



HAL
open science

Des sources sédimentaires à l'exutoire : un problème de connectivité ?

Etienne Edouard Cossart

► To cite this version:

Etienne Edouard Cossart. Des sources sédimentaires à l'exutoire : un problème de connectivité ? : Réflexions sur le fonctionnement géomorphologique des bassins versants montagnards. Géographie. Université Blaise Pascal - Clermont 2, 2014. tel-01097298

HAL Id: tel-01097298

<https://theses.hal.science/tel-01097298>

Submitted on 19 Dec 2014

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



Distributed under a Creative Commons Attribution - NonCommercial - NoDerivatives 4.0 International License

**Habilitation à Diriger des Recherches
Université Blaise Pascal – Clermont II**

Présentée par Étienne COSSART

Volume 1

Essai scientifique inédit

***Des sources sédimentaires à l'exutoire :
un problème de connectivité ?***

***Réflexions sur le fonctionnement
géomorphologique des bassins montagnards***

Dossier présenté publiquement le 5 décembre 2014

Jury composé de

Prof. Marie-Françoise ANDRE (garante)

Univ. Blaise Pascal, Clermont II

Prof. Monique FORT

Univ. Paris-Diderot (Paris 7)

Prof. Jean-Luc PEIRY (rapporteur)

Univ. Blaise Pascal, Clermont II

Prof. Denis MERCIER (rapporteur)

Univ. Nantes

Prof. Mauro SOLDATI (rapporteur)

Università di Modena e Reggio Emilia

Prof. Charles LE COEUR

Univ. Paris 1 – Panthéon Sorbonne

**Habilitation à Diriger des Recherches
Université Blaise Pascal – Clermont II**

Présentée par Étienne COSSART

Volume 1

Essai scientifique inédit

***Des sources sédimentaires à l'exutoire :
un problème de connectivité ?
Réflexions sur le fonctionnement
géomorphologique des bassins montagnards***

Jury compose de

Prof. Marie-Françoise ANDRE (garante)

Univ. Blaise Pascal, Clermont II

Prof. Monique FORT

Univ. Paris-Diderot (Paris 7)

Prof. Jean-Luc PEIRY (rapporteur)

Univ. Blaise Pascal, Clermont II

Prof. Denis MERCIER (rapporteur)

Univ. Nantes

Prof. Mauro SOLDATI (rapporteur)

Università di Modena e Reggio Emilia

Prof. Charles LE COEUR

Univ. Paris 1, Panthéon-Sorbonne

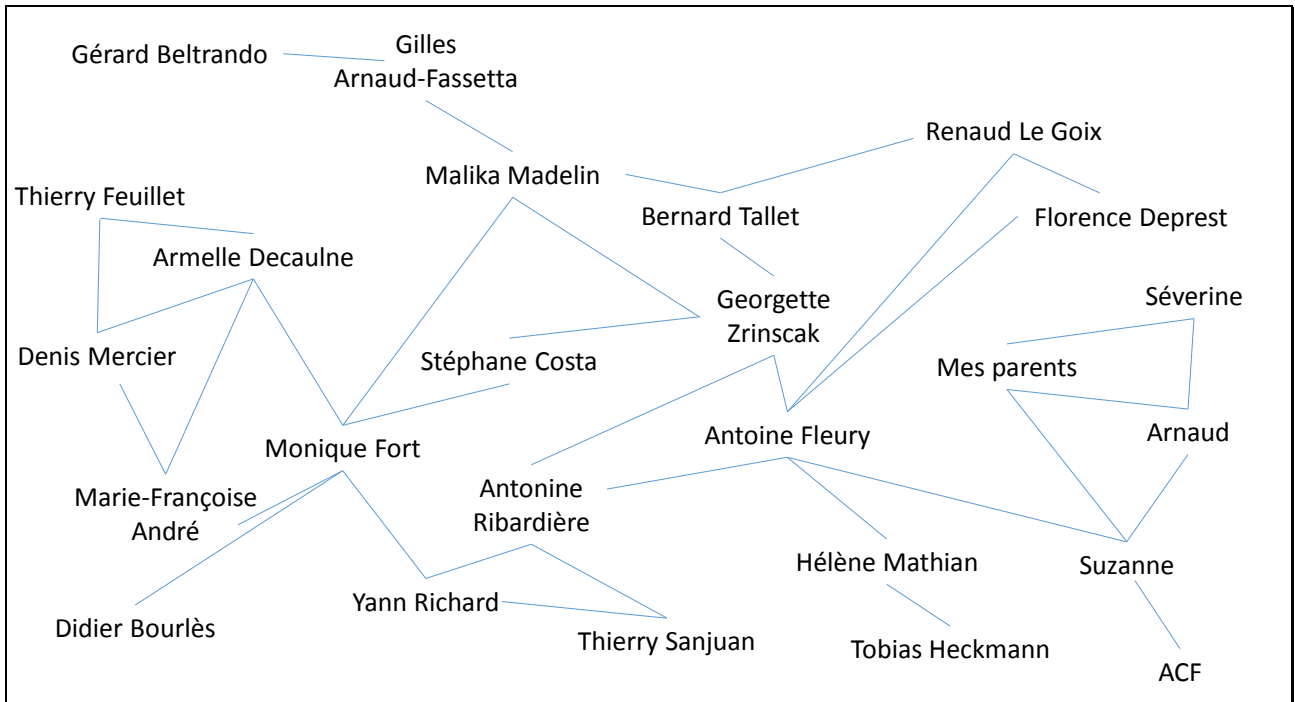
Avant-propos

Les aléas de la vie d'enseignant-chercheur font que ces quelques lignes sont rédigées dans un train : unité de lieu, unité d'action propices à l'écriture... Et je ne peux m'empêcher de me remémorer un certain nombre de faits marquants pour ma carrière qui se sont déroulés dans un train. À commencer quand, il y a maintenant de cela près de 15 ans, je partais en vacances après un rendez-vous avec ma directrice de maîtrise qui, en ce mois de décembre 1999, avait repris en profondeur et sans détour le plan que je lui proposais. Je partais donc avec ce « plan de dissertation » en trois parties et vingt-sept sous-parties, quelque peu déconcerté, quand dans un train régional comme celui-ci je me mis à comprendre pourquoi un mémoire n'est pas une dissertation et à coucher sur le papier, sur la tablette rabattable, le plan tant attendu qui s'avéra le bon. À travers cette anecdote, je ne peux que donc remercier Monique Fort pour la façon dont elle m'a appris à faire de la recherche, avec enthousiasme et exigence.

Le processus pour cet essai fut finalement très similaire. Après un hiver face à des pages blanches, puis face à quelques lignes insatisfaisantes, j'eus une discussion éclairante avec ma garante. Le lendemain, lors d'un comité de sélection en région, je me mis à défendre avec une certaine ardeur un candidat que d'autres membres du comité souhaitaient ranger dans la catégorie des ingénieurs, un peu « *geek* », alors qu'il maniait si intelligemment des démarches qui font l'essence de la géographie, notamment le changement d'échelle, les questions de représentativités dans l'espace, etc. Suite à ce débat stimulant, rentrant sur Paris, je repris mes arguments un à un, cette fois-ci sur mon ordinateur ultra-portable, pour faire émerger le plan qui est devenu celui de cet essai. Dès lors je tenais mon fil conducteur, et je tentais de ne plus le lâcher, jusqu'à la rédaction de ces lignes. Mes premières pensées vont donc vers tous ces personnages qui, sans le savoir, ont créé le déclic qui ne venait pas depuis un an. Je remercie plus particulièrement Marie-Françoise André, qui a remis de l'ordre dans mes idées, et m'a fait prendre le recul nécessaire sur l'ensemble de mes recherches et ce en dépit de ses très lourdes activités.

Bien sûr, de nombreuses autres personnes sont à remercier : des collègues, des amis, des membres de la famille, et des personnes qui sont parfois un peu des trois à la fois... Beaucoup savent que je trouve

que les mots « emprisonnent » ce que l'on peut ressentir, et je leur dédie donc ce « graphe des remerciements » pour : un échange scientifique informel autour d'un café, une séance de travail intensive, une relecture attentive, un encouragement sincère, ou plus légèrement un moment de partage autour d'un verre, l'été, sur une terrasse ombragée.



*Si on savait quelque chose de ce qu'on va écrire,
avant de le faire, avant d'écrire, on n'écrirait jamais.
Ce ne serait pas la peine.*

Marguerite Duras

Introduction générale

Les questionnements actuels relatifs aux changements climatiques, aux interactions entre les sociétés et le milieu physique, ont stimulé les recherches en géographie physique en général et en géomorphologie en particulier. En effet, les formes du relief, les formations superficielles, sont autant d'archives qui permettent de reconstituer l'évolution des milieux puis de discuter de l'importance de la part des forçages (souvent qualifiés de « naturels » vs « anthropiques ») responsables de cette évolution. En outre, les séquences évolutives reconstituées par les géomorphologues, d'après ces archives sédimentaires, ont été progressivement calées chronologiquement grâce à l'amélioration des techniques de datation lors des deux dernières décennies, avec notamment l'émergence et la fiabilisation de la thermoluminescence et des âges d'exposition aux radionucléides cosmogéniques (CRE). On ne pourrait prétendre ici citer l'ensemble des applications et des conclusions qui en ont résulté. De façon concomitante, les travaux ainsi menés ont rapproché la communauté des géomorphologues de la communauté dite des géosciences, comme en témoignent en France le développement d'unités de recherches communes ou encore l'organisation d'événements scientifiques internationaux communs (EGU, *European Geosciences Union*, par exemple). Si les travaux menés en équipe par les géomorphologues et les autres spécialistes de géosciences (géologues, géochimistes, etc.) sont indéniablement fructueux, comme l'illustre le nombre croissant de publications de géomorphologie dans des revues à facteurs d'impact, ils amènent cependant à réfléchir à la composante géographique de la discipline.

Cette réflexion peut être initiée à partir de deux points de vue complémentaires. Une partie de la communauté des géographes humains, d'une part, plaide pour que l'intégration de la dimension sociale dans nos études ne soit pas l'unique justification des liens entre géomorphologie et géographie, d'autres liens pouvant exister à travers le déroulé de nos raisonnements. Des démarches communes, fondées sur la prise en compte de l'espace comme support explicatif, peuvent être mobilisées transversalement à la discipline géographique : effets de site et de situation, interaction spatiale entre un objet et

ses voisins, raisonnement en « stocks et flux », etc. D'autre part, la communauté des géosciences sollicite les géographes-géomorphologues pour leur savoir-faire de terrain, mais aussi pour leur aptitude à replacer chaque observation dans un cadre spatio-temporel, et ce à différentes échelles (Bourlès, com. pers., 2009). Ces observations, le géographe physicien ne manquera pas de les réaliser suivant une logique d'échantillonnage qui, quelle que soit la part d'objectivité/subjectivité dans sa définition, garantira la représentativité des résultats.

Nous ne prétendons pas ici développer une réflexion épistémologique sur le positionnement de la géomorphologie face à des disciplines connexes, mais ce double constat, largement étayé lors de mon parcours par des discussions avec des géographes humains (à l'université Paris 1) ou avec des spécialistes de géosciences (géochimistes du CEREGE, glaciologues de Grenoble, etc.) m'a amené à réfléchir dès le début de ma carrière sur ce qui, dans mes recherches, relevait de la géographie et non des sciences de la Terre. En fin de compte, ce questionnement apparaît à la fois comme le dénominateur commun à l'ensemble de mes recherches passées et le moteur des projets futurs que je souhaite mener. Il apparaissait donc logique d'explorer mon objet de recherche, les milieux de montagne, en insistant sur les démarches qui pourraient être propres au géomorphologue-géographe. Celles-ci sont fondées sur l'investigation des terrains d'étude, à la recherche d'indicateurs inédits dans les archives des formes du relief ou des formations superficielles), mais nos travaux en équipe ont montré qu'était attendue de nous, géographes, la reconstruction de canevas spatio-temporels. En portant mon attention sur des relais de processus spatio-temporels depuis mon travail de thèse, j'ai ainsi cherché à isoler les interactions qui peuvent exister localement entre deux objets élémentaires (un versant et un cours d'eau, par exemple), pour mieux ériger ensuite des modèles de fonctionnement des bassins-versants.

A partir de cette démarche multi-scalaire, nous souhaitons ici contribuer au débat actuel qui montre que même si les bassins-versants montagnards sont le siège d'une intense activité géomorphologique, ils ne sont pas nécessairement efficaces pour exporter des sédiments vers les hydrosystèmes aval, voire les exutoires océaniques. On entend ici par « montagne » ce que les Anglo-saxons nomment « *alpine areas* », mais que nous ne pouvons traduire littéralement sans risquer de donner le sentiment d'une étude restreinte au seul massif alpin (européen de surcroît). Il s'agit ici d'étudier des secteurs à forte énergie de relief, qui sont ou ont été soumis à l'influence glaciaire et périglaciaire, et caractérisés sur le plan géomorphologique par l'abondance de la charge grossière dans les flux de sédiments qui s'y organisent (Caine, 1974 & 2004 ; Barsch & Caine, 1984). La magnitude des processus d'érosion est en effet exa-

cerbée par les effets de domination et la vigueur des systèmes de pente ; aussi les milieux de montagne sont-ils communément considérés comme étant parmi les principales zones de production sédimentaire à l'échelle globale. Pourtant, les bilans d'érosion mettent en évidence que la part des sédiments exportés reste faible, bien en deçà de l'ablation sédimentaire mesurée dans les bassins montagnards. Formalisé sous l'intitulé du *sediment delivery problem* (Walling, 1983), ce constat suppose que des processus géomorphologiques internes aux bassins-versants peuvent avoir des effets antagonistes. Plus précisément, les modalités de couplage entre processus géomorphologiques peuvent expliquer, au moins partiellement, les modalités de l'exportation sédimentaire en général (Fryirs *et al.*, 2007a) et la tendance au piégeage sédimentaire (Walling, 1983) en particulier. C'est donc ce fonctionnement interne que nous proposons d'explorer, à plusieurs échelles, en essayant d'ouvrir les « boîtes noires » qui jalonnent les parcours de sédiments au sein d'un bassin. Parmi ces « boîtes noires », ont une importance singulière les zones de couplage entre processus comme des zones tampons, des seuils et des carapaces (*i.e.* « Buffers », « barriers », « blankets ») (Fryirs *et al.*, 2007b). En portant notre regard de géographe, nous souhaitons montrer que le fonctionnement de ces zones de couplage est fonction de leur localisation géographique, précisément des interactions entretenues avec les objets géomorphologiques situés en amont et en aval. De ces comportements individuels, nous tenterons de voir comment les sources sédimentaires peuvent être alternativement connectées et déconnectées à une cascade sédimentaire, assurant (ou pas) le transfert du matériel vers l'exutoire. Le titre de cet essai reflète ce souci d'explorer le fonctionnement des bassins-versants montagnards au prisme de la connectivité :

Des sources sédimentaires à l'exutoire : un problème de connectivité ?

Ce titre fait directement référence aux études sur les cascades sédimentaires alpines qui ont permis de formaliser des relais de processus originaux dans l'espace et le temps, ce depuis les travaux pionniers de Chorley & Kennedy (1971) ou de S. Schumm (1977) sur les systèmes ouverts en géomorphologie. En montagne, la cascade paraglaciale, issue du modèle éponyme expliquant le rythme d'exportation sédimentaire par les séquences de déglaciation (Ryder, 1971a et b ; Chruch et Ryder, 1972), est par exemple l'une des formalisations les plus connues et abouties. Elle a ainsi offert une grille d'analyse robuste, progressivement déclinée en fonction de contextes tectoniques ou climatiques variés (Ballantyne, 2002 & 2008 ; Mercier, 2012). Nous souhaitons toutefois montrer que, dans ces formalisations, les zones de relais entre processus restent encore trop souvent considérées comme des « boîtes noires », invitant à

supposer que les couplages sont nécessairement efficaces. Il peut en résulter une vision maximaliste de l'exportation sédimentaire, depuis les sources jusque vers l'exutoire, sans véritablement considérer la possibilité qu'il y ait une entrave au parcours des sédiments. Les mêmes limites existent dans la formalisation de cascades sédimentaires qui mettent en regard des « pratiques anthropiques » et l'exportation sédimentaire. En laissant ainsi fermées les « boîtes noires » apparaissent des schémas amenant à expliquer l'organisation de vagues sédimentaires en fonction de causalités simples (« climatique » vs « anthropique »).

Ici nous émettons l'hypothèse que les réponses sédimentaires observées dans les bassins montagnards sont au contraire le résultat de causalités complexes, liées aux modalités d'organisation interne des bassins-versants et à la connectivité des flux. Pour cette raison, nous tenons à faire apparaître ce terme de connectivité dès le titre. La connectivité est appréhendée ici comme l'ensemble des relations (potentielles ou effectives) existant entre les composants d'un bassin-versant et nécessaires à son fonctionnement. Cette notion est multiscalaire. A une échelle fine, elle incite à explorer les couplages qui existent entre chaque processus élémentaire, pour comprendre dans quelle mesure ils sont (in)efficaces. A l'échelle du bassin, il s'agit ensuite de voir comment la somme de ces multiples comportements locaux peut expliquer le fonctionnement global du bassin-versant, voire les modalités de sa réponse à des forçages externes.

A l'aune de cette hypothèse, notre objectif est triple.

- Nous souhaitons montrer que la connectivité des flux sédimentaires au sein des bassins-versants n'est pas constante dans le temps, évoluant au gré de mécanismes d'auto-organisation interne. De multiples régulateurs peuvent provoquer des alternances entre des phases au cours desquelles le couplage entre des processus est efficace, et des phases marquées par des blocages et des entraves. Connue dans le domaine anglo-saxon sous le vocable *Jerky Conveyor Belt*, ce phénomène incite à explorer le fonctionnement des réservoirs sédimentaires, des régulateurs, qui existent dans un bassin versant, afin de formaliser des boucles de rétroaction qui y agissent et de déterminer les temporalités de leur action. Il s'agit d'insister sur le poids des héritages, mais également de déterminer des effets de seuil et des bifurcations dans l'auto-organisation interne des bassins versants montagnards.

- Plus généralement, nous essaierons dès lors de nuancer les modèles qui indiquent un déterminisme sans doute un peu trop tranché entre l'exportation sédimentaire et le rythme des changements climatiques d'une part, et l'ampleur des activités anthropiques, d'autre part. L'auto-organisation interne des bassins-versants ne suffit-elle pas à expliquer une large part de la variabilité de la charge sédimentaire exportée ? Un point particulier abordera les influences de la déglaciation sur l'exportation sédimentaire, et donc à discuter de l'application du modèle paraglaciale dans sa formalisation actuelle.
- Enfin, ces deux premiers objectifs nécessitent une avancée méthodologique. La principale difficulté consiste à appréhender la somme de tous les couplages existant localement dans un bassin-versant montagnard, de modéliser leurs combinaisons, pour ensuite comprendre ce qui est finalement exporté du bassin-versant. Nous montrerons pour cela que la théorie des graphes ou encore des simulations en « stock et flux » offrent des perspectives prometteuses.

Notre démarche, et donc notre plan, reflète pour partie ces trois principaux objectifs. Nous proposons tout d'abord un bilan et un historique des recherches menées sur la modélisation du fonctionnement géomorphologique des bassins-versants montagnards. Il s'agit de montrer comment, à partir du concept de la « cascade sédimentaire », les géomorphologues ont progressivement cherché à quantifier des budgets sédimentaires, afin d'identifier puis de hiérarchiser les processus géomorphologiques responsables de l'évolution des bassins-versants. Des séquences évolutives sont ensuite formalisées pour montrer comment ces processus sont couplés, efficacement ou pas, deux à deux. Les types de couplages ainsi mis en exergue à un niveau d'observation local sont appréhendés ensuite globalement, pour comprendre comment ils s'assemblent à l'échelle du bassin-versant. En reproduisant numériquement ces assemblages dans toute leur complexité nous nourrissons des simulations, qui illustrent quant à elles l'aptitude du bassin-versant à exporter des sédiments. Les exemples croisent différents lieux de notre propre expérience de terrain, dans les Alpes, en Himalaya du Népal ou en Islande, et sont complétés si nécessaire par des exemples de la littérature scientifique. A la lumière des résultats ainsi synthétisés, nous engageons une discussion sur la part des forçages externes (climatiques, anthropiques) dans l'évolution géomorphologique des milieux de montagne. Sans prétendre clore un débat complexe, nous tenterons d'apporter quelques éclairages montrant que les impacts anthropiques comme climatiques ne sont pas univoques et n'exacerbent pas nécessairement le fonctionnement érosif des bassins-versants montagnards.

Au final, cet essai est construit comme un plaidoyer pour une approche résolument géographique, qui permet d'éclairer les débats actuels sur l'évolution géomorphologique des bassins-versants montagnards face aux changements environnementaux.

Du « *sediment delivery problem* » à la formalisation de cascades sédimentaires en montagne

Les milieux de montagne apparaissent comme des secteurs clefs dans l'organisation des flux sédimentaires dès la fin du 19^e siècle (Penck, 1894). Les comparaisons et synthèses à l'échelle globale montrent que, sur le plan géomorphologique, les bassins montagnards se singularisent certes par la vigueur des pentes, également par l'abondance de stocks sédimentaires hérités, souvent liés aux glaciations pléistocènes, et par le maintien d'une activité tectonique (Ives & Barry, 1974 ; Price, 1981). Les systèmes géomorphologiques montagnards sont, depuis un demi-siècle, considérés par les géomorphologues comme étant dans un état métastable, particulièrement réactifs aux divers forçages (Schumm, 1963). Cette réactivité a stimulé les études quantifiant le rythme d'action des processus géomorphologiques en milieu de montagne dès le milieu du 20^e siècle (Jäckli, 1957 ; Rapp, 1960), travaux qui ont d'emblée montré le caractère hautement variable de la production et de l'exportation sédimentaire. Depuis, les travaux des géomorphologues se sont progressivement enrichis avec les concepts de cascade sédimentaire (Caine, 1974 ; Schumm, 1977) puis de budgets sédimentaires (Church & Slaymaker, 1989 ; Jordan & Slaymaker, 1991) qui tentent d'intégrer, au sein d'un bassin-versant, l'ensemble des processus opérant et leurs interactions potentielles sous forme de relais spatio-temporels.

Nous retraçons ici l'apparition de ces concepts, puis leur évolution, au gré de l'amélioration des techniques de prospection géophysique et des techniques de quantification (à travers notamment les Systèmes d'Information Géographique). Quelques données de cadrage quant aux rythmes d'érosion en montagne, qui constituent les principaux « postes budgétaires » des budgets sédimentaires, sont préalablement présentées.

1. La place des bassins montagnards dans les bilans sédimentaires globaux

a) Des taux de dénudation élevés

Les travaux visant à quantifier les flux de sédiments à l'échelle globale montrent unanimement que les bassins-versants montagnards sont parmi les plus grands pourvoyeurs de sédiments (Meade, 1982 ; Milliman & Meade, 1983 ; Milliman & Syvitski, 1992) (fig. 1). Ces bilans sont ainsi venus appuyer les premières quantifications de taux de dénudation sédimentaire réalisées dans les bassins-versants montagnards (Slaymaker, 1972 & 1977 ; Vanoni, 1975). L'augmentation du volume et de l'intensité des précipitations avec l'altitude, la raideur des pentes, les contrastes thermiques sont alors vus comme étant les principaux facteurs expliquant l'ampleur de l'érosion mécanique, et plus largement des processus de dénudation (Barsch & Caine, 1984).

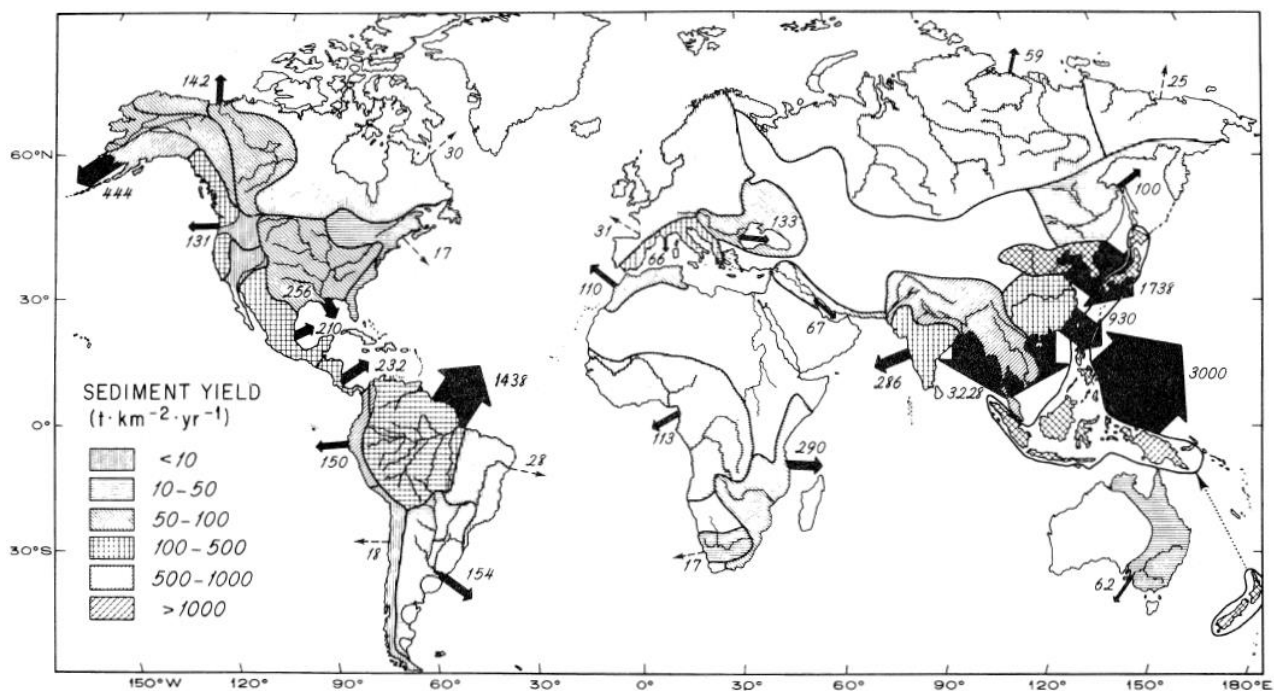


Figure 1 : Charge sédimentaire exportée depuis les grands bassins fluviaux.

Une première lecture de cette carte laisse apparaître la prépondérance des zones tropicales dans l'organisation des flux sédimentaires (rôle de la météorisation, couplé à des précipitations d'un niveau élevé). Cependant, au sein de chaque zone latitudinale, les bassins pourvoyeurs de sédiments sont les bassins montagnards, expliquant par exemple les contrastes entre : le bassin du Niger et ceux adossés aux montagnes du rift africain ; entre les bassins alpins et ceux du reste de l'Europe de l'ouest, etc. (Milliman & Meade, 1983).

Cependant, la systématisation des observations et des quantifications dans de multiples bassins-versants nord-américains montre, dès la décennie 1970, que si des taux de dénudation élevés restent un dénominateur commun à l'ensemble des bassins-versants montagnards, l'exportation sédimentaire est quant à elle d'une grande variabilité. En moyenne l'exportation sédimentaire varie entre 10 et 200 $\text{m}^3.\text{km}^{-2}.\text{a}^{-1}$ (contre 1 à 50 $\text{m}^3.\text{km}^{-2}.\text{a}^{-1}$ en dehors des zones de montagne) ; elle peut atteindre 500 $\text{m}^3.\text{km}^{-2}.\text{a}^{-1}$ dans les bassins-versants de petite taille, ou au contraire être très faible dans les bassins-versants de grande taille (1 à 10 $\text{m}^3.\text{km}^{-2}.\text{a}^{-1}$). Ces derniers apparaissent peu efficaces pour exporter une charge sédimentaire à cause de la complexité des relais de processus qui s'y organisent et de la multiplicité des zones de stockages potentielles (Caine, 1974 ; Vanoni, 1975 ; Schumm, 1977). La seule véritable exception à ce modèle très général correspond au cas de bassins-versants englacés ou qui subissent encore les effets de la déglaciation (Ryder, 1971a & b, Church & Ryder, 1972) ainsi que les bassins-versants soumis à une surrection tectonique de forte magnitude (Garner, 1959 ; Young, 1969).

b) Des relais de processus complexes

Le rôle des zones de stockage et des modalités de relais de processus dans l'espace et le temps a été résumé dans le concept de « *sediment delivery problem* » (Walling, 1983), indiquant que les bassins-versants ne sont pas efficaces pour exporter les sédiments mobilisés depuis les sources sédimentaires. Ce constat est confirmé par les bilans sédimentaires réalisés à l'échelle de bassins-versants de plusieurs milliers de kilomètres carrés : la part des sédiments exportés (relativement aux sédiments fournis par les sources) varie entre 1 et 15% (Slaymaker, 1977 ; Trimble, 1983 ; Olive *et al.*, 1994 ; Fryirs & Brierley, 2001).

L'inefficacité géomorphologique des bassins-versants est directement mise en relation avec le (dys)fonctionnement de la cascade sédimentaire (fig. 2), définie comme l'ensemble des flux de sédiments qui s'organisent depuis les zones sources, à l'amont, vers les zones d'évacuation (exutoires) ou de stockage durables (cuvettes lacustres, océans, etc.). Dans les zones de montagne, les zones de stockage intermédiaires, entre les sources et l'exutoire, sont nombreuses (Caine, 1974 & 1984). La durée du piégeage au sein de ces réservoirs, bien que toujours difficile à évaluer, apparaît ainsi comme une variable essentielle à la compréhension des flux sédimentaires à la sortie des bassins-versants (Slaymaker & Spencer, 1998 ; Fryirs & Brierley, 2001).

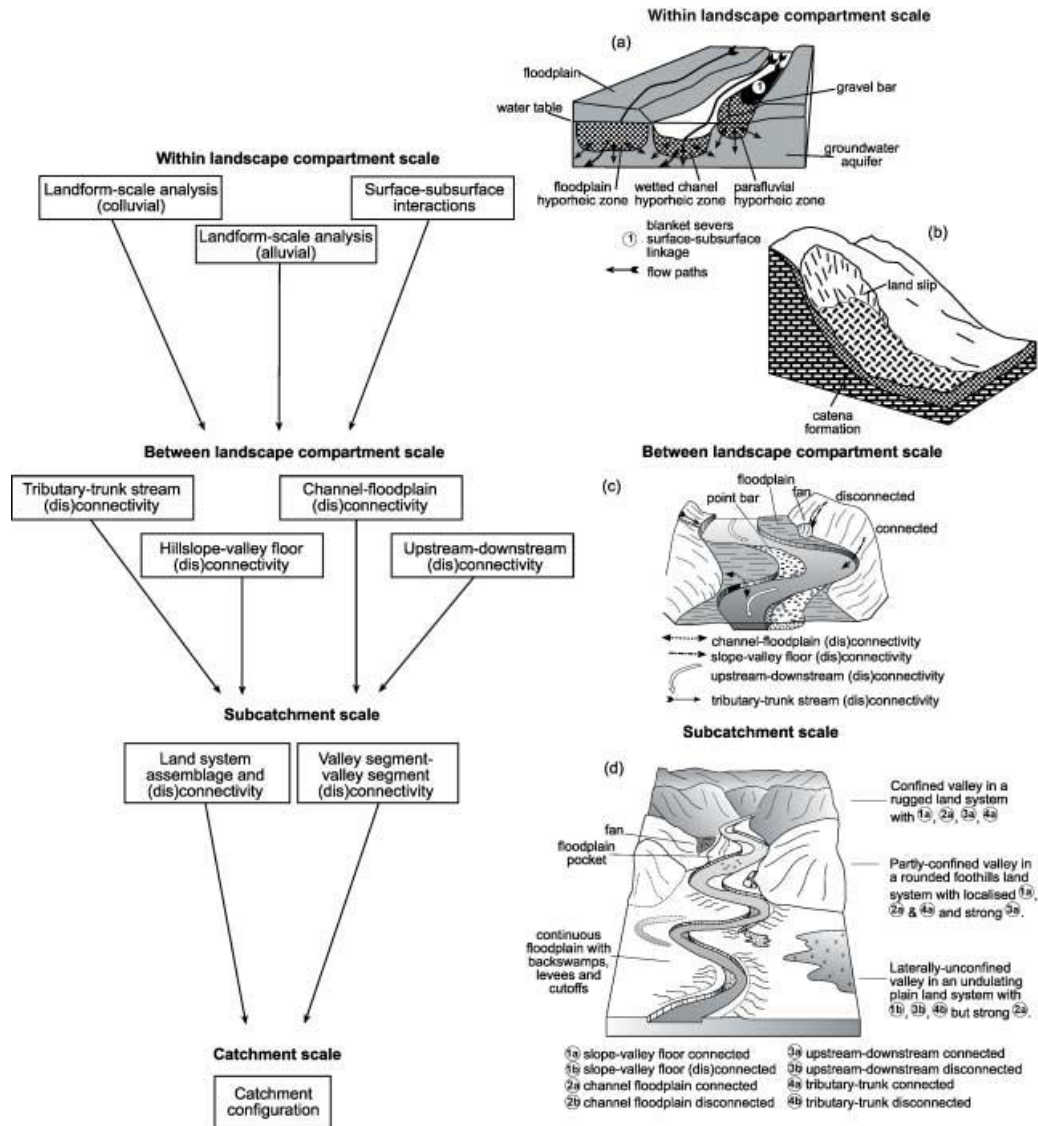
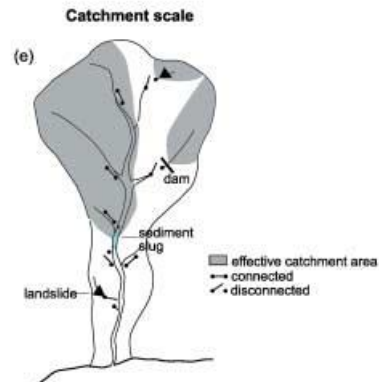


Figure 2 : Modalités de connectivité, à plusieurs échelles, au sein d'un bassin-versant.

