

Morphogenèse de la région de la Greina depuis le Dernier Maximum Glaciaire

Georgia Scapozza
Cristian Scapozza
Emmanuel Reynard

Institut de Géographie
Université de Lausanne
Anthropole
CH - 1015 Lausanne

E-mails :
cristian.scapozza@unil.ch
emmanuel.reynard@unil.ch

In Lambiel C., Reynard E. et Scapozza C. (Eds) (2011). *La géomorphologie alpine: entre patrimoine et contrainte. Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie*, 3-5 septembre 2009, Olivone (Géovisions n° 36). Institut de géographie, Université de Lausanne.

Résumé

La région de la Greina (Alpes suisses centrales) a fait l'objet d'une étude géomorphologique détaillée dans le but de reconstituer les étapes principales de sa morphogenèse depuis le Dernier Maximum Glaciaire (LGM). Il a été possible de reconstituer les flux de glace au LGM et au début du Tardiglaciaire et de documenter les étapes et les modalités de la déglaciation de la région entre la fin du Dryas ancien et le début de l'Holocène. Il a également été possible de mettre en évidence les principales phases holocènes d'activité torrentielle « paraglaciaire » et leurs relations avec le stock sédimentaire d'origine glaciaire dans la partie supérieure des bassins versants.

Abstract

The Greina region (Central Swiss Alps) was the object of a detailed geomorphological study in order to reconstruct the main morphogenetical steps since the Last Glacial Maximum (LGM). The ice flowlines during the LGM and at the beginning of the Lateglacial were defined and the glacier retreat between the end of the Oldest Dryas and the beginning of the Holocene was reconstructed. It was also possible to evidence the main phases of "paraglacial" torrential activity during the Holocene and its relationships with the glacial sedimentary stock in the upper part of the watersheds.

1. Introduction

Entre le Dernier Maximum Glaciaire (LGM – *Last Glacial Maximum*), pendant lequel les vallées alpines ont connu un englacement très important, et la période actuelle, les Alpes suisses ont connu de fortes modifications environnementales. Pendant le LGM, en effet, les glaciers occupaient toutes les vallées et débordaient jusque dans les zones de piémont (Schlächter, 2004), tandis qu'actuellement, ils sont confinés dans les parties sommitales des bassins versants de haute altitude. Entre le LGM et le début de l'Holocène, la déglaciation n'a pas été linéaire et homogène, mais a été marquée par des fluctuations glaciaires de grande ampleur, dont les principaux stades de retrait successifs sont identifiables dans différentes régions (Maisch, 1981; Schoeneich, 1998; Coutterand et Nicoud, 2005). Le retrait glaciaire au cours du Tardiglaciaire a engendré un déséquilibre généralisé des systèmes géomorphologiques de haute montagne, qualifié de « crise morphogénétique paraglaciaire » (voir Church et Ryder, 1972). Jusque-là dominés par les processus d'origine glaciaire, les bassins versants de montagne ont été soumis, avec une ampleur croissante, aux processus torrentiels, gravitaires et périglaciaires (Ballantyne, 2002).

Dans cette contribution, nous montrons, à l'aide d'une étude géomorphologique détaillée de terrain, les principales étapes de la morphogenèse de la région de la Greina depuis le LGM. L'accent est mis sur l'interprétation des principaux flux de glace pendant le LGM, sur les stades de retrait glaciaire au cours du Tardiglaciaire et sur l'activité torrentielle à la fin du Pléistocène et pendant l'Holocène.

