

PALEOGEOGRAPHIE DU DERNIER MAXIMUM GLACIAIRE DU PLEISTOCENE RECENT DE LA REGION DU MASSIF DU MONT BLANC, FRANCE



Sylvain COUTTERAND¹ et Jean-François BUONCRISTIANI²

RÉSUMÉ

Sur la région du massif du Mont Blanc, l'étude des processus responsables des formes d'érosion permet la reconstitution paléogéographique du dernier maximum glaciaire (Pléistocène récent). La méthode utilisée consiste à cartographier la limite entre le modelé d'érosion glaciaire et le modelé d'érosion par les processus atmosphériques. Cette limite est définie par le terme de « trimline ». L'interpolation de ces données permet de reconstituer la surface d'englacement maximale. En se basant sur la vitesse des processus d'altération des roches endogènes, mais également à partir de critères géomorphologiques et paléoclimatiques, nous proposons d'attribuer cette paléogéographie à l'ensemble de la glaciation würmienne. Concernant l'âge du dernier maximum d'extension glaciaire, deux datations par la méthode des « cosmogéniques produits *in situ* » ont été effectuées sur des blocs erratiques ; les résultats obtenus suggèrent un âge antérieur à 28 000 cal. BP.

Mots-clés : Erosion glaciaire, würmien, « trimline », paléogéographie, âges d'exposition.

ABSTRACT

PALEOGEOGRAPHY OF THE LAST GLACIAL MAXIMUM OF RECENT PLEISTOCENE IN THE MASSIF OF THE MONT BLANC AREA, FRANCE

On the massif of the Mont Blanc, erosion shapes allows us to reconstruct the paleogeography of the last glacial maximum (Pleistocene). The method used consists to define the limit between glacial erosion and atmospheric processes erosion forms, which correspond to the « trimline ». The cartography of these trimlines and the interpolation of this data allow reconstituting the maximum ice-surface. Based on the velocity of chemical erosion processes on crystalline rocks, but also on geomorphologic and paleoclimatic criterions, we propose to attribute this paleogeography to the würmian glaciation. For dating the würmian glacial maximum, exposure ages have been carried out on erratic boulders. These results proposed an age prior to 28 000 cal BP.

Key-words : Glacial erosion, würmian, trimline, paleogeography, exposures ages.

1 - INTRODUCTION

De nos jours, les Alpes sont encore occupées par de nombreux glaciers dans les zones où les altitudes moyennes dépassent les 3000 m. Cependant, cette configuration était différente lors des dernières périodes froides du Quaternaire, car les glaciers occupaient toutes les vallées et débordaient alors jusque sur les zones des piémonts. Deux complexes morainiques (Penck & Bruckner, 1909) sont reconnus à la périphérie de la chaîne alpine en particulier dans la zone N-W des Alpes, depuis le sud de Grenoble jusqu'au nord du Jura, sur environ 400 km (Bourdier, 1961 ; Monjuvent, 1978 ; Mandier, 1984 ; Monjuvent *et al.*, 1984 ; Campy & Arn, 1991). Le Complexe des Moraines Externes (CME), dont l'extension est la plus grande vers l'ouest et le nord-ouest, atteint le rebord

occidental du Jura et la région lyonnaise, où la glace recouvrait la région des Dombes entre Bourg-en-Bresse et Lyon. Ces formations sont attribuées à l'avant-dernière glaciation (« Riss » l.s.). Puis, en retrait de 10 à 40 km du précédent, on reconnaît le Complexe des Moraines Internes (CMI) qui est attribué à la dernière glaciation (« Würm » l.s.).

A partir de ce cadre paléogéographique, il est donc possible de reconstituer les limites occupées par les glaciers durant les dernières périodes glaciaires. Globalement, les méthodes utilisées sont essentiellement basées sur une cartographie des dépôts glaciaires. En effet, les moraines frontales déposées correspondent à l'extension maximale du glacier au cours de la phase glaciaire. Dans de rares cas, la présence de moraines latérales préservées sur les flancs des grandes vallées – par exemple dans la vallée de l'Isère (Monjuvent,

¹ UMR, CNRS 5204, EDYTEM, Université de Savoie, 73376 Le Bourget du Lac Cedex (sylvain.coutterand@univ-savoie.fr)

² UMR, CNRS 5561, BIOGEOSCIENCES, Université de Bourgogne 6 bd Gabriel, 21000 Dijon (jfbuon@u-bourgogne.fr)

1978) ou sur le flanc oriental du Jura (Jäckli, 1970 ; Campy & Arn, 1991) – permettent une reconstitution paléogéographique du profil topographique de quelques grands appareils. Ces méthodes, appliquées aux zones d'ablation ne précise pas ou peu l'épaisseur de glace dans les zones d'accumulation. Afin de donner une estimation de ces épaisseurs, Monjuvent (1978), a appliqué aux glaciers de vallée un modèle issu d'une équation d'équilibre de la glace (Nye, 1951). Ce modèle s'avère bien adapté à l'écoulement des calottes glaciaires et donne de bons résultats pour les lobes de piémont, mais n'est pas applicable dans le cas des glaciers de vallées car ils sont fortement influencés par la topographie (succession de verrous, ombilics, ...) et la dynamique des confluences. Ainsi, afin de définir l'épaisseur de glace dans les zones d'accumulation des bassins versants des glaciers de vallée, une autre méthode basée sur la cartographie et l'interprétation des formes d'érosion glaciaire a été appliquée récemment avec succès dans les Alpes suisses (Florineth & Schulchter, 1998 ; Kelly *et al.*, 2004). Nous proposons, dans ce travail, de reconstituer la surface d'englacement maximale atteinte sur la région du massif du Mont Blanc à partir d'une cartographie des formes d'érosion glaciaire, puis de déduire la dynamique d'écoulement de la glace.