Aux échelles fines (a, b, c), des connecteurs correspondant à des zones de couverture (« blanket »), des zones tampons (« buffers ») et des seuils (« barriers ») entravent les flux verticaux, latéraux et longitudinaux, respectivement. Aux échelles plus larges, les connecteurs apparaissent associés à des zones de stockages sédimentaires dont la durabilité varie (d). L'agencement et la position de ces connecteurs est essentielle pour comprendre quelles zones contribuent efficacement à la cascade sédimentaire (zone grisée, en e) et quelles zones restent en marge de cette cascade. Dans ce dernier cas, l'absence d'évacuation provoque un engorgement sédimentaire, jusqu'à reconstitution de la continuité sédimentaire, le plus souvent lors d'un événement Basse Fréquence / Haute Magnitude (Brierley *et al.*, 2006).



De nombreuses études ont donc tenté de modéliser les modalités de remobilisation des sédiments depuis ces zones de piégeage intermédiaire, avec trois principales familles d'approches. Dans le premier cas, un rythme d'exportation moyen depuis un réservoir, calculé sur le long terme (pluri-séculaire à pluri-millénaire), et donc lissé, est appliqué (Swanson *et al.*, 1982). Cette approche suppose toutefois le maintien de conditions comparables sur l'ensemble de la période d'étude. A cause de cette limite, d'autres auteurs préfèrent identifier les événements de basse fréquence mais de haute magnitude, qui ont la puissance suffisante pour assurer la reprise en charge du matériel stocké (Kelsey, 1982 ; Madej, 1982). En fonction du temps de retour des événements ainsi capables de créer des impulsions sédimentaires, il est possible de modéliser la propagation de vagues sédimentaires et, en fin de compte, l'exportation sédimentaire (Harvey, 2001 & 2012). Enfin, d'autres auteurs tentent de prendre en compte non pas des événements ponctuels dans le temps, mais des perturbations durables à l'échelle millénaire, liées par exemple aux changements climatiques (Church & Ryder, 1972) ou aux déformations tectoniques (Cruden & Hu, 1993) : la mobilisation sédimentaire est alors supposée décroître de façon exponentielle après la perturbation (Schumm & Rea, 1995).

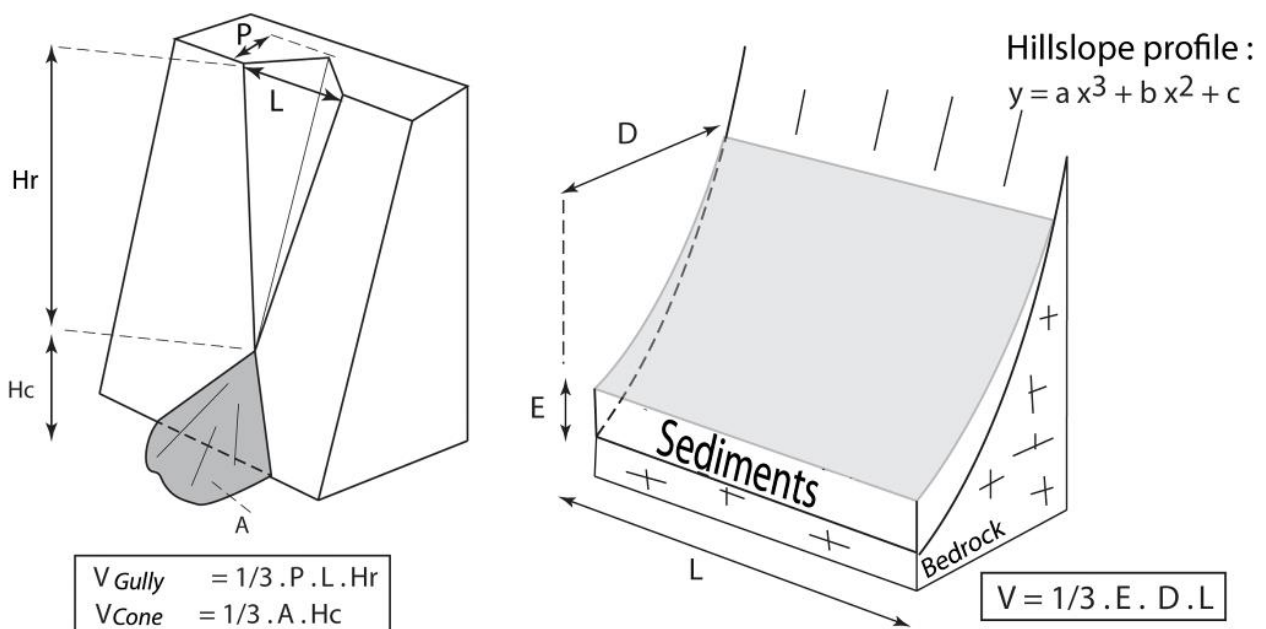


Figure 3 : Méthode de calcul des flux entrants et sortants classiquement utilisée dans les bassins montagnards.

En montagne, où la charge en suspension est souvent considérée comme négligeable, les flux dans un bassin-versant sont reconstitués à partir des volumes en creux ou en saillie dans les réservoirs sédimentaires. Des courbes enveloppes aux formes géométriques simples matérialisent les contours des unités observées (Campbell & Church, 2003, modifié).

Afin d'appréhender l'ensemble des flux sédimentaires qui relient les éléments de la cascade sédimentaire, puis de hiérarchiser l'importance de ces flux internes dans la contribution à l'exportation des sédiments, la notion de budget sédimentaire a été formalisée. Il s'agit de quantifier l'ensemble de la production, du transport et du dépôt des sédiments à l'intérieur d'un bassin-versant (Dietrich & Dune, 1978 ; Dietrich *et al.*, 1982). Au-delà du simple bilan d'érosion, il s'agit de détailler la relation entre production, transport, et dépôt pour chaque réservoir identifié dans la cascade sédimentaire (fig. 3). La relation s'exprime alors dans l'équation suivante :

$$\Delta S = I - O$$

où ΔS est le changement de volume de sédiments dans le réservoir, I le volume entrant, fourni en amont, et O le volume sortant, exporté vers l'aval.

Le travail de quantification au sein d'un budget sédimentaire peut également s'effectuer à partir de l'estimation du temps de résidence des sédiments dans un réservoir et du volume total de ce même réservoir (*cf. sup.*) :

$$O = S / T$$

où O est le flux sortant, S le volume total de sédiment dans le réservoir, et T le temps de résidence.

Les équations obtenues pour chaque réservoir peuvent ensuite être combinées, en fonction des relations formalisées par la cascade sédimentaire.

Les principales difficultés résident tout d'abord dans la quantification même, notamment des variations de volume des réservoirs sédimentaires. Celles-ci sont fondées sur un suivi géométrique simple, où les enveloppes de chaque unité morpho-sédimentaire sont schématisées par des figures géométriques dont on peut calculer les volumes « en relief » ou « en creux » (fig. 3). Les variations de volume sont ensuite rapportées à la durée d'évolution, avec une difficulté : le temps écoulé entre deux états successifs doit être identique pour chaque élément du budget. Les rythmes d'ablation et d'exportation des sédiments, comme toute donnée temporelle, sont lissés à mesure que les pas de temps s'allongent. Cet effet de lissage des données doit être identique pour chaque flux reconstitué, afin de rendre les ordres de grandeurs parfaitement comparables. Le chercheur est alors confronté au(x) problème(s) de datation absolue, récurrent dans les zones de montagne, où la minéralité rend par exemple les datations

par radiocarbone singulièrement rares. Trouver des repères chronologiques communs à l'ensemble des unités morphosédimentaires relève parfois de la gageure.

Enfin, les quantifications ne prennent pas en compte les boucles de rétroaction positives ou négatives qui peuvent moduler le comportement de chacun des réservoirs entre un couplage efficace, un couplage inefficace, voire une absence de couplage. Il s'agit donc de comprendre quels peuvent être les changements de couplage au niveau de chaque réservoir, et les facteurs qui localement vont faire varier le fonctionnement (et l'efficacité) des transferts de sédiments (Fryirs, 2013). La question des rythmes d'érosion et de l'agencement des relais de processus est abordée dans les deux sections suivantes.

2. Quelques « postes budgétaires » des bassins-versants montagnards

L'établissement des budgets sédimentaires se fonde sur la quantification des processus d'érosion. Dans les zones de montagne, l'attention quantitative a tout d'abord été portée sur les systèmes morphogéniques glaciaire et périglaciaire, considérés comme emblématiques. Plus récemment, l'attention a été élargie à des processus ubiquistes, notamment les mouvements de masse ou l'érosion d'origine fluviale. Sans prétendre à l'exhaustivité, nous cherchons ici à synthétiser quelques ordres de grandeur pour chaque poste budgétaire et, au-delà, à mettre en évidence les questions scientifiques qui émergent lorsque ces données quantitatives sont replacées dans le cadre d'une cascade sédimentaire.

a) Le poste glaciaire

La production de sédiments par les glaciers tempérés alpins est toujours l'objet de controverses, entre les tenants d'une hypothèse minimaliste (Vivian, 1997) et ceux qui voient la possibilité de mobiliser de grandes quantités de matériel (*i.e.* ablation de l'ordre de 10^1 à 10^2 mm.an⁻¹) par débitage mécanique ou par abrasion (Boulton, 1979). La compétence des glaciers, liée à l'image de corps de glace charriant à leur surface des blocs plurimétriques, peut troubler l'appréhension qu'ont les géomorphologues de l'ablation d'origine glaciaire. Au final, sans entrer dans les débats anciens entre les anti- et ultraglacialistes, les glaciers occupent une position intermédiaire dans la hiérarchie des agents d'ablation (fig. 4). Au-delà de cette assertion très générale, l'ablation glaciaire dépend en premier lieu de la température basale du glacier : elle augmente d'un facteur 10 entre les glaciers « froids » et les glaciers « tempérés » (Koppes & Montgomery, 2009). Ensuite, la chenalisation des flux glaciaires est également à l'origine d'une variabilité des taux d'ablation. D'abord mis en évidence par D.E. Sugden (1978), l'effet du confi-

nement des flux glaciaires dans des auges a été ensuite réutilisé par les paraglacialistes : ces derniers ont montré une association spatiale forte entre les secteurs de convergence des flux glaciaires (confluences, etc.) et la fragilisation du substratum rocheux, à l'origine de mouvements de masse suite au retrait glaciaire (Panizza, 1973 ; Cossart *et al.*, 2013). Une conséquence directe de cette propriété est l'opposition entre des glaciers de vallées dont le confinement confère un potentiel d'ablation relativement élevé, et des calottes de glaces type inlandsis ayant finalement un faible pouvoir de production sédimentaire à leur base (fig. 5), que l'on soit en haute latitude (Godard, 1989 ; Kleman & Stroeven, 1997 ; André, 2001) ou en haute altitude (Delmas, 2009).

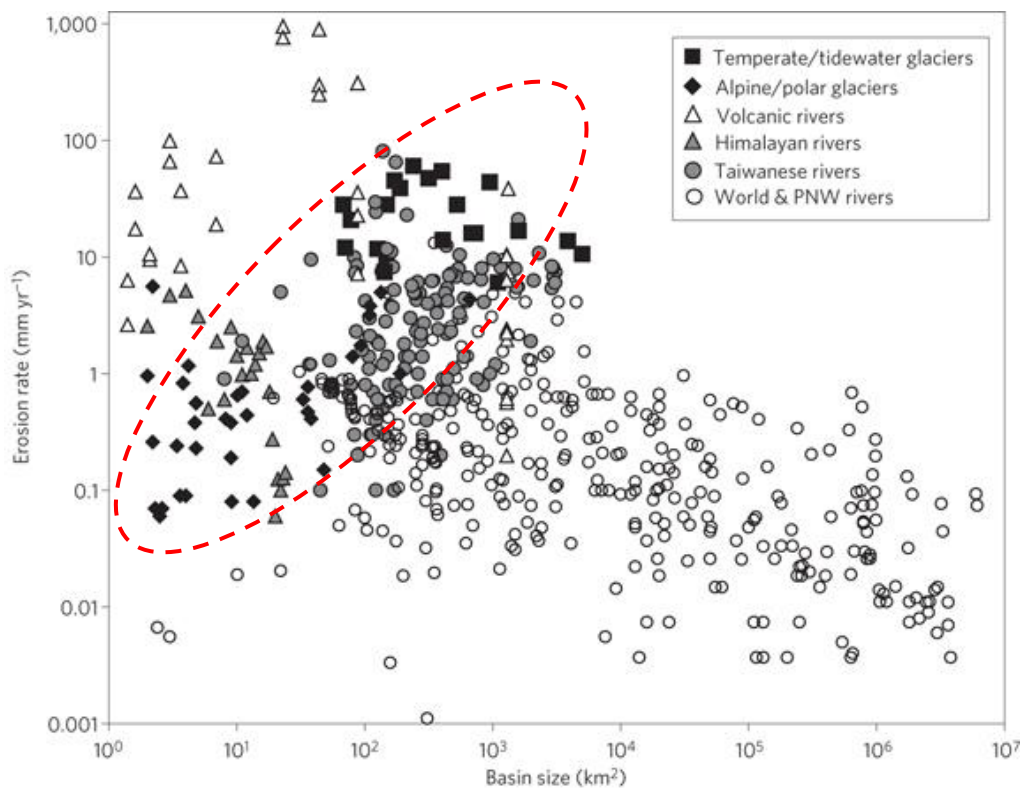


Figure 4 : Estimations de l'ablation glaciaire (s.s.) et comparaison avec l'ablation liée à des cours d'eau.

Les rythmes d'ablation glaciaire apparaissent modérés. En contexte « tempéré », ils sont comparables avec les vitesses d'incision de cours d'eau situés dans des secteurs à forte surrection. En contexte « froid », ils sont davantage comparables aux vitesses d'incision des cours d'eau hors orogènes actifs. L'ablation glaciaire augmente avec la taille du bassin, en raison notamment de l'augmentation concomitante de l'épaisseur de glace (et donc de la pression basale) (Koppes & Montgomery, 2009).

Cependant, même en contexte alpin tempéré, un débat demeure. Au Canada, quelques estimations ont pu être affinées en fonction du contexte lithologique (Slaymaker & Gilbert, 1972) : les valeurs minimales d'ablation étant mesurées dans les quartzites (4 à 6 mm.an⁻¹) et les maximales dans des dépôts

volcaniques peu consolidés (28 mm.an^{-1}). Ensuite, les mesures sous-glaciaires montrent la difficulté de discriminer ce qui relève de l'ablation glaciaire s.s. (abrasion ou quarrying) du rôle des eaux de fonte. Par exemple, sous les glaciers d'Argentière et de la Mer de Glace, les rythmes d'ablation sont qualifiés de modérés, de l'ordre du millimètre par an, mais pouvant être multipliés par 5 ou 10 (Lliboutry, 1965) en cas d'événement morphogénique exceptionnel (crue sous glaciaire par exemple). Cette hypothèse est à l'origine des raisonnements de Robert Vivian (1975), qui insiste sur le rôle des eaux de fonte sous-glaciaires : sous pression et chargées de particules sablo-limoneuses, elles seraient le principal moteur de la production sédimentaire sous-glaciaire.

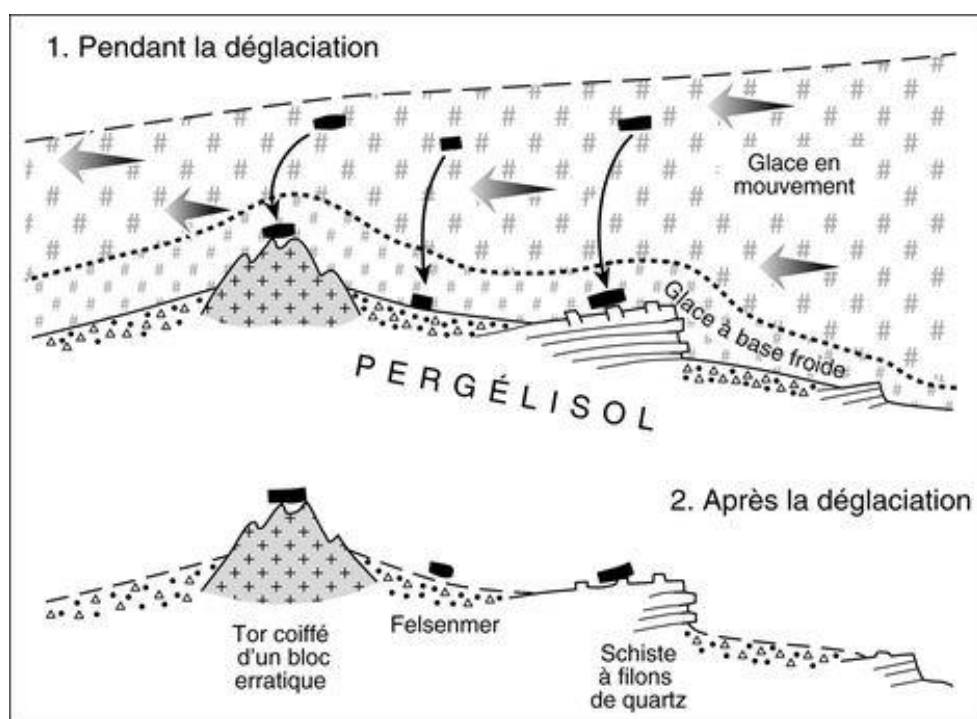


Figure 5 : Exemple de formes et formations préservées sous une calotte glaciaire à base froide en Laponie suédoise.

Les mouvements de la calotte affecte la partie supérieure du corps de glace, tandis qu'une véritable gangue de glace froide préserve les altérites tertiaires et les tors, que seuls quelques blocs erratiques « tripodes » (*sensu* Sellier, 2002) viennent coiffer (d'après Rapp, 1996 ; *in* André, 2001).

Malgré les incertitudes, les ordres de grandeur estimés de la production de sédiments par les glaciers restent inférieurs à ce qui serait nécessaire pour façonner des complexes morainiques volumineux comme ceux façonnés lors de crues glaciaires au Dryas récent ou du Petit Âge Glaciaire (Matthews and Petch, 1982; Benn, 1989; Wilson, 2005). Cet écart est tout d'abord mis en regard avec l'ampleur des

volumes de sédiments fournis par les versants en période de déglaciation : les glissements de terrain (Bentley & Dugmore, 1998) ou même l'ébouilisation (Ballantyne, 2007) provoquent un stockage de sédiments en bas de versants, en attente de remobilisation lors d'une crue glaciaire ultérieure. M. Delmas estime ainsi à plus d'1/3 la part du matériel morainique provenant de l'activité paraglaciale (fig. 6). A un pas de temps plus long, faisant intervenir au moins un cycle complet glaciation/déglaciation A. Godard (1961, 1989) ou encore C. Le Cœur (1999) montrent que les glaciers quaternaires sont certes à l'origine de taux d'ablation élevés, mais essentiellement en raison de la remobilisation des altérites tertiaires : ils sont ainsi les derniers maillons d'une chaîne de processus initiés avec les altérations et le rajeunissement du relief tertiaires. Il en ressort deux conclusions. Tout d'abord, les matériaux morainiques ne sont pas majoritairement façonnés à partir des produits de la dénudation glaciaire. Ensuite, la fourniture sédimentaire issue directement du travail des glaciers est à relativiser, les glaciers semblent être davantage des agents de redistribution de matériaux sédimentaires déjà préparés (Ivy-Ochs *et al.*, 1999 ; Delmas, 2009).

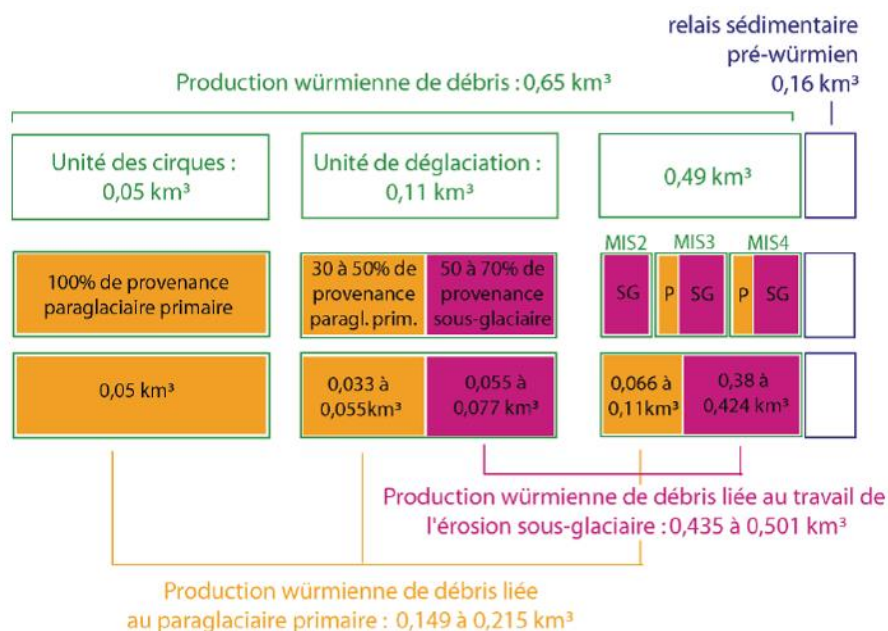


Figure 6 : Exemple de budget sédimentaire expliquant l'ampleur des volumes de matériel morainique dans le massif du Carlit (Pyrénées Orientales).

Le matériel stocké dans les dépôts morainiques würmien proviennent pour 1/3 de l'activité paraglaciale, et pour 1/4 au remaniement de dépôts « pré-würmiens ». Au final, moins de la moitié du volume de sédiments proviendrait de l'ablation glaciaire (s.s.). (Delmas, 2009)

b) Le poste périglaciaire

L'ablation liée aux processus périglaciaires est de l'ordre de quelques dixièmes de $\text{mm}\cdot\text{an}^{-1}$ (Rapp, 1960 ; Hoffmann & Schrott, 2002 ; Otto *et al.*, 2009). Cette valeur varie en fonction du contexte lithologique, s'abaissant à quelques centièmes de millimètres dans les gneiss et quartzites (Sellier, 2002 ; Sass & Wollny, 2001) ou approchant le millimètre par an dans les calcaires et dolomies (Otto *et al.*, 2009). Les valeurs maximales sont toutefois mesurées dans les contextes tectoniques les plus actifs, avec des valeurs supérieures à $15 \text{ mm}\cdot\text{an}^{-1}$ en Himalaya du Népal (Watanabe *et al.*, 1998). Ces valeurs apparaissent en tout cas bien en deçà de celles estimées dans le cadre des autres systèmes morphogéniques (Delanoy & Rovéra, 1996) et confirment l'actuelle tendance à minorer le rôle des processus liés au gel dans la libération du matériel sédimentaire (André, 2003).



Figure 7 : Voile d'éboulis en Islande du nord (Skagafjörður).

Le manteau d'éboulis en rive gauche, peu épais, représente un volume environ 10 fois inférieur aux masses glissées de la rive droite. Le volume des éboulis est, de plus, certainement surestimé visuellement car ils recouvrent des terrasses alluviales. Ces terrasses constituent des zones tampons entre les éboulis et le cours d'eau, empêchant tout remaniement. *A contrario*, les masses glissées sont en contact avec le cours d'eau : celui-ci assure une partie de sa mise en charge sédimentaire en mobilisant cette source de sédiments. Cliché de juin 2011.

Que l'on soit en haute latitude ou en domaine alpin, les manteaux d'éboulis apparaissent davantage comme un « voile » relativement peu épais, notamment lorsqu'il est mis en regard avec les volumes de matériel sédimentaire mobilisé par les mouvements de masse (fig. 7). Lorsque des coupes sont disponibles, elles montrent souvent que les tabliers d'éboulis ne sont que la partie superficielle (2 à 3m d'épaisseur) d'assemblages sédimentaires dont l'essentiel du volume peut être constitué de dépôts morainiques (Iturrizaga, 2008 ; Decaulne *et al.*, 2007 ; Cossart & Fort, 2008a), alluviaux, ou encore de mouvements de masse (Cossart & Fort, 2008b).

En contexte alpin, des estimations montrent que ces éboulis ne constituent que 15 à 60% du volume total de ces assemblages (Cossart & Fort, 2008b) et rejoignent nos actuels essais de quantification en Islande du nord (fig. 8). La place des processus périglaciaires dans l'évolution post-glaciaire des versants de la *Laxardalur* est en effet minime. Tout d'abord la géométrie des systèmes de pente, entaillant un plateau basaltique, est restée en grande partie immuable depuis la déglaciation : versants rocheux façonnés en roches moutonnées, mince manteau de moraines colluvionnées ou affectées par des ravines de profondeur métrique, etc. Seule la partie aval de la vallée est affectée par un vaste glissement de terrain, suivant une logique de localisation tout à fait conforme avec le modèle régional (Cossart *et al.*, 2013). Ce glissement de terrain, occasionnant un dépôt d'environ 15.10^6 m^3 , a engendré une morsure dans la surface du plateau (recul de la paroi de 10 à 15m), matérialisée par un escarpement d'une centaine de mètres de commandement aujourd'hui. Or cet escarpement est la seule source potentiellement mobilisable pour la constitution d'éboulis, qui sont façonnés ici en cônes dont le volume total ne représente que 1 à 2.10^6 m^3 . Le recul de la paroi concomitant est estimé entre 3 et 4m.

Compte tenu des repères chronologiques (plages soulevées datées et tephrochronologie), le glissement s'est mis en place entre 10 et 8 ka, tandis que les éboulis se sont développés depuis ; aussi les vitesses de recul des parois associées sont de l'ordre de 5 à $7,5 \text{ mm.an}^{-1}$ dans le cas du grand glissement, contre $0,5 \text{ mm.an}^{-1}$ dans le cas du processus d'éboulisation. Le rôle de cette dernière est donc à minorer doublement : au niveau du rythme d'ablation tout d'abord, au niveau de l'emprise spatiale ensuite, n'étant à l'œuvre qu'à la faveur de la mise à jour d'escarpements rocheux suite au déclenchement de mouvements de masse.

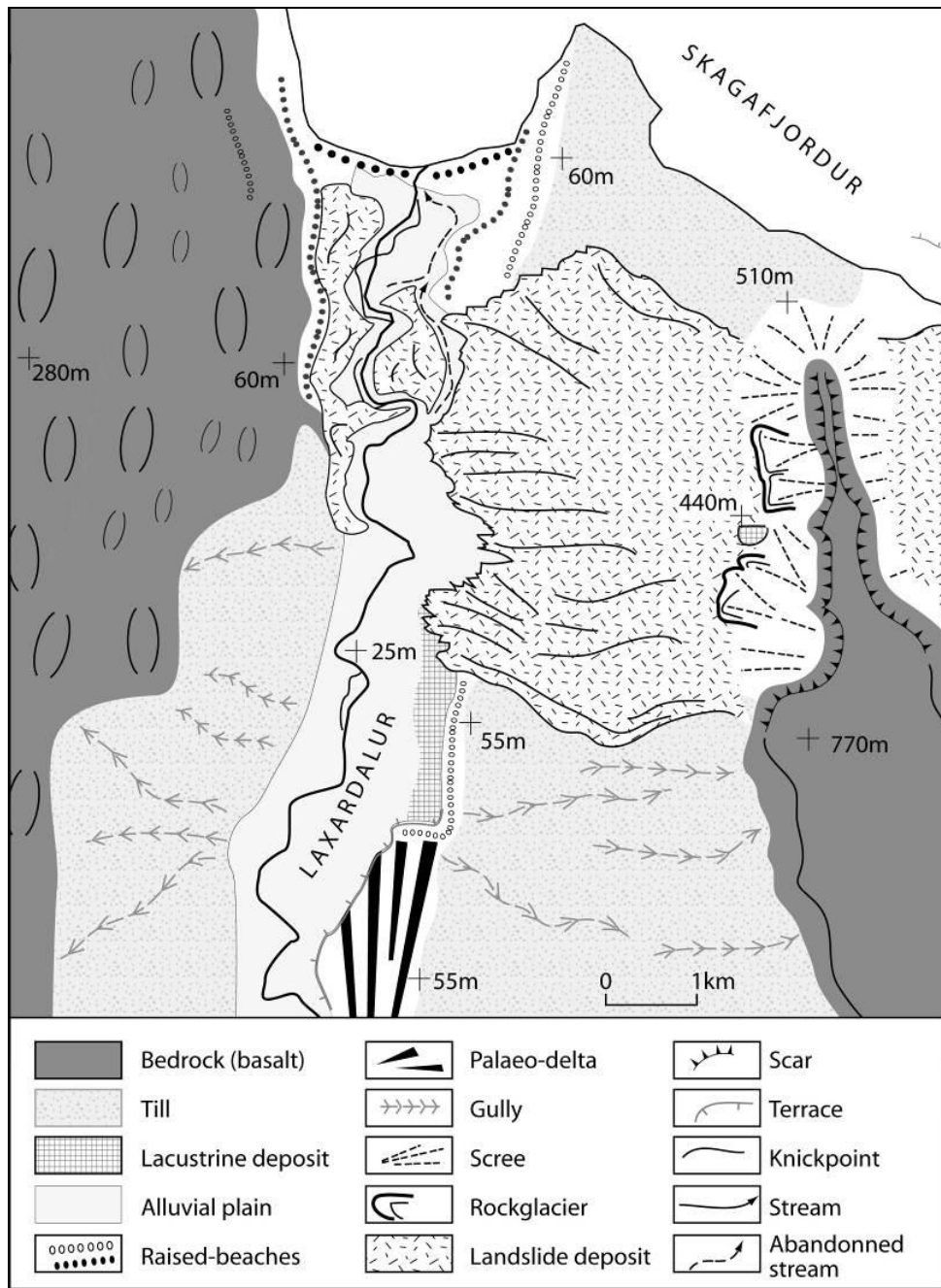


Figure 8 : Croquis géomorphologique de la *Laxardalur* (Islande du nord, Skagafjörður).

Le dépôt du glissement de terrain s'étend sur une superficie de l'ordre de 15 km² et a obturé la vallée. Recouvrant un système de plages soulevées tardiglaciaires datées par ailleurs (Rundgren *et al.*, 1997) et recouvert par des tourbières dont la sédimentation a commencé à l'âge du bouleau (8 ka). Sa mise en place est concomitante d'un vitesse de surrection soutenue (rebond glacio-isostatique), ayant impliqué une phase d'incision majeure des vallées islandaises (le niveau marin demeurait bas, non encore affecté par la transgression holocène). La corniche ainsi façonnée par la couronne d'arrachement du mouvement de masse a ensuite servi de source sédimentaire pour les cônes d'éboulis, dont certains ont évolué en glaciers rocheux. Ces derniers sont aujourd'hui inactifs, et en partie fossilisés sous une formation colluviale où la tephra de l'Hekla 1104 AD a été identifiée. D'après les travaux de terrain réalisés par nous-même, en collaboration avec D. Mercier, A. Decaulne et T. Feuillet (publication en cours).

Dès lors que les dépôts d'éboulis sont mis en place, se pose la question de leur grande permanence, souvent à l'origine de leur caractère emblématique des paysages des milieux froids. La permanence des éboulis peut être interprétée comme le résultat d'une grande régularité des apports sur le temps holocène, mais également de l'inaptitude des sédiments stockés dans les manteaux d'éboulis à être remaniés (Caine, 1984 ; Schrott *et al.*, 2002 ; Schrott *et al.*, 2003).