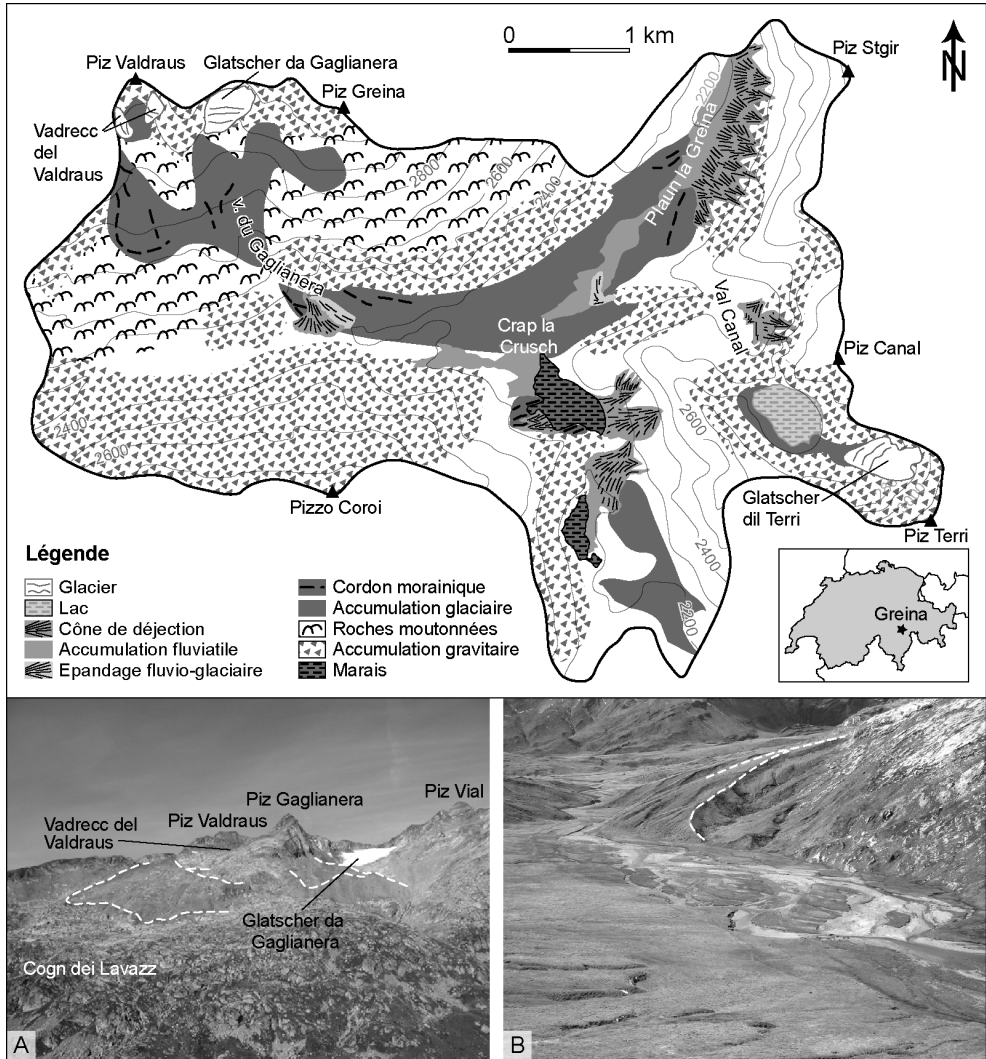


Fig. 1 : Carte géomorphologique simplifiée de la région de la Greina (pour la carte détaillée, voir Fontana (2008) et Fontana et Scapoza (2009)). Photo A : le versant méridional du Piz Valdraus – Piz Vial, avec les dépôts morainiques du Vadrecc del Valdraus (gauche) et du Gletscher da Gaglianera (droite) et les roches moutonnées des Cogn dei Lavazz. Photo B : la plaine alluviale (premier plan) et les moraines (deuxième plan, en trait tillé) du Plaun la Greina. Clichés : G. Fontana.

2. Zone d'étude

La région de la Greina se situe dans les Alpes suisses centrales, entre les cantons du Tessin et des Grisons (Fig. 1), à cheval entre les domaines tectoniques sud-helvétique (massif du Gothard, avec sa couverture autochtone et paraautochtone écaillée) et pennique inférieur (principalement dans la couverture mésozoïque constituée par la Zone du Sosto et la Zone du Terri) (Jung, 1963; Frey, 1967; Scapoza et Fontana,

2009). Du point de vue géomorphologique, la Greina constitue une vaste vallée perchée de haute montagne, bordée par des sommets dépassant 3'000 m (Piz Vial, 3'168 m; Piz Terri, 3'149 m) et appartenant tant au bassin versant du Ticino que du Rhin. De ce fait, cette région présente de vastes zones à faible pente qui ont permis la formation d'importantes accumulations de sédiments meubles d'origine glaciaire, gravitaire, fluviale et organogène (Fig. 1). Du point de vue climatique, la région bénéficie d'un climat globalement frais et humide. Entre 2'200 et 2'300 m d'altitude, la moyenne annuelle de la température de l'air se situe entre 0 et 2°C, tandis que les précipitations annuelles moyennes sont d'environ 1'600 à 1'800 mm/an (Fontana, 2008). Comme les altitudes maximales ne dépassent pas 3'200 m et que la ligne de névé se situe à environ 2'800-3'000 m (Maisch, 1992; Scapozza et Fontana, 2009), la région ne présente pas de grands glaciers à l'heure actuelle.

3. Méthodes

3.1. Cartographie géomorphologique

L'ensemble de la région de la Greina a fait l'objet d'une cartographie géomorphologique de détail au 1:10'000 sur le fond topographique du plan d'ensemble du cadastre tessinois et grison. Ce levé a été réalisé à l'aide de la légende développée à l'Institut de Géographie de l'Université de Lausanne (légende IGUL) (Schoeneich, 1993). Cette légende prévoit une représentation des formes du relief au moyen d'un ensemble de symboles et de surfaces dont la couleur correspond au type de processus qui en est à l'origine. Les formes résultant d'un processus d'érosion sont représentées sur fond blanc, alors que celles issues d'un processus d'accumulation sont représentées sur un fond coloré. La légende IGUL a un caractère essentiellement morphogénétique : elle privilégie la représentation de la genèse des formes plutôt que l'activité des processus. Elle est ainsi particulièrement adéquate pour la compréhension de la géomorphologie d'une région et pour la reconstitution de sa morphogénèse.