2 - CADRE GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE

Actuellement, la région du Mont Blanc est encore très englacée et présente une surface d'environ 170 km² de glace à travers 101 glaciers (Vivian, 1979). Ceci est dû essentiellement aux altitudes élevées de ce massif où plusieurs sommets dépassent les 4000 m d'altitude : le Mont Blanc (4807m), le Mont Maudit (4470), le Mont Blanc du Tacul (4248m), l'Aiguille Verte (4121 m). Géomorphologiquement, le massif du Mont Blanc est limité par plusieurs vallées : à l'ouest, la haute vallée de l'Arve (entre Sallanches et le col de Balme), les bassins versants de l'Eau Noire et du Trient ; à l'est, le Val Ferret suisse, le Val Ferret italien et le Val Veni ; au sud la vallée du Bon Nant et la vallée des Glaciers (fig. 1).

Le massif du Mont Blanc est majoritairement constitué par des granites, mais également par des roches métamorphiques. Le granite du Mont Blanc se caractérise par une texture grenue porphyroïde, il est composé de quartz, de feldspaths (oligoclase, feldspaths potassiques), et de biotite, auxquels s'ajoutent des minéraux accessoires, en particulier l'épidote. Il présente presque toujours une structure orientée d'origine magmatique (Von Raumer, 1987). La série métamorphique est représentée par des gneiss et des micaschistes

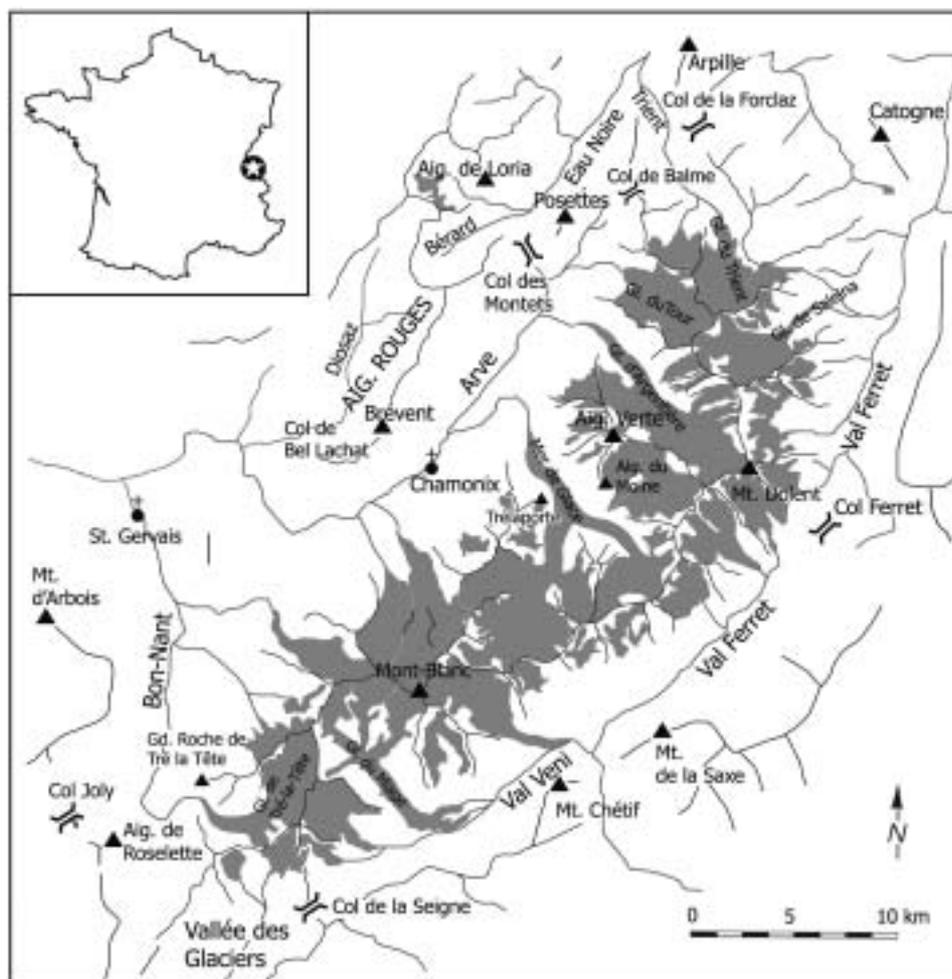


Fig. 1 : Cadre général, situation géographique de la région du massif du Mont Blanc.

Fig. 1: Geographic situation of the Mont Blanc area.

paramétamorphiques. Le long du contact intrusif du granite (bordure ouest du massif), un métamorphisme de contact se traduit par un faciès qui tend alors vers une cornéenne. Une troisième unité lithologique, en contact avec la bordure ouest du massif des Aiguilles Rouges, correspond à la nappe de Morcles (massifs delphino-Helvétiques). Elle est constituée par une série sédimentaire (jurassique, Crétacé puis Tertiaire) où l'on trouve des alternances marno-calcaires quelquefois silicifiées (Von Raumer & Bussy, 2004).