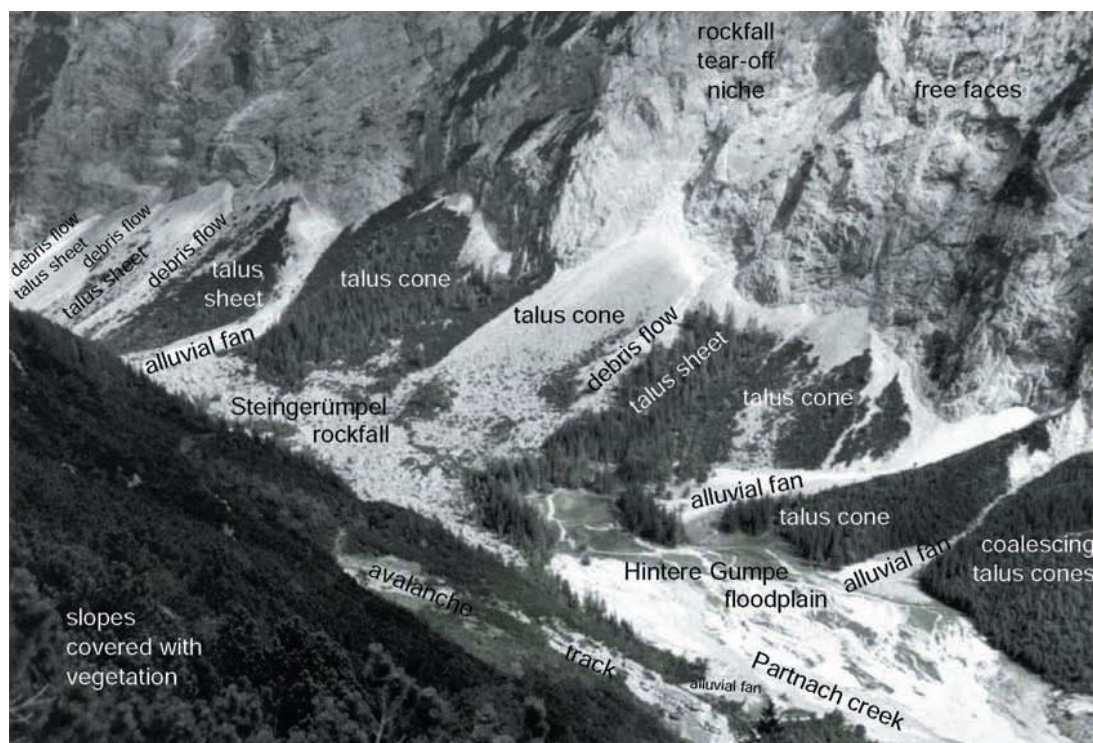


Figure 9 : Exemples de cônes et tabliers d'éboulis en pied de paroi rocheuse, et à l'interface avec un cours d'eau.

La majeure partie des éboulis sont ici colonisés par la végétation, hormis les secteurs d'instabilité chronique (où l'éboulis recouvre d'ailleurs un dépôt d'écroulement). L'exportation des sédiments stockés dans les cônes ne s'effectue qu'au rythme des coulées de débris, qui les éventrent dans leur partie apicale, et assurent une redistribution vers l'aval. On notera ainsi des cônes de déjection emboîtés dans les cônes d'éboulis. A partir des cônes de déjection, le relais sédimentaire vers le cours d'eau principal peut s'organiser. Le fond de vallée est à 1300 m. Observations effectuées dans le Reintal (Alpes Bavaroises). D'après Schnevoigt *et al.* (2006).

Au final, le système paroi-éboulis apparaît comme fermé, sans connexion véritable vers l'aval (Barsch & Caine, 1984) pour deux raisons complémentaires. Tout d'abord, la taille des blocs stockés est une entrave à l'exportation fluviale ; ils ne peuvent être remobilisés que par des agents compétents (glaciers par exemple) ou par des processus de reptation sous forme de glaciers-rocheux, dont le déplacement total reste lui-même très limité (Otto *et al.*, 2009). Un autre élément d'explication peut être l'absence de

connexion entre ces réservoirs sédimentaires et les cours d'eau qui seraient susceptibles de les remanier. La non contiguïté ou encore la présence de « zones tampons » (*e.g.* terrasses alluviales, verrous glaciaires, épaulements, etc.) entre les tabliers d'éboulis et la bande active a été remarquée à plusieurs reprises, seuls quelques événements de basse fréquence mais de forte magnitude pouvant causer temporairement l'exportation de sédiments de l'un vers l'autre (coulée de débris par exemple) (Jordan & Slaymaker, 1991 ; Slaymaker, 1993 ; Schrott *et al.*, 2006 ; Morche *et al.*, 2007) (fig. 9).

La place des processus périglaciaires dans les budgets sédimentaires de montagne doit donc être nuancée. Premièrement, le rythme de la fourniture sédimentaire apparaît limité, en deçà des autres « postes budgétaires ». Deuxièmement, les processus périglaciaires dépendent le plus souvent d'autres processus pour contribuer activement à une cascade sédimentaire : ils doivent pour cela s'inscrire dans un relais temporel, en faisant suite à des dynamiques glaciaires et paraglaciaires, puis en précédant une évacuation par des processus ubiquistes de forte magnitude ou par un nouveau cycle glaciaire (Slaymaker, 2011) (fig. 10).

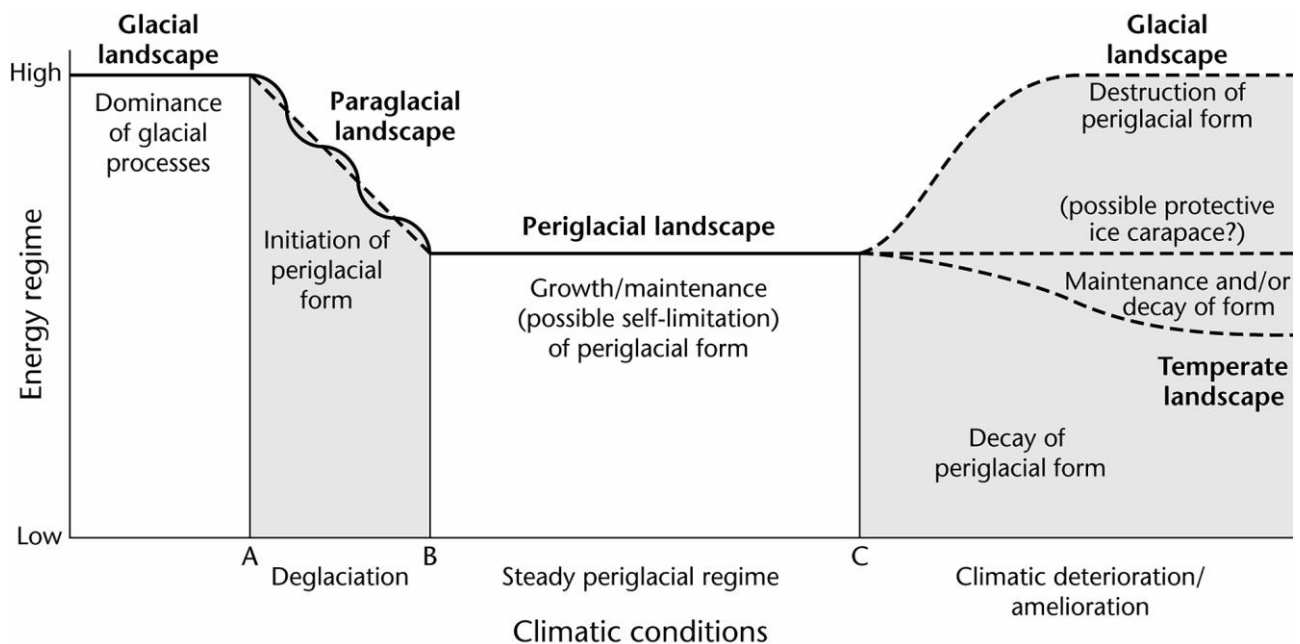


Figure 10 : Formalisation d'une filiation entre les processus glaciaires, paraglaciaires et périglaciaires.

Le niveau d'activité des processus périglaciaires apparaît faible. Ces derniers peuvent s'enclencher dans le cadre d'une filiation avec des processus paraglaciaires. Dès lors qu'ils agissent, les processus périglaciaires créent des formations qui ne pourront être véritablement évacuées que par les glaciers ou par des processus ubiquistes de basse fréquence / haute magnitude (Slaymaker, 2011).

c) *Les processus ubiquistes*

Les processus ubiquistes, non directement liés au contexte spécifiquement montagnard, apparaissent souvent comme les plus efficaces pour libérer des sédiments depuis les zones sources. Le rôle mobilisateur des dynamiques de versant, processus fluviaux et torrentiels, est revu à la hausse dans les budgets sédimentaires alpins. Il est vrai que ces processus trouvent, dans les formations superficielles (tills, masses glissées, etc.) et dans certains substrats (marnes notamment), des sources sédimentaires aisément érodables. Les mouvements de masse, en libérant des volumes de l'ordre du million de mètres cube à chaque événement, peuvent par exemple fournir plus de la moitié des sédiments dans les bassins (Jäkli, 1957 ; Rapp, 1960 ; Caine & Mool, 1982 ; Fort, 2000 ; Cossart & Fort, 2008a). Compte tenu de la grande dépendance de ces processus au contexte litho-structural et topographique, il reste délicat de proposer des chiffres d'ablation qui seront nécessairement simplistes. Sur un pas de temps holocène, des essais de quantification convergent toutefois pour estimer un rythme d'ablation variant entre 0,5 et 25 mm.an⁻¹ (Ballantyne & Kirkbride, 1987 ; Jordan & Slaymaker, 1991 ; Otto *et al.*, 2009).

Les coulées de débris occasionnent, quant à elles, un volume de sédiments variant entre 5.10³ et 100.10³ m³ à chaque événement. Si la magnitude (en terme de volume mobilisé) est inférieure à celle des mouvements de masse, leur plus grande fréquence les rend comparables aux mouvements de masse en terme de mobilisation sédimentaire, avec des rythmes de 0,5 à 20 mm.an⁻¹ à l'échelle plurimillénaire (Becht *et al.*, 2005; Haas *et al.* 2004; Schmidt & Morche, 2006 ; Decaulne *et al.*, 2007). Quelques valeurs supérieures à 30 mm.an⁻¹ sont proposées sur les versants tapissés de moraines (Jordan & Slaymaker, 1991 ; Curry, 1999).

Au-delà de ces quelques valeurs, les mouvements de masse et les coulées de débris sont des agents de fourniture sédimentaire ayant largement la primauté sur des processus périglaciaires. Si de telles dynamiques transversales sont exacerbées, le volume de sédiments finalement exportés par les cours d'eau reste à discuter. Depuis trois décennies, nombre de travaux illustrent les relations complexes entre les dynamiques de versants et la dynamique fluviale, pour comprendre voire modéliser l'exportation sédimentaire depuis les secteurs de haute-montagne (Fort, 1980, 1987 & 2000 ; Fort *et al.*, 1989 ; Owen, 1996 ; Hewitt, 1998 & 2002 ; Korup & Crozier, 2002).

Les impacts des dynamiques de versant sur les flux sédimentaires sont très variés. La connexion avec les hydrosystèmes peut d'une part être directe, favorisant l'alimentation en matériel du cours d'eau, attestée alors par une véritable métamorphose fluviale (Jackson *et al.*, 1982 ; Brunsten *et al.*, 1981 ; Fort *et*

al., 2010) (fig. 11). Mais, d'autre part, des mouvements de masse libérant 10 à $10^2 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ de matériel peuvent aisément bloquer les écoulements en fond vallée (fig. 12) et engendrer de vastes obturations. Il s'agit alors de comprendre comment fonctionne le connecteur ainsi créé : quelle est l'efficacité du blocage ? La remobilisation des sédiments depuis le barrage est-elle possible ? Si oui, est-elle progressive ou un effet de seuil peut-il provoquer une remobilisation brutale ? A l'amont du barrage, un réservoir peut-il se créer ? Si oui, quelle en est la capacité de stockage et la vitesse de colmatage ? La réponse à ces questions dépend des flux entrant dans ce vaste connecteur depuis les versants, depuis la partie amont du cours d'eau, mais dépend surtout de régulateurs : la taille du matériel du barrage, la puissance spécifique du cours d'eau, le contexte tectonique en sont quelques exemples. Jordan & Slaymaker (1991) ont indiqué que les dépôts de coulées de débris étaient plus facilement remobilisables par les cours d'eau que ceux liés aux mouvements de masse : environ 25% du volume associé aux coulées de débris est instantanément exporté par le cours d'eau, tandis que les masses glissées pouvaient demeurer intactes. La typologie des comportements de ces connecteurs est toutefois loin d'être achevée, nécessitant une approche intégrée de l'étude des stocks et des flux au sein des cascades sédimentaires.



Figure 11 : Connexion directe entre les coulées de débris et un cours d'eau alpin.

Une coulée de débris de l'ordre de 10^3 m^3 , déclenchée en août 2005 a provoqué une injection brutale de sédiments (cf. flèche) dans la rivière Partnach (Alpes Bavaroises), à l'origine d'une métamorphose fluviale, et particulièrement d'un élargissement de la bande active (Morche *et al.*, 2007).



Figure 12 : Exemple de phénomène d'obturation, faisant suite au déclenchement d'une lave torrentielle dans les Alpes du Briançonnais.

La lave torrentielle, déclenchée en 2009, reste de dimension moyenne (environ $5 \cdot 10^3 \text{ m}^3$) mais le fort différentiel de pente entre le cône de déjection du ravin des sables et le fond de vallée a favorisé la rupture de charge au niveau de la confluence même. L'étroitesse du lit de la rivière Clarée empêche toute déviation du cours d'eau, dont l'écoulement est entravé. Cliché aimablement prêté par G. Garitte.

L'examen de quelques « postes budgétaires » caractéristiques du fonctionnement géomorphologique des bassins montagnards permet de proposer une certaine hiérarchie dans les processus responsables de la fourniture sédimentaire : le rôle de processus considérés comme emblématiques (glaciaire, péreiglaciaire) est progressivement minoré, tandis que des processus ubiquistes (dynamiques de versant notamment) apparaissent prépondérants en terme de mobilisation des sources sédimentaires. Cependant, de façon concomitante, nous avons souligné que la question de la remobilisation de cette fourniture sédimentaire se pose d'emblée. Des volumes de sédiments apparaissent stockés durablement en pied de paroi, suite à des mouvements de masse ou à de l'éboulisation, est-ce le reflet de l'importance de la

fourniture sédimentaire, ou n'est-ce pas un aveu de l'inaptitude de processus (fluviaux notamment) à prendre le relais ? La réponse à cette question, cruciale pour mettre en avant le rôle réellement joué par chaque processus dans le fonctionnement géomorphologique du bassin-versant, nécessite de raisonner non plus processus par processus, mais sous forme de filiations de processus.

3. La formalisation de cascades sédimentaires

Le raisonnement sous forme de filiation nécessite d'explorer les zones où s'effectuent des relais, c'est-à-dire des réservoirs de sédiments alimentés par un processus en amont, et démantelés par un autre en aval. L'objectif est de comprendre si une évacuation efficace s'opère ou, *a contrario*, un piégeage durable intervient. Une grande variété de comportements existe entre ces deux extrémités, incitant les géomorphologues à regarder l'agencement des relais en cascades sédimentaires. Dans les zones de montagne, les formalisations effectuées à partir du cas du bassin-versant de la Lilloët (Rocheuses Canadiennes) demeurent une référence, à partir de laquelle fut ensuite définie la cascade sédimentaire paraglaciale il y a une décennie. Cette dernière a une large portée explicative quant à l'évolution des bassins en cours de déglaciation, mais s'adapte imparfaitement au cas des orogènes très actifs. Nous présentons ici successivement ces trois « configurations-types » de cascades sédimentaires : le cas de Lilloët, le cas de la cascade paraglaciale, le cas de la cascade himalayenne. Il ne s'agit pas d'en proposer une comparaison, délicate en fonction de la variété des contextes dans lesquels elles ont été formalisées, mais de les croiser pour montrer que chacune apporte un éclairage singulier sur la complexité des relais de processus dans les bassins-versants montagnards.

a) Cascades sédimentaires, flux et forçages sédimentaires

Les travaux menés durant les décennies 1970 et 1980 dans les montagnes rocheuses (Caine, 1974; Jackson *et al.*, 1982 ; Church & Slaymaker, 1989 ; Jordan & Slaymaker, 1991) ont rapidement convergé pour montrer que l'activité géomorphologique actuelle ne permet pas d'expliquer l'ampleur de la sédimentation holocène : les rythmes d'aggradation actuels dans les plaines alluviales sont insuffisants pour avoir créé les remblaiements post-glaciaires. Plutôt que de chercher des relations explicatives simples entre l'évolution de la charge sédimentaire et la variabilité du climat, les chercheurs ont tenté de reconstituer l'ensemble des flux convergeant vers les plaines alluviales et de trouver dans leur agencement les explications de la variabilité temporelle de la charge sédimentaire. La reconstitution des flux dans toute

leur complexité est particulièrement aboutie dans le cas du bassin-versant de la Lilloët (fig. 13), où les flux s'orientent entre des connecteurs qui jouent un rôle de collecte et de redistribution des sédiments. Ces connecteurs jouent donc un rôle charnière entre les zones sources, à l'amont, et les zones de piégeage durable, en aval.

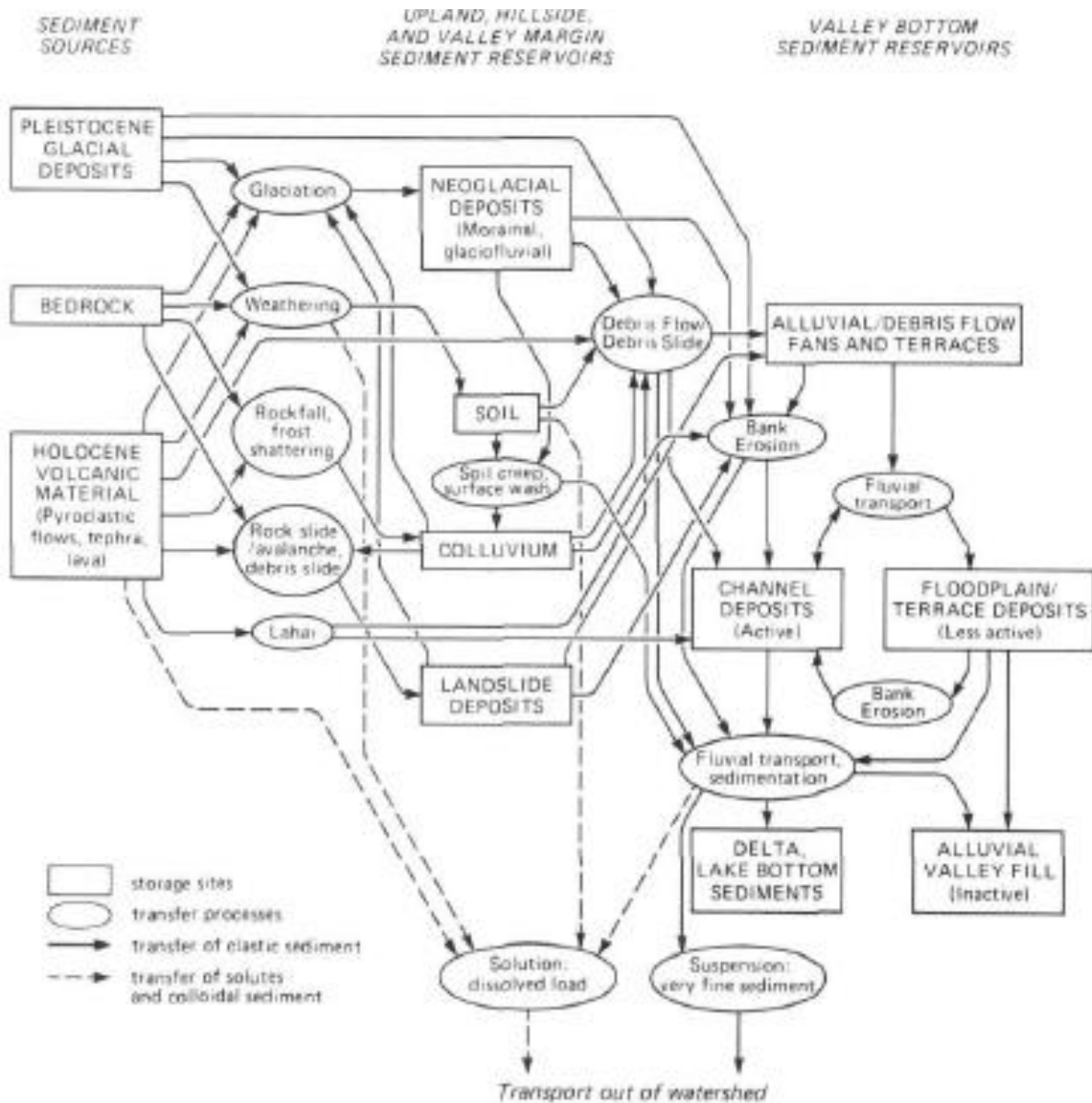


Figure 13 : Formalisation graphique de l'agencement des stocks et flux sédimentaires dans le bassin-versant de la Lilloët (Rocheuses canadiennes).

Les flux s'agencent à partir de trois principales sources, créant ainsi trois principales « filières » d'exportation sédimentaires, qui convergent vers les plaines alluviales (Jordan & Slaymaker, 1991).

Cette formalisation, en plus de mettre en exergue le rôle des connexions internes dans les bassins-versants, permet de constater que les flux sédimentaires s’amorcent à partir de trois principaux types de sources : le substrat rocheux « classique », les dépôts d’origine glaciaire, les matériaux volcaniques holocènes. Or chacune de ces sources est caractérisée par sa propre temporalité, son propre comportement, et n’est donc pas mobilisée de façon synchronisée avec les deux autres. Les sources d’origine glaciaires sont davantage sollicitées en début de déglaciation, tandis que les sources volcaniques pourront être mobilisées de façon aléatoire durant la période holocène. Partant, les auteurs identifient ainsi différents moteurs qui vont amorcer la cascade sédimentaire en amont et qui, en fonction de leur propre rythme, vont injecter des sédiments en quantité variable dans le temps.

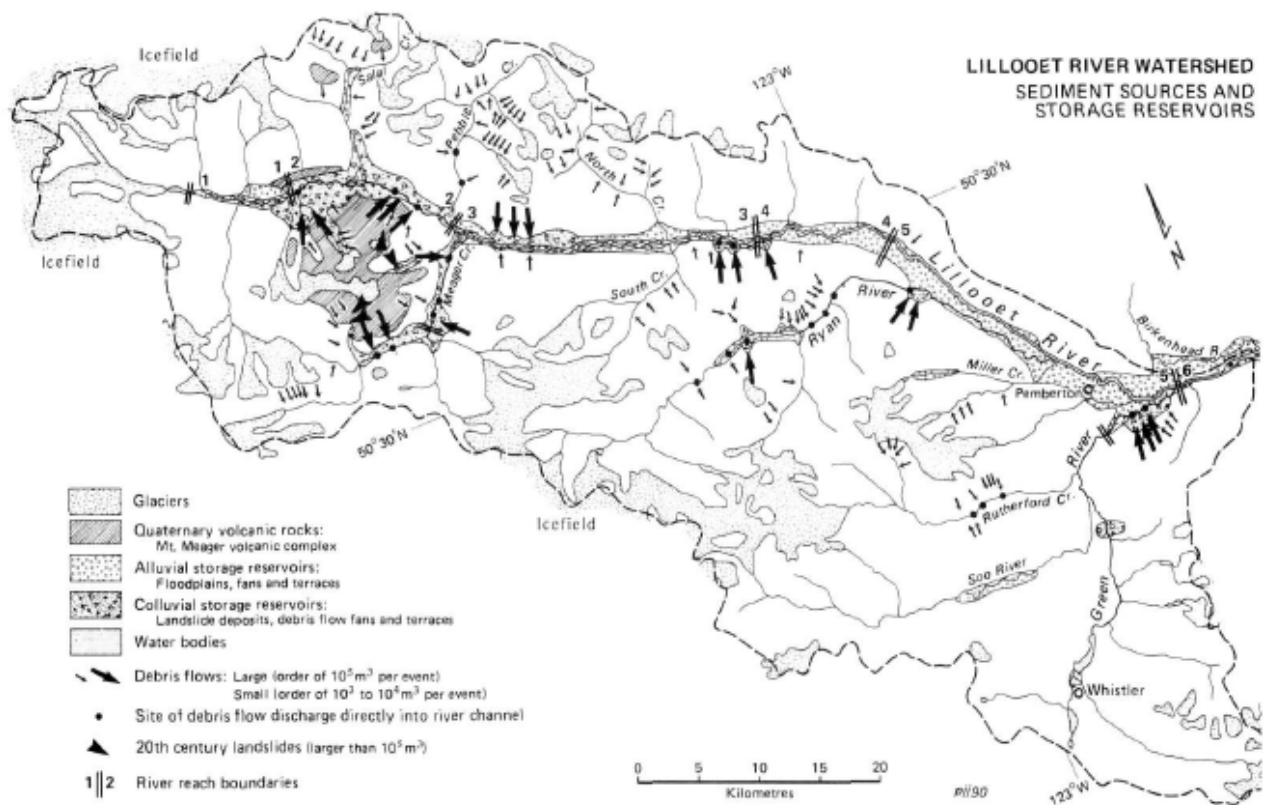


Figure 14 : Localisation des sources et zones de piégeage sédimentaire dans le bassin-versant de la Lilloët (Rocheuses Canadiennes).

Les flux sédimentaires s’organisent principalement à partir de la Lilloët amont, où sont présents deux des principaux moteurs de la cascade sédimentaire : les dépôts glaciaires, les dépôts volcaniques. Les auteurs insistent sur les injections de sédiments liées aux coulées de débris, assurant un transfert efficace des versants vers le fond de vallée (Jordan & Slaymaker, 1991).

Les éléments de cette cascade sédimentaire (sources et réservoirs sédimentaires, processus qui les relient) sont également appréhendés suivant leur localisation. Les glaciers et leurs héritages sont peu présents dans la partie orientale du bassin-versant, tandis que les dépôts volcaniques holocènes constituent un rôle au cœur de la partie occidentale du bassin-versant. Cette localisation implique que certaines parties du bassin-versant ne seront pas connectées aux principaux moteurs de l'évolution géomorphologique (Green river à l'est, par exemple), tandis que d'autres seront connectés aux dépôts volcaniques tout comme aux dépôts glaciaires (Lilloët amont). Dans ce dernier cas, il s'agit de savoir si l'apport massif de sédiments pourra être efficacement évacué, notamment par la rivière principale. En d'autres termes, même si le terme de connectivité n'est pas évoqué dans ce travail, les auteurs mettent en exergue que l'agencement des liens entre les réservoirs explique en grande partie le fonctionnement géomorphologique du bassin-versant. Certaines parties du bassin contribuent peu du fait de la pauvreté des sources sédimentaires, d'autres contribuent peu à cause de forces antagonistes entre les processus. Dans ce cas, des cycles enchaînant un engorgement sédimentaire, puis une évacuation, semblent intervenir. D'après les auteurs, cette évacuation ne peut avoir lieu que par le biais d'événements de forte magnitude, qui vont occasionner de grandes impulsions sédimentaires, notamment à partir du déclenchement de coulées de débris, qui jouent le rôle de connecteur entre les dépôts de versant et le fond de vallée (fig. 14).

Finalement, la dynamique de remblaiement de la plaine alluviale est mise en regard avec des impulsions sédimentaires hautement variables dans le temps, à plusieurs échelles complémentaires. Tout d'abord, le contexte de déglaciation favorise la disponibilité de sédiments au début de l'Holocène et lors du Petit Âge de Glace, tandis que l'activité volcanique a provoqué des injections sédimentaires suivant un pas de temps pluriséculaire. Enfin, les coulées de débris occasionnent un apport lui aussi spasmodique, mais beaucoup plus fréquent, suivant un pas de temps décennal. La charge sédimentaire correspond donc à la superposition de ces trois signaux qui vont entrer tantôt en phase et créer une séquence d'aggradation, tantôt se désynchroniser et créer une séquence de calme sédimentaire, à l'image de la phase actuelle. Le fonctionnement spasmodique des bassins-versants montagnards est ici mis en exergue. Les modalités de couplage entre les flux dans ces bassins restent cependant à l'état de « boîte noire », à l'intérieur de laquelle il conviendra de rentrer ultérieurement.

b) Les cascades sédimentaires au prisme du paraglaciaire

Le raisonnement en cascade sédimentaire, tel qu'il a été par exemple formulé par Jordan & Slaymaker (1991), peut également s'appliquer au contexte paraglaciaire, dépouillé de toute autre perturbation. Les travaux de J. Ryder (1971) et Church & Ryder (1972) ont bien montré que la charge sédimentaire actuelle est insuffisante pour expliquer l'ampleur des remblaiements holocènes dans les bassins-versants en contexte de déglaciation. Le raisonnement en cascade permet donc de remonter aux sources sédimentaires ayant fourni les sédiments, et l'on doit à C.K. Ballantyne (2002a et b) et D. Mercier (2010) les typologies les plus abouties, en quatre sources sédimentaires principales : parois rocheuses raidies par l'érosion glaciaire, dépôts glaciaires de versants, dépôts glaciaires de fond de vallée et enfin dépôts glaciaires littoraux. C.K. Ballantyne différencie ensuite les modalités du remaniement en deux sous-systèmes qualifiés de « paraglaciaire primaire » et « paraglaciaire secondaire ».

L'activité paraglaciaire primaire correspond à la mobilisation des sédiments depuis des sources directement héritées de la glaciation passée. Dans un contexte de haute-montagne alpine trois principaux moteurs activent les processus paraglaciaires en montagne. Tout d'abord, la diminution des stocks de glace et de la superficie englacée cause une augmentation des débits proglaciaires, maximale au début de la déglaciation, facilitant ainsi le remaniement de dépôts morainiques meubles, le plus souvent aisément remobilisables (Becht, 1995). Ensuite, lorsque le glacier s'amincit, le niveau de base constitué par sa surface s'abaisse et les agencements sédimentaires latéraux sont déstabilisés : des coulées de débris, avalanches, ou encore le ruissellement concentré remobilisent les dépôts morainiques latéraux (Ballantyne & Benn, 1996 ; Curry, 1999 ; Curry & Ballantyne, 1999). Enfin, en s'écoulant, le glacier exerce une force de compression qui est directement proportionnelle à son épaisseur et à sa vitesse d'écoulement. Or, selon un principe d'action-réaction, l'encaissant réagit à la compression du glacier en lui opposant une force de même valeur, mais de sens contraire. La diminution de la compression glaciaire, voire la disparition plus ou moins brutale du glacier rompt cet équilibre : l'encaissant réagissant avec inertie, il peut entretenir sa force de réaction après la fonte du glacier, il y a alors décompression. Cette décompression s'associe au raidissement que provoque le façonnement des parois d'auges glaciaires, gage d'instabilité.

Si le rôle géomorphologique des deux premiers moteurs a été rapidement admis, celui de la décompression post-glaciaire a été longuement débattu. Pourtant, dès 1940, De Martonne écrit : « Il est d'ailleurs bien peu de grandes vallées alpines qui n'aient vu de grands éboulements vers la fin de la période glaciaire quaternaire ». Il met en exergue l'effet de la perte de butée en bas de versant, lorsque ce-

lui-ci a été sapé par les glaciers, dans le mécanisme des déclenchements. Nos travaux alpins, fondés tant sur l'analyse spatiale de la localisation des grands écroulements, que l'amélioration des techniques de datation (Radionucléides cosmogéniques notamment) confirment ces hypothèses (Cossart *et al.*, 2008). D'autres investigations ont convergé vers nos conclusions et des études de cas emblématiques comme le Lauvitel en Oisans, la Madeleine en Haute-Maurienne, Séchilienne en Romanche ont admis l'effet de la décohesion (certes couplé à d'autres facteurs pré-disposants) (Hypolite *et al.*, 2009 ; Delunel *et al.*, 2010 ; Darnault *et al.*, 2011).