3.2. Reconstitutions paléogéographiques

La reconstitution de la paléogéographie d'une région consiste dans l'explication de son évolution sur la base de l'étude des formes du relief actuel, qui peuvent être actives ou héritées. La reconstitution des flux de glace au LGM s'est basée essentiellement sur la cartographie et l'analyse des formes d'érosion glaciaire (par exemples les trimlines, les roches moutonnées, les stries et autres microformes) et sur l'interprétation des processus responsables de leur mise en œuvre (cf. Florineth et Schlüchter, 1998; Kelly et al., 2004; Coutterand et Buoncristiani, 2006). La chronologie et la corrélation des stades glaciaires tardiglaciaires s'est basée principalement sur le calcul de la dépression de la ligne d'équilibre des glaciers (DLEG) par rapport au stade historique de 1850 (cf. Maisch, 1981; Schoeneich, 1998; Scapozza et Fontana, 2009). L'altitude de la ligne d'équilibre (LEG) a été calculée à l'aide de la méthode de partage des surfaces (méthode 2:1) avec un AAR de 0.67 (Gross et al., 1976). Une séquence locale, composée par toutes les moraines en fonction de leur altitude et de leur distance depuis le fond du cirque, a été établie en regroupant les séquences de moraines définies pour

chaque glacier. Par la suite, les séquences locales ont été corrélées entre elles en une séquence composite régionale, d'une part sur la base de critères géomorphologiques (similitude morfo-sédimentaire, situations de confluence) et d'autre part sur la base de calculs de DLEG (Scapozza et Fontana, 2009).

4. Résultats et discussion

4.1. Flux de glace entre le LGM et le début du Tardiglaciaire

L'analyse des formes d'érosion glaciaire de la région, en particulier des trimlines, de la forme des roches moutonnées, de la direction des stries et d'autres microformes d'érosion glaciaire a permis de proposer un modèle des flux de glace pendant le LGM (Fig. 2). Ces indices ont permis de prouver la présence d'un important flux de glace de direction E-W qui a laissé des traces de son passage jusqu'à une altitude d'environ 2'600 m. Dans la zone de Crap la Crusch, ce flux de glace devait diffuser dans deux directions : en direction du Sud, vers l'Alpe di Motterascio, et en direction de l'Ouest, vers le Passo della Greina, comme le montre clairement la forme des roches moutonnées dans la zone des Cogn dei Lavazz (Fig. 1A et Fig. 2A). Ce flux de glace devait être en partie alimenté par les glaciers locaux du versant méridional du Piz Valdraus et du Piz Vial et du versant septentrional du Pizzo Coroi.

Ces résultats s'accordent assez bien avec les recherches menées par Florineth et Schlüchter (1998) sur toutes les Alpes Centrales suisses. L'important flux de glace provenant du N des Alpes dans la région de la Greina peut en effet s'expliquer seulement par la présence d'une calotte glaciaire localisée sur la Haute Surselva (calotte du Rhin) avec une hauteur de la surface de la glace dépassant 2'600 m, ce qui s'accorde bien avec nos données de terrain. Le modèle de Florineth et Schlüchter (1998), par contre, ne tient pas compte des flux de glace locaux, qui ont contribué au flux de glace principal provenant du N (en particulier par le Gletscher dil Terri qui occupait tout le Val Canal). Il est en effet vraisemblable qu'au LGM la région de la Greina présentait un englacement propre assez important, comme en témoigne l'altitude maximale des trimlines qui peut atteindre 3'000 m d'altitude, et que seuls les sommets les plus élevés devaient émerger de la glace sous forme de nunataks.

Entre le LGM et le début du Tardiglaciaire, avec l'abaissement progressif de la surface de la glace de la calotte du Rhin, la direction générale des flux de glace doit avoir changé de manière importante. Le flux de direction N-S a certainement été progressivement remplacé par un flux de glace de direction S-N, à mesure que la part des glaces provenant des glaciers locaux devenait prépondérante par rapport aux glaces de la calotte du Rhin. Malgré le peu d'éléments morphologiques pouvant être attribués à cette période, il est possible d'émettre l'hypothèse que, en général, la région de la Greina au début du Tardiglaciaire devait se caractériser par des flux de glace diffluant vers l'W par le Passo della Greina, vers le N par dessus le Muot la Greina et vers le S par l'Alpe di Motterascio.

