfin, au Sud, un puissant icestream (Paterson, 1994) s'est écoulé par la cluse de Chambéry ; l'altitude de la surface glaciaire (≈ 1250 m sur Chambéry) a favorisé la mise en place des diffluences du val de Couz et des tranfluences du col de l'Epine et du col du Chat au Nord.

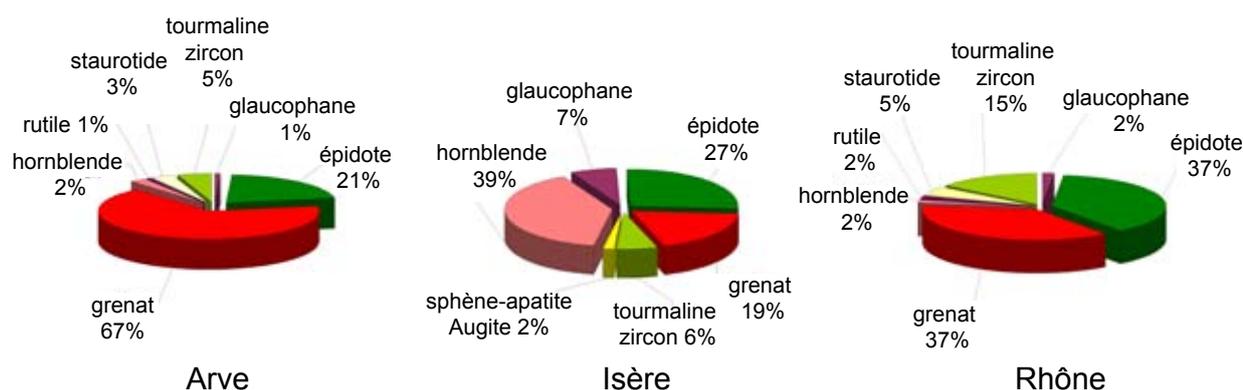
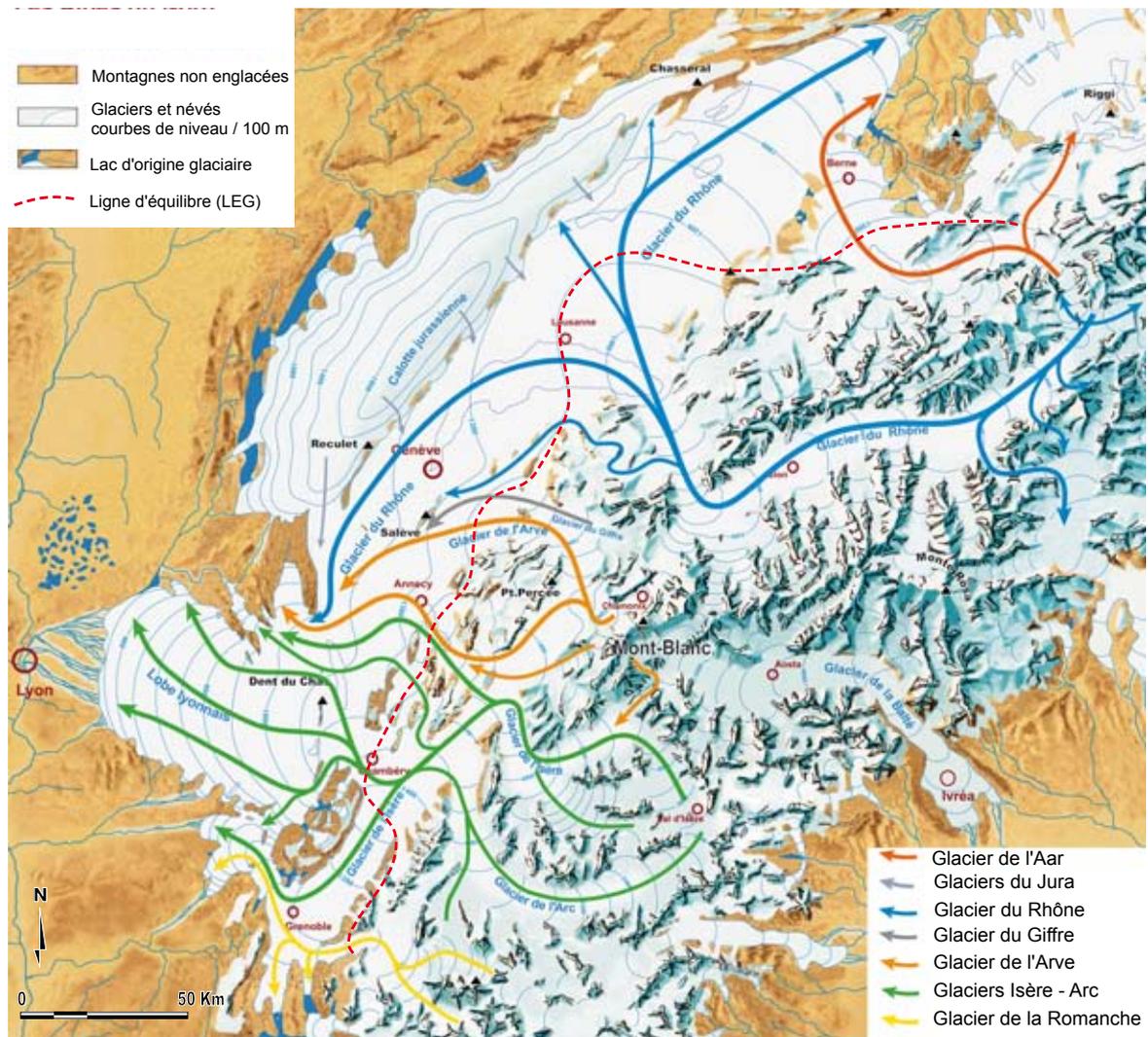