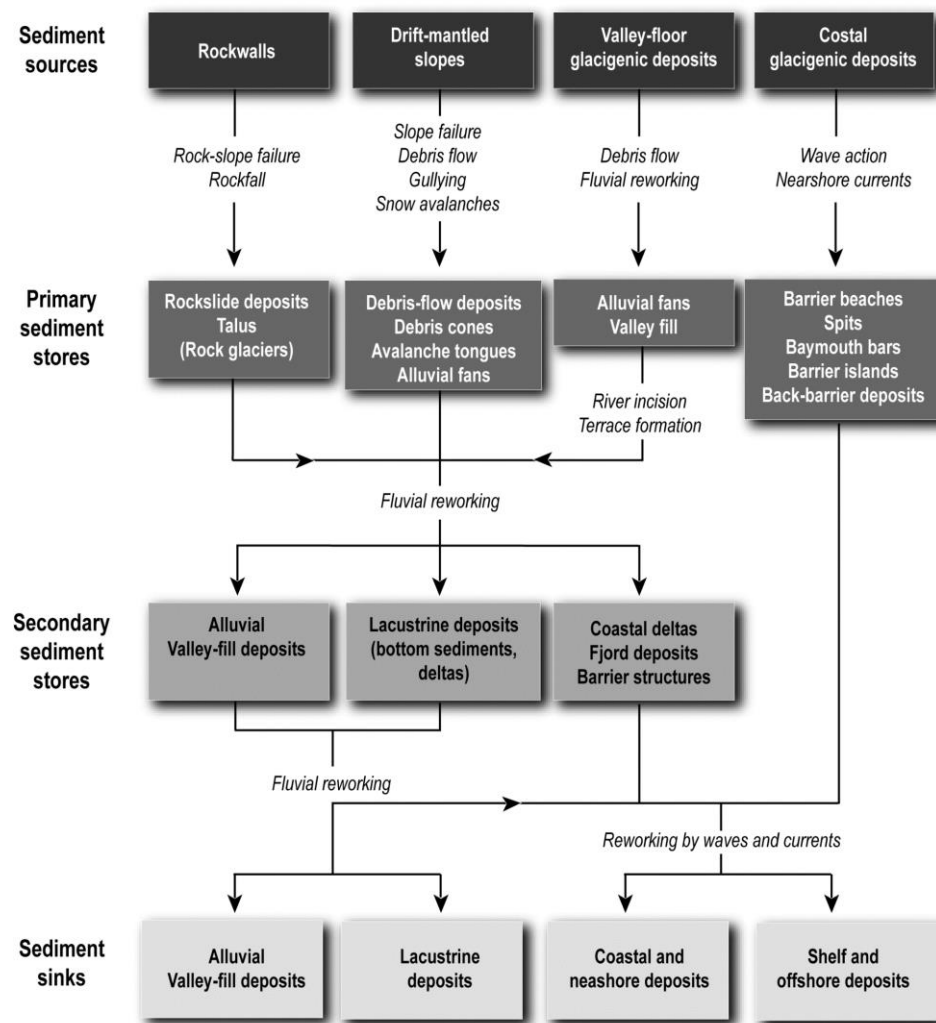


Figure 15 : Formalisation de la cascade sédimentaire paraglaciale.

Ce schéma visait essentiellement à regrouper l'ensemble des processus paraglaciaires inventoriés par les géomorphologues durant les décennies 1980 et 1990 au sein d'un véritable géosystème. Il ne renseigne cependant guère quant aux nombreux phénomènes de piégeage qui peuvent potentiellement interrompre le transit des sédiments vers l'aval, (Baltantyne, 2002a et b).

Alors que nous avons cherché à prouver le rôle de la décompression en dehors du massif alpin, nous avons dû *a contrario* constater que son impact est très discutable dans de multiples autres secteurs. En Islande, la localisation et le déclenchement des glissements de terrain sont associés au rythme du rebond glacio-isostatique, et non à la décohésion des parois rocheuses (Cossart *et al.*, 2014). En Himalaya, le contexte tectonique en général, et les forts taux de surrection en particulier, suffisent très largement à expliquer les modalités de développement des instabilités (Fort, 2011a et b).

Une fois libéré depuis les sources sédimentaires, le matériel s'accumule dans des « réservoirs sédimentaires paraglaciacaires ». L'activité paraglaciacaire secondaire prend alors le relais au sein de la cascade : elle correspond à l'exportation des sédiments depuis ces « réservoirs sédimentaires paraglaciacaires » vers une zone de piégeage durable, généralement la plaine alluviale. Ce remaniement s'effectue par le biais de processus fluviaux (Jackson *et al.*, 1982 ; Jones, 2000).

Toutefois, la cascade sédimentaire paraglaciacaire élude en grande partie la question de la connectivité, et les réservoirs sédimentaires paraglaciacaires restent des boîtes noires. Partant, de multiples auteurs ont tendance à considérer les relais spatio-temporels comme systématiquement efficaces (Ballantyne, 2002a et b) et le fait que les réservoirs sédimentaires paraglaciacaires puissent être des zones de piégeage durables est à peine évoqué comme un cas extrême dans les essais de modélisation quantitative (Ballantyne, 2003a et b). Les modèles appliqués reposent en effet sur le postulat que tout sédiment présent dans une zone de stockage sera remobilisé. Certes, les relais sont par exemple très efficaces dans de petits bassins-versants, comme ceux du Spitsberg, où la proximité des zones sources avec l'exutoire océanique rend l'activité paraglaciacaire directement perceptible dans la progradation des littoraux (Mercier, 2002 ; Mercier & Laffly, 2005). Cependant, dès lors que les bassins-versants atteignent 100 km², les relais de processus deviennent plus complexes et la libération massive de sédiments au début de la déglaciation peut aboutir à des phénomènes de stockage sédimentaire plus ou moins temporaires à l'intérieur des bassins-versants (Johnson, 1995 ; Palacios & Marcos, 1998 ; Jones, 2000).

Les exemples les plus illustratifs de ces phénomènes de blocage dans la cascade sédimentaire correspondent aux écroulements rocheux. Ils peuvent libérer de 10 à 10².10⁶ m³ de matériel, bloquant les écoulements en fond vallée et créant ainsi de vastes lacs de barrage dont des formations lacustres témoignent de l'extension (Hewitt, 2002 ; Korup, 2004 ; Cossart & Fort, 2008b). Il s'opère ainsi un véritable piégeage sédimentaire à leur amont, pouvant être ressenti jusqu'aux vallées affluentes. Les écroulements rocheux peuvent présenter sur le bilan sédimentaire d'un bassin-versant des influences antago-

nistes : ils permettent certes la mobilisation de volumes sédimentaires considérables, mais ils créent également des retenues sédimentaires en fond de vallée. D'autres phénomènes de blocage peuvent également apparaître dans le cas de dépôts de coulées de débris initiées dans les dépôts morainiques latéraux, ou même par les édifices morainiques eux-mêmes (Cossart & Fort, 2008a ; Etienne *et al.*, 2008). Leur forme en ride, recoupant les axes d'écoulements longitudinaux comme latéraux, est susceptible d'interrompre le continuum amont-aval dans l'exportation sédimentaire.

Les glissements de terrains, même quand ils sont attestés de paraglaciers, contribuent-ils pour autant efficacement à la cascade sédimentaire paraglacière ? Les édifices morainiques, pourtant à l'origine d'une abondante fourniture sédimentaire dans la théorie paraglacière, ne sont-ils pas à considérer comme des barrières (« *barriers* » *sensu* Brierley *et al.*, 2006) dans la cascade sédimentaire ? Voici deux questions qu'évite en grande partie la formalisation de la cascade sédimentaire paraglacière et qui nécessitent, ici encore, d'ouvrir les « boîtes noires » que sont les connecteurs, afin d'examiner les modalités de leurs comportements et d'en déduire une typologie.

c) *Le cas des orogènes actifs*

Les modèles de cascades formalisés à partir de cas étudiés dans les Rocheuses Canadiennes ou en contexte paraglacière contournent quelque peu la question du contexte tectonique, celui-ci est pris en compte de façon simple : l'efficacité de la cascade est supposée accrue en cas de phase de surrection. Cependant, le fonctionnement même de la cascade n'est pas remis en cause. Pourtant, les travaux de quantification de l'érosion dans les orogènes très actifs comme l'Himalaya montrent, dès la décennie 1980, plusieurs spécificités tant au niveau des processus en jeu, que de leur relais spatio-temporel. Certes, le pas de temps auquel est classiquement étudiée la cascade sédimentaire himalayenne est plus vaste que les cas précédents (de l'ordre du million d'années), gênant de fait les comparaisons rapides. Néanmoins, les mécanismes en jeu montrent le rôle des couplages locaux (versant/cours d'eau notamment) dans le comportement global des bassins, et illustrent pleinement le rôle de l'agencement du réseau hydrographique (et son évolution au gré de la surrection) qui peut mettre alternativement les réservoirs de sédiments en connexion ou en marge de la cascade sédimentaire.

A une échelle régionale, les relais de processus identifiés à l'échelle de la chaîne himalayenne ne prennent pas nécessairement leur source dans les zones englacées ou en cours de déglaciation, mais depuis

les fronts topographiques, eux-mêmes calés sur les fronts de chevauchement (fig. 16). Le taux d'érosion moyen est estimé entre 1,1 et 1,3 mm.an⁻¹ dans le secteur du Main Central Thrust (MCT) et peut s'élever à 6 mm.an⁻¹ dans les petits bassins-versants très réactifs adossés aux Siwaliks (Delcaillau, 1997). Ces taux, dans le détail, témoignent d'une vitesse d'incision des rivières himalayennes identique à la vitesse de surrection des reliefs (Burbank *et al.*, 1996). Cette incision crée et entretient des versants à fortes pentes (>32° en moyenne), instables. Le démantèlement des reliefs s'opère alors par des mouvements de masse, qui constituent un processus de libération de sédiments majeur, suivant un rythme pulsatoire (Burbank *et al.*, 1996 ; Fort, 1987, 2000).

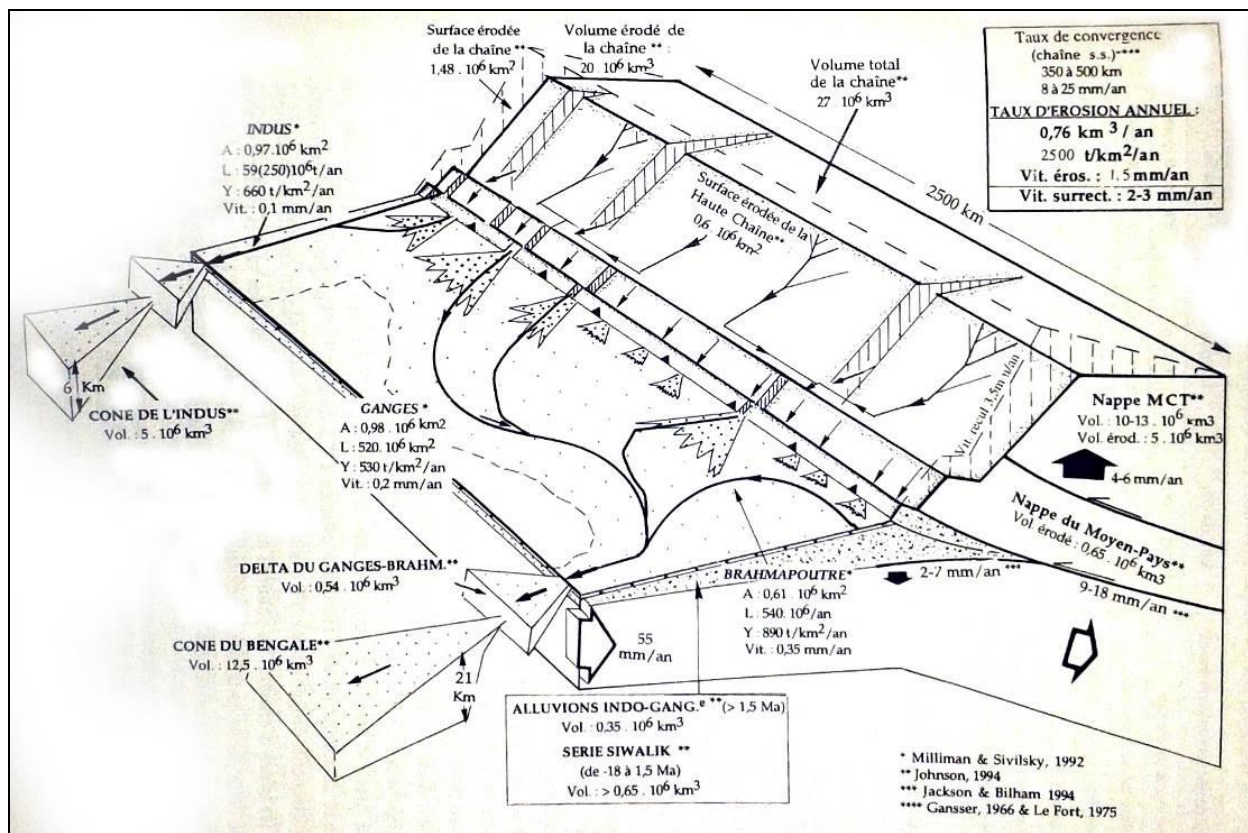


Figure 16: Bilan d'érosion à l'échelle de la chaîne himalayenne.

Les principales sources sédimentaires se situent au niveau des fronts des nappes de chevauchement (Delcaillau, 2004).

Ensuite, le fonctionnement de la cascade sédimentaire lors du Quaternaire est caractérisé par la connexion progressive de bassins intra-montagnards aux principaux flux hydro-sédimentaires (fig. 17). Ces bassins, à l'image de ceux de Kathmandou ou de Srinagar (Cachemire), ont évolué de façon endoréique et servi de zone de piégeage sédimentaire en arrière de la chaîne du Mahabarat (Fort, 1993 ; Fort, 1996).

L'incision de ces bassins, dès lors qu'ils sont connectés à la cascade sédimentaire, constitue une source de matériel pour les cours d'eau qui les traversent : leur charge est estimée supérieure à $4500 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ (Laban, 1978), soit environ deux fois plus que les rivières non connectées à ces bassins (entre 1500 et $2700 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$, in Laban, 1978 et Tejwani, 1987). A travers ce cas spécifique, nous voyons l'illustration du rôle de l'organisation interne des bassins-versants montagnards dans leur fonctionnement géomorphologique : l'exportation sédimentaire dépend de la recomposition des liens entre les réservoirs, provoquant une injection dès lors qu'une connexion s'amorce. De fait, la mobilisation de la source sédimentaire que constituent les bassins intramontagnards explique pour partie les modalités de construction des méga-cônes sur le piémont (Wolman & Leopold, 1957 ; Wells & Dorr, 1987).

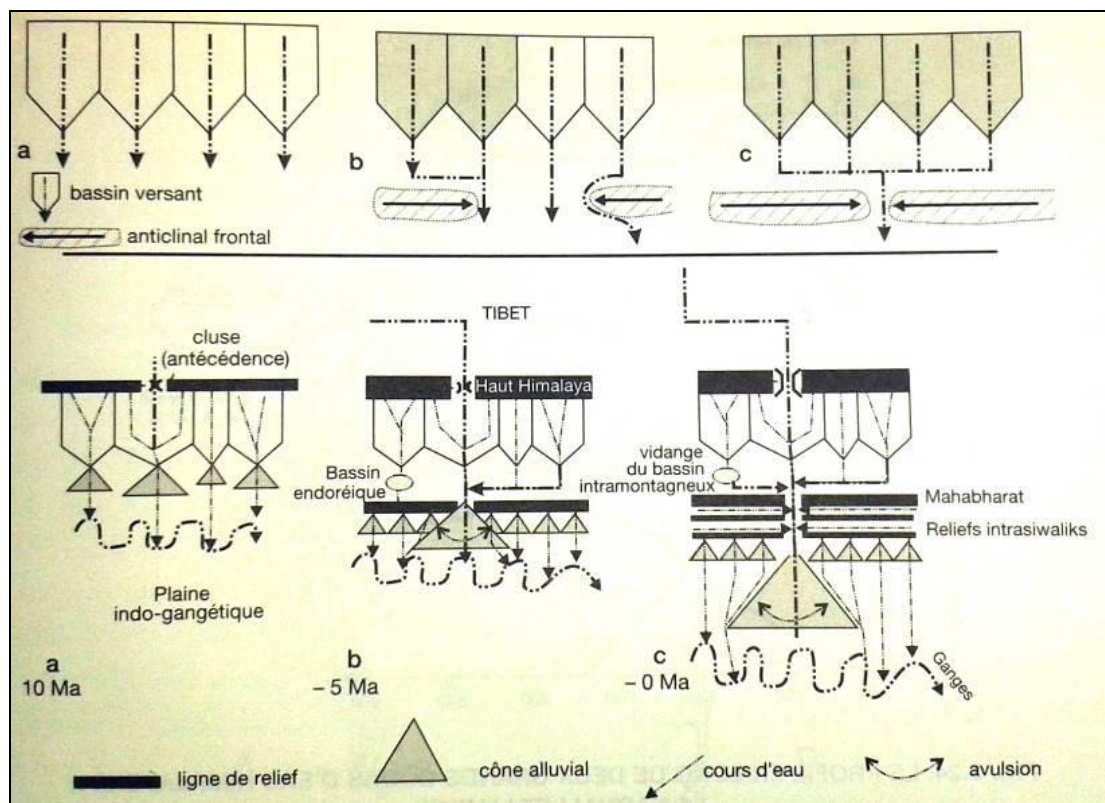


Figure 17 : Modification de la cascade sédimentaire en fonction du rythme de la propagation des fronts de chevauchement vers le sud.

Le quaternaire est caractérisé par la connexion des bassins intra-montagnards qui ont piégé des sédiments durant le Miocène et le Pliocène. Cet apport de sédiments intervient donc lors d'une séquence qui aurait pu être qualifiée de paraglaciale en fonction de sa date de mise en place, mais qui est bel et bien d'origine tectonique (Delcaillau, 2004).

Ce premier aperçu des cascades sédimentaires himalayennes montre leur fonctionnement pulsé à l'échelle régionale. En tentant d'entrer dans le fonctionnement interne des bassins-versants, les auteurs

ont partiellement expliqué cette (a)rythmicité par le rôle des mouvements de masse dans les cascades sédimentaires. Comme indiqué ci-dessus, ces processus sont particulièrement fréquents et classiques dans le fonctionnement érosif du flanc sud de la chaîne himalayenne, pour des raisons liées notamment à la vitesse de surrection (entretenant la vigueur des pentes, favorisant le sapement basal des versants par l'incision des cours d'eau) mais aussi aux volumes des précipitations (Brunsdén *et al.*, 1981 ; Ives & Messerli, 1989 ; Fort, 2000 & 2011a et b) ou aux séismes (Fort, 1987). Ces processus sont efficaces en terme de dénudation et provoquent des apports sédimentaires parfois supérieurs à $1000 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ dans les fonds de vallées (Fort & Cossart, 2013), représentant la principale source de matériel observée (fig. 18).

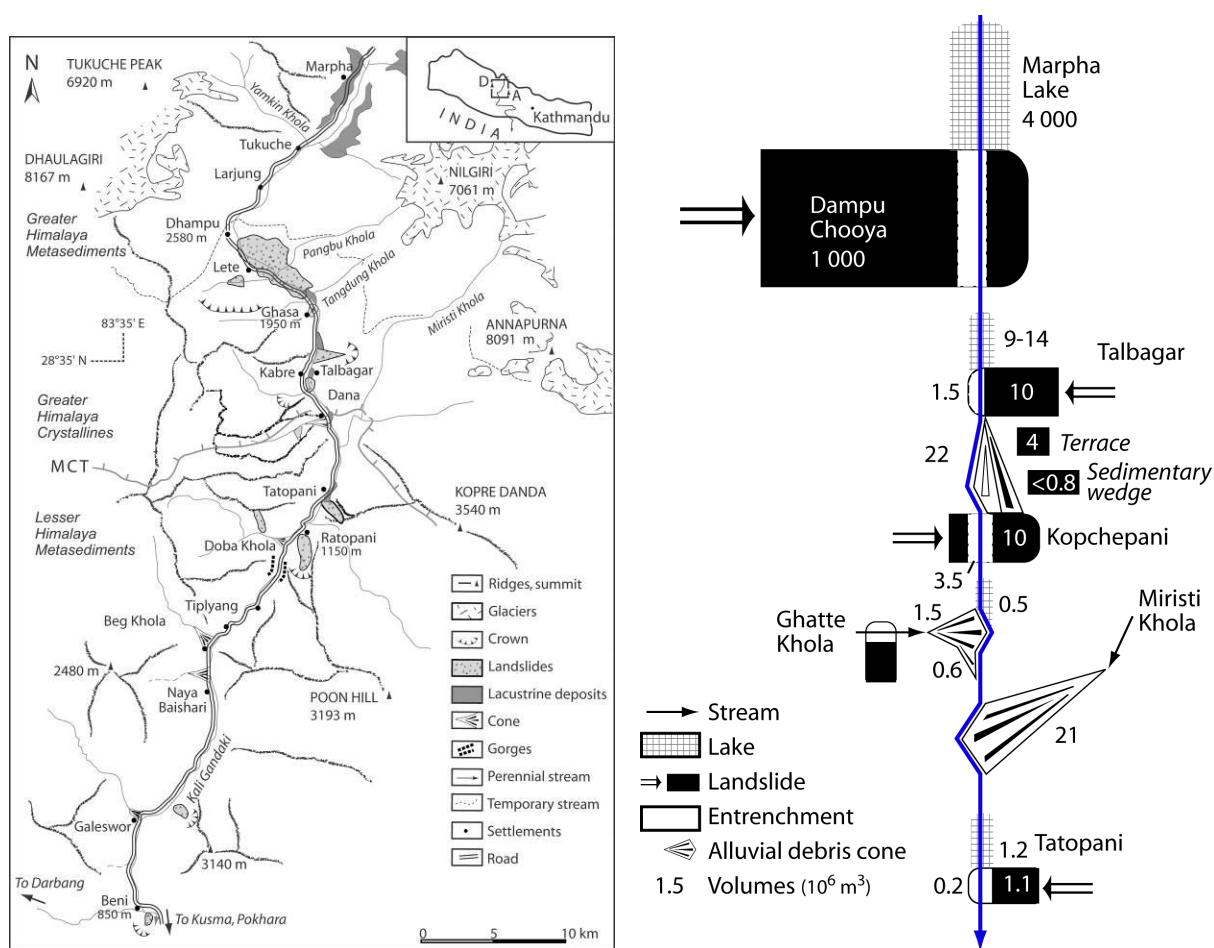


Figure 18 : Exemple de cascade sédimentaire himalayenne, le cas de la Kali Gandaki (Népal).

A gauche, croquis géomorphologie ; à droite formalisation de la cascade et essai de quantification des volumes de sédiments mobilisés. Sur le tronçon de vallée étudié, transverse aux Annapurnas et au Daulaghiri, les apports de sédiments vers le fond de vallée correspondent aux dépôts de mouvements de masse. Ceux-ci se déclenchent de façon récurrente (30 ka environ pour le plus ancien, Dampu-Chooya, 1998 AD pour celui de Tatopani). Ils créent des zones de piégeage sédimentaire à leur amont, avant que leur remaniement ne permette le développement de prismes sédimentaires, de cônes alluviaux, à leur aval. Ce matériel remanié constitue au final l'essentiel des dépôts constitutifs des terrasses alluviales, pour lesquelles toute interprétation climatique de mise en place est donc à proscrire (Fort & Cossart, 2013).

Les apports occasionnés par les mouvements de masse peuvent donner lieu à une remobilisation progressive par les cours d'eau, mais également à une interruption de leur continuum sédimentaire lorsqu'ils exercent un blocage efficace. Il faut cependant noter que la capacité érosive des cours d'eau augmente en lien avec la surrection et permet d'inciser, le plus souvent, les barrages créés. Elle favorise alors l'apparition de séquences de sédimentations rythmées par l'auto-organisation interne de ces assemblages, c'est-à-dire des enchaînements « injections de sédiments par les mouvements de masse / remblaiement amont / remaniement et exportation vers l'aval » (Fort *et al.*, 1989 ; Fort, 2000 ; Hewitt, 2002 & 2006) (fig. 19).

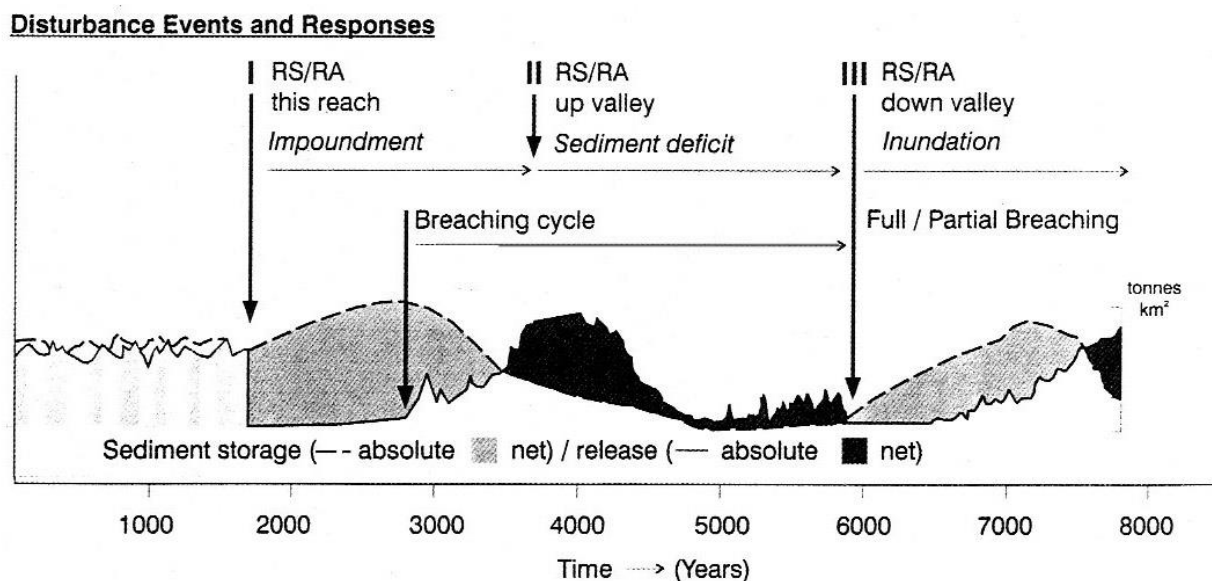


Figure 19 : Séquences érosives organisées à partir de la mise en place de mouvement de masse, dans un orogène actif.

Les impulsions sédimentaires sont rythmées par la mise en place de grands dépôts de mouvements de masses, à partir desquels s'enchaîne une accumulation puis une exportation sédimentaire (Hewitt, 2006).

Cet examen d'un orogène actif comme la chaîne himalayenne permet d'insister sur la non-linéarité, et donc la complexité, de la réponse sédimentaire des cascades sédimentaires : en Himalaya, il est délicat de mettre en regard le fonctionnement géomorphologique des bassins-versants avec les forçages classiquement mobilisés comme le climat ou les activités anthropiques (Islam *et al.*, 1999 ; Pratt-Sittaula *et al.*, 2007 ; Wulf *et al.*, 2012). L'évolution de la charge sédimentaire dépend avant tout des modalités de la connectivité des flux au sein de la cascade, plus précisément des mécanismes d'auto-organisation qui se mettent en place à partir des injections sédimentaires liées aux événements de basse fréquence / haute

magnitude. Le fonctionnement géomorphologique apparaît pulsatoire, « sporadique », pour reprendre l'expression de Monique Fort (1987) à partir de l'étude du bassin de Pokhara (Himalaya du Népal). Cet adjectif suggère bien le caractère aléatoire dans le temps des processus en jeu, et doit donc être préféré à celui, plus vague, de « catastrophique ».

Ce premier chapitre a permis de poser trois jalons scientifiques quant au fonctionnement géomorphologique des bassins-versants montagnards. Tout d'abord, nous avons constaté un décalage entre le volume de la production sédimentaire et le volume de l'exportation. Ensuite, en examinant de façon unitaire les processus géomorphologiques à l'œuvre, nous avons pu mettre en exergue que des processus libérant de grandes quantités de sédiments ne contribuent pas pour autant aux cascades sédimentaires : le matériel libéré peut être inapte au remaniement. De là apparaît la nécessité de raisonner en filiations, ou en relais de processus. Il s'agit d'entrer, à une échelle fine, dans le détail du fonctionnement des cascades sédimentaires des bassins-versants montagnards.

A partir de l'examen de quelques cascades sédimentaires, nous avons pu constater que les processus peuvent tantôt entrer en résonance et contribuer efficacement à une exportation sédimentaire, ou au contraire devenir antagonistes, provoquant des entraves. De telles combinaisons peuvent également jeter un trouble sur les lectures classiques du message sédimentaire et, sans aller jusqu'à évoquer une « *sedimentological anarchy* » (Walker, 1990), la réponse des cascades sédimentaires doit être appréhendée comme complexe, résultant de l'émergence à une échelle méso ou macro d'une multitude de comportements locaux (Miall, 1996 ; Schumm, 2005). Autrement dit, nous devons étudier à une échelle fine le fonctionnement des connecteurs et des régulateurs, qui activent ou entravent localement les flux sédimentaires dans les cascades. De là nous pourrions tenter d'isoler la part des flux qui, en fin de compte, répond aux forçages externes comme les changements climatiques ou anthropiques.

Typologie des couplages dans les hauts bassins montagnards

L'objectif de ce chapitre est « d'ouvrir les boîtes noires » qui jalonnent les cascades sédimentaires. Il s'agit de comprendre quels sont les liens fonctionnels qui existent entre deux unités morpho-sédimentaires, soit par exemple entre : un dépôt de glissement de terrain et un cours d'eau, une moraine et un éboulis, etc. Ces liens correspondent à la définition du couplage proposée par A.M. Harvey (2001), et reprennent l'idée de Ferguson (1981) selon qui « le couplage correspond aux interactions locales, intervenant à une échelle fine, élémentaire, entre deux objets ». La mobilisation de ce concept de couplage amène en premier lieu à comprendre si deux unités sont « couplées » (*i.e.* les unités se superposent partiellement, des interactions pouvant potentiellement avoir lieu) ou « découplées » (*i.e.* les unités sont disjointes spatialement, rendant toute interaction impossible). En cas de couplage, celui-ci peut être efficace et ainsi assurer un continuum dans le transfert des sédiments au sein de la cascade sédimentaire, ou *a contrario* inefficace si une entrave se développe. Dans ce dernier cas, un piégeage localisé des sédiments intervient, assurant le remplissage d'un réservoir sédimentaire. Ce schéma est bien sûr une première grille de lecture qu'il convient de nuancer, le couplage pouvant être partiellement (in)efficace et sujet à évolution dans le temps.

Aussi tentons-nous ici de nuancer le fonctionnement de ces couplages, en détaillant ceux qui sont liés aux principales injections sédimentaires en contexte montagnard, à savoir les couplages associés : aux édifices morainiques, aux dépôts de mouvements de masse, à l'activité torrentielle.

1. Typologie des couplages liés aux édifices morainiques

a) Le démantèlement des moraines latérales

L'un des principaux moteurs de l'évolution des moraines latérales et de la façon dont elles sont couplées au fond de vallée est la variation d'épaisseur des langues glaciaires, donc la variation du niveau de base. Cette évolution se matérialise tout d'abord au niveau du réseau hydrographique. Au début des périodes de déglaciation l'ensemble du réseau est bloqué au contact des moraines latérales, ne pouvant

atteindre le fond de vallée (fig. 20 & 21). Ce blocage peut être suffisamment efficace pour occasionner la formation d'un lac (Rocheuses Canadiennes *in* Ryder, 1991 ; Spitsberg *in* Etienne *et al.*, 2008) mais, sans atteindre cette extrémité, l'aggradation est forcée au contact des édifices morainiques. Par exemple, des dépôts d'avalanches ou torrentiels viennent colmater la dépression située entre les moraines et les versants (fig. 20). A la suite de l'amincissement du glacier, voire à sa disparition, le rétablissement progressif du réseau hydrographique nécessite jusqu'à cinq décennies (massif des Ecrins *in* Cossart & Fort, 2008a). Dans le détail, deux types d'évolution sont répertoriés.

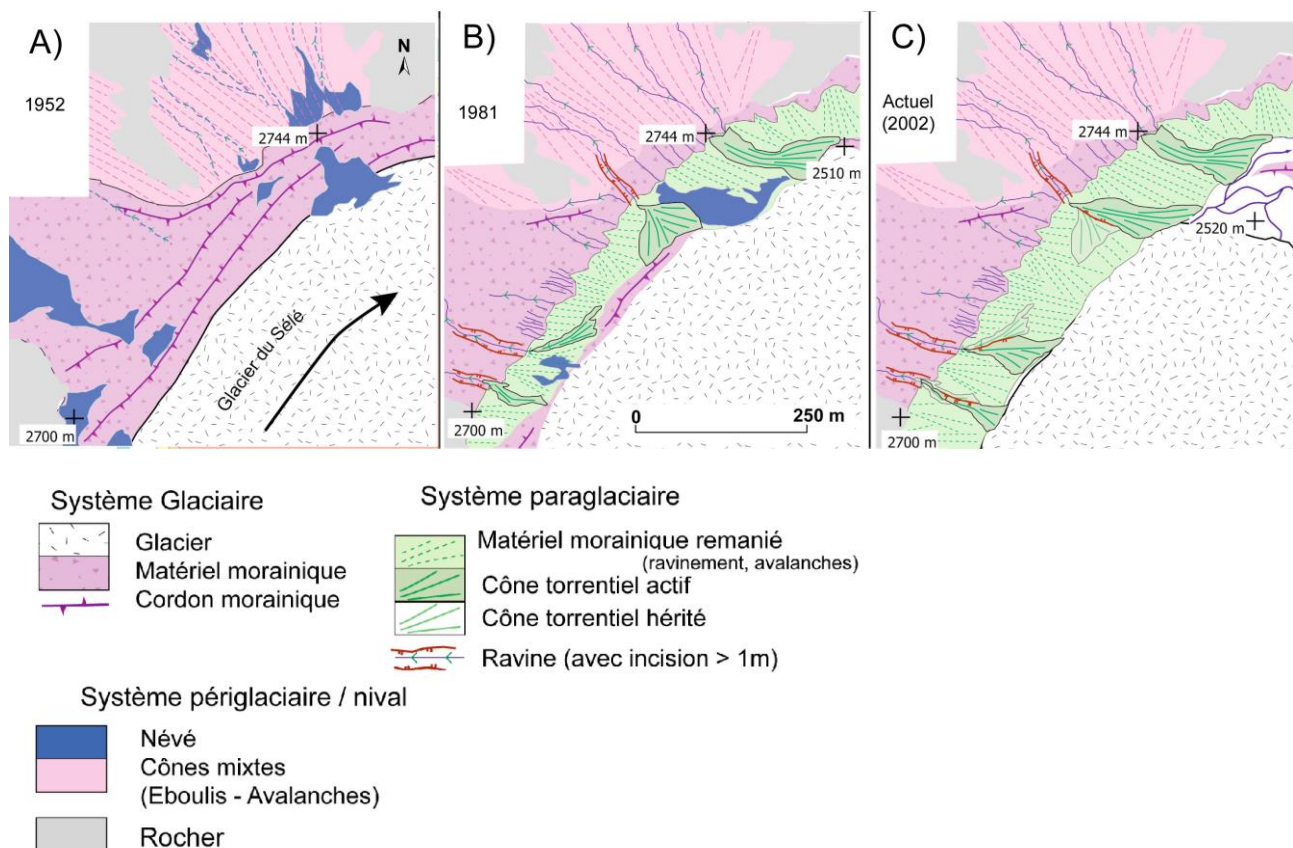


Figure 20 : Etapes d'une reconnexion géomorphologique de part et d'autre d'une moraine latérale.