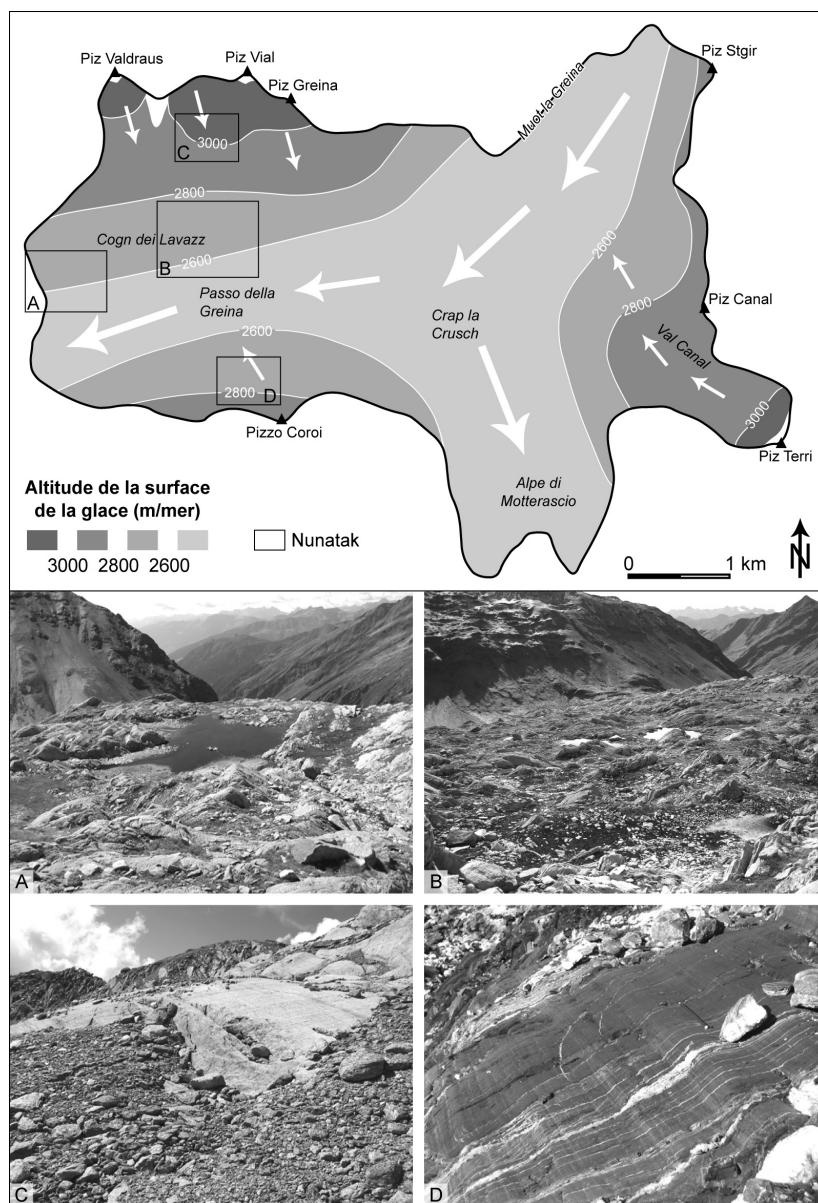


Fig. 2 : Origine et direction des flux de glace et surface de la glace au LGM dans la région de la Greina. Photos A et B : Roches moutonnées dans la région des Cogn dei Lavazz. La forme des Roches moutonnées indique un écoulement de la glace de l'E vers l'W (de gauche à droite sur les photos). Photo C : Roches moutonnées à l'aval du Gletscher da Gaglienera. Photo D : Stries glaciaires sur le versant septentrional du Pizzo Coroi. Le crayon indique la direction du flux de glace. Clichés : G. Fontana.

4.2. Stades tardiglaciaires

Afin de reconstituer les stades de retrait des glaciers de la région de la Greina au cours du Tardiglaciaire, tous les dépôts glaciaires ont été considérés. Les principales moraines se trouvent à l'aval du Vadrecc del Valdraus et du Glatsher da Gaglianera, au débouché de la Valle del Gaglianera, dans le Plaun la Greina et dans la zone de Crap la Crusch (Fig. 1). Un relevé cartographique détaillé et l'analyse des caractéristiques sédimentologiques des moraines de la région de la Greina ont permis de prendre en compte toutes les positions glaciaires reconstituables, puis de les regrouper en stades selon des critères géomorphologiques (Scapozza et Fontana, 2009). Ceci a permis d'obtenir une séquence régionale composite de la déglaciation de la région de la Greina comprenant deux stades principaux (Fig. 3 et 4) :

1. Le stade Greina 2, correspondant aux moraines du Plaun la Greina et de Crap la Crusch, et caractérisé par une DLEG de 330 ± 20 m. Ce stade présente au moins deux positions bien distinctes, même si elles sont très rapprochées.
2. Le stade Greina 1, correspondant aux moraines situées à la sortie de la Valle del Gaglianera, et qui présente deux positions bien distinctes. Ce stade se caractérise par une DLEG comprise entre 110 et 210 m. Cette valeur étant assez large, nous proposons de différencier ce stade en deux sous-stades (Greina 1b et Greina 1a).