Figure 12 - Distribution des minéraux lourds selon les bassins versants.

Figure 13 (ci-contre) - Carte de reconstitution des flux glaciaires dans les Alpes du Nord au «maximum würmien». Cette carte suggère que la totalité du volume de glace du lobe de piémont lyonnais (surface ~ 1900 km²) provient des zones d'alimentation constituées par les bassins de l'Arve, du Beaufortin, de la Tarentaise et d'une partie de la Maurienne (surface ~ 4000 km²) (S Coutterand, 2008).



CONCLUSION

En conclusion, ce travail confirme l'appellation initiée par Falsan et Chantre (1879-1880), de « glacier delphino-savoisien », qui revêt ici sa pleine signification.

Cette analyse 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.

Ce travail permet :

- de reconstituer les flux glaciaires ;
- de confirmer la puissance des icestreams ayant

occupé les grandes cluses des massifs subalpins (cluses d'Annecy-Faverges et de Chambéry) ;

- de démontrer que ces glaciers transversaux originaires de la zone centrale des Alpes ont joué un rôle essentiel dans l'alimentation du lobe de piémont lyonnais ;
- enfin, la proximité de la zone d'alimentation démontrée par la position et l'altitude de la ligne d'équilibre glaciaire se révèle un critère prépondérant dans les processus d'alimentation du lobe de piémont au maximum würmien.

BIBLIOGRAPHIE

BARFÉTY J.-C., BARIER R., BORDET P., MÉLOUX J., MOUTERDE R., VATIN-PÉRIGNON N., 1977. Notice explicative de la carte géologique, 1:50 000, feuille de Saint Jean de Maurienne (BRGM), 43 p.

BEINER M., HARMAND D., CORDIER S., OCCHIETTI S. 2009. Les Minéraux lourds des alluvions quaternaires de bassin de la Moselle : nouvelles données. *Quaternaire*, 20, (4), 63-79, sous presse.

BUONCRISTIANI J.-F., CAMPY M., 2002. Carte du dernier maximum glaciaire (LGM) extraite de la commission de l'INQUA.

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.