La moraine du PAG crée un premier niveau, et un blocage efficace des écoulements : une obturation se développe, colmatée progressivement par des dépôts d'éboulis et/ou d'avalanches. A partir de 1981, des brèches apparaissent dans la moraine, par surverse ou par ravinement de la face interne, suite à l'abaissement du niveau de base constitué par le glacier. Des connexions se créent alors entre le versant situé en contrehaut de la moraine, et le fond de vallée (Cossart & Fort, 2008a).

Dans le premier cas, les dépôts remblaient complètement le piège sédimentaire formé entre la moraine latérale et le versant : la ride morainique ne constitue donc plus un obstacle au transfert des sédi-

ments et un phénomène de surverse peut intervenir. L'accumulation sédimentaire se poursuit alors en aval. Ce cas de figure est notamment observé lorsque les dépôts sont liés aux avalanches ou à l'ébouilisation. Dans les secteurs étudiés (Glacier Noir, glaciers du Sélé et de la Plate-des-Agneaux dans le massif des Ecrins) le volume de sédiments stockés semble atteindre la capacité du piège sédimentaire au milieu du 20^e siècle, soit 3 à 5 décennies après l'abandon de la moraine latérale.

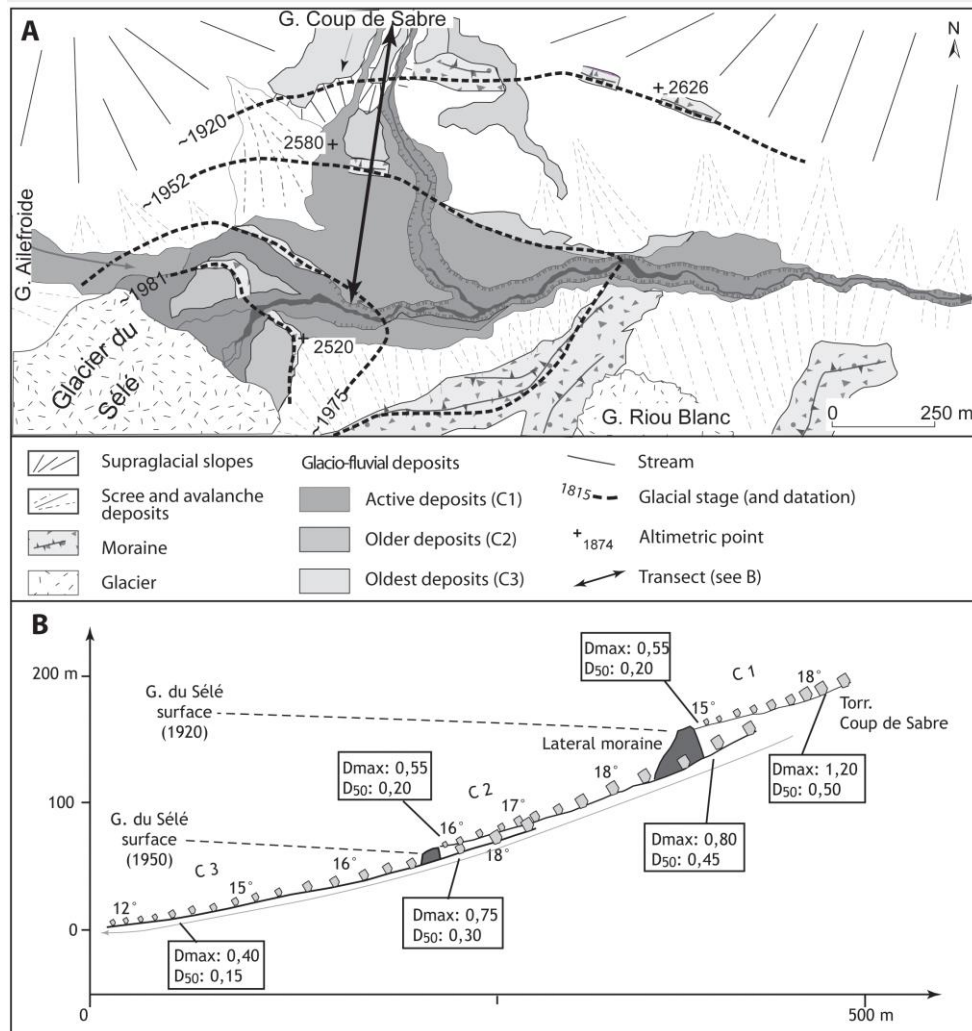


Figure 21 : Ajustement du réseau hydrographique et de l'exportation sédimentaire sur la marge du glacier du Sélé.

Les moraines latérales forcent l'agradation des sédiments, qui s'accumulent (A) sous forme de cônes au contact des cordons, et (B) dont la granulométrie montre l'efficacité des blocages (Cossart & Fort, 2008a).

Dans le second cas, le déstockage s'opère suite à l'incision du barrage morainique, causé à la fois par des écoulements provenant du versant situé en contrehaut de la moraine et par ravinement de la face

interne de la moraine (fig. 21). Durant les 5 à 20 ans qui suivent l'abandon des moraines latérales, les drains alimentent des colmatages à l'amont des moraines. L'épaisseur de sédiments accumulés est de l'ordre du décimètre, suivant la taille du réservoir créé entre la face externe de la moraine et le versant. Dès que ce réservoir est plein, un phénomène de surverse intervient et favorise l'apparition d'une brèche à travers la moraine. Dans certains cas, cette brèche peut se développer avant le remplissage total du réservoir amont si le système de ravines s'organisant sur la face interne des moraines est particulièrement efficace.

Qu'elles soient liées à une surverse ou à un recul de la face interne de la moraine, les brèches se développent environ 10 à 15 ans après le dépôt de la moraine dans le massif des Ecrins. Pendant la période 1928-2000, l'incision des moraines a pu atteindre localement 10 à 15 mètres. Nous avons estimé, au niveau de chaque moraine, l'ablation de matériel associé entre 15.10^3 à 25.10^3 m³. Les brèches constituent des exutoires pour les organismes torrentiels, ceux-ci peuvent alors accélérer l'incision de la moraine et construire des cônes torrentiels en fond de vallée ou au contact avec le glacier. L'apport de matériel est d'autant plus volumineux que les sources sédimentaires alimentant le flux sont multiples : l'édifice morainique, le colmatage formé en amont auxquels s'ajoutent les flux sédimentaires provenant du haut de versant.

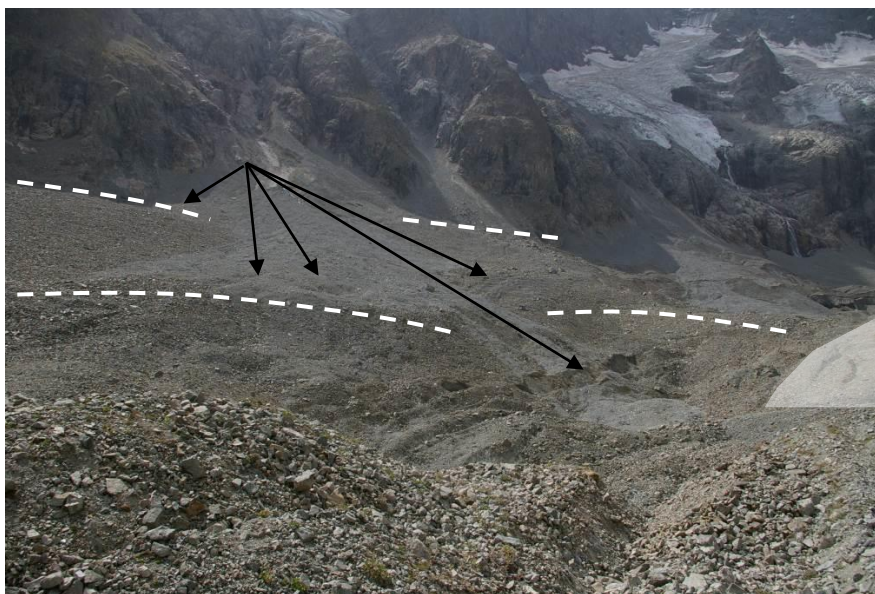


Figure 22 : Agencement morphosédimentaire d'une marge latérale du glacier de la Plate des Agneaux (massif des Ecrins).

Une première génération de moraine (PAG) a obturé les écoulements jusqu'au début du 20^e siècle. Une brèche a alors permis le remobilisation du matériel en aval, toutefois bloqué contre une moraine abandonnée durant la décennie 1970. La brèche à travers celle-ci s'est développée durant la décennie 2000, période à laquelle le couplage s'établit avec le fond de vallée (cliché : sept. 2008).

En définitive, il faut remarquer que les marges latérales des glaciers sont caractérisées par de multiples casiers sédimentaires qui s'échelonnent au contact des différents niveaux morainiques. Le colmatage et l'évacuation du matériel sédimentaire à partir de ces casiers crée autant de jalons, d'étapes, dans l'exportation des sédiments suite au retrait glaciaire (fig. 22). Dès lors que les glaciers libèrent les fonds de vallée, seules les faces internes des moraines sont initialement couplées avec le fond de vallée (fig. 23). Les parties hautes des versants alimentent de façon concomitante des réservoirs sédimentaires entre la face externe de la moraine et le versant ; le couplage entre ces réservoirs et le fond de vallée intervient entre 10 et 50 ans après la déglaciation, en fonction du type de processus en jeu. Une injection sédimentaire vers le fond de vallée intervient au moment de l'établissement de ce couplage ; elle est généralement bien enregistrée par les cours d'eau qui subissent une métamorphose fluviale, caractérisée par une augmentation de la bande active et de l'indice de tressage (Meigs *et al.*, 2006 ; Cossart, 2008 ; Cossart et Fort, 2008a).

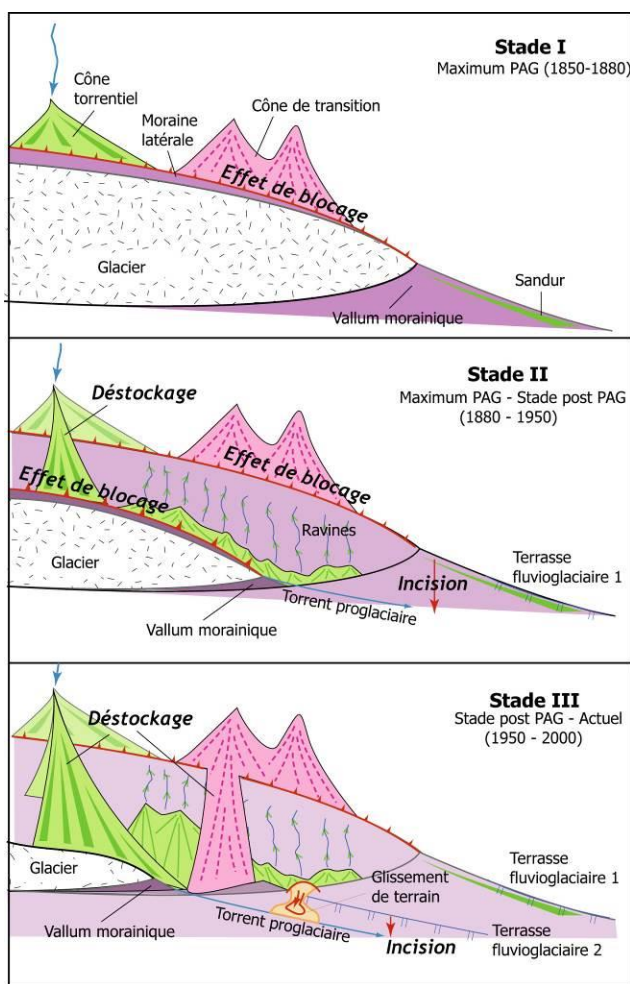


Figure 23 : Synthèse des modalités d'ajustement des unités morpho-sédimentaire sur les marges d'un glacier en recul.

Etabli à partir de nos observations dans le massif des Ecrins, ce modèle se conforme également avec des résultats obtenus au Spitsberg (Etienne *et al.*, 2008) ou en Alasaka (Meigs *et al.*, 2006) Il souligne que l'exportation de sédiments s'effectue par saccade, une injection sédimentaire intervenant à chaque établissement d'un couplage avec le fond de vallée. Dans les Alpes françaises, des pulsations sédimentaires interviennent ainsi vers 1950, soit plus d'un-demi siècle après le début de la déglaciation. L'évolution de la charge sédimentaire ne s'explique donc pas directement par le temps écoulé depuis la déglaciation, mais par l'établissement progressif d'un continuum sédimentaire entre les hauts de versant et le fond de vallée (Cossart & Fort, 2008a).

b) Le démantèlement des moraines frontales

Depuis les travaux pionniers de Boulton (1986) sur l'incision des moraines frontales par les cours d'eau proglaciaires, il était admis que le continuum sédimentaire était contrôlé (au moins temporairement) par les vallums (et le barrage qu'ils représentent). Hormis le cas bien particulier des GLOFs (Glacial Lake Outburst Flood), lors desquels une vidange catastrophique rétablit les liens entre amont et aval, les modalités du couplage entre les segments de part et d'autre des vallums n'en demeurent pas moins complexes, et affectées par de nombreux effets de seuil. Ce sont ces modalités que nous allons explorer dans un premier temps.

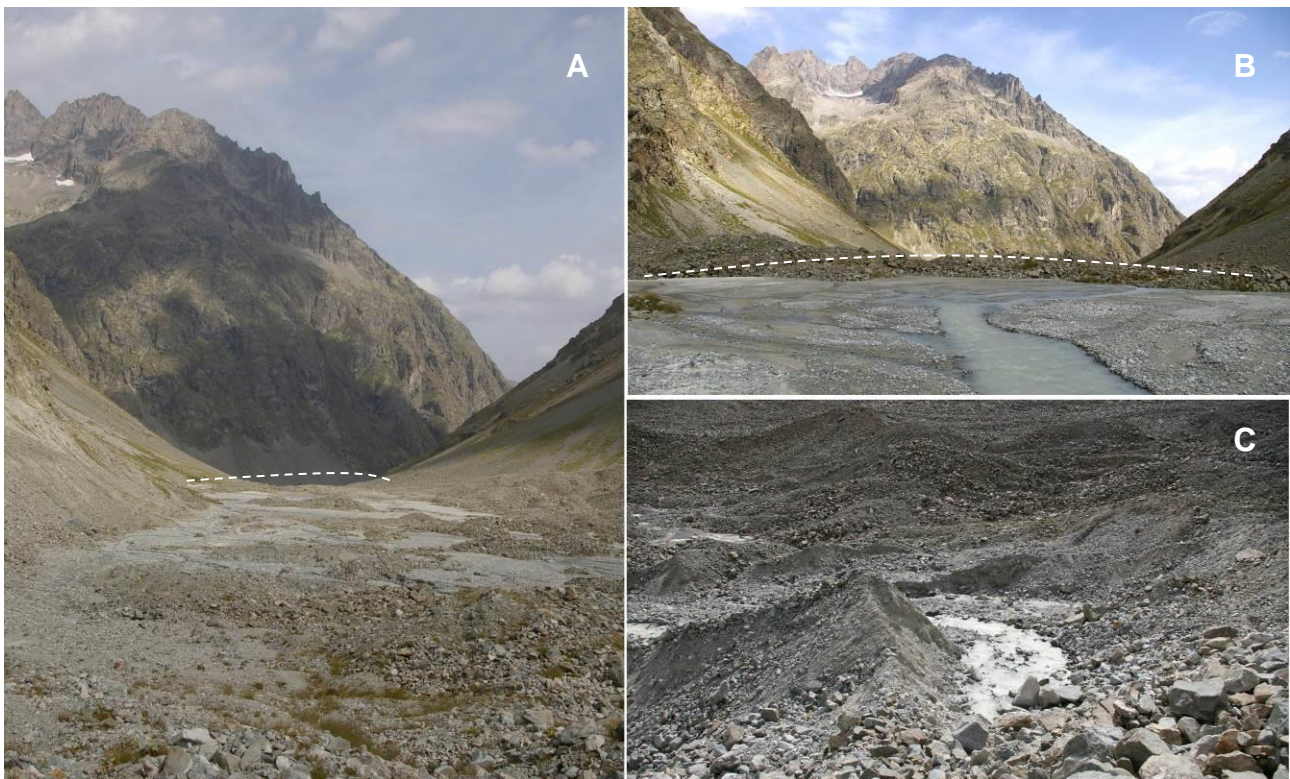


Figure 24 : Aperçu de la plaine intra-morainique du glacier de la Plate-des-Agneaux (haute-Romanche, massif des Ecrins).

A : Le vallum morainique abandonné en 1920 (tireté blanc) reste un barrage efficace en amont duquel l'aggradation reste forcée. B : Dans le détail, ces épandages sont constitués de galets centimétriques à décimétriques. C : Ces galets proviennent de la zone située à proximité du glacier (C), où le cours d'eau proglaciaire effectue un tri sélectif, prenant en charge les éléments les plus fins (< 30 cm) au sein des sédiments d'origine glaciaire. Clichés pris en sept. 2008.

Lors d'une première séquence de déglaciation, une plaine intra-morainique constituée de dépôts composites (till, dépôts fluvio-glaciaires) est mise à jour en amont de la moraine frontale (fig. 24). La

mobilisation de cette source sédimentaire est cependant ralentie pour deux raisons. Tout d'abord, le niveau de base reste constant : l'obturation créée par les vallums rend le gradient longitudinal faible. Dans le détail, quelques relais très courts peuvent intervenir à l'intérieur des plaines intra-morainique : une prise en charge sélective de matériel sédimentaire s'effectue à proximité du front glaciaire, avant que ce matériel ne soit déposé quelques hectomètres en aval, où l'aggradation est forcée en amont des vallums frontaux (fig. 24). Une plaine d'épandage envoie alors progressivement la topographie pré-existante : seuls quelques hummocks dépassant des alluvions. Dans certains cas, le blocage lié aux moraines frontales peut être à l'origine de retenue lacustres (Roussel, 2011 ; Marren, 2002 ; Marren & Toomath, 2013). Au total, l'exportation des débris depuis la plaine intra-morainique reste très faible tant que la moraine frontale maintient le niveau de base stable : seule la fraction dissoute et celle en suspension peuvent être transmises vers l'aval. Un véritable engraissement sédimentaire se développe alors dans cette partie amont.

Même si une incision se développe à travers l'édifice morainique, l'évolution géomorphologique et l'exportation sédimentaire vers l'aval restent limitées pour trois raisons complémentaires. (i) L'encaissement du réseau hydrographique provoque l'abandon des drains qui s'écoulaient directement sur la face externe du vallum, le remaniant par le biais d'un système de ravines (fig. 25 et 26). La source sédimentaire correspondant à la moraine frontale est donc découplée des cours d'eau. En conséquence, une contraction des zones actives s'opère sur la partie aval des moraines frontales : un chenal encaissé se substitue aux vastes épandages du type *valley-train* dans les vallées confinées, ou *sandur* en Islande (Cossart, 2008 ; Roussel, 2011). (ii) Dès lors que les flux d'eau sont chenalisés, l'incision de la moraine est ralentie par un phénomène de pavage du lit des cours d'eau. En effet, le matériel sédimentaire constituant les moraines frontales dépasse fréquemment la compétence des cours d'eau proglaciaire. (iii) La contraction des bandes actives en aval provoque d'autres découplages dans la cascade sédimentaire. En effet, les vastes épandages qui se développaient pendant la glaciation ou le début de la déglaciation, en occupant l'ensemble du fond de vallée, étaient en mesure de collecter le matériel sédimentaire fourni par les versants (avalanches, coulées de débris, etc.). Une fois la contraction et la chenalisation des écoulements amorcées, les apports sédimentaires transversaux sont découplés du cours d'eau (fig. 27) : le matériel fourni par les versants sédimente sur des zones tampons, constituées par les terrasses fluvio-glaciaires, et n'est donc pas directement intégré à la cascade sédimentaire (Cossart, 2008). Un engraissement sédimentaire s'opère alors en pied de versant sur ces tronçons.

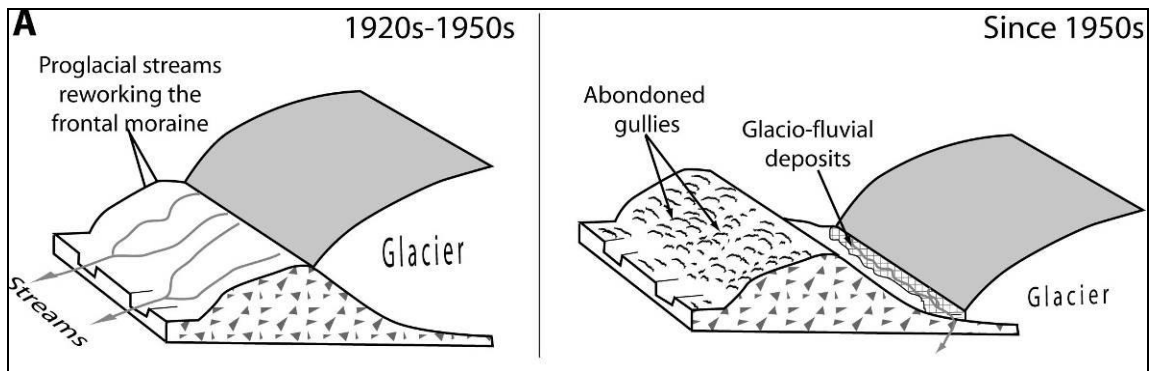


Figure 25 : Exemple d'évolution géomorphologique d'une moraine frontale (Pré du Tabuc, Guisane, Alpes du Briançonnais).

La source sédimentaire représentée par le vallum est découplée des drains, limitant l'injection de sédiments dans la cascade sédimentaire (Cossart, 2008).

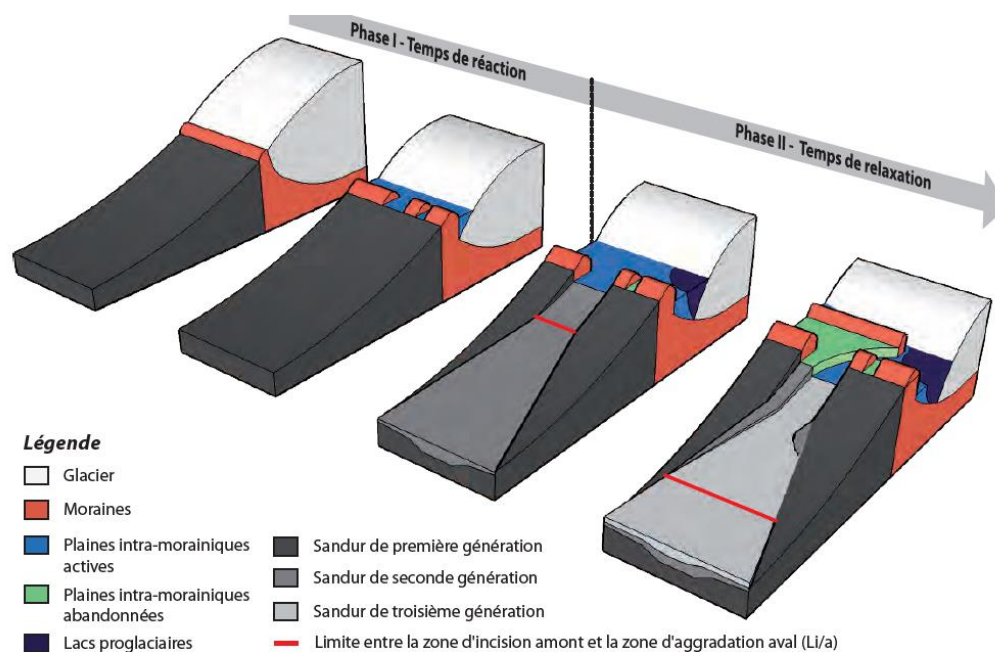


Figure 26 : Evolution géomorphologique du couple "moraine frontale - sandur", contexte islandais.

A l'instar de ce qui est observé dans les systèmes alpins, la déglaciation implique dans un premier temps une contraction des bandes actives au niveau du sandur, en aval de la moraine. L'emprise spatiale des sources sédimentaires décroît fortement. Ensuite, le système s'ajuste progressivement et des crues BF/HM assure l'exportation de sédiments depuis la plaine intra-morainique vers l'aval, créant des *sandar* de générations plus récentes (Roussel, 2011).

En résumé, de multiples boucles de rétroactions négatives se déploient autour des moraines frontales, lorsque la déglaciation s'amorce. Un premier système de boucles perdure tant que la moraine frontale constitue un niveau de base relativement stable (fig. 27). Il se maintient entre 5 et 10 ans au minimum (exemples islandais *in* Marren, 2002 ; Roussel, 2011 ; glacier du Sélé –Ecrins-, *in* Cossart & Fort, 2008a)

mais peuvent perdurer 50 ans (marge du Glacier Noir) voire un siècle (marge du glacier du Tabuc, ou de la Plate-des-Agneaux, marges de certains glaciers islandais in Roussel, 2011). Cette variabilité est fonction du volume des édifices frontaux, mais surtout de la granulométrie des dépôts qui les constituent. Dans le massif des Ecrins, la taille des blocs dépasse souvent la compétence des cours d'eau alors naissants et l'évolution est très ralentie par un phénomène de pavage. L'incision des moraines frontales par le cours d'eau proglaciaire est par exemple estimée entre 2 et 5 mm.an⁻¹ durant la première moitié du 20e siècle (Cossart, 2005).

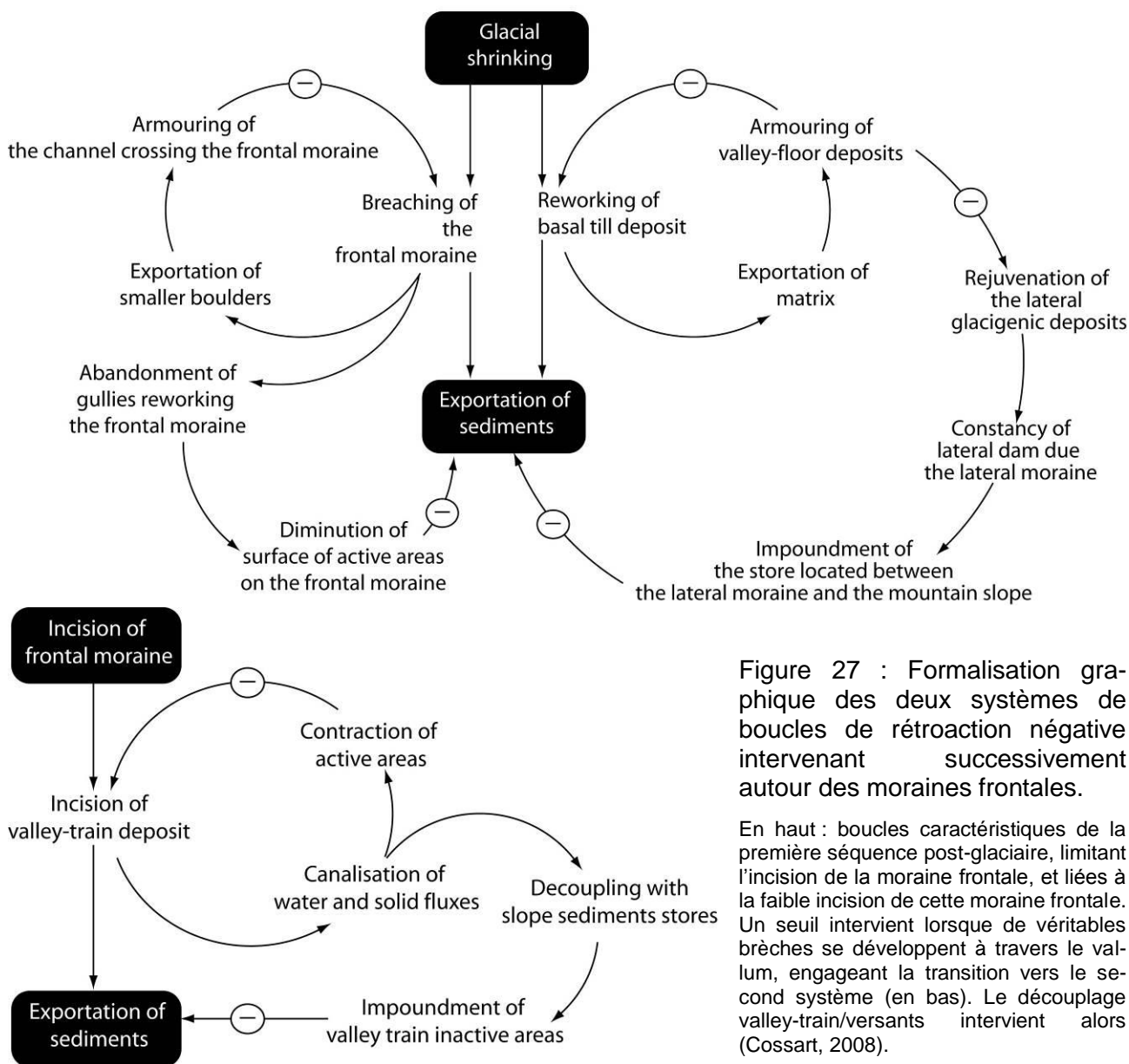


Figure 27 : Formalisation graphique des deux systèmes de boucles de rétroaction négative intervenant successivement autour des moraines frontales.

En haut : boucles caractéristiques de la première séquence post-glaciaire, limitant l'incision de la moraine frontale, et liées à la faible incision de cette moraine frontale. Un seuil intervient lorsque de véritables brèches se développent à travers le val-lum, engageant la transition vers le second système (en bas). Le découplage valley-train/versants intervient alors (Cossart, 2008).

Lorsque l'incision de la moraine frontale devient significative, un second système de boucles de rétroaction négative intervient pour ralentir l'exportation sédimentaire. Ce système provoque, en aval du vallum morainique, le découplage des *valleys-trains* / *sandar* avec les versants (fig. 27).

Est-ce à dire que les cascades sédimentaires se bloquent durablement autour des vallums morainiques ? En fait, le fonctionnement des deux boucles de rétroactions négatives s'interrompt souvent lors d'événements Basse Fréquence / Haute Magnitude. Lors de tels événements, le pavage des lits fluviaux est oblitéré en amont du vallum, les sédiments piégés dans la plaine intra-morainiques sont alors connectés à la cascade sédimentaire, favorisant une injection sédimentaire. En aval, les bandes actives s'élargissent, déstabilisant tout d'abord les flancs de l'entaille mise en place à travers les édifices morainiques puis, plus en aval, les talus des terrasses fluvio-glaciaires. Les sédiments piégés dans ces terrasses, de même que les apports longitudinaux qui se sont accumulés à leur surface, peuvent alors être à nouveau couplés avec le cours d'eau et réinjectés dans la cascade sédimentaire.

Le rôle des crues BF/HM dans l'évolution des zones de vallum morainique peut être illustré par un exemple alpin et par un exemple islandais.