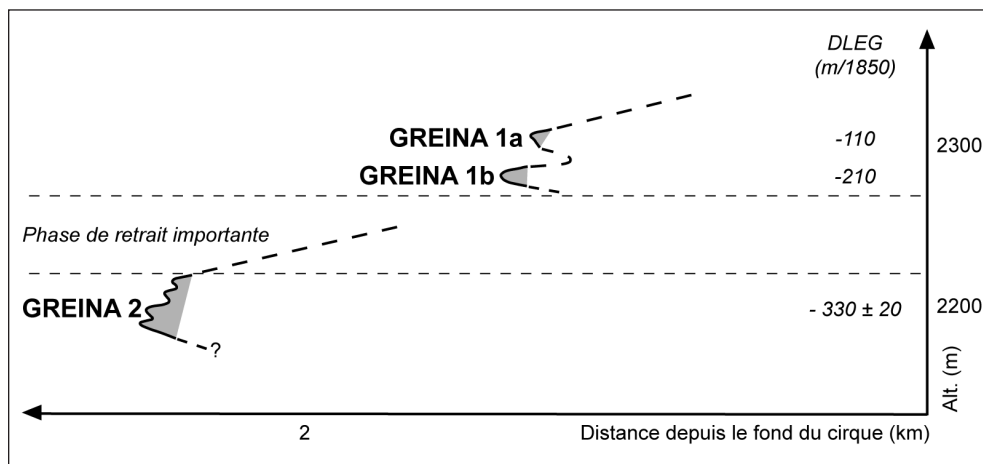


Fig. 3 : Séquence régionale composite de déglaciation de la région de la Greina.

Entre le stade Greina 2 et le stade Greina 1b, il n'y a pas d'autres positions bien marquées permettant de témoigner d'une phase de stagnation prolongée des glaciers. Pour le Glatsher da Gaglianera, la zone située entre le Plaun la Greina et le débouché de la Valle del Gaglianera présente de vastes étendues de moraine d'ablation, ce qui indique que le glacier a dû se retirer rapidement. En l'absence de datations absolues, afin de disposer d'indications chronologiques, nous avons tenté d'établir une

corrélation relative de la séquence de la Greina avec d'autres séquences reconstituées dans les Alpes grisonnes et tessinoises (Tab. 1).