2 - MÉTHODE DE RECONSTITUTION ET ÂGE DE LA SURFACE GLACIAIRE

2.1- MÉTHODE DE RECONSTITUTION

La méthode utilisée consiste à cartographier les formes d'érosion glaciaire et à interpréter les processus responsables de leur mise en œuvre. L'érosion glaciaire représente la somme de plusieurs processus (abrasion, délogement, eaux de fontes) ; leurs jeux conjoints vont permettre de définir un modelé d'érosion glaciaire caractéristique (Agassiz, 1838). Néanmoins, la morphologie et la préservation de ce modelé d'érosion glaciaire sont dépendantes de la lithologie du substrat, de sa structure, mais également de la nature des processus d'altération ; dans de nombreux cas, ces morphologies d'érosion glaciaire sont bien caractéristiques et facilement interprétables. Suivant l'échelle considérée, on distinguera les micro-formes d'érosion : les stries, les cannelures,..., (Laverdière & Guimont, 1985) et les mégas-formes d'érosion : les vallées en auge, les roches moutonnées, les « trimlines »,... (Ballantyne, 1997 ; Benn & Evans, 1998).

Sur la zone étudiée, la surface maximale d'englacement sera peu documentée par les micro-formes d'érosion glaciaire car elles disparaissent très rapidement par l'altération et l'érosion mécanique (Campy & Macaire, 2003). Cependant, quelques stries peuvent être préservées sous une couverture détritique (colluvions, dépôts glaciaires, sols, etc.) et réapparaître à la faveur de son érosion. Ainsi, le modelé glaciaire caractérisant le mieux la surface recherchée sera constitué par des mégas-formes d'érosion glaciaire telles que les roches polies et les roches moutonnées, car elles s'expriment et se conservent particulièrement bien dans les roches endogènes ou métamorphiques constituant la région du Mont Blanc. Afin de définir la surface maximale d'englacement, on utilisera la limite supérieure de ce modelé glaciaire. Cette limite appelée « trimline » a été définie par Thorp (1981), comme le passage entre les processus d'érosion glaciaire et les processus d'érosion atmosphérique. Elle représente la zone de transition entre la partie inférieure d'un versant soumise à l'érosion glaciaire et sa partie supérieure, à forte rugosité, soumise aux agents atmosphériques (cryoclastie, thermoclastie, ...). Elle s'étend sur une dénivelée de quelques dizaines de mètres et est souvent bien

visible dans le paysage. De plus, cette limite s'exprime de façon très nette sur les roches endogènes (fig. 2).

2.2 - L'ÂGE DES « TRIMLINES »

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 un épisode glaciaire synchrone dont l'âge relatif peut être discuté.

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 où 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 sur le massif du Mont Blanc. L'observation des roches moutonnées, encore recouvertes par un glacier durant le Dryas récent (11 000 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. 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 & Siever, 1986 ; Einsele, 1992 ; Bierman, 1993). En utilisant cette valeur, une ablation moyenne minimale du modelé glaciaire de 0,25 m est calculée depuis le stade isotopique (SI) 2 (~ 25 000 BP), puis de 0,60 m depuis le SI 4 (~ 60 000 BP) et finalement de 1,70 m depuis le SI 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 moyen et récent, les « trimlines » cartographiées sont donc jeunes.

Un autre argument permettant d'estimer l'âge des « trimlines » est d'ordre paléogéographique. La cartographie des dépôts révèle que les extensions glaciaires sur le piémont du complexe Arve-Rhône ont été très proches pour les trois derniers épisodes glaciaires (Monjuvent, 1978 ; Mandier, 1984). En effet, on constate une différence d'environ 10 à 15 kilomètres entre les fronts morainiques des SI 4 et 6 (Mandier, 1984), correspondant à la dernière et l'avant dernière glaciations. Etant donné cette faible différence 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 SI 2, 4, et 6. La glaciation la plus étendue (« *most extensive glaciation* », MEG) correspondrait à un stade froid beaucoup plus ancien (SI 8, 10, ou 12 ?) dont il ne subsiste