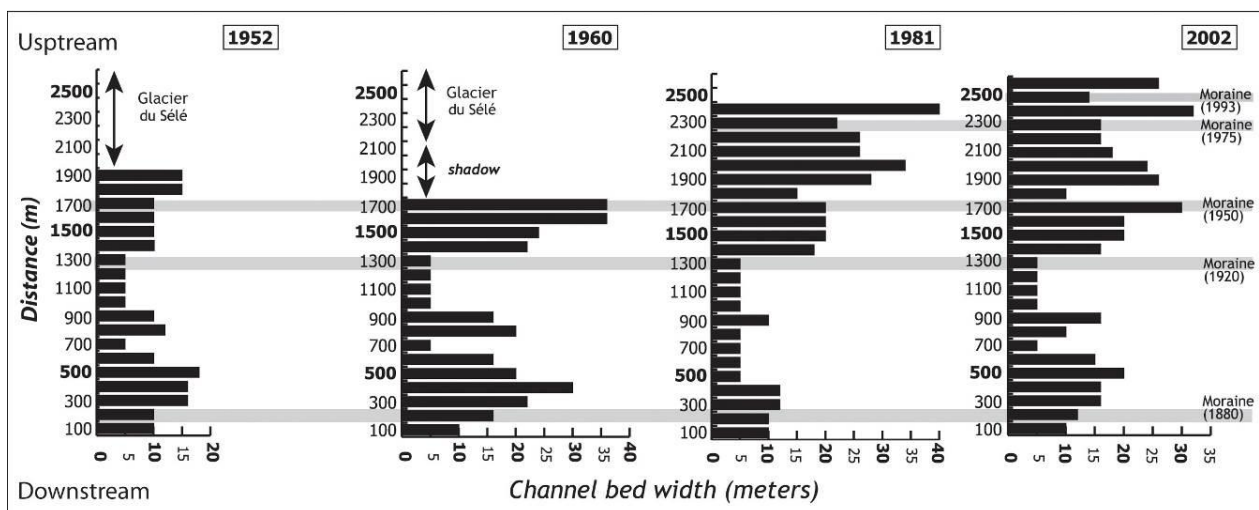


Figure 28 : Evolution de la bande active du cours d'eau proglaciaire du glacier du Sélé, durant la seconde moitié du 20e siècle.

Réalisée à partir de photographies aériennes, cette comparaison diachronique montre l'élargissement des bandes actives depuis 1960 jusque durant la décennie 1980. Le cours d'eau se stabilise ensuite, on note tout de même l'apparition de nouvelles obturations liées aux moraines frontales abandonnées en 1975 et 1991. Tiré de Cossart & Fort, 2008a.

Dans les Alpes, dans le cas des glaciers du massif des Ecrins, plusieurs brèches ont été ouvertes à travers les moraines frontales à la suite de la crue centennale de 1957. L'événement a provoqué une augmentation suffisante des puissances spécifiques des cours d'eau, qui ont été en mesure de casser le pavage qui s'était installé depuis le début du 20^e siècle. Le déstockage de l'ensemble du réservoir sédimentaire s'amorce, et la séquence d'injection sédimentaire post-crue 1957 est ressentie jusque dans la décennie 1980 en aval des glaciers du massif des Ecrins (exemples du Sélé ou du Glacier Noir). L'augmentation de la largeur des bandes actives et de l'intensité du tressage matérialise la métamorphose fluviale des cours d'eau proglaciaires durant cette période (fig. 28).

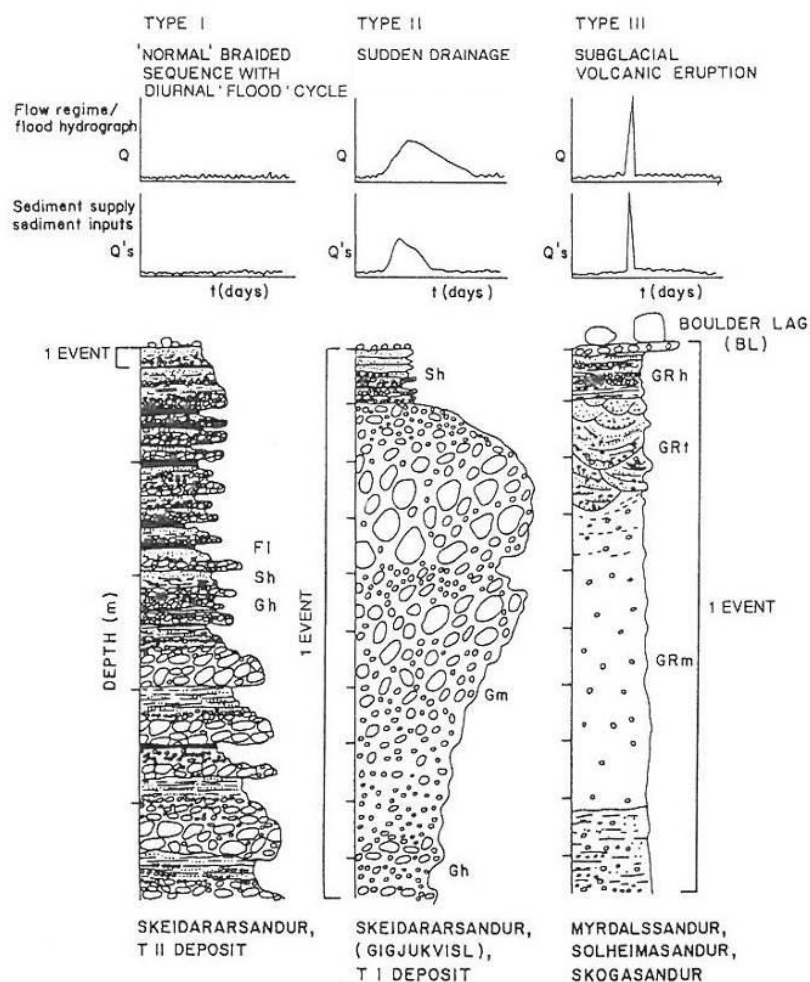


Figure 29 : Typologie des séquences sédimentaires observées dans les *sandar* islandais.

Les trois sections sont à la même échelle, montrant qu'un événement unique de forte magnitude (débâcle, éruption sous-glaciaire) peut provoquer une aggradation massive (Types II et III) équivalente à la sédimentation d'une vingtaine de crues de haute fréquence mais de faible magnitude (type I) (Maizels, 1993).

Un schéma tout à fait similaire est mis en évidence en Islande, où les crues BF/HM sont associées à des épandages sédimentaires de grande ampleur en aval, constituant l'essentiel des séquences sédimentaires dans les dépôts de *sandur* (fig. 29). Quelle que soit leur origine, ces événements hydrologiques assurent la nécessaire reconnexion des réservoirs sédimentaires bloqués en amont du vallum avec la cascade sédimentaire et provoquent des injections sédimentaires massives dans les *sandar* (fig. 29). L'aggradation liée à un événement BF/HM peut atteindre plusieurs mètres que l'on se place dans le cas d'une crue liée à un événement hydrométéorologique majeur (type II) ou d'un *Jokullhaups* (type III). Dans la mesure où le continuum est rétabli, une phase de progradation de ce train de sédiments peut intervenir ensuite durant plusieurs décennies (Roussel, 2011 ; Marren & Toomath, 2013).

Ces croisements entre Alpes et Islande confirment que les exportations sédimentaires depuis les marges proglaciaires dépendent fortement de la disponibilité des sédiments et des modes de couplage entre les unités morpho-sédimentaires : le caractère pulsatoire des exportations semble l'emporter sur une réponse linéaire au retrait glaciaire (Warburton, 1990 & 1992 ; Stott & Grove, 2001 ; Knudsen *et al.*, 2007). La période paraglaciale semble surtout favorable à un engorgement sédimentaire de part et d'autre des moraines frontales, sans qu'il y ait nécessairement une exportation massive de sédiments. Celle-ci intervient généralement à la faveur d'un événement BF/HM qui, en fonction du contexte, pourra être un événement hydrométéorologique, un GLOF, un *jokullhaups*. Quelle que soit ses modalités de déclenchement, cet événement assure l'interruption des boucles de rétroaction négative, notamment par oblitération du pavage, et réamorçage ainsi un couplage entre plusieurs réservoirs (plaine intra-morainique, *sandar/valley-train* hérités, etc.) et le drain proglaciaire.

Les édifices morainiques jouent donc un rôle ambigu à l'intérieur des cascades sédimentaires. Alors qu'elles apparaissent comme des sources sédimentaires mobilisables, mises en évidence par les études portant sur les phénomènes paraglaciaux, elles sont également à l'origine de découplages multiples :

- entre haut et bas de versant dans le cas des moraines latérales ;
- entre plaine intra-morainique et cours d'eau, puis entre versant et cours d'eau, dans le cas des moraines frontales.

La réponse sédimentaire associée est donc complexe, généralement caractérisée par un engorgement sédimentaire durant les premières décennies suivant la déglaciation, puis par une séquence

d'exportation dès lors que des crues BF/HM favorisent les reconnections, interrompant les multiples boucles de rétroaction négative.

2. Typologie des couplages liés aux mouvements de masse

Si l'ambiguïté du rôle des moraines dans le fonctionnement des cascades sédimentaires n'a été soulignée que récemment, celle des mouvements de masse fut mise en évidence précocement (Fort, 1980 ; Fort *et al.*, 1989 ; Hewitt, 1998). Depuis ces travaux pionniers sur les effets des mouvements de masse sur le fonctionnement géomorphologique des cours d'eau, la grille de lecture paraglaciale a relancé les discussions quant aux couplages mouvements de masse/cours d'eau. En effet, depuis la synthèse de C.K. Ballantyne (2002, *cf. sup.*), les instabilités de versant apparaissent comme une des principales modalités d'injection de sédiments vers les fonds de vallée. Il reste pour autant à savoir si cette injection, bien authentifiée par ailleurs, contribue efficacement à l'alimentation de la cascade sédimentaire.

a) Absence de couplage

Les chercheurs ont souvent porté leur attention, dans leurs études de cas sur les mouvements de masse, sur des exemples où l'activité géomorphologique est intense, et où les mouvements de masse interagissent directement avec les cours d'eau, qu'il en résulte un blocage ou une mise en charge efficace des écoulements. Cette focalisation ne doit pourtant pas faire oublier que, dans de multiples configurations, il n'y a pas nécessairement de couplage entre le mouvement de masse et le cours d'eau.

L'absence de couplage a été bien décrite dans les bassins-versants écossais, où elle a été définie par le terme « *arrested rockslide* » (Jarman, 2006 ; Ballantyne, 2003c et 2008). En effet de larges vallées, caractérisées par des profils transversaux à forte concavité, ont favorisé le dépôt de masses glissées avant qu'elles n'atteignent le talweg. Nos travaux islandais ont montré la prépondérance de cette absence de couplage. Dans les fjords, les glissements de terrain s'étalent sur des terrasses fluvio-glaciaires, ou éventuellement sur des dépôts de plage perchés, qui constituent des zones tampon efficaces entre la masse glissée et le fond de vallée. Dans le secteur du Skagafjörður, pas moins de 101 des 105 glissements de terrain recensés sont ainsi découplés des fonds de vallée ou de l'érosion marine. Le modelé de leur dé-

pôt apparaît d'ailleurs parfaitement conservé, malgré l'ancienneté de la mise en place (supposée entre 10 et 8 ka BP, *in* Mercier *et al.*, 2013). Les vallées encaissées des massifs alpins ou himalayens restent moins favorables à cette configuration ; elle demeure néanmoins présente, notamment dans les parties inférieures des grandes vallées : le cas de l'écroulement du Granier, dont le dépôt associé repose sur une terrasse de rive droite de l'Isère (Grésivaudan, amont de Grenoble), l'atteste (Nicoud *et al.*, 1999).



Figure 30 : Dépôt de glissement de terrain décollé du fond de vallée (Skagafjordur, Islande).

Le glissement de terrain, dont le dépôt constitue un volume supérieur à 10^6 m^3 , n'a pas atteint le fond de vallée. La masse repose sur une plage soulevée (tireté blanc), interdisant toute interaction potentielle avec des processus de remaniement. Cliché pris en juillet 2010.

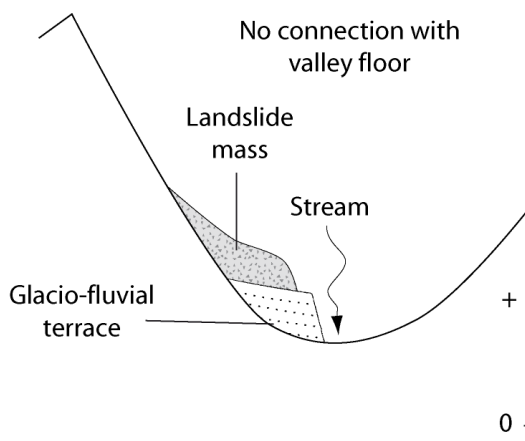


Figure 31 : Schématisation de l'absence de couplage entre un mouvement de masse et le fond de vallée.

Parfaitement intacte, la masse déposée n'apporte aucun sédiment au cours d'eau. La contribution est matérialisée par le graphique en bas à droite (Cossart *et al.*, 2013).

Dans une telle configuration, la contribution des mouvements de masse à la cascade sédimentaire est simple : elle tend vers 0. En excluant un possible nettoyage des fines et la mise en solution d'éléments lorsque les eaux s'écoulent sur ou à l'intérieur de la masse, nous pouvons même la qualifier de nulle (fig. 31). D'emblée, la vision des mouvements de masse injectant de vastes quantités de matériel est à nuancer : les modalités de leur mise en place peuvent les positionner en marge des cascades sédimentaires. Un tel constat appelle à étudier plus systématiquement leur répartition à l'intérieur de bassins-versants, afin de comprendre si les absences de couplages restent rares (exemples alpins) ou a contrario fréquentes (exemples islandais).

b) Couplage inefficace

Sans préjuger, pour l'heure, de sa fréquence relative, la configuration créant une contiguïté entre les dépôts de mouvements de masse et les cours d'eau a été largement documentée (voir par exemple une synthèse dans Fort *et al.*, 2009). La localisation des mouvements de masse est à l'origine d'une fragmentation des systèmes fluviaux, matérialisée dans le développement de vastes plaines d'épandages en lien avec la présence de ruptures dans le profil en long des cours d'eau (fig. 32).

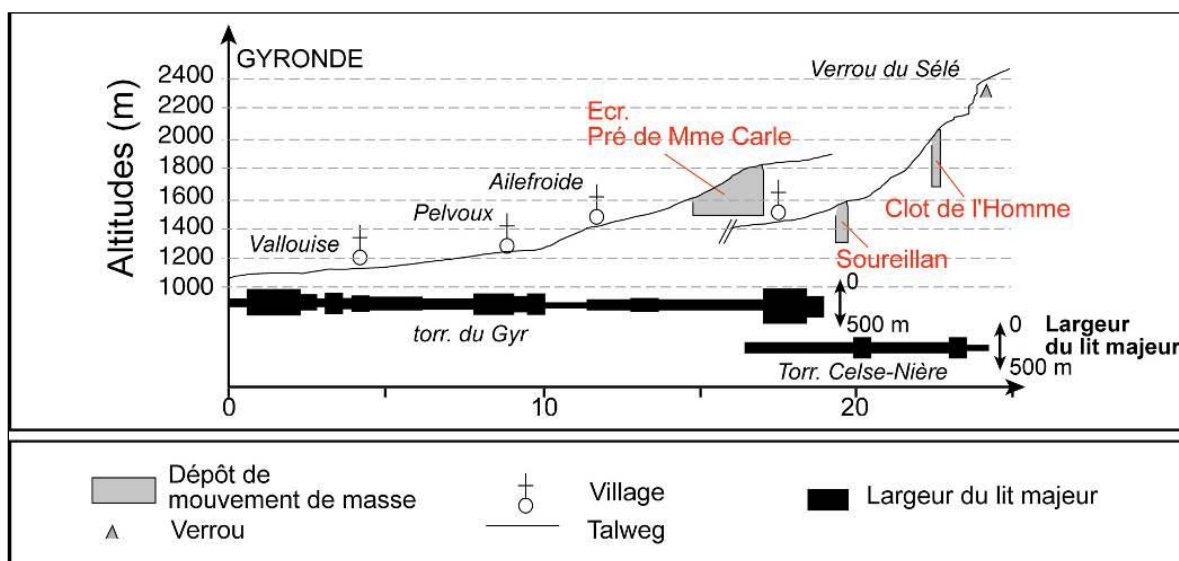


Figure 32 : Fragmentation de l'hydrosystème par des dépôts de mouvements de masse en Gyrone (flanc est du massif des Ecrins).

Les principales ruptures de pente dans le profil longitudinal sont associées à des dépôts de mouvements de masse et non à des affleurements lithologiques résistants (Cossart, 2005).

Nous travaux nous ont amené à étudier cette fragmentation dans le massif des Ecrins. En Gyrone, par exemple, la largeur du fond de vallée atteint jusqu'à 500 mètres en amont du dépôt écroulé du Pré de Mme Carle (fig. 33), ou encore 200 à 250 mètres en amont de ceux du Clot de l'Homme et du Soureillan (elle ne dépasse par ailleurs que rarement les 100 mètres).

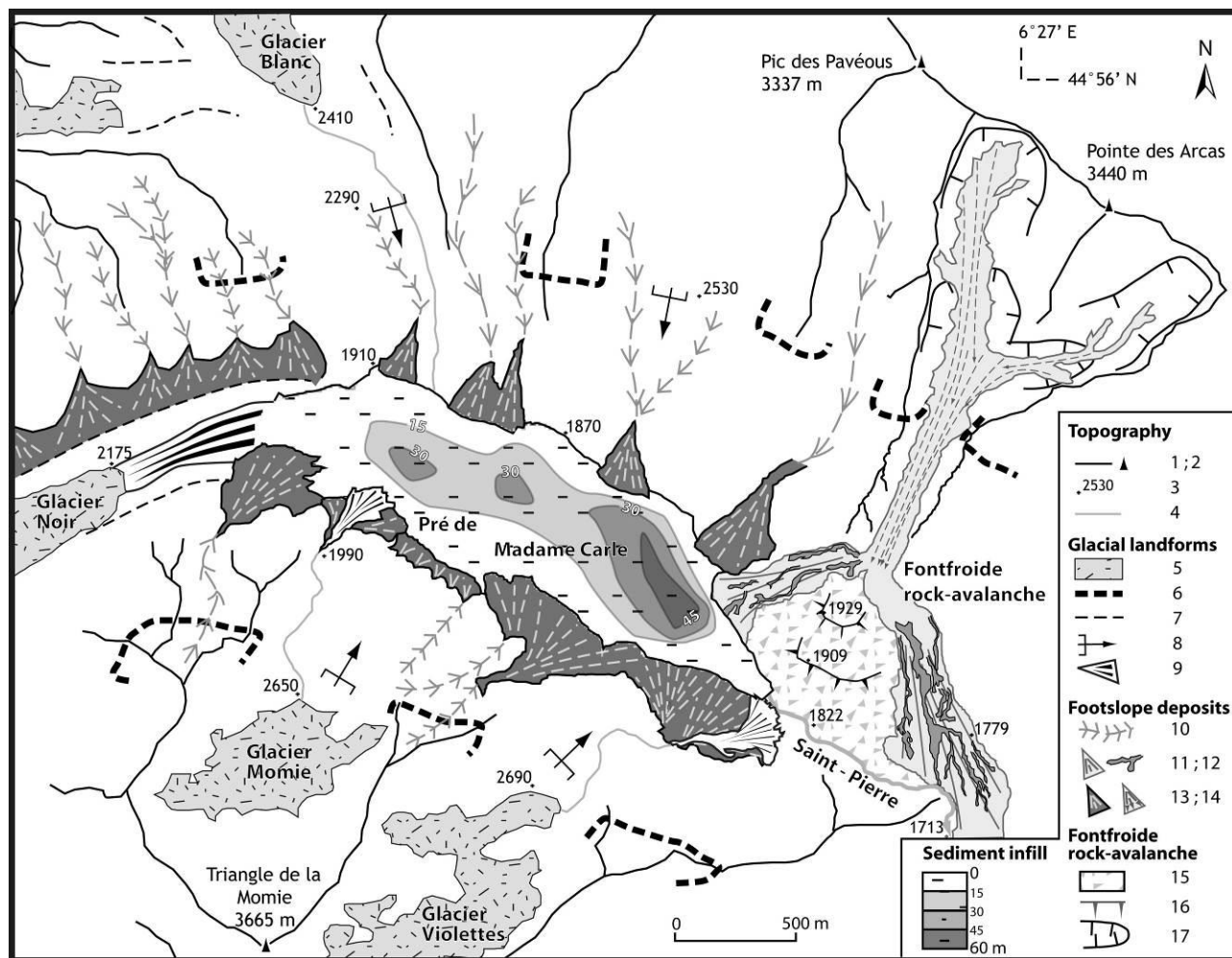


Figure 33 : Cartographie géomorphologique du Pré de Madame Carle, bloqué par l'écroulement de Fontfroide.

Appelées « prés » dans le jargon local, de nombreuses plaines d'épandage jalonnent les fonds de vallée en Haute-Durance. Noter que la présence du cône des Violettes, face au dépôt d'écroulement de Fontfroide, corsète le torrent de Saint-Pierre, entravant l'export des débris en aval du système. Légende : 1 : crête ; 2 : sommet ; 3 : point coté ; 4 : cours d'eau ; 5 : glacier (cartographié en juillet 2003) ; 6 : trimline datant du Dernier Maximum Glaciaire ; 7 : moraine datant du Petit Âge de Glace ; 8 : verrou ; 9 : dépôts fluvioglaciers ; 10 : couloirs d'éboulis et/ou d'avalanches ; 11 : dépôts torrentiels ; 12 : dépôt récent (depuis 1950) de coulée de débris ; 13 : dépôt d'éboulis à avalanches ; 14 : éboulis ; 15 : dépôt d'écroulement ; 16 : limite des unités morphosédimentaires ; 17 : cicatrice d'arrachement. *In Fort et al. (2009).*

Le Pré de Mme Carle est un exemple emblématique de fragmentation de l'hydrosystème. Le dépôt du mouvement de masse constitue un niveau de base local fixe, provoquant une diminution de la pente longitudinale du cours d'eau à l'amont et forçant l'aggradation depuis 7 à 8 ka BP (Cossart *et al.*, 2008). Un réservoir sédimentaire de 20.10^6 m^3 a ainsi été créé, des reconstitutions morphométriques estimant que le réservoir est constitué à hauteur de 75% d'alluvions et 25% d'éboulis et dépôts d'avalanches.

Dans le cas présent, le niveau de base reste particulièrement fixe. La stabilité du dépôt est d'abord assurée par sa granulométrie, des blocs décimétriques le constituent, dépassant très largement la compétence du torrent de Saint-Pierre : hormis un nettoyage superficiel des éléments les plus fins, la remobilisation sédimentaire est négligeable et l'incision de la masse bloquée. Ensuite, le blocage est entretenu par des apports récurrents, toujours actifs actuellement : des coulées de débris apportent des dépôts en rive gauche, tandis que le cône mixte (éboulis/fluvio-glaciaire) des Violettes prograde en rive droite. Finalement, le réservoir de plus de 44.10^6 m^3 (masse écroulée, réservoir en amont de la masse) reste intact. Il faut également ajouter que près de 10.10^6 m^3 de sédiments stockés dans les éboulis visibles au-dessus du niveau du Pré ne peuvent être pas remobilisés tant que le niveau de base reste fixe.

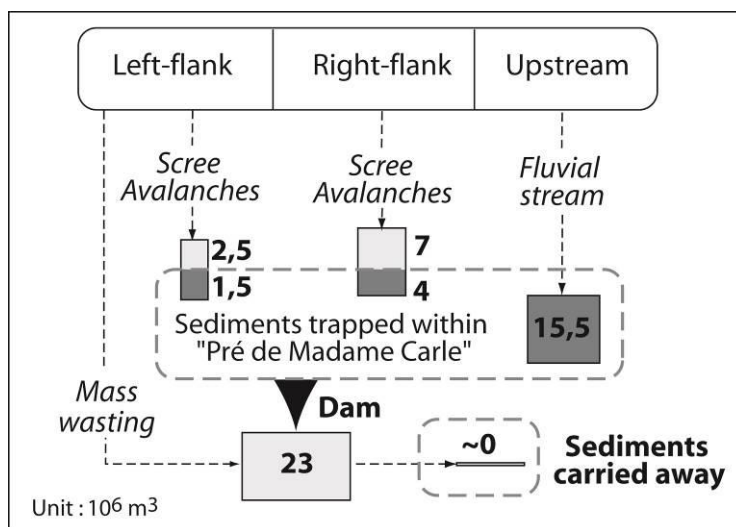


Figure 34 : Budget sédimentaire du réservoir sédimentaire du Pré de Madame Carle.

Chiffres estimés en millions de mètres cubes à partir de reconstitutions morphométriques (Cossart & Fort, 2008b).

Au-delà des chiffres, qui pourront varier d'une étude de cas à l'autre en fonction de la géométrie des fonds de vallée, il faut retenir l'effet d'obturation durable, l'engorgement sédimentaire de cette tête de bassin-versant depuis 7000 à 8000 ans. Ce schéma est proche d'autres exemples documentés dans les

Alpes (Ecoulement de la Madeleine en Vanoise *in* Marnezy, 1994) et d'études menées en Himalaya (Hewitt, 1998 & 2002b ; Kamp *et al.*, 2004) ou en Nouvelle-Zélande (Korup & Crozier, 2002). Il conviendra là encore de discuter de la fréquence de cette configuration dans les bassins-versants montagnards. Auparavant, en terme de bilan sédimentaire, la seule exportation liée à ce type de couplage correspond au fonctionnement du réservoir comme plan de transit entre l'amont (ici la marge du Glacier Noir) et l'aval. L'exportation intervient depuis que le réservoir situé à l'amont du dépôt écroulé a été entièrement remblayé et permet une reprise du transfert sédimentaire vers l'aval.

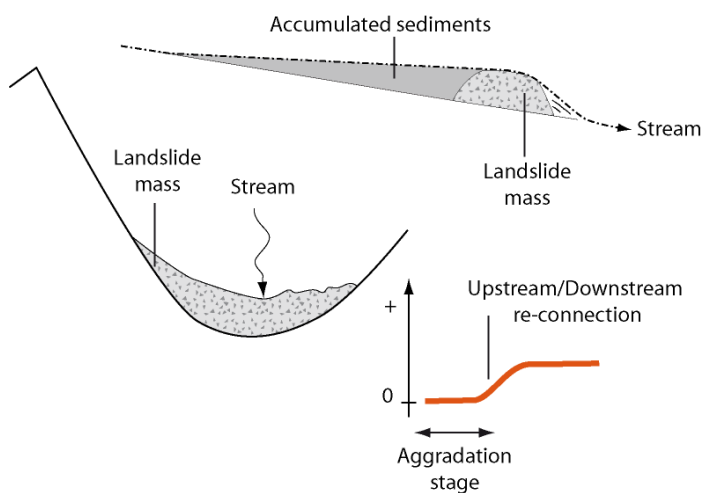


Figure 35 : Schématisation d'un couplage inefficace entre un mouvement de masse et le fond de vallée.

Le cours d'eau ne parvient pas à entailler le dépôt d'éroulement, soit en raison de la taille du matériel qui le constitue, soit en raison de l'apport continu depuis les versants. Le transfert de sédiment, limité, intervient une fois le réservoir de sédiments plein ; la contribution sédimentaire est suggérée par le graphique en bas à droite (Cossart *et al.*, 2013).

c) *Couplage efficace*

Les dépôts associés aux mouvements de masse, lorsqu'ils atteignent les fonds de vallée, ne créent pas systématiquement des obturations durables, ni même de simples obturations. En d'autres termes, la contiguïté spatiale entre les dépôts glissés/écroulés et les cours d'eau peut se traduire par un couplage efficace, suivant deux configurations.

Dans les premier cas, le front du mouvement de masse est en contact avec l'une des rives du cours d'eau, le déplacement de la masse peut même exercer une contrainte sur le tracé du cours d'eau, provoquant sa migration vers la rive opposée. En corsetant le cours d'eau, le mouvement de masse exacerbe une dynamique de sapement de berge (fig. 36). Une boucle de rétroaction positive se développe alors : la perte de butée liée au sapement basal entretient l'instabilité du versant et donc les déplacements de la masse, apportant ainsi une nouvelle tranche de matériel sédimentaire en proie à l'érosion

fluviale. Un apport additionnel de sédiments peut également provenir du sapement de la rive opposée au glissement, en lien avec la migration du chenal. Ce type de configuration crée donc une injection sédimentaire à chaque séquence de déplacement de la masse glissée (fig. 37).

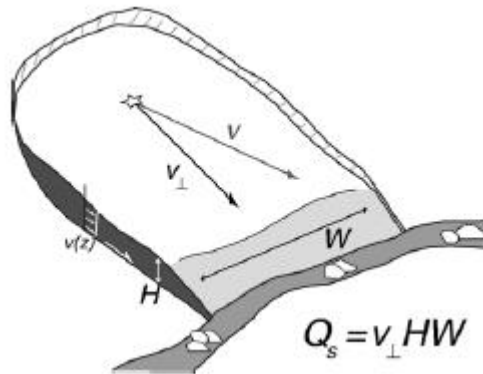


Figure 36 : Exemple de couplage efficace entre un glissement de terrain et un cours d'eau.

Le volume de matériel sédimentaire mobilisé au détriment de la masse glissée par le cours d'eau peut être approximée par le produit entre la longueur de la zone de contact entre les deux éléments (w), l'épaisseur de la masse (H) et la profondeur du sapement. Ici les auteurs proposent d'estimer un débit solide correspondant au produit entre l'aire de la section transversale au dépôt glissé ($H.w$) et la vitesse de déplacement de la masse (v) (Morche *et al.*, 2007).

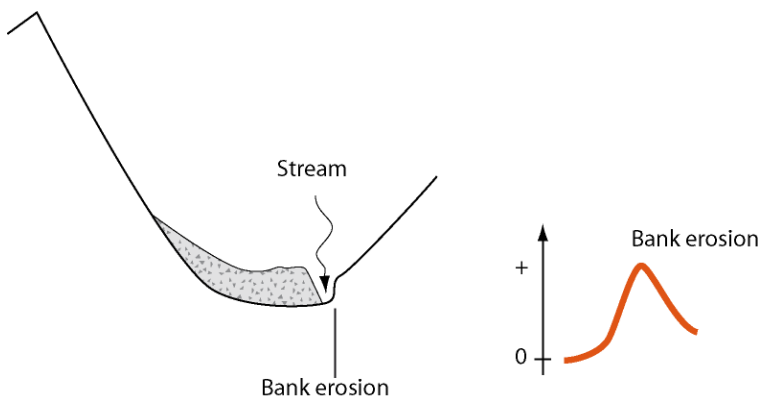


Figure 37 : Schématisation d'un couplage efficace entre un mouvement de masse et un cours d'eau.

Le dépôt de la masse dans le fond de vallée corsète le cours d'eau, qui a tendance à recouvrir davantage d'espace par sapement, aussi bien du front de la masse que de la rive opposée contre laquelle il vient buter. Le sapement basal de la masse peut entretenir son instabilité, et donc provoquer de nouvelles phases de déplacements, qui provoqueront à leur tour un pic d'injection sédimentaire dans le cours d'eau (Cossart *et al.*, 2013).

Ce type de configuration intervient généralement dans le cas de mouvements relativement lents : le caractère non brutal de la mise en place permet au cours d'eau de s'ajuster et d'éviter une véritable entrave aux écoulements. La granulométrie du dépôt du mouvement de masse est un autre régulateur : l'ajustement du cours d'eau et son aptitude à remobiliser le dépôt sont d'autant plus aisés que le matériel sera peu grossier. Pour l'ensemble de ces raisons, cette configuration se rencontre donc dans le cas

de glissements (rotationnels, translationnels) affectant des matériaux meubles, ou des versants caractérisés par un mouvement de fluage lent.

Si la mise en place du dépôt est saccadée, alors un phénomène de blocage des écoulements peut intervenir, même si le matériel déposé est fin. Le dépôt du glissement-coulée du Chenaillet est un exemple emblématique : plusieurs générations de glissements se sont développées, dont la première représente un volume de l'ordre de 10^6 m³. Une fois mis en place, le barrage est progressivement incisé par la Cerveyrette, qui entaille le matériel par érosion régressive d'autant plus aisément qu'aucun bloc décimétrique enchâssé dans le dépôt ne vient dépasser sa compétence. A la différence des cas évoqués au paragraphe précédent (ex. du Pré-de-Madame-Carle), un couplage s'instaure donc entre la masse glissée et le cours d'eau, même s'il s'agit d'un couplage retardé, intervenant après une première phase de blocage.