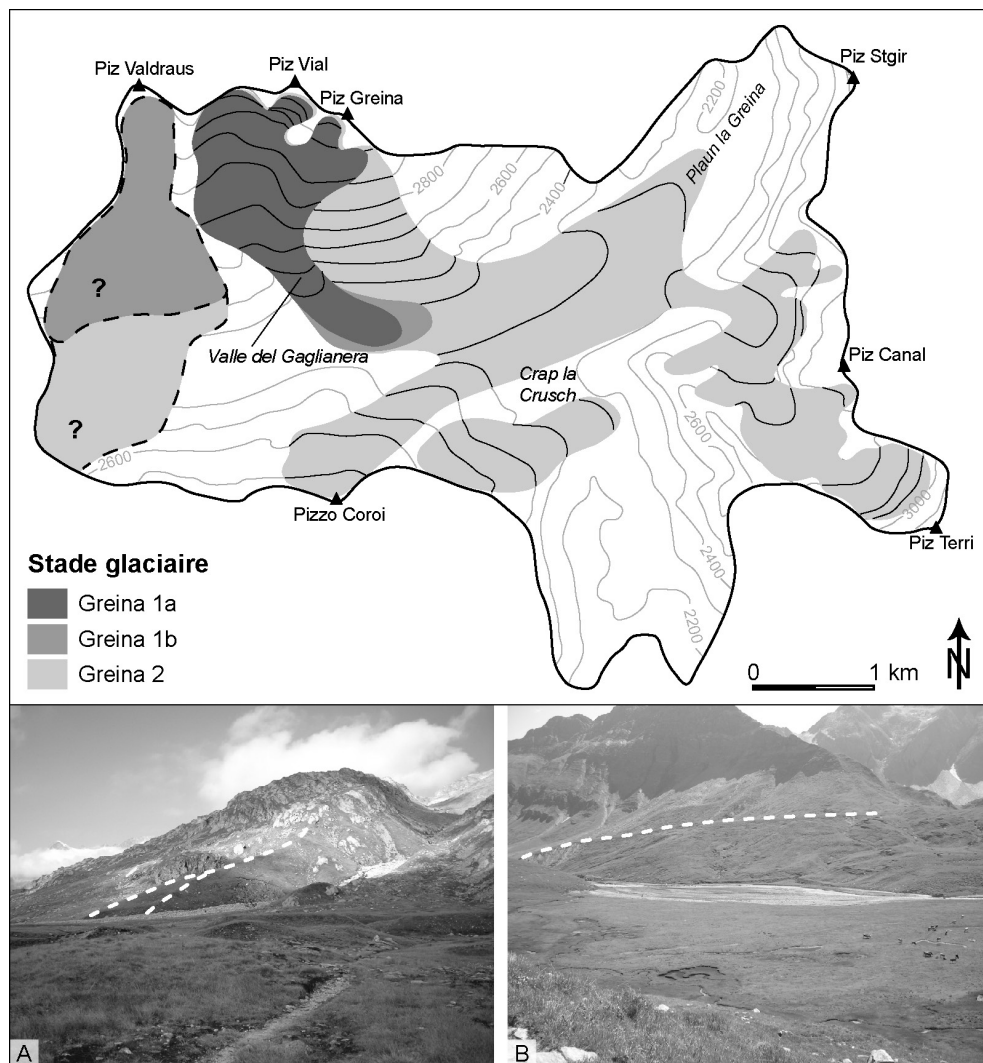


Fig. 4 : Les paléo-glaciers de la région de la Greina aux stades Greina 1a, Greina 1b et Greina 2. Les reconstitutions du Vadrecc del Valdraus sont hypothétiques et sont basées sur les valeurs de la DLEG régionale et sur la topographie du versant. Photo A : moraines latérales droites au débouché de la Valle del Gaglianera. Photo B : moraine latérale droite dans la région du Plauin la Greina. Clichés : G. Fontana.

Le stade Greina 2 correspond à un stade de stagnation prolongée des glaciers, avec construction de moraines bien définies mais assez arrondies et aplanies et en partie remaniées par des processus de solifluxion/gélifluxion. Du point de vue morphologique, il est possible de les corrélérer avec le stade d'All'Acqua, dans le Val Bedretto (Renner, 1982) et donc avec le stade de Daun du modèle « Alpes Orientales » de

Maisch (1981). La phase de retrait important entre les stades Greina 2 et Greina 1b correspond vraisemblablement à l'interstade Tardiglaciaire du Bølling-Allerød, ce qui permet de caler chronologiquement le stade Greina 2 à la fin du Dryas ancien. Les stades Greina 1b et Greina 1a correspondent à deux stades secondaires du même complexe principal, avec des moraines construites à crêtes bien marquées et plusieurs vallums, parfois à gros blocs. Les moraines de ce complexe se situent à une distance d'environ 1-1.5 km des moraines du stade historique de 1850. Ces arguments morphologiques permettent de corrélérer ces moraines avec celles de Maniò et de l'Alpe di Cruina dans le Val Bedretto (Renner, 1982); Greina 1b correspond donc à l'avancée maximale de l'Egesen, tandis que Greina 1a serait une récurrence secondaire du complexe principal de l'Egesen (Bocktentälli du modèle de Maisch, 1981). Du point de vue chronologique, ces deux stades sont postérieurs au Bølling-Allerød et témoignent de la récurrence glaciaire du Dryas récent.

Région de la Greina		Modèle « Alpes Orientales »		Modèle « Gothard »	
Stade	DLEG	Stade	DLEG	Stade	DLEG
Greina 1a	110	Bocktentälli	100-150	Alpe di Cruina	116
Greina 1b	210	Egesen	170-240	Maniò	200-240
Phase de retrait importante		Bølling-Allerød		Bølling-Allerød	
Greina 2	310-350	Daun	250-350	All'Acqua	260-315

Tab. 1 : Essai de corrélation de la séquence composite de déglaciation de la Greina avec le modèle « Alpes Orientales » de Maisch (1981) et le modèle « Gothard » de Renner (1982).

4.3. Evolution de la torrencialité

Afin de reconstituer les grandes phases de torrencialité dans la région de la Greina, nous nous sommes concentrés principalement sur les cônes de déjection situés au débouché de la Valle del Gaglianera et du Val Canal, et sur la plaine alluviale du Plaun la Greina (Fig. 1). Le cône de déjection situé à la sortie de la Valle del Gaglianera se compose d'une partie fossile, constituée de sédiments d'origine fluvio-glaciaire, couverte d'une végétation de pelouse alpine et entaillée par des paléo-chenaux, et d'une partie active emboîtée et caractérisée par de nombreuses traces indiquant le passage de laves torrentielles (Fig. 5). La partie fossile se situe au moins quatre mètres au-dessus du niveau actuellement actif. Le cône de déjection situé au débouché du Val Canal, au contraire, ne présente pas de partie actuellement active. Il est érodé à sa base par le Rein da Sumvitg et il présente un seul chenal qui transporte la charge sédimentaire directement dans le Plaun la Greina, sans sédimentation directe sur le cône.