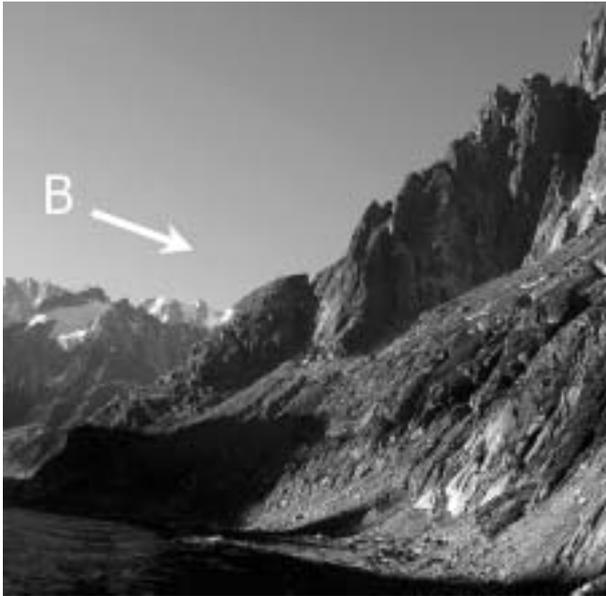


Figure 2A

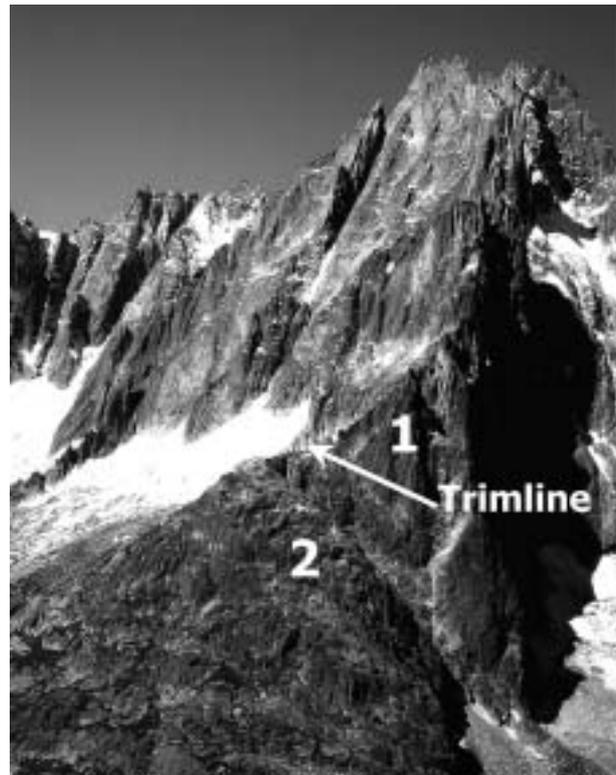


Figure 2B

Fig. 2 : Versant est des Aiguilles de Chamonix (Tête de Trélaporte).

A - Mise en évidence de la trimline sur le profil à partir de la différence de modelé. La flèche B représente la vue de face (photo B).

B - Différence de modelé illustrant les processus d'érosion atmosphérique (1 : cryoclastie) et les processus d'érosion glaciaire (2 : roches moutonnées).

Fig. 2: East side of « Les Aiguilles de Chamonix » (tête de Trélaporte).

A - Trimline evidence on the profile from the difference morphology. The B arrow shows the front view (picture B).

B - Difference of morphology between the processes of atmospheric erosion (1: cryoclastie) and the processes of glacial erosion (2: "Roches moutonnées").

que de rares formes d'érosion comme les épaulements de la basse vallée de l'Arve (Verniory, 1960 ; Deleau, 1973).

Ces deux approches, confirmées par la préservation des « trimlines » présentes dans la région du Mont Blanc, suggèrent que leur mise en place est récente. De ce fait, nous attribuons ces formes d'érosion à l'ensemble de la glaciation würmienne.

3 - RÉSULTATS ET DISCUSSION

3.1 - ACQUISITION DES DONNÉES

Sur la région du Mont Blanc, toutes les vallées étudiées présentent sur leurs versants les traces d'une occupation glaciaire jusqu'aux altitudes de 2500-2800 mètres dans les parties amont et 2000 mètres dans les parties aval.

• **Versant oriental du massif du Mont Blanc** (Vals Ferret italien et Suisse)

Ce versant du massif du Mont Blanc est constitué par des granites et montre des parois dont les dénivelés dépassent régulièrement 2000 m ; cette configuration permet la préservation des formes d'érosion (Burri,

1974). L'altitude atteinte par la surface du glacier est bien enregistrée par les « trimlines » (fig. 3) visibles entre le Catogne (présence de blocs erratiques de granite sur les épaulements) et le col de la Seigne (sud du val Veni), mais également grâce à son enregistrement dans le val Veni sur le mont Chétif et le Val Ferret sur la montagne de la Saxe (Porter & Orombelli, 1982).

Au nord du col de la Forclaz, les blocs erratiques (granite du Mont-blanc) du sommet de la montagne de l'Arpille (2080 m) témoignent de l'épaisseur du glacier du Trient qui diffluaient sur le plateau de l'Arpille (Falsan & Chantre, 1879 ; Durussel, 1990). Ils ont été déposés durant l'abaissement de la surface du glacier.

• Versant occidental du massif du Mont Blanc

La cartographie des « trimlines », correspondant aux confluences des paléo-glaciers issus du massif du Mont Blanc avec le glacier principal drainant la vallée de l'Arve, permet de définir les altitudes de la surface du glacier occupant la vallée de Chamonix. On observe que cette limite se situe à 2500 m sur le glacier du Tour, 2450 m sur le glacier d'Argentière, 2300 m sur le front actuel de la Mer de Glace (Vallot, 1924), et 2200 m au niveau de l'Aiguille du Goûter. Durant le dernier maximum glaciaire, à l'amont de la vallée de Chamonix, une diffluence des Glaciers du Tour et d'Argentière par les



Fig. 3 : Enregistrement de trimlines sur des granites, exemple de la rive gauche du val Ferret (Italie).
Fig. 3: Trimlines evidences on granites, example of the left bank of Val Ferret (Italie).

Cols des Montets, des Posettes et de Balme a été proposée par de nombreux auteurs (Corbin & Oulianof, 1929, 1931 ; De Martonne, 1931). Ces deux appareils alimentaient alors 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. Dans la vallée de Tré les Eaux, la glace atteignait 2400 m d'altitude comme l'atteste la trimline de l'Aiguille de Loria (fig. 4). Au nord du col des Montets, à proximité du sommet de la montagne des Posettes



Fig. 4 : Enregistrement de la trimline sur des gneiss, exemple du versant sud de l'Aiguille de Loria.
Fig. 4: Trimline evidence on gneiss, example of the south side of l'Aiguille de Loria.

(2200 m), on observe dans les conglomérats du Permien un poli glaciaire strié et bien préservé (Kelly, 2004), confirmant la direction de cet écoulement. En effet, les stries sont orientées selon un axe SSE-NNW, soit en direction de la vallée du Rhône. Cette préservation du poli glaciaire, mais également des stries, est due à la présence de dépôts glaciaires puis d'un sol protégeant ce modelé depuis le pléniglaciaire.