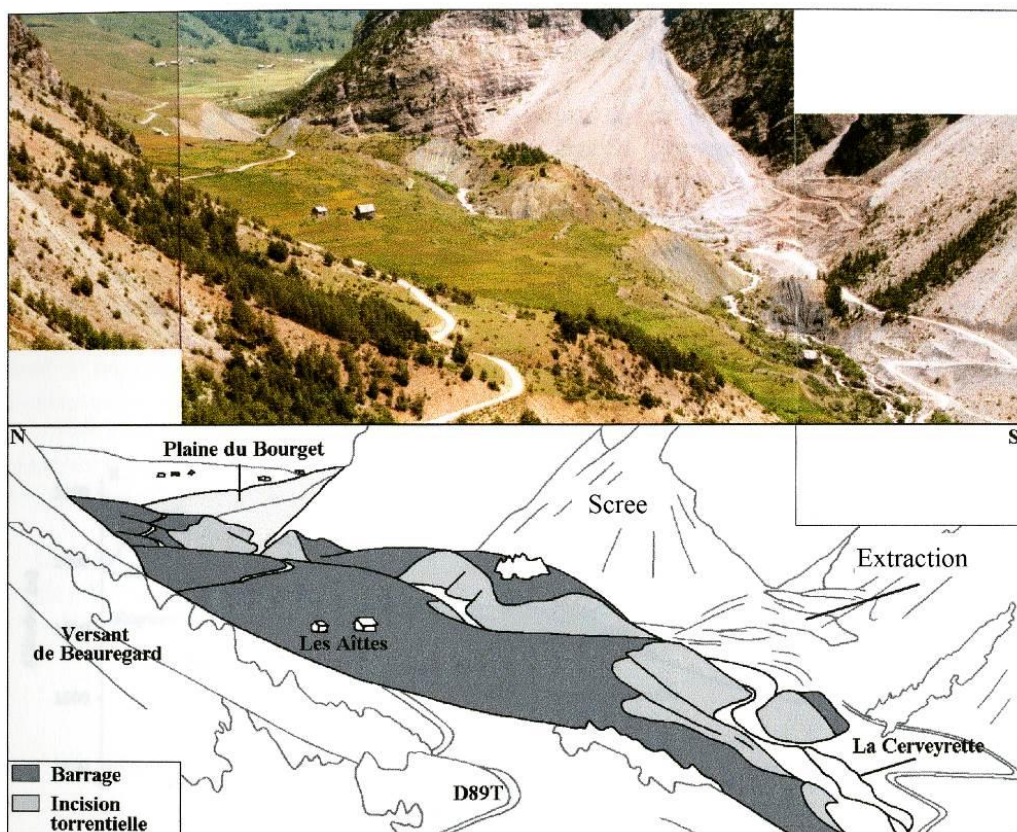


Figure 38 : Aperçu du dépôt de glissement-coulée du Chenaillet (vallée de Cerveyrette, Briançonnais).

Noter la profondeur de l'entaille de la Cerveyrette à travers la masse glissée, dépassant les 20 mètres. La sinuosité du tracé suggère un développement de l'entaille par érosion régressive et non par surverse. L'incision est favorisée par la granulométrie fine du dépôt. Modifié d'après Breteaux, 1998.

Bien que le matériel constitutif soit fin (argiles, serpentinites), le volume et le mode de mise en place rapide (un mécanisme de coulée ayant relayé le glissement initial) ont provoqué un blocage des écoulements de la rivière Cerveyrette suffisamment durable pour avoir constitué une plaine de colmatage piégeant plus de $20 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ (fig. 39 et 40). Ce réservoir est constitué à majorité d'alluvions (et de dépôts lacustres ?), représentant les trois quarts du volume total, à l'instar de ce qui a été mis en exergue dans le cas du Pré-de-Madame-Carle. Le volume restant correspond à des dépôts d'éboulis et d'avalanches. Mis en regard avec ce volume piégé, l'exportation sédimentaire apparaît très limitée (environ $1 \cdot 10^6 \text{ m}^3$) : elle correspond ici à la seule incision du dépôt d'obturation. L'érosion régressive continuant à faire son œuvre, un déstockage plus massif de matériel au détriment de la plaine de remblaiement pourrait intervenir lors d'une séquence à venir.

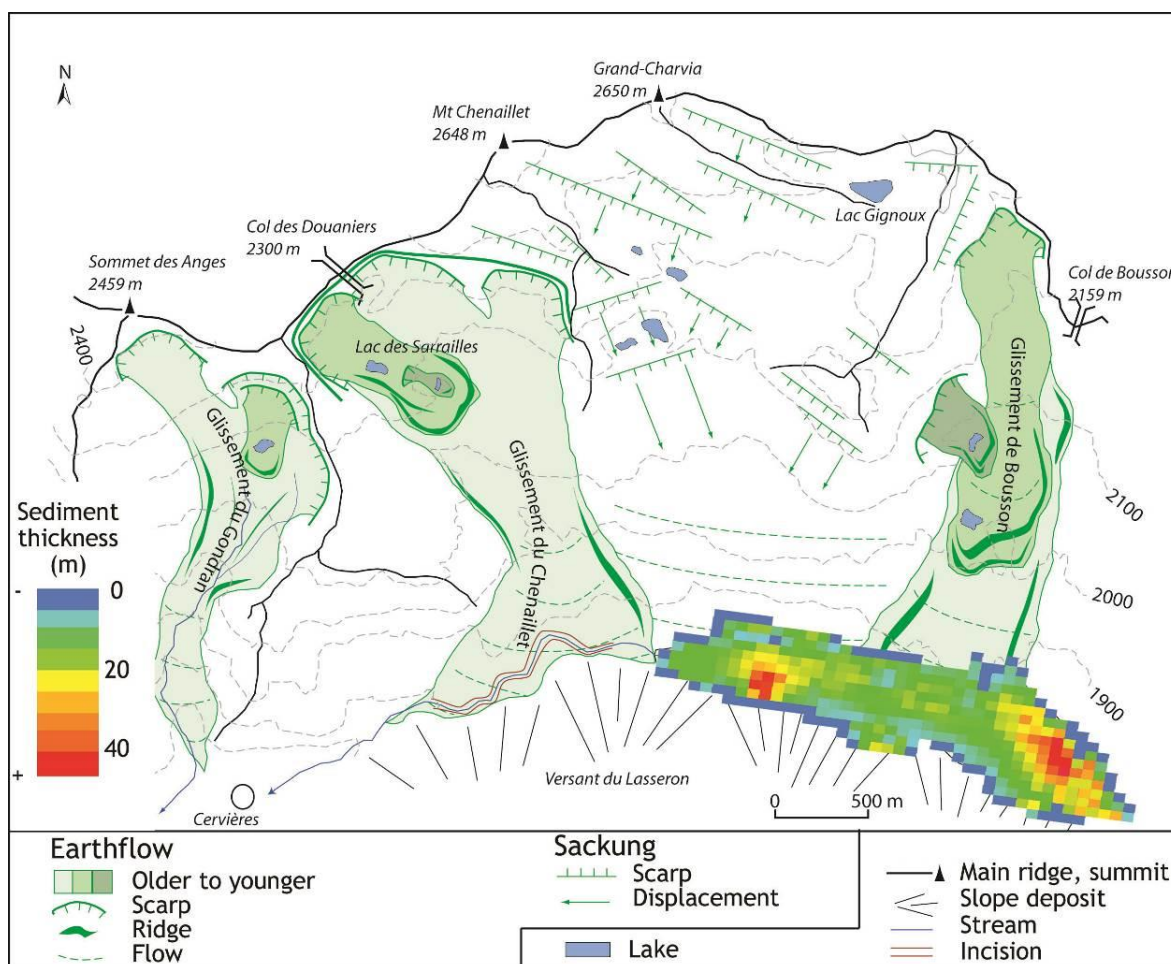


Figure 39 : Croquis géomorphologique de la face sud du Chenaillet et reconstitution de la géométrie de la plaine de colmatage formée à l'amont du glissement-coulée.

Reconstitution géométrique d'après des carottages EDF et une modélisation morphométrique (Cossart & Fort, 2008b).

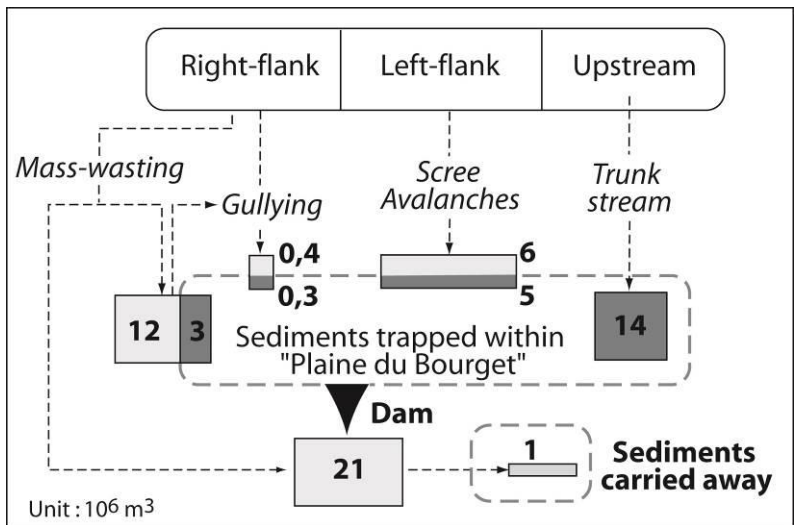


Figure 40 : Budget sédimentaire du réservoir du Chenaillet.

A noter que, bien qu'elle soit impressionnante dans le paysage, l'entaille ne permet qu'une exportation de sédiments très relative. L'injection sédimentaire augmentera dès lors que l'érosion gagnera la plaine du Bourget, assurant une connexion des sédiments de la plaine à la cascade sédimentaire (Cossart & Fort, 2008b).

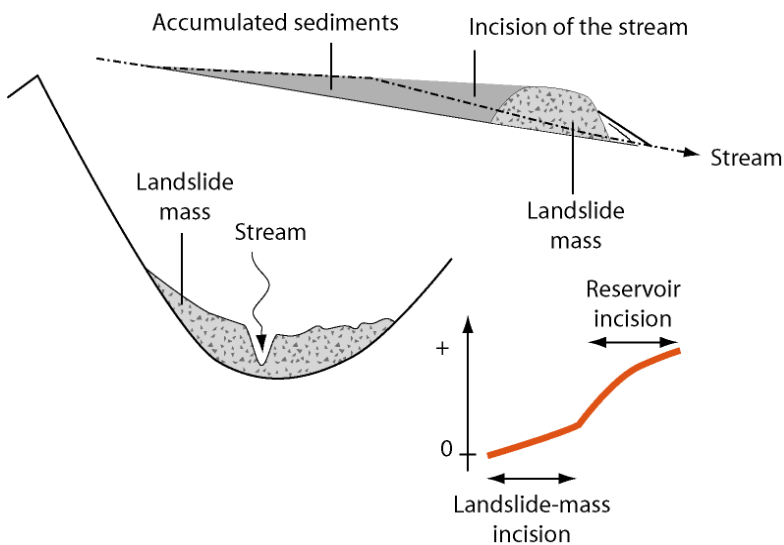


Figure 41 : Schématisation d'un couplage efficace mais retardé entre un mouvement de masse et un cours d'eau.

L'injection sédimentaire se produit en deux temps. Dans un premier temps, elle correspond à l'incision progressive du cours d'eau dans le barrage. Dès lors que l'érosion régressive atteint la zone en amont du barrage, les sédiments constitutifs du remblaiement deviennent une source sédimentaire additionnelle, impliquant une élévation de l'exportation sédimentaire (Cossart *et al.*, 2013).

Les sédiments très fins, dont l'aggradation a été forcée, sont en effet une source sédimentaire aisément mobilisable : l'injection sédimentaire est alors massive (fig. 41). Les cas de Lamayuru (Ladakh,

Inde) (Fort *et al.*, 1989) et de Dhampu-Chooya (Fort, 2000 ; Fort & Cossart, 2013) ont montré la rapidité avec laquelle s'effectue le démantèlement de la plaine de colmatage dès lors que le barrage est entaillé : environ $0,5 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{ka}^{-1}$ ont été évacués depuis ces sources sédimentaires. Lors de cette séquence, la charge sédimentaire s'élèverait d'un ordre de magnitude, en comparaison avec la charge initiale (Hewitt, 1998 ; Korup *et al.*, 2005).

L'existence de ce couplage retardé, caractérisé par l'alternance des périodes de piégeage (colmatage lacustre...) et de déstockage sédimentaire (incision régressive au sein du barrage et des dépôts lacustres ; cf. fig. 41) a été le plus souvent décrite dans les orogènes très actifs tels que l'Himalaya (Fort, 1980 & 2000 ; Fort *et al.*, 1989 ; Hewitt, 1998 & 2002b ; Pratt-Sittaula *et al.*, 2007) ou les Alpes de Nouvelle-Zélande (Korup & Crozier, 2002 ; Korup, 2005). Sans doute l'ampleur de la surrection des reliefs favorise-t-elle le rétablissement de profils d'équilibre des cours d'eau, dont les vitesses d'incision sont estimées entre 2 et 5 $\text{mm} \cdot \text{an}^{-1}$ (Fort *et al.*, 2010). Cependant, quelques synthèses insistent sur l'ubiquité potentielle de ce modèle, les vitesses d'incision des dépôts de mouvements de masse pouvant être très largement supérieures à celle que laisserait présager le contexte tectonique régional dans lequel les cours d'eau se situent (Korup, 2002 ; Hewitt, 2006 ; Ouimet *et al.*, 2008).

3. Torrentialité, coulées de débris

Particulièrement fréquents en domaine montagnard, les phénomènes de torrentialité et de coulées de débris ont été particulièrement étudiés pour les aléas qu'ils représentent. Si les menaces qu'ils font peser sur les biens et les personnes sont redoutées c'est que, au-delà de l'impact direct que peut avoir une lave torrentielle sur un équipement ou une personne, leurs interactions fréquentes avec les cours d'eau peuvent être plus graves encore. Les phénomènes d'embâcles/débâcles qu'ils provoquent sont constamment suivis par les praticiens des milieux de montagne (en France les services de l'Équipement ou de la RTM par exemple) et les exemples où une lave barre le cours d'eau confluent par un frêle barrage de débris sont nombreux. Des événements comme les crues torrentielles du 2 juin 1992 du Torrent de l'Envers (Commune de Sollières- Sardières, Savoie) (Marnezy, 1993), ou ceux du 20 septembre 1999 et du 13 juin 2000 du ravin des sables (Commune de Névache, Hautes-Alpes) (Garitte *et al.*, 2007), sont deux exemples alpins documentés. Les dépôts de laves torrentielles ont formé des lacs temporaires de l'ordre de $100 \cdot 10^3 \text{ m}^3$ et menacé d'une débâcle des villes de plusieurs milliers d'habitants (respectivement Modane et Briançon). Si dans ces deux cas la création de brèches artificielles a permis un drainage

efficace du lac avant la rupture du barrage, d'autres exemples, où la rupture eut lieu, permettent de documenter le fonctionnement géomorphologique de ce type d'événement et de comprendre comment fonctionnent les modalités du couplage avec le cours d'eau.

a) Un couplage potentiellement efficace ?

Dès les premiers travaux sur les cascades sédimentaires alpines, le rôle des coulées de débris a été mis en exergue (Jordan & Slaymaker, 1991) : ayant une aptitude à charrier des volumes de sédiments de 10^4 à 10^5 m³, y compris des blocs de large dimension, ces processus ont de surcroît un comportement rhéologique qui met fréquemment en connexion les dépôts charriés avec les cours d'eau situés dans le fond de vallée.

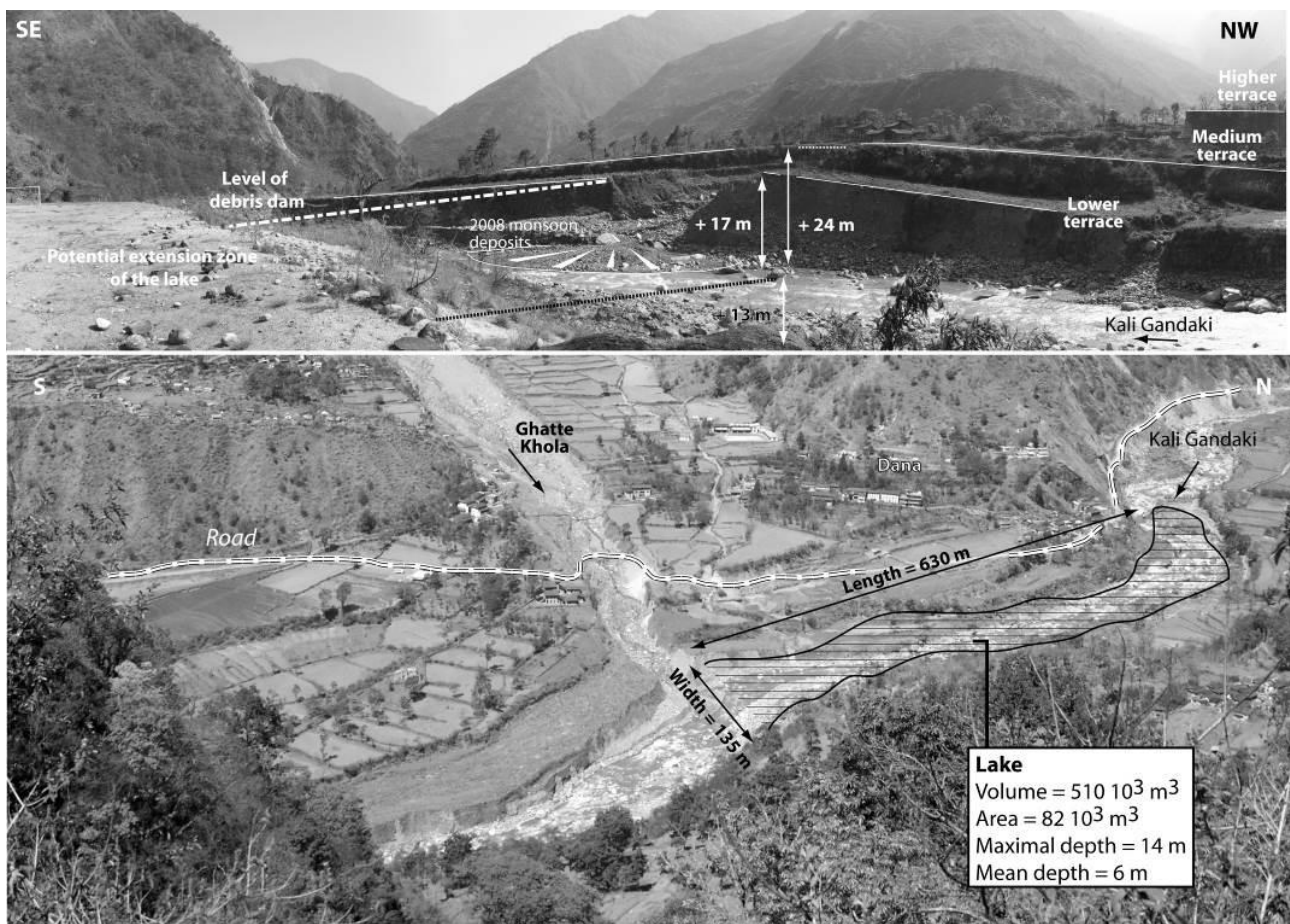


Figure 42 : Aperçu de la confluence entre la Ghatte Khola et la Kali Gandaki (Népal), siège d'embâcles récurrentes.

Documenté dès 1974 par M. Fort, ce secteur évolue sous l'action des crues torrentielles de la Ghatte Khola (sous forme de lave), venant barrer temporairement les écoulements de la Kali Gandaki (Fort *et al.*, 2010).

Au Népal, un premier exemple permet de détailler les différentes étapes d'une interaction entre une lave torrentielle et un cours d'eau. Le bassin-versant de la Ghatte Khola (affluent de la Kali Gandaki, Myagdi district) est affecté chroniquement par des laves torrentielles : la présence d'un glissement de terrain dans ce petit bassin torrentiel crée des phénomènes de blocage des écoulements, blocages qui viennent à céder, engendrant une débâcle charriant eau et débris sous forme de lave torrentielle. Reconstituée dès 1974 (Fort, non publié), cette séquence se répète suivant un pas de temps pluri-annuel. Les laves torrentielles en transit le long du lit de la Ghatte Khola, alimentent une aggradation au niveau de la confluence avec la Kali Gandaki en raison de la rupture de pente. Le volume de dépôt peut atteindre $100 \text{ à } 200.10^3 \text{ m}^3$, et une retenue de l'ordre de 500.10^3 m^3 est alors susceptible de se développer dans le lit de la Kali Gandaki (fig. 42). Il s'agit d'une retenue éphémère car cette rivière est capable d'évacuer les sédiments constitutifs du barrage, provoquant ainsi la débâcle et une injection de sédiments dans la cascade sédimentaire.

Ce type de configuration est fréquent : près de 25% des barrages ainsi créés par des laves sont évacués en mois d'une journée par le cours d'eau principal, tandis que 50% le sont en moins de 10 jours (Schuster & Costa, 1986). La rapidité avec laquelle l'évacuation intervient dans le cas des laves torrentielles est liée à trois raisons complémentaires. (i) Les dépôts restent de l'ordre de $10 \text{ à } 100.10^3 \text{ m}^3$, ce volume modéré rend les barrages plus frêles que dans les cas des grands mouvements de masse. En effet, le poids du barrage constitue un gage de stabilité (Costa & Schuster, 1988). (ii) Bien qu'étant un processus très efficace en terme de transport, la lave torrentielle a une compétence moindre que le glissement de terrain. Nous avons vu précédemment le rôle de régulateur que joue la granulométrie de la masse ; or, le cours d'eau confluent est souvent plus apte à évacuer les sédiments de la lave torrentielle que ceux constitutifs d'un dépôt d'écroulement ou de glissement. (iii) La lave torrentielle, au moment de son déclenchement et de son dépôt est gorgée d'eau, avec des teneurs de l'ordre de 40 à 50% : la masse est donc caractérisée par une faible cohésion interne. Cette dernière caractéristique explique notamment pourquoi la majorité des dépôts de lave torrentielle sont évacués par cisaillement et non par surverse : le poids du lac retenu en amont exerce une contrainte sur le barrage, provoquant l'apparition d'un plan de cisaillement basal. L'ensemble du dépôt constitutif de ce barrage glisse sur ce plan, créant une rupture plus brutale que dans le cas des surverses : un pic de crue très ponctuel apparaît alors (fig. 43).

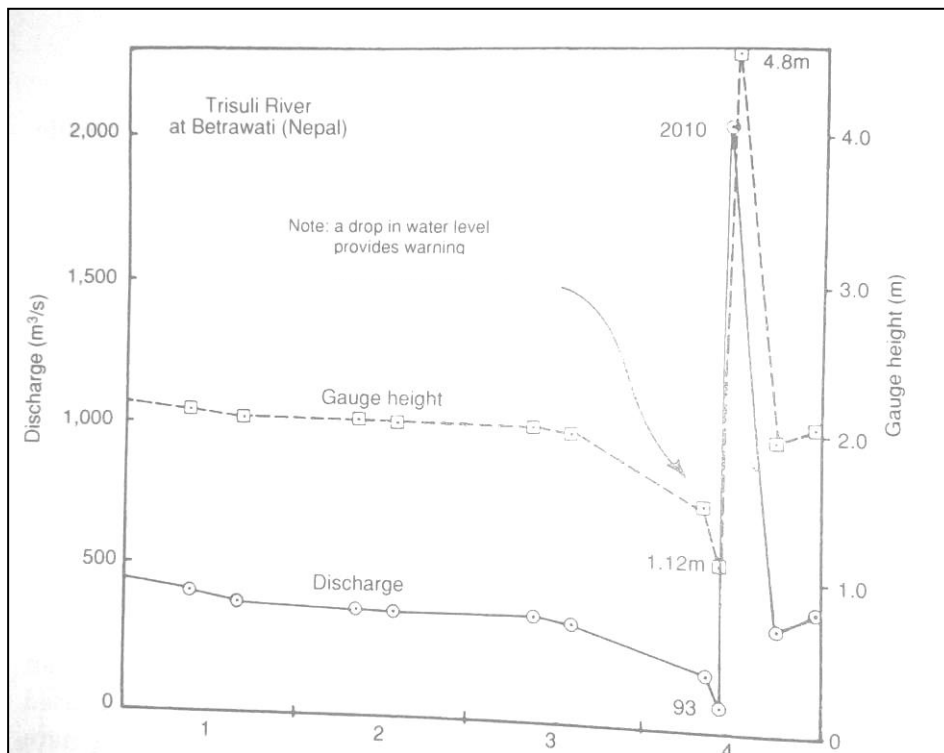


Figure 43 : Exemple de pic de crue lié à une rupture de barrage par cisaillement basal.

Mesures effectuées en août 1985, la graduation des abscisses correspond aux dates du mois d'août (Galay, 1987).

Le pic de crue, associé à la remobilisation instantanée des sédiments du dépôt de la lave torrentielle, crée une injection de sédiments efficace : les barrages sont quasiment complètement oblitérés (Schuster & Costa, 1986 ; Fort *et al.*, 2010). La question de l'efficacité de ce couplage lave torrentielle/cours d'eau n'est pas pour autant réglée. En effet, il semble que le pic de crue s'atténue très rapidement vers l'aval (fig. 44), de même que l'impact de l'injection sédimentaire (fig. 45).

Plusieurs bilans sédimentaires montrent que près de 90% du matériel mobilisé est généralement déposé à moins de quelques hectomètres du point de départ de la débâcle, favorisant la mise en place d'un prisme sédimentaire, relativement bien circonscrit dans l'espace (Korup & Tweed, 2007 ; Morche *et al.*, 2007). En revanche, un relais s'organise à partir de ce prisme, qui constitue une source sédimentaire mobilisable pour le cours d'eau, sur un pas de temps d'une à deux décades suivant les configurations (Schmidt, 1994 ; Schmidt & Morche, 2006). Les conséquences directes sont l'augmentation de la charge sédimentaire solide transportée par le cours d'eau et la métamorphose de ce dernier (augmentation de la bande active, développement d'un style en tresses).

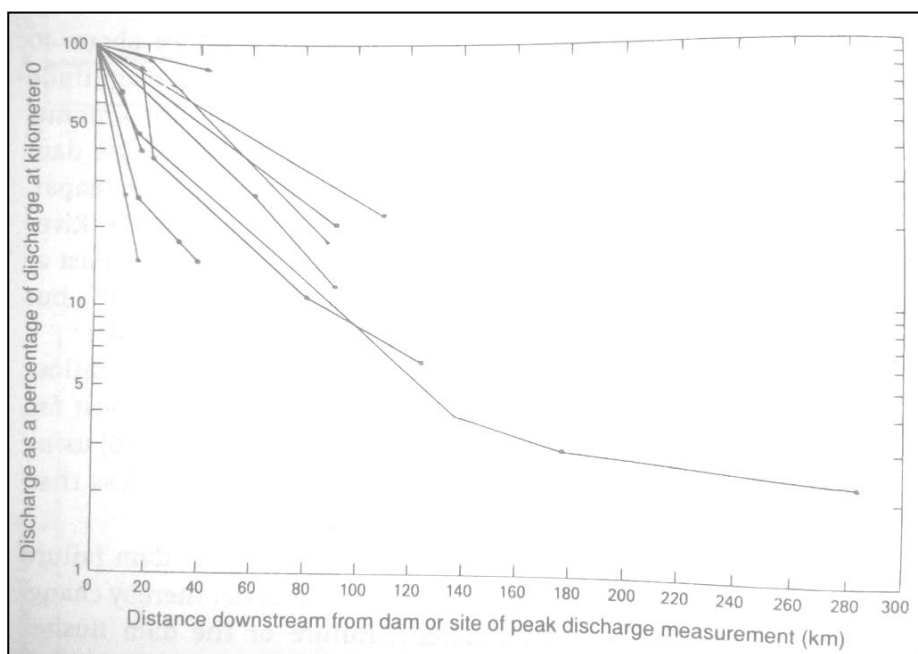


Figure 44 : Modalités d'atténuation dans l'espace des pics de crue par débâcle.

La graduation logarithmique des ordonnées ne doit pas être trompeuse : le débit est divisé quasiment par 10 dans les 20 premiers kilomètres du barrage (Costa, 1985).

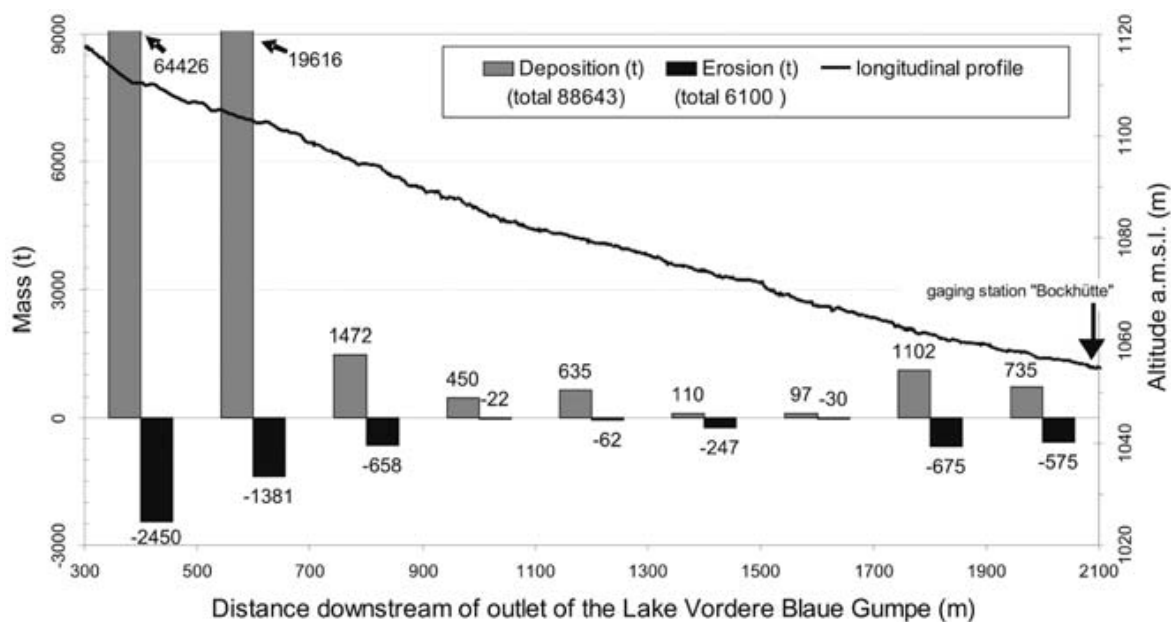


Figure 45 : Bilan sédimentaire le long d'un cours d'eau en aval d'une crue par débâcle.

Le bilan matérialise un dépôt net à proximité immédiate du lieu de la rupture, mais dès 700 mètres de parcours, l'injection sédimentaire est peu perceptible. A noter que l'ablation n'exerce aucun relais pour prendre en charge des sédiments en aval de la zone de dépôt, contrairement à ce qui aurait pu être envisagé compte tenu de la magnitude du pic de crue (Morche *et al.*, 2007).

Au final, les cours d'eau subissant des embâcles/débâcles par laves torrentielles sont affectés par une même séquence enchaînant deux étapes. (i) L'injection sédimentaire localisée intervient, correspondant à mise en place d'un prisme remaniant les dépôts du barrage. (ii) Il intervient ensuite une période lors de laquelle la charge solide prédomine, à la suite du remaniement progressif du prisme (Schmidt, 1994). Si l'existence de ce cycle est bien admise, le temps nécessaire à son développement est variable et débattu, notamment parce que les modalités de fonctionnement des laves torrentielles sont complexes, aussi bien au niveau de leur dépôt qu'au niveau de leur déclenchement.

b) Une auto-organisation complexe des cônes de déjection

Dans le paragraphe précédent, nous sommes partis du postulat que les dépôts de lave torrentielle atteignent de façon systématique le fond de vallée, pouvant ainsi interagir avec le cours d'eau. Bien sûr, le couplage n'est pas systématique et les dépôts s'effectuent fréquemment sur le cône de déjection. Au-delà de cette assertion, les raisons qui expliquent pourquoi un dépôt s'effectuera en totalité sur le cône, ou créera une contiguïté avec le cours d'eau sont complexes. Par exemple, il n'y a pas de relation directe entre le volume du dépôt, la magnitude de la lave torrentielle et sa distance de parcours sur le cône de déjection. En effet, la morphologie d'un cône évolue à chaque événement : les dépôts peuvent créer une aggradation locale et obturer un ancien chenal d'écoulement classique, une crue peut *a contrario* creuser un chenal nouveau, etc. Pour cette raison, les cônes de déjection sont souvent balayés par des crues qui suivent des trajectoires diverses : chaque pulsation sédimentaire crée une surélévation locale, impliquant que la séquence d'aggradation suivante aura lieu suivant une autre radiale du cône.

Au total, il y a donc une part aléatoire dans la façon dont les laves torrentielles vont pouvoir être couplées avec le cours d'eau. L'évolution du cône du Ravin des Sables (Briançonnais) illustre ce phénomène. Le torrent éponyme s'est rappelé au bon souvenir des aménageurs en 1995, lorsqu'une lave torrentielle barra la route Névache-Briançon et le cours de la Clarée (fig. 46). Quelque peu oublié de la mémoire collective, ce torrent était réputé peu menaçant, avec de faibles probabilités d'apparition d'embâcles de la Clarée (Garitte *et al.*, 2007). Pourtant, un examen géomorphologique a montré que ce torrent était bien caractérisé par un fonctionnement pulsé de laves torrentielles, dont les dépôts ont parcouru différentes radiales tout au long du 20^e siècle. Au gré de l'enchaînement et de l'agencement de

ces dépôts, une trace directe a fini par se dessiner sur le cône : cette trajectoire a été utilisée par la lave torrentielle de 1995 qui, bien que n'étant pas d'une magnitude exceptionnelle, a pu aller se déposer directement dans le lit de la Clarée. Cette radiale reste active, le dépôt de sédiments n'ayant probablement pas encore été suffisant pour dévier les trajectoires torrentielles : d'autres laves (comme en 2008) ont ainsi créé de nouvelles embâcles, à l'instar de l'événement de 1995.