Ces deux cônes ont été très probablement construits à partir du remaniement du stock sédimentaire laissé par les glaciers à la fin du Tardiglaciaire (cônes paraglaciaux). Du point de vue chronologique, le cône situé au débouché du vallon du Gaglianera est postérieur au stade Greina 1a, ce qui indique qu'une phase de charriage très intense s'est produite dès la fin du Dryas récent – début du Préboréal. Si l'on tient compte des observations effectuées dans d'autres régions des Alpes (par ex. Ballandras, 1997; Schoeneich et al., 1998), cette phase pourrait s'être prolongée

jusqu'à la fin du Boréal – Atlantique ancien. Une phase d'accalmie assez générale doit s'être produite pendant l'optimum climatique holocène de l'Atlantique récent (Ballandras, 1997; Schoeneich et al., 1998), avec peu de charriage en raison de l'épuisement du stock sédimentaire dans la partie haute du bassin versant, ce qui s'est traduit par une érosion des cônes d'épandage fluvio-glaciaire avec re-sédimentation dans la plaine alluviale du Plaun la Greina et par le développement d'une pédogenèse sur la partie des cônes épargnée par l'érosion. Le Subboréal a vraisemblablement été marqué par une reprise de l'activité torrentielle, avec des alternances de phases de crise et d'accalmie portant à la formation de cônes superposés ou emboîtés (Ballandras, 1997; Schoeneich et al., 1998). Ceci est évident sur le cône situé au débouché de la Valle del Gaglianera pour la période suivant le Petit Age Glaciaire (PAG). L'importante fusion de la glace doit avoir causé une exacerbation de l'activité du Rein du Sumvitg, qui a remanié presque entièrement la moraine du stade de 1850 du Gletscher da Gaglianera (Fig. 5A) pour construire le cône de déjection actuel. L'exportation des sédiments depuis la partie haute des bassins versants a dû se concentrer durant les décennies qui ont suivi directement la période de retrait glaciaire maximal (cf. Cossart, 2004). Actuellement, le transfert sédimentaire est fortement réduit; en témoigne le fait que le bastion morainique construit par le Gletscher da Gaglianera entre 1900 et 1940 est encore largement en place (Fig. 5A).

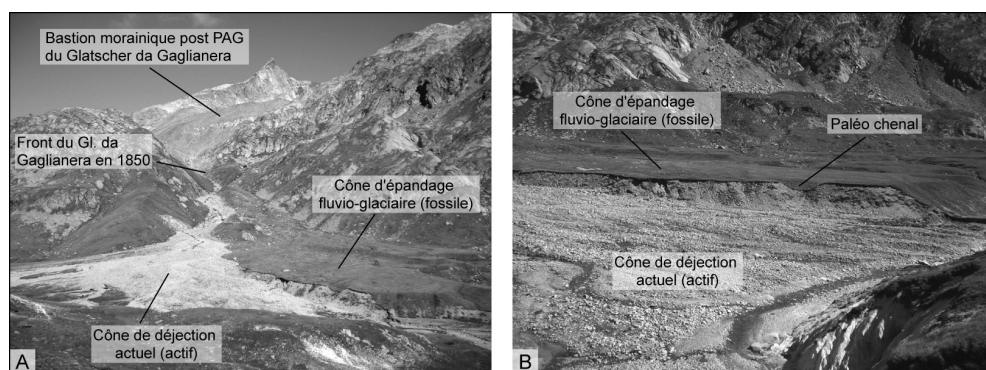


Fig. 5 : A : Vue frontale du cône de déjection à la sortie de la Valle del Gaglianera. Notez comme les moraines du stade 1850 ont été presque complètement érodées, alors que le bastion morainique construit entre 1900 et 1940 est encore bien visible (cf. Scapoza et Fontana, 2009). B : Vue de la partie latérale gauche du cône, avec l'ancien cône d'épandage fluvio-glaciaire perché plusieurs mètres au-dessus du cône actuel. Clichés : G. Fontana.

5. Conclusions

Les observations effectuées permettent d'esquisser les principales étapes de la morphogenèse de la région de la Greina depuis le Dernier Maximum Glaciaire :

1. Au LGM, la région était caractérisée par un important flux de glace provenant du Nord des Alpes, issu d'une calotte de glace située sur la Haute Surselva. Entre le LGM et le début du Tardiglaciaire, ce flux de glace al-

lochtone a perdu en importance, favorisant des flux de glace autochtones de direction S-N.

2. La première moitié du Tardiglaciaire a été caractérisée par la présence d'un réseau glaciaire dendritique, avec plusieurs diffluences par-dessus le Passo della Greina et Crap la Crusch. Une phase de stagnation prolongée a eu lieu à la fin du Dryas ancien (stade de Greina 2), suivie d'une importante phase de retrait glaciaire. La récurrence froide du Dryas récent est marquée par les stades de Greina 1b (Egesen maximal) et Greina 1a (Böckentälli).
3. Le début de l'Holocène a été marqué par une phase de torrencialité importante due au remaniement du stock sédimentaire d'origine glaciaire. Une phase d'accalmie lors de l'Atlantique récent a permis l'érosion des grands cônes fluvioglaciers d'origine paraglaciale, avec sédimentation dans la plaine alluviale du Plaun le Greina. La péjoration climatique qui commence au début du Subboréal et qui culmine au PAG est responsable de la reprise de l'activité torrentielle, avec la formation des cônes de déjection actuels.