• Versant méridional du massif et Val Montjoie

Plusieurs « trimlines » sont bien enregistrées en rive droite du Val Montjoie et atteignent l'altitude de 2 350 m ; elles sont dues à l'écoulement du glacier de Tré la Tête durant le dernier maximum glaciaire. En rive gauche de la vallée du Bon-Nant, au sud du col Joly, l'Aiguille de Roselette (paragneiss) présente une « trimline » à une altitude de 2250 m. Ces observations permettent de définir l'altitude de la surface du glacier à 2400 m sur le haut Val Montjoie. De plus, elles mettent en évidence le fonctionnement de deux diffluentes : la première par le col de la Fenêtre (2240 m) et la seconde par le col Joly (1989 m). Les glaces du haut Val Montjoie débordaient donc vers le Beaufortin comme l'attestent les blocs de gneiss observés sur le versant Sud du col Joly. De même, les blocs erratiques rencontrés au sud des crêtes du Mont d'Arbois (1827 m) prouvent que les arêtes situées au nord-ouest du mont Joly ont été recouvertes par les flux provenant du massif du Mont Blanc. Plus en aval, depuis l'ombilic de

Sallanches, le glacier de l'Arve diffluait vers le glacier de l'Isère par le seuil de Megève et la vallée de l'Arly (Blanchard, 1941).

3.2 - RECONSTITUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE

La cartographie de toutes les « trimlines » a permis de réaliser une base de données de 72 points documentant la paléo-surface glaciaire (fig. 5). 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 (*STRM 90*) et la paléo-surface würmienne a été réalisée afin d'obtenir une reconstitution paléogéographique de la zone étudiée durant le würm (fig. 6).

A partir de cette reconstitution, nous observons que la surface des glaciers dépassait souvent l'altitude de 2400 m, ce qui permettait aux écoulements de s'affranchir des contraintes de la topographie. Ainsi, la surface pléniglaciaire occupait toutes les dépressions, ennoyant de nombreux reliefs et arêtes de la périphérie du Mont Blanc. Cinq principales zones d'accumulation sont 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 Veni, (altitude 2850 m) et la haute vallée des Glaciers, (altitude 2800 m). En regard de ces résultats, il apparaît que la paléo-surface glaciaire montre une différence d'altitude de près de 400 m entre le nord-ouest et le sud-est du massif du Mont Blanc, la zone sud-est étant la plus élevée. Cette différence d'altitude pourrait être attribuée à une alimentation neigeuse plus importante

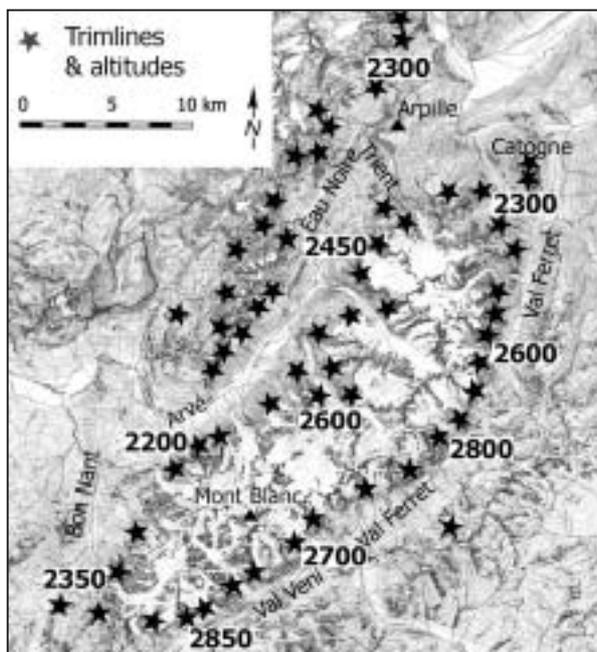


Fig. 5 : Cartographie des points permettant de définir la base de données des Trimlines de la région du MB.

Fig. 5: Cartography of points defining the data base for the trimlines on the Mont-Blanc area.

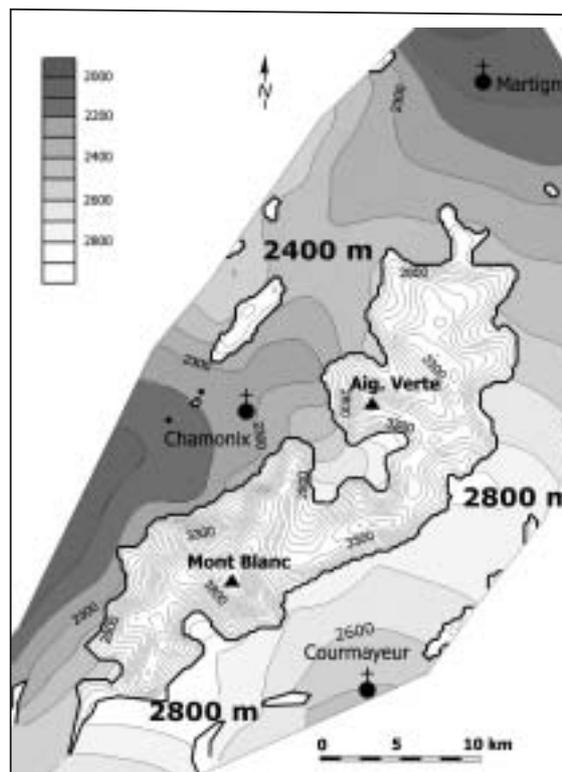


Fig. 6 : Modèle paléogéographique du würm résultant du croisement entre la reconstitution de la surface pléniglaciaire et la topographie actuelle (équidistance des courbes de niveau 100 m).