- CAMPY M. 1985. Dynamique d'une marge glaciaire au maximum würmien ; La Combe d'Ain (Jura). *Bull. AFEQ.*, 1985/2-3, 65-74.
- COUTTERAND S., SCHOENEICH P., 2007. Le lobe glaciaire lyonnais au maximum würmien : la part des glaciers savoyards dans l'alimentation du lobe de piémont. SHF, Grenoble, 16 mars 2007.
- Coutterand S. 2008. Le lobe de piémont lyonnais au maximum würmien, modalités de la déglaciation entre le piémont et les zones d'alimentation. SHF, Chamonix 5 mars 2008.
- DEBELMAS J., ANTOINE P., BARFETY J.-C., ELLEMBERGER F., GUILLOT F., JAILLARD E., RAOULT J.F., DESMONS J., GOFFÉ B., PACHOUD A., DABROWSKY H., VAUTRELLE C. 1989. Notice explicative de la carte géologique, 1:500000, feuille de Moutiers (BRGM), 53 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.*, 40, 1151-1185.
- FALSAN A., CHANTRE E., 1879-1880. Monographie géologique des anciens glaciers et du terrain erratique de la partie moyenne du bassin du Rhône. Paris, Masson et Lyon, Georg.
- FAVRE A., 1884. Carte du phénomène erratique de la Suisse, au 1/250000 et texte explicatif. *Mat. Carte géol. Suisse*, 28.
- FREY R., 1912. Karte der diluvialen Gletscher der Schweizeralpen nach den vorhandenen Materialien und einigen eigenen Beobachtungen zusammengestellt 1:1000000.
- FÜGENSCHUH B., LOPRIANO A., CERIANI S., SCHMID S.M., 1999. Structure analysis of the Subriaçonnais and Valais units in the area of Moutiers (Savoy, Western Alp). Paléogéographic and tectonic consequences. *Int. Jour. Earth sciences*, 88, 201-218.
- GASSER U., NABHOLZ W., 1969. Zur Sédimentologie der Sandfraktion im Pleistozän des schweizerischen Mittellandes. *Eclogae geol. Helv.*, 62/2, 467-516.
- GIDON P., PERRIER R., DOUDOUX B., 1969. Notice explicative de la carte géologique feuille de Chambéry, 1:50000, (BRGM)
- GROSS G., KERSCHNER H., PATZELT G., 1978. Methodische Untersuchungen über die schneegrenze in alpinene Gletschergebieten. *Z. Gletscherkd. Glazialgeol.*, 12/2, 223-251.
- GUYOMARD A., 2002. Etude stratigraphiques et structurales du Chaînon de l'Épine, Jura méridional, Savoie. Mémoire de diplôme d'Université en géologie alpine, Université de Savoie, 61 p.
- 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. *Zeitschrift f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie*, 21, 351-361.
- HAEBERLI W., 1991. Alpengletscher im Treibhaus der Erde. *Regio basiliensis*, 32/2, 59-72.
- HANTKE R., 1978. Eiszeitalter. Band 1, Ott Verlag, Thun, Switzerland, 469 p.
- HAUKE R., 1980. Eiszeitalter. Band 2, Ott Verlag, Thun, Switzerland, 703 p.
- HOBLEA F., 1999. Contribution à la connaissance et à la gestion environnementale des géosystèmes karstiques montagnards. Université Lumière Lyon 2, thèse, 995 p.
- IVY-OCHS S., Schäfer J., Kubik P.W., Synal H.-A., Schlüchter C., 2004. Timing of deglaciation on the northern Alpine foreland (Switzerland). *Eclogae geol. Helv.*, 97, 47-55.
- JÄCKLI H., 1962. Die Vergletscherung der Schweiz im Würm-maximum. *Ecl. geol. Helv.*, 55/2, 285-294.
- JÄCKLI H., 1970. La Suisse durant la dernière période glaciaire. Atlas de la Suisse, planche 6.
- KASSER, P., HAEBERLI W., BOMMER J.P., WEIDMANN M., 1980. La Suisse et ses glaciers, des catastrophes climatiques aux splendeurs alpestres. 24 h éd., 131 p.
- KERSCHNER H., 1976. Untersuchungen zum Daun und Egesenstadium in Nordtirol und Graubünden (methodische Überlegungen). *Geographischer Jahresbericht aus Osterreich*, 36, 26-49.
- LAMIRAUX C., 1977. Géologie du miocène des chaînons jurassiens méridionaux et du Bas-Dauphiné nord oriental entre Chambéry et la Tour du Pin. Thèse, Université de Grenoble.
- LEDERMANN H., 1978. Geologischer Atlas der Schweiz 1:25000, feuille 72. Solothurn. - Schw. Geol. Komm., Basel, 1978.
- LICHTENECKER N., 1936. Die gegenwärtige und die eiszeitliche Schneegrenze in den Ostalpen. Verhdlg. der III. Int. Quartär-Konferenz, Wien.
- 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.
- MANDIER P., 1984. Le relief de la moyenne vallée du Rhône au Tertiaire et au Quaternaire : essai de synthèse paléogéographique. Thèse, Univ. Lyon II, 3 vol.
- MANDIER P., 2003. Reconstitution de l'expansion glaciaire de piémont des stades A et D des glaciers würmiens de Rhône et de l'Isère : implication et origine de leur disparité. *Quaternaire*, 14, (1), 129-133.
- NUSSBAUM F., 1910. Das Endmoränegebiet des Rhonegletschers von Wangen a.d.A. - Mitt. natf. Ges. Bern, 141-168.
- PATERSON W.S.B., 1994. The Physics of Glaciers UK. Pergamon, Third Edition, 480 p.
- PENCK A., BRÜCKNER E., 1909. Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig.
- PILLET L., 1885. Commentaire de la monographie de A. Falsan et E. Chantre. *Rev. Sav.*, 115-122.
- 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.
- 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.
- 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. (éd.). Pre-Mesozoic Geology in the Alps, Springer-Verlag, 221-240