Bibliographie

- Ballandras, S. (1997). *Contribution à l'étude des bassins-versants torrentiels alpins. Stratigraphies, morphodynamique, paléoenvironnements des bassins versants depuis 15'000 ans*. Thèse de doctorat, Département de Géographie de l'Université de Savoie, 552 pp.
- Ballantyne, C.K. (2002). Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, 21: 1935-2017.
- Church, M. et Ryder, J.M. (1972). Paraglacial sedimentation: a consideration of fluvial processes conditioned by glaciations. *Bulletin of the Geological Society of America*, 83: 3059-3071.
- Cossart, E. (2004). L'activité torrentielle dans un haut bassin versant alpin en cours de déglaciation durant le XX^e siècle : le vallon de Celse-Nière (Massif des Ecrins, France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 3/2004: 225-240.
- Coutterand, S. et Buoncristiani, J.-F. (2006). Paléogéographie du Dernier Maximum Glaciaire du Pléistocène récent de la région du Massif du Mont Blanc, France. *Quaternaire*, 17: 35-43.
- Coutterand, S. et 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: 85-94.
- Florineth, D. et Schlüchter, C. (1998). Reconstructing the Last Glacial Maximum (LGM) ice surface geometry and flowlines in the Central Swiss Alps. *Eclogae geologicae Helveticae*, 91: 391-407.
- Fontana, G. (2008). *Analyse et propositions de valorisation d'un paysage géomorphologique. Le cas de la Greina*. Mémoire de Master, Institut de Géographie de l'Université de Lausanne, 156 pp. [publié le 25 février 2008 sur <http://doc.rero.ch/record/8798?ln=fr>].
- Frey, J.D. (1967). *Geologie des Greinagebietes (Val Camadra, Valle Cavalasca, Val di Larcio, Passo della Greina)*. Bern: Kümmerli & Frei. Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz, 131: 1-112.

- Gross, G., Kerschner, H. und Patzelt G. (1976). Methodische Untersuchungen über die Schneegrenze in alpinen Gletschergebieten. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 12: 223-251.
- Jung, W. (1963). Die mesozoischen Sedimente am Südostrand des Gotthard-Massivs (zwischen Plaun la Greina und Versam). *Eclogae geologicae Helveticae*, 56: 653-754.
- Kelly M., Buoncristiani, J.-F. and Schlüchter, C. (2004). A reconstruction of the Last Glacial Maximum (LGM) ice-surface in the western Swiss Alps and contiguous Alpine regions in Italy and France. *Eclogae geologicae Helveticae*, 97: 57-75.
- Maisch, M. (1981). *Glazialmorphologische und Gletschergeschichtliche Untersuchungen im gebiet zwischen Landwasser- und Albulatal (Kt. Graubünden, Schweiz)*. PhD Thesis, Geographisches Institut der Universität Zürich. *Physische Geographie*, 3: 1-215.
- Maisch, M. (1992). *Die Gletscher Graubündens*. Geographisches Institut der Universität Zürich. *Physische Geographie*, 33: 2 vol.
- Renner, F. (1982). *Beiträge zur Gletscher-Geschichte des Gotthardgebietes und dendroklimatologische Analysen an fossilen hölzern*. PhD Thesis, Geographischen Institut der Universität Zürich. *Physische Geographie*, 8: 1-182.
- Scapozza, C. et Fontana G. (a cura di) (2009). *Le Alpi Bleniesi. Storia glaciale e periglaciale e patrimonio geomorfologico*. Memorie della Società ticinese di Scienze naturali e del Museo cantonale di storia naturale, Lugano, 10: 1-111.
- Schlüchter, C. (2004). The Swiss glacial record – a schematic summary. In J. Ehlers et P.L. Gibbard (eds.), *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology* (pp. 413-418). Amsterdam: Elsevier.
- Schoeneich, P. (1993). Comparaison des systèmes de légendes français, allemand et suisse – principes de la légende IGUL. In P. Schoeneich et E. Reynard (eds.), *Cartographie géomorphologique, cartographie des risques* (pp. 15-24). Lausanne: Institut de Géographie, Travaux et recherches Vol. 9.
- Schoeneich, P. (1998). *Le retrait glaciaire dans les vallées des Ormonts, de l'Hongrin et de l'Étivaz (Préalpes vaudoises)*. Thèse de Doctorat, Institut de Géographie de l'Université de Lausanne, Travaux et recherches Vol. 14, 483 pp.
- Schoeneich, P., Dorthe-Monachon, C., Jaillet, S. et Ballandras S. (1998). Le retrait glaciaire dans les vallées des Préalpes et des Alpes au Tardiglaciaire. *Bulletin d'études préhistoriques et archéologiques alpines*, 9: 23-37.