Fig. 6: Paleogeographic reconstitution of the Würmian resulting from the overlay between the pleniglacial ice-surface and the current topography (equidistance of the curves level: 100 m).

des bassins versants de la zone sud du massif du Mont Blanc. Cette situation impliquerait une augmentation de l'activité des perturbations provenant du sud, comme le proposait déjà Florineth en 1998, dans le Sud-est des Alpes Suisses où il définissait une circulation de sud dominante. Cependant, ces 400 m de différence peuvent s'expliquer également par l'altitude plus élevée de la base des auges glaciaires du Val Veni et du Val Ferret qui reste inconnu à ce jour, du fait du remplissage post-glaciaire.

Cette nouvelle reconstitution paléogéographique permet également de confirmer certaines difffluences glaciaires déjà connues :

- les glaciers du Tour et d'Argentière vers le glacier du Rhône (Corbin & Oulianof, 1929 ; De Martonne, 1931). Glacier de Ferret italien vers le glacier du Rhône (Kelly, 2004),
- le glacier du Val Veni vers la vallée des Glaciers (ce travail) et le bassin de la Thuile (Porter & Orombelli, 1982),
- le glacier de l'Arve vers le glacier de l'Isère (Blanchard, 1941).

Par contre, de nouvelles difffluences sont mises en évidence :

- le glacier de Bérard vers le bassin de la Diosaz,
- le glacier de l'Arve par le col de Bel Lachat vers le bassin de la Diosaz,
- le glacier du Bon-Nant vers le Beaufortin.

3.3 - L'AGE DU DERNIER D'ENGLACEMENT DU MASSIF DU MB

La surface cartographiée représente l'englacement lors de la glaciation würmienne ; cependant, il reste difficile de contraindre temporellement le dernier maximum de cette glaciation. Ainsi, les accumulations neigeuses, responsables du dernier maximum glaciaire, coïncident avec une période froide et humide. Au cours de ce pic de froid, les glaciers alpins ont bénéficié d'une alimentation optimale constituant un stock de glace suffisant leur permettant de déborder sur le piémont. Dans les Alpes du nord, au cours du SI 2, les températures étaient les plus basses de toute la glaciation würmienne (Brun & Hannss, 1998 ; Andrieu-Ponel, 2001). L'extension maximale des inlandsis de l'hémisphère nord engendrait alors un air polaire froid et sec jusqu'à la latitude du golf de Gascogne. En conséquence, des conditions anticycloniques dominaient sur l'ensemble de l'Europe et des Alpes du nord. Des perturbations d'orientation sud / nord alimentaient principalement la partie orientale de l'arc alpin (Prentice *et al.*, 1992 ; Florineth & Schlüchter, 1998 ; Schlunegger & Hinderer, 2003). Aussi, il apparaît que les

périodes favorables aux accumulations de neige et à la production de glace dans les bassins versants de l'Arve et du Rhône sont à attribuer au SI 4 ou dans une autre hypothèse au SI 3 (> 27 000 cal BP).

Dans le but de connaître l'âge de la paléo-surface, nous avons réalisé une datation en utilisant les isotopes cosmogéniques (Siame *et al.* 2001). La mesure des isotopes cosmogéniques produits *in situ* a été largement appliquée sur des blocs erratiques en Suisse et dans la vallée de l'Arve dans le cadre de la datation du dernier maximum glaciaire et des stades du Tardiglaciaire (Ivy-Ochs *et al.*, 1996, 2004 ; Coutterand & Nicoud, 2005). Nous avons choisi le sommet de l'Arpille de Ravoire où reposent de nombreux blocs erratiques de granite du Mont-blanc. Dans ce site, l'altitude maximale atteinte par la glace était proche de 2300 m durant le dernier maximum. Ces blocs erratiques ont été déposés au cours de l'abaissement de la surface du glacier. Deux blocs de granite calco-alcalin situés à une altitude de 2065 m ont été échantillonnés. Pour la mesure, la concentration en isotopes ^{10}Be contenus dans le quartz a été retenue (Dunai, 2000) et les âges obtenus sont de $26\,400 \pm 1800$ et de $27\,600 \pm 2800$ ^{10}Be BP. Les paramètres correctifs tiennent compte d'un taux d'érosion

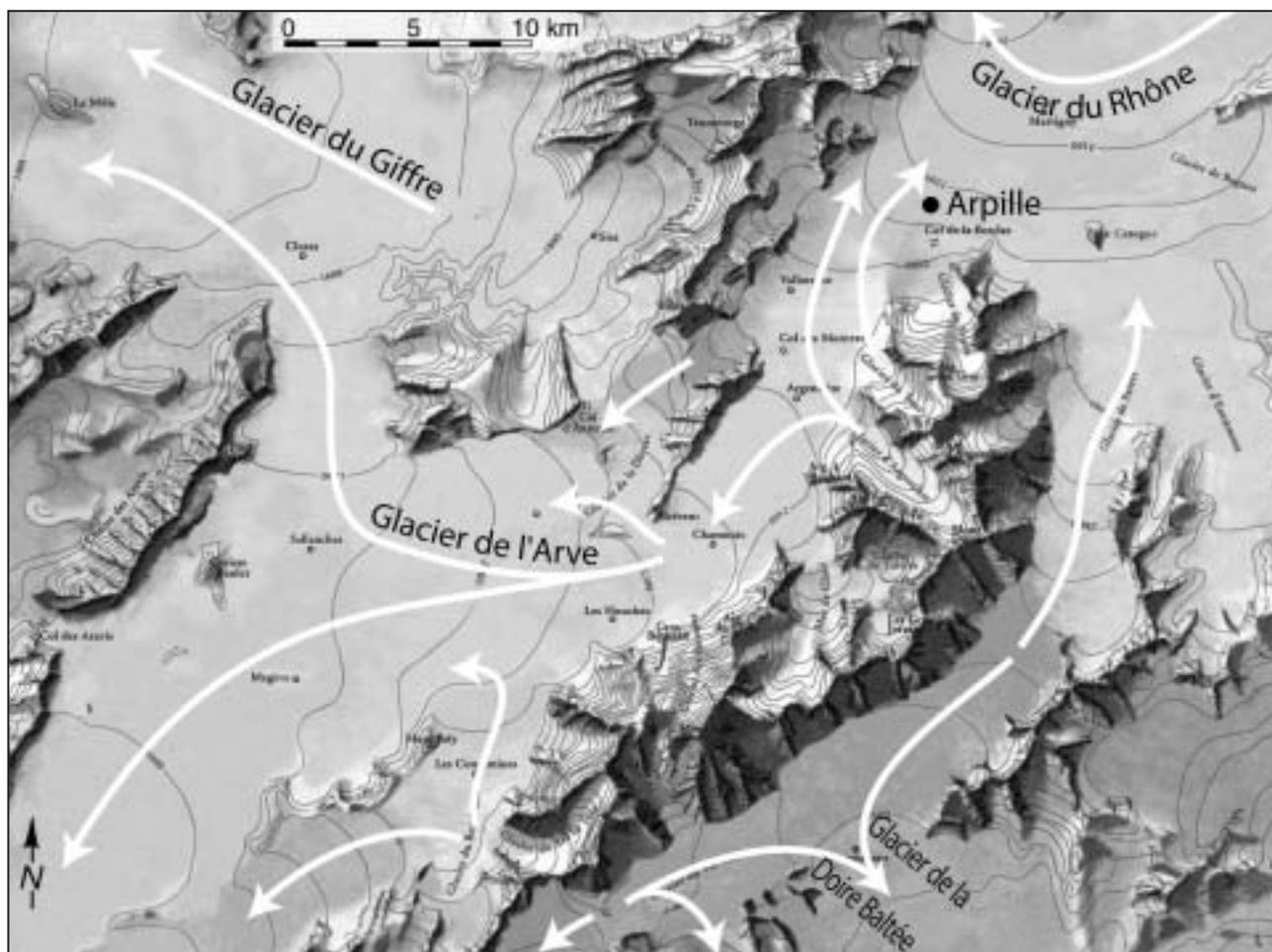


Fig. 7 : Interprétation paléogéographique de la région du MB au « würm » ; mise en évidence des diffuences glaciaires (équidistance des courbes de niveau 100 m).

Fig. 7: Paleogeographic interpretation of the Mont-Blanc area during the würm and evidence of the glacial flow lines (equidistance of the curves level 100 m).

de la surface de **10 mm / ka** (Press & Siever, 1986 ; Einsele, 1992 ; Bierman, 1993 ; Brocard, 2004, non publié), mais également de la couverture neigeuse. Un névé permanent, peu actif, a vraisemblablement recouvert le bloc durant le SI 2 et une grande partie du Tardiglaciaire, rajouissant sensiblement les datations (CEREGE, Aix en Provence, 2003).

En ce qui concerne l'âge de la paléo-surface, ces datations ne permettent pas de trancher nettement car elles sont largement contraintes par la dynamique glaciaire responsable de la mise en place des blocs, par les taux d'érosion des blocs et par la couverture nivale. Cependant, à partir de ces premiers résultats, on peut affirmer que les massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges ont connu un maximum d'englacement au cours du SI 3.

4 - CONCLUSION

La cartographie des formes d'érosion glaciaire (trimlines) observées sur les roches endogènes des massifs du Mont Blanc et Aiguilles Rouges permet de reconstituer la surface minimale d'englacement correspondant au dernier maximum glaciaire du Pléistocène récent. Cette reconstitution paléogéographique révèle que l'altitude atteinte par l'englacement permettait la mise en place d'importantes diffluences. Les flux glaciaires issus des 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 (fig. 7).

Cette reconstitution paléogéographique dans ce secteur des Alpes apparaît fiable, car les roches endogènes (granite et roches métamorphiques) permettent une bonne préservation et ainsi une lecture encore nette des formes d'érosion glaciaire. Néanmoins, la durée nécessaire à la formation des trimlines ne peut-être connue de façon précise. Les processus d'érosion glaciaire définissent parfaitement le façonnement des trimlines : il résulte de l'écoulement d'une glace de type tempéré.

La vitesse des processus d'altération, mais également les critères géomorphologiques et paléoclimatiques, permettent de définir que la mise en place des trimlines du Massif du Mont Blanc a eu lieu durant la glaciation wurmienne.

Les datations obtenues par la méthode de mesure des cosmogéniques *in situ* sur les blocs erratiques de l'Arpille doivent être interprétées comme des âges minimaux ; elles indiquent que cette région du massif du Mont Blanc était située sous la glace il y a plus de 28 000 ans (^{10}Be BP).

Par contre, nous ne pouvons, par cette méthode, attribuer de façon précise cet âge au dernier maximum glaciaire ; durant les oscillations glaciaires wurmiennes (SI 2, SI 3 et SI 4), les altitudes atteintes par ces glaciers ont vraisemblablement été identiques, du fait de la position centrale du massif du Mont Blanc durant les maxima de la glaciation wurmienne.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- 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.
- ANDRIEU-PONEL V., GUITTER F., PONNEL P., DE BAULIEU J.L., & REILLE M., 2001 - La glaciation wurmienne des Pyrénées française : dynamique et chronologie. Résumé d'une communication, séminaire Aqualp II - Evian - 21 juin 2001, 15-17.
- BALLANTYNE C., 1997 - Periglacial trimlines in the Scottish Highlands. *Quat. Int.* **38/39**, 119-136.
- BENN D.I., & EVANS, D.J.A., 1998 - *Glaciers and Glaciation*. John Wiley & Sons, Inc., New York, NY, USA, 734 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.
- BLANCHARD R., 1941 - *Les cluses préalpines et le sillon alpin (les Alpes occidentales, t. 2)*. Arthaud, Paris, 355 p.
- BOURDIER F., 1961 - *Le bassin de Rhône au Quaternaire*. Edition du Centre National de la Recherche Scientifique, Paris, 364 p.
- BRUN A., & HANSS C., 1998 - La fiabilité des datations au ^{14}C pour les séquences fini-pléistocènes et les différentes phases de la déglaciation wurmienne : l'exemple des Alpes Orientales et leur avant-pays. *Revue de géographie alpine*, **3**, 9-25.
- BURRI M., 1974 - Histoire et préhistoire glaciaire des vallées des Drances (Valais) *Eclogae geol. Helv.*, **67/1**, 135-154.
- CAMPY M., & ARN, R., 1991 - The Jura glaciers : paleogeography in the Würmian circum-Alpine zone. *Boreas*, **20**, 17-27.
- CAMPY M., & MACAIRE, J. J., 2003 - *Géologie de la surface : érosion, transfert et stockage dans les environnements continentaux*. Dunod, Paris deuxième édition.
- 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.
- COUTTERAND S., & NICOU D., 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), 85-94.
- DELEAU P., 1973 - Le glaciaire et les terrasses du bassin de l'Arve dans la région de la Roche-Sur-Foron. *Suppl. Bull. Soc. Géol. Fr.*, **15/3-4**, 90-92.
- DUNAI T.J., 2000 - Scaling factors for production rates of in situ produced cosmogenic nuclides a critical reevaluation. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **176**, 157-169.
- DURUSSEL N., 1990 - *La vallée du Trient, du glacier à Vernayaz (VS)*. Mémoire de licence, Institut de Géographie, Lausanne.
- 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.
- FALSAN & CHANTRE, 1879 - *Monographie géologique des Anciens Glaciers et du terrain erratique de la partie moyenne du bassin du Rhône*. Tome second. Lyon, Imprimerie Pitrat, 1880. Fort in-8 br., 572p.
- 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.
- IVY-OCHS S., 1996 - *The dating of rock surfaces using in situ produced Be-10, Al-26 and Cl-36, with examples from Antarctica and the Swiss Alps*. PhD Thesis, ETH Zürich.

- IVY-OCHS S., SCHÄFER J., KUBIK P.W., SYNAL H.-A., & SCHLÜCHTER CH., 2004** - Timing of deglaciation on the northern Alpine foreland (Switzerland). *Eclogae geol. Helv.*, **97**, 47-55.
- JÄCKLI H., 1970** - *Die Schweiz zur letzten Eiszeit, Karte 1 : 550 000*. Atlas der Schweiz, Blatt 6, Bundesamt für Landestopographie, Wabern-Bern, Switzerland.
- 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.
- LAVERDIERE 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.
- MANDIER P., EVIN J., ARGANT J., & PETIOT R., 2003** - Chronostratigraphie des accumulations würmiennes dans la moyenne vallée du Rhône : l'apport des dates radiocarbone. *Quaternaire*, **14**, (1), 113-127.
- 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.
- 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.
- MONJUVENT G., 1978** - *Le Drac. Morphologie, stratigraphie et chronologie Quaternaire d'un bassin alpin*. USTM, Thèse Univ. de Grenoble, 430 p.
- 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
- PENCK A., & BRÜCKNER E., 1909** - *Die Alpen im Eiszeitalter*. Tauchnitz, Leipzig, 1199 p.
- PORTER, S.C. & OROMBELLI, G., 1982** - Late-glacial ice advances in the western Italian Alps. *Boreas*, **11**, 125-140.
- PRENTICE I. C., GUIOT J., & HARRISON S.P., 1992** - Mediterranean vegetation, lake levels and paléoclimate at the Last Glacial Maximum. *Nature*, **360**, 658-660.
- PRESS F., & SIEVER R., 1986** - *Earth*. W.H. Freeman and Company, New York, 656 p.
- SCHLUNEGGER F., & 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.
- SIAME L., BRAUCHER R., BOURLES D., BELLIER O., & 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.
- 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. *Scot. J.Geol.* **17**, 49-64.
- 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.
- 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.
- VIVIAN R., 1979** - *Les glaciers sont vivants*. Editions Denoël, 240 p.
- 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., & BUSSY F., 2004** - *Mont Blanc and Aiguilles Rouges geology of the polymetamorphic basement (external massifs, Western Alps, France-Switzerland)*. Mémoire de Géologie, Lausanne.