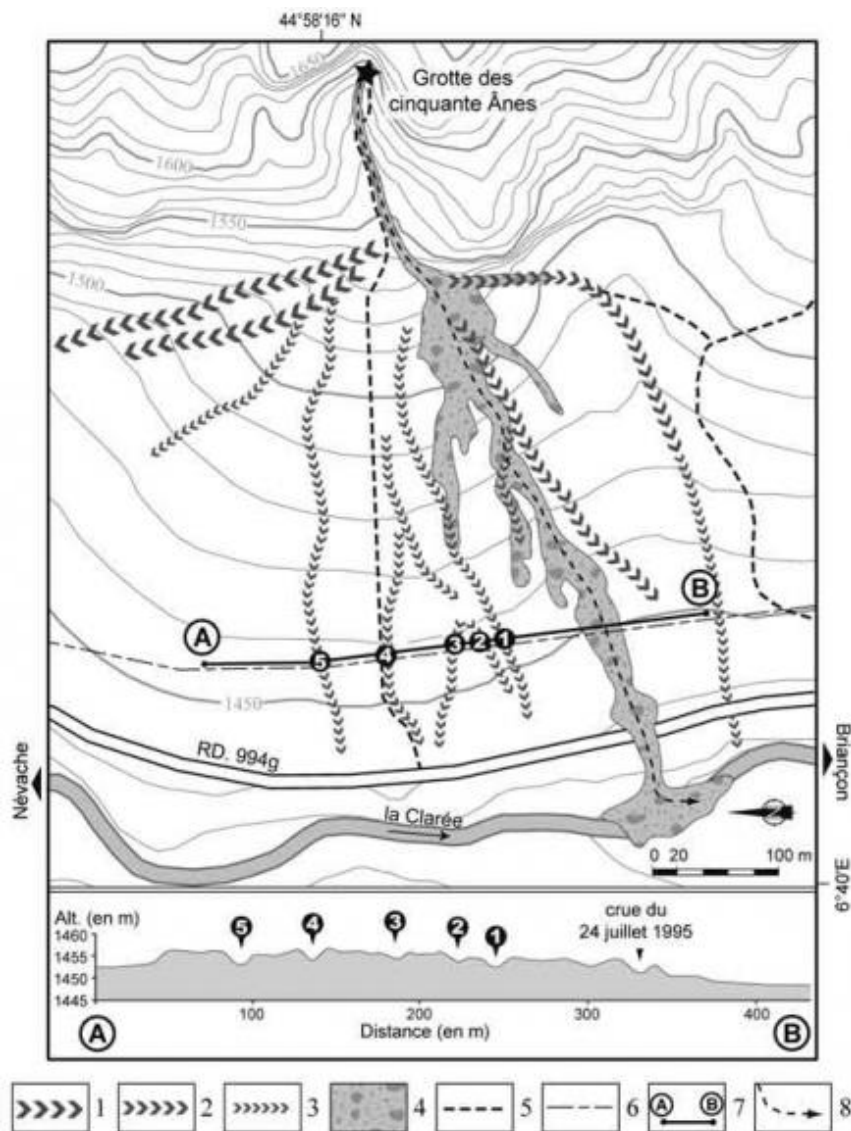


Figure 46 : Evolution géomorphologique du cône de déjection du Ravin des Sables (Clarée, Alpes du Briançonnais)

Âge des laves torrentielles identifiées sur le cône de déjection, 1 : entre 1945 et 1961 (14 juin 1957 ?) ; 2 : entre 1939 et 1945 ; 3 : avant 1850 ; 4 : lave torrentielle du 24 juillet 1995 ; 5 : chemin ; 6 : ligne électrique ; 7 : axe du profil en travers du cône de déjection ; 8 : chenal actuel. Noter que le torrent a emprunté des trajectoires radiales variées, avant de se caler sur celle responsable de l'embâcle en 1995 (Garitte *et al.*, 2007).

Il apparaît donc illusoire de vouloir prédire la fréquence avec laquelle un couplage pourra s'exercer entre les laves torrentielles et un cours d'eau : les événements de lave pouvant alternativement, et même aléatoirement, atteindre le cours d'eau (ou non). Cela d'autant plus que le déclenchement même des laves torrentielles est de nature complexe.

c) Le nécessaire temps de relaxation

Le déclenchement d'une lave torrentielle nécessite à la fois un apport d'eau massif et une disponibilité en sédiments ; une augmentation de la pression interstitielle dans le matériel sédimentaire est alors à l'origine de la mise en mouvement. L'existence d'une double contrainte tend à désynchroniser les événements de lave torrentielle et les signaux climatiques : il a été constaté que deux bassins torrentiels voisins ne répondaient pas nécessairement de la même façon au même événement climatique, l'un pouvant développer une lave torrentielle, l'autre une crue hydrologique plus classique dans les modalités de son écoulement (Morche, 2005 ; Schmidt & Morche, 2006 ; Garitte, 2006). L'origine de cette variabilité n'est pas nécessairement le reflet de la grande hétérogénéité de distribution des précipitations en montagne. Elle réside avant tout dans la disponibilité des sédiments.

Un suivi temporel fin dans le bassin-versant de la Partnach (Alpes Bavaroises) confirme que l'apport d'eau est nécessaire mais non suffisant au déclenchement d'une lave torrentielle. Les pics de crue sont proportionnels à la magnitude de l'événement météorologique qui les déclenche, mais il n'y a en revanche aucune proportionnalité entre la charge sédimentaire mobilisée durant les crues et le volume de précipitations (fig. 47). La charge sédimentaire atteint ainsi son paroxysme lors d'une lave torrentielle en juin 2004 ; cette dernière s'est déclenchée alors que trois événements météorologiques de magnitude analogue eurent lieu durant l'année qui la précédait. Les auteurs insistent sur la nécessaire recharge en sédiments des bassins torrentiels, qui doivent accumuler une masse critique de matériel dans leur zone de réception pour donner lieu à une lave. Après que celle-ci eut purgé le bassin de ses sédiments, une relaxation est nécessaire, correspondant à une phase de recharge sédimentaire.

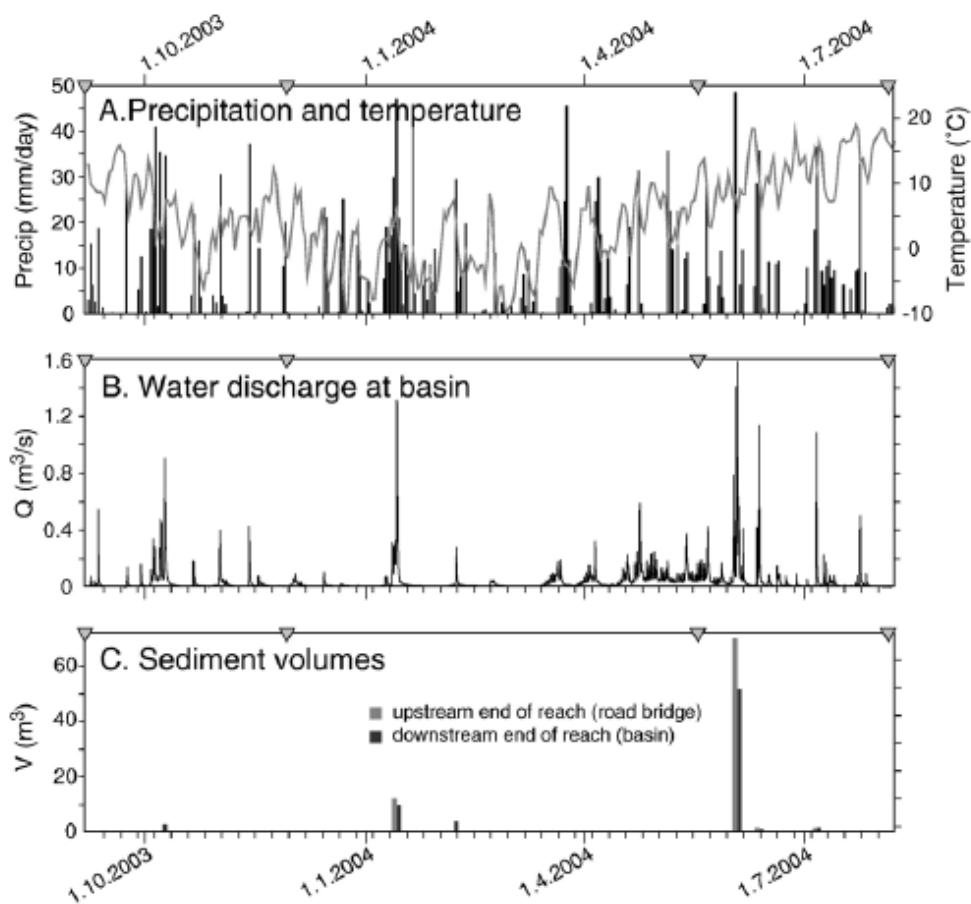


Figure 47 : Exemple de désynchronisation entre le déclenchement des laves torrentielles, les données climatiques, et le débit liquide.

Des événements hydro-climatiques ont eut lieu en octobre 2003, puis février et mars 2004, mais avec un impact géomorphologique limité. Une lave torrentielle eut ensuite lieu en juin 2004. Exemple d'un sous bassin-versant de la Partnach (Alpes Bavaoises, Schmidt & Morche, 2006).

Le temps de la recharge sédimentaire, très variable en fonction du contexte géomorphologique et des processus assurant l'alimentation en débris, explique le fonctionnement spasmodique des bassins torrentiels. Le comportement de ces petits bassins rejaille ensuite sur le fonctionnement des cours d'eau principaux qui collectent leurs apports en eau et en sédiments. Ainsi un bassin-versant comme celui du Guil (environ 1000 km²) ressent-il les pulsations des injections sédimentaires torrentielles. Arnaud-Fassetta & Fort (2004) ont en effet montré que l'évolution géomorphologique du fond de vallée s'effectue au gré de l'enchaînement des crues torrentielles basse fréquence/haute magnitude. Cinq événements ont injecté des sédiments dans le cours d'eau par le biais de crues torrentielles entre 1950 et 2000, provoquant sa métamorphose fluviale (élargissement de la bande active, tressage) (fig. 48). Dès

lors, deux configurations opposées peuvent apparaître. Dans un premier cas (le plus fréquent), une période de relaxation de plusieurs années intervient avant l'injection sédimentaire suivante, permettant aux sous-bassins de se recharger en sédiments : la ripisylve se développe, l'intensité du tressage décroît. Dans un second cas, la crue torrentielle a laissé des cicatrices d'érosion (glissements de terrain et sapelements de berge non stabilisés, zones dévégétalisées en proie au ravinement, etc.). Le fonctionnement géomorphologique du bassin-versant est alors déstabilisé et si un événement météorologique intervient avant qu'il ne recouvre un état stable, alors une nouvelle injection sédimentaire se développe. Cette configuration est intervenue en 2000, année lors de laquelle une crue torrentielle s'est développée en juin avant qu'un autre événement météorologique de forte magnitude eût lieu en octobre. L'abat d'eau sur des sources sédimentaires qui étaient restées « à vif », après seulement quatre mois de relaxation, a provoqué une crue torrentielle particulièrement morphogène (fig. 48B).

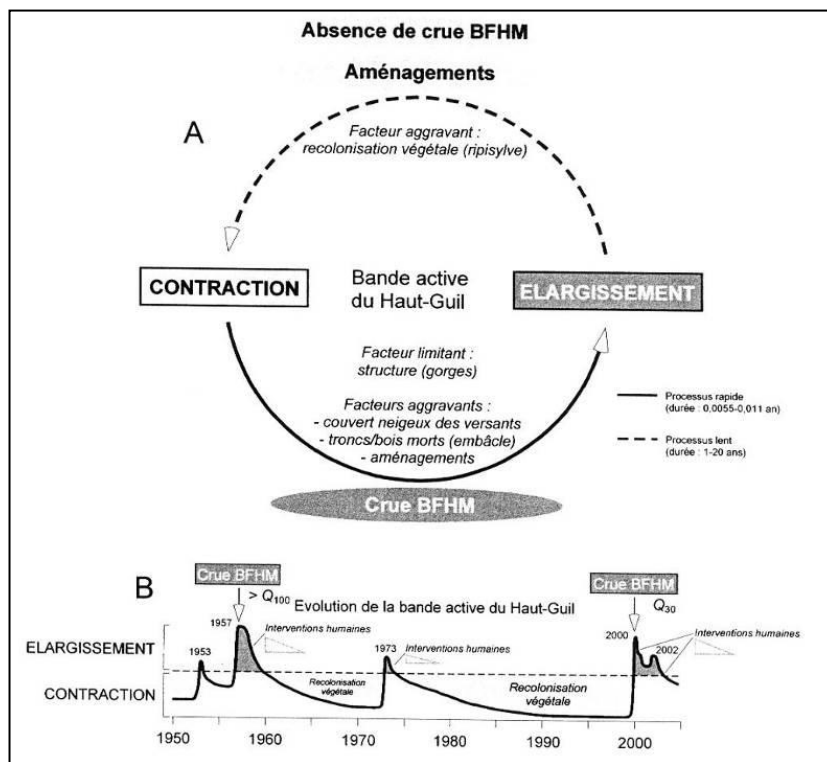


Figure 48 : Modalités de relaxation des systèmes torrentiels, caractérisés par l'enchaînement d'événements basse fréquence / haute magnitude.

Le rythme des séquences d'élargissement et de contraction de la bande active du Guil correspond à une « respiration » qui reflète les injections sédimentaires depuis les sous bassins-versants torrentiels. Noter le « double pic » d'élargissement en 2000, tandis que plusieurs années voire décennies sont en général indispensables entre deux injections sédimentaires. Tiré de Arnaud-Fassetta & Fort, 2004.

Le fonctionnement des cascades sédimentaires dans les zones de montagne peut paraître, de prime abord, caractérisé par l'abondance des sources sédimentaires, qu'elles soient en partie héritées comme les dépôts morainiques, ou qu'elles soient renouvelées activement par des dynamiques de versant comme les mouvements de masse ou la torrentialité. Cependant, un examen à une échelle fine des modalités de couplage entre les processus montre que cette abondance des sources sédimentaires peut davantage aboutir à un engorgement des têtes de bassins qu'à un transfert efficace vers les exutoires. Plus précisément, chaque connecteur jalonnant la cascade sédimentaire a un fonctionnement qui lui est propre, dépendant de diverses caractéristiques comme la granulométrie des sédiments fournis, la compétence des agents de remobilisation, ou plus largement des mécanismes d'auto-organisation internes. Nous avons d'ailleurs tenté de formaliser ceux-ci par des boucles de rétroaction. Au-delà du comportement individuel diversifié de ces connecteurs, un fonctionnement pulsé, qui provoque des injections sédimentaires saccadées dans la cascade, a été souligné. Nous devons donc à présent voir comment la somme de ces comportements individuels peut, à l'échelle d'un bassin-versant, faire entrer en phase, ou *a contrario* en concurrence, les différentes injections de sédiments qui interviennent localement. Il s'agit de comprendre quelles sont les propriétés, en terme de connectivité, des cascades sédimentaires montagnardes, pour ensuite discuter de leur (in)efficacité à évacuer une charge solide.

Connectivité et (in)efficacité des cascades sédimentaires

Nous avons vu que les fonctionnements géomorphologiques locaux (mobilisation de sources sédimentaires, fonctionnement de connecteurs au sein de la cascade sédimentaire) ne laissent pas nécessairement présager de l'ampleur de la charge sédimentaire à l'exutoire d'un bassin-versant. La charge évacuée ne peut être prédite et expliquée qu'en formalisant les liens existant entre les réservoirs sédimentaires et le comportement global qui résulte de l'agencement de ces liens (fig. 49), ces deux aspects se rejoignant dans la notion de connectivité (Faulkner, 2008 ; Heckmann & Schwanghart, 2012). Ce chapitre propose donc un changement d'échelle, pour passer du comportement individuel (couplage) à l'appréhension du comportement global d'une cascade sédimentaire. Ce travail nécessite d'effectuer la combinaison des couplages existants, ce qui reste complexe à formaliser intellectuellement : le recours à la modélisation est alors requis. Celle-ci peut prendre plusieurs formes, dont nous présenterons ici quelques aboutissements. Nous synthétiserons tout d'abord quelques modélisations graphique et conceptuelle, qui remettent d'emblée en cause l'efficacité des cascades sédimentaires. Puis nous essayons d'aller plus avant dans l'exploration du fonctionnement des cascades, par le biais de la modélisation quantitative voire de la simulation.

La connectivité : éléments de définition

Largement mobilisé par les géographes (physiciens ou non), le terme de connectivité a pourtant des contours flous. Dans un réseau, la connectivité est vue comme étant « l'ensemble des liens qui permettent de relier un lieu à un autre » (Pumain & Saint-Julien, 2007). Cette définition est proche de celle formalisée précédemment par des écologues qui ont défini une connectivité écologique comme étant « l'ensemble des liens fonctionnels et effectifs nécessaires au fonctionnement, à la stabilité et à la résilience des écosystèmes sur le long terme » (Bennett & Witt, 2001). Le caractère multiscalaire de la connectivité transparaît dans ces deux définitions, où l'on perçoit la nécessité d'étudier à la fois les liens unitaires existant entre deux lieux, deux objets, mais également les agencements que forment ces liens à une échelle plus large. Cette lecture multiscalaire rend la connectivité particulièrement adaptée à l'étude géomorphologique et hydrologique des bassins-versants (pour une synthèse, se référer à Sylvapalan *et al*, 2003 ; Slaymaker, 2006 ; Viel, 2012). Ce souci de

la lecture multi-scalaire a incité plusieurs auteurs à distinguer le terme de « couplage » pour l'étude des liens élémentaires, et de conserver le terme de connectivité pour l'étude de l'agencement de ces liens (Faulkner, 2008 ; Heckmann & Schwanghart, 2012). Dans ce dernier cas, l'accent est alors mis sur l'identification des zones qui s'organisent en une cascade sédimentaire efficace, pouvant assurer un transfert jusque vers l'exutoire, et les zones qui restent au contraire aux marges de la cascade, ne contribuant pas à l'alimentation de l'exutoire. Pour cela, l'étude de l'agencement des liens, à l'échelle du bassin-versant, peut recouvrir plusieurs aspects. Le premier est d'identifier des enchaînements de liens assurant chacun un couplage efficace, structurant la cascade. Le second est d'effectuer une typologie de ces liens : typologie des lieux mis en connexion de façon récurrente, typologie des processus assurant la mise en relation. Le troisième est essentiellement géométrique, et vise à identifier des lieux où s'effectue une convergence des flux dans la cascade sédimentaire. Une hiérarchie de ces points de convergence (*i.e.* correspondant à des réservoirs sédimentaires dans le cas présent) pourra être proposée en fonction de la superficie qui contribue à l'alimentation de ce point, ou en fonction du nombre de liens qui l'alimentent. Une telle hiérarchisation des réservoirs serait impossible en restant uniquement au niveau d'observation du couplage, et elle permet au final l'identification de points névralgiques, au rôle prépondérant dans le fonctionnement de la cascade sédimentaire.

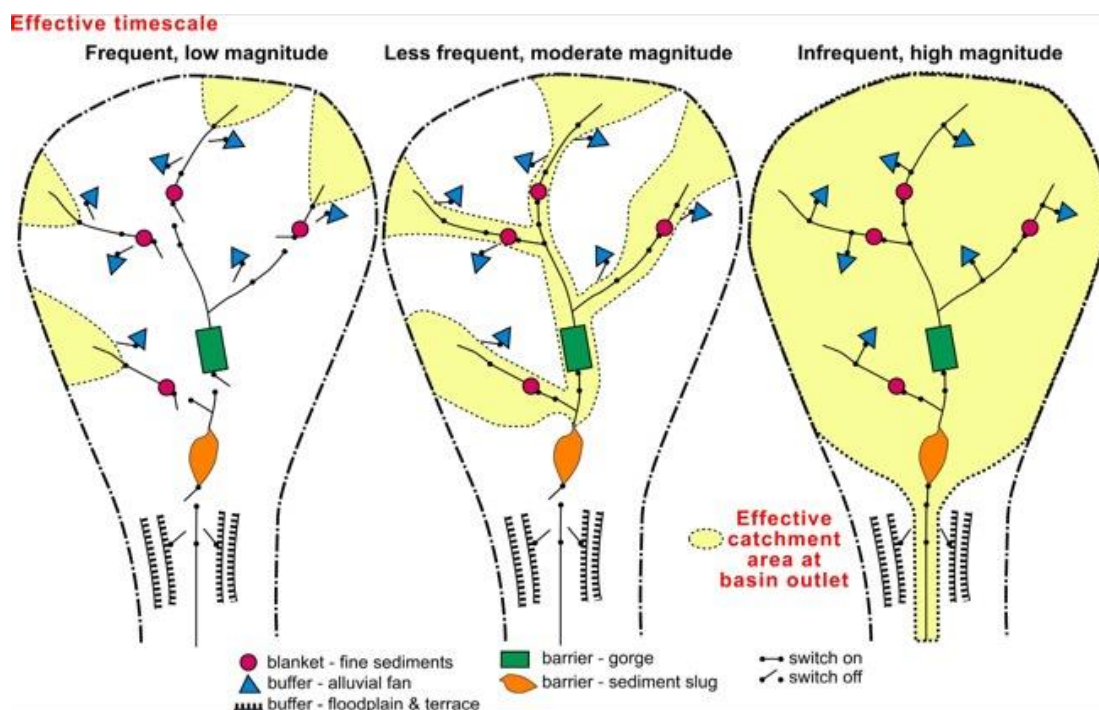


Figure 49 : Du couplage (local) à la connectivité (globale) d'un bassin-versant.

La charge sédimentaire à l'exutoire, vue ici comme la résultante du fonctionnement du système en cascade, dépend des comportements individuels des connecteurs (« barrier », « buffer », « blanket »). Ceux-ci peuvent être alternativement ouverts ou fermés, permettant de mettre en relation des zones contributrices (en jaune) avec la cascade sédimentaire (Fryirs *et al.*, 2007).

1. Quelle (in)efficacité des cascades sédimentaires à l'échelle des bassins-versants ?

Nous cherchons ici à poser les premiers jalons d'une réflexion sur la connectivité des bassins-versants, en vue d'une modélisation quantitative. A partir de la synthèse de travaux existants et de quelques modèles graphiques qualitatifs, nous essayons de décrire la façon dont vont s'agencer, ou se concurrencer, les principaux types de couplages détaillés précédemment. Sans pouvoir prétendre être complètement exhaustifs, nous réalisons cet exercice dans deux configurations distinctes, où nous avons suffisamment apporté de données de première main pour légitimer la synthèse proposée : celle des vallées alpines d'une part, celle des vallées islandaises d'autre part.

a) Stocks et flux sédimentaires dans les vallées alpines

Les grandes vallées alpines offrent de multiples sources sédimentaires potentielles : décohesion des parois rocheuses, ravinement des matériaux morainiques, etc. À ces processus s'ajoutent les dynamiques classiques des zones à forte énergie de relief (torrentialité, mouvements de masses non nécessairement paraglaciales), favorisant ainsi les transferts sédimentaires depuis les versants vers les cours d'eau de fond de vallée. Cependant, comme vu précédemment, la mobilisation active des sources de sédiments n'implique pas nécessairement une augmentation de la charge sédimentaire à l'exutoire d'un bassin. La question de l'exportation sédimentaire des apports de versant par les cours d'eau se pose notamment. Ce point a été mis en évidence dès les travaux de De Martonne (1940) ou Viers (1967), qui n'insistaient pas sur le simple schéma des auges glaciaires au profil « en U », mais davantage sur l'accumulation de sédiments en bas de versant et en fond de vallée durant la période postglaciaire (fig. 50). Depuis ces travaux, trois modalités de sédimentation, dans trois secteurs différents, sont mises en évidence d'amont en aval.

Dans les têtes de bassin, le transfert des sédiments est fonction du couplage moraines/cours d'eau et de la perturbation qu'occasionne le retrait glaciaire depuis le PAG (fig. 51). Le début de la phase de retrait, dans les Alpes, est datée de la fin du 19^e siècle et s'étend jusqu'à la première moitié du 20^e siècle. L'épaisseur des glaciers de vallées diminue alors de plusieurs centaines de mètres. En relation avec cet amincissement s'opère un abaissement du niveau de base -que constitue la langue glaciaire- sur les marges juxta- et proglaciaires. Malgré cela, l'exportation sédimentaire est limitée par des effets de blo-

age qui perdurent à l'amont des moraines latérales et frontales. Comme vu précédemment, les réservoirs sédimentaires paraglaciers développés autour de ces édifices présentent conjointement un engraissement sédimentaire lors des premières décennies de la déglaciation.

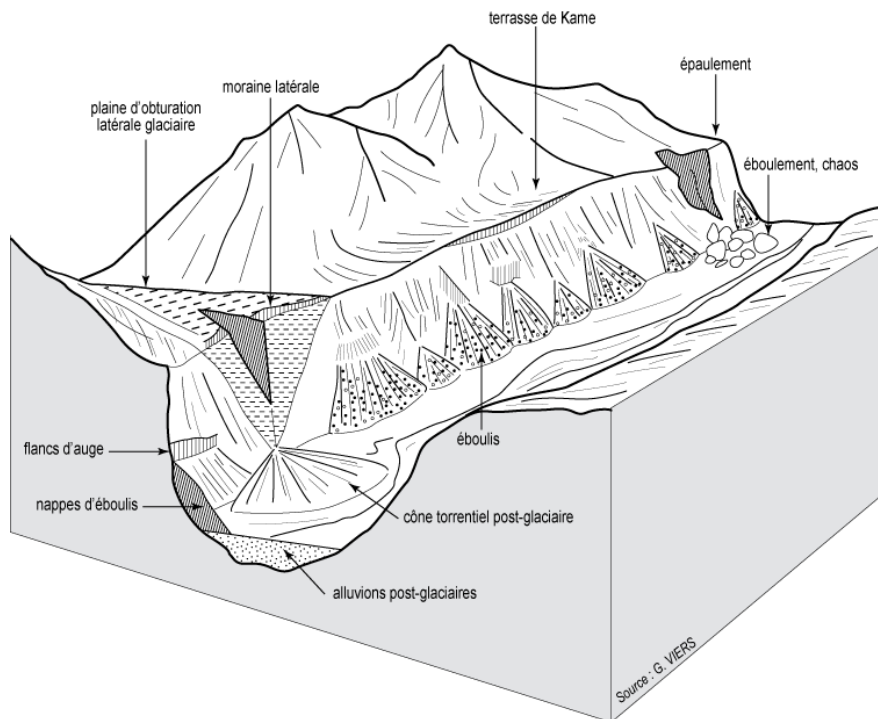


Figure 50 : Modèle schématique d'une vallée alpine anciennement englacée.

La variété des formes construites depuis la déglaciation, l'épaisseur des colmatages suggérée, insistent sur la tendance à l'accumulation post-glaciaire des sédiments (Viers, 1967).

L'oblitération de ce double effet de blocage intervient souvent au milieu du 20^e siècle, mais semble essentiellement liée à un événement extérieur, aléatoire. Le déstockage est en effet favorisé par l'occurrence de crues Basse Fréquence / Haute Magnitude, comme les événements de 1948 ou de 1957 dans le massif des Ecrins. En élargissant des brèches dans les édifices morainiques (latéraux comme frontaux), en oblitérant les phénomènes de pavage, ces crues favorisent des reconnections progressives entre les réservoirs sédimentaires paraglaciers et la cascade sédimentaire. L'exportation sédimentaire depuis les têtes de bassin devient alors maximale, même si les variations des volumes glaciaires sont moins spectaculaires qu'au début de la phase paraglacière. Cette injection de sédiments est à l'origine d'une métamorphose fluviale des cours d'eau, perceptible dans l'ensemble du massif des Ecrins entre 1960 et 1980 (Cossart & Fort, 2008a).

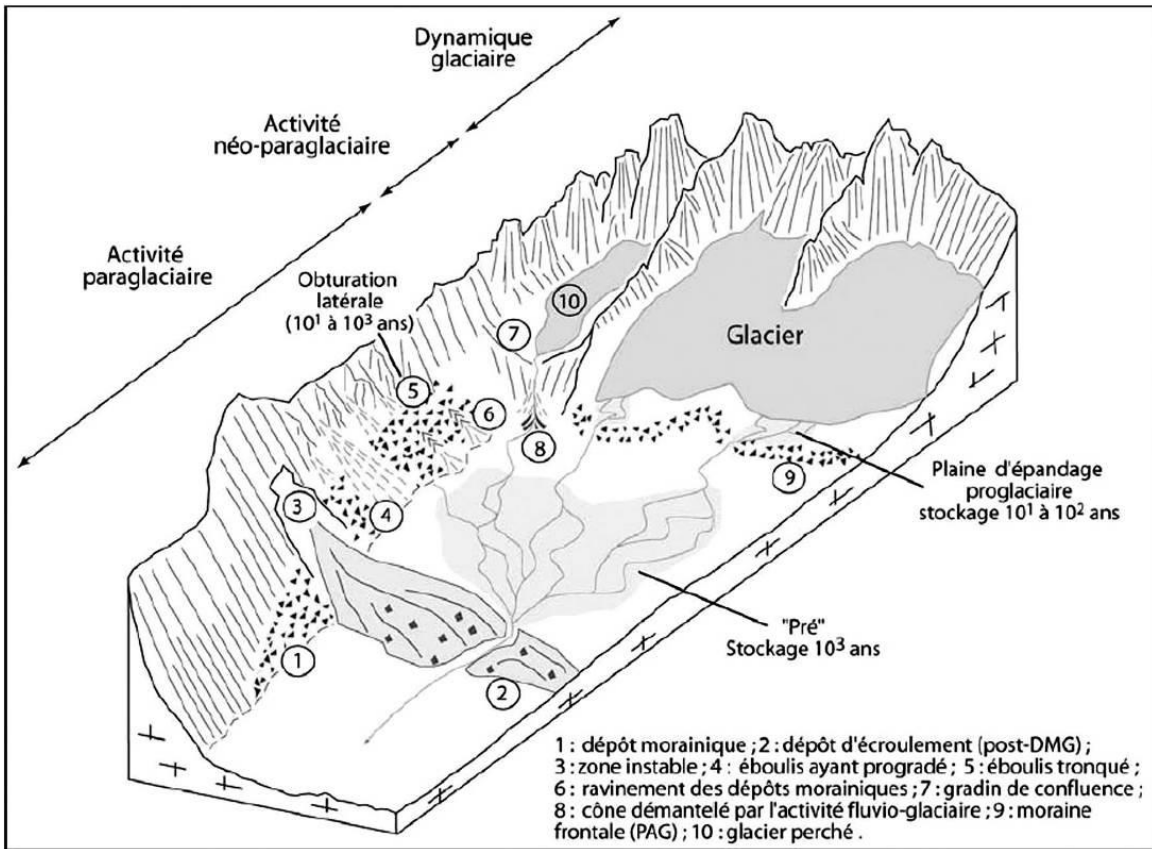


Figure 51 : Synthèse des types d'obturation dans les têtes de bassin, en contexte paraglacière alpin.

Aux piégeages intervenant sur le long terme (colmatage en amont des dépôts de mouvement de masse), se superposent des piégeages plus brefs, liés au rythme de démantèlement des moraines (Cossart, 2005).

Plus en aval, la tendance au piégeage sédimentaire caractérise également les parties intermédiaires des grandes vallées. Une fragmentation des hydrosystèmes est matérialisée par la succession de ruptures dans le profil en long des cours d'eau et d'élargissements significatifs de la plaine alluviale à leur amont. Ces ruptures de pente coïncident avec des niveaux de base locaux, correspondant à des zones d'entrave des flux sédimentaires longitudinaux : cônes torrentiels, dépôts de mouvement de masse, éventuellement moraines, sont autant d'obstacles ayant créé des pièges sédimentaires durant l'ensemble de l'Holocène (fig. 52). Ces pièges sédimentaires sont en effet potentiellement durables, sachant que la vitesse du remaniement des barrages est généralement relativement faible : lorsqu'elle est quantifiée, la vitesse d'incision est estimée de 1 mm.an^{-1} (cas du dépôt barrant le Pré de Madame Carle, mis en place ca. 8 ka BP) à 4 mm.an^{-1} environ (cas du dépôt barrant l'amont du Chenaillet, mis en place entre 10 et 4

ka BP) (Cossart & Fort, 2008b). Aussi, même si une tendance à l'incision est observée au sein des barages, les vitesses calculées indiquent-elles que les cours d'eau n'ont pu rétablir des profils d'équilibre dans de nombreux cas, notamment lorsque s'opère un apport continu de sédiments depuis les versants (Ex. du Pré de Madame Carle, du cône de la Vaudaine, fig. 52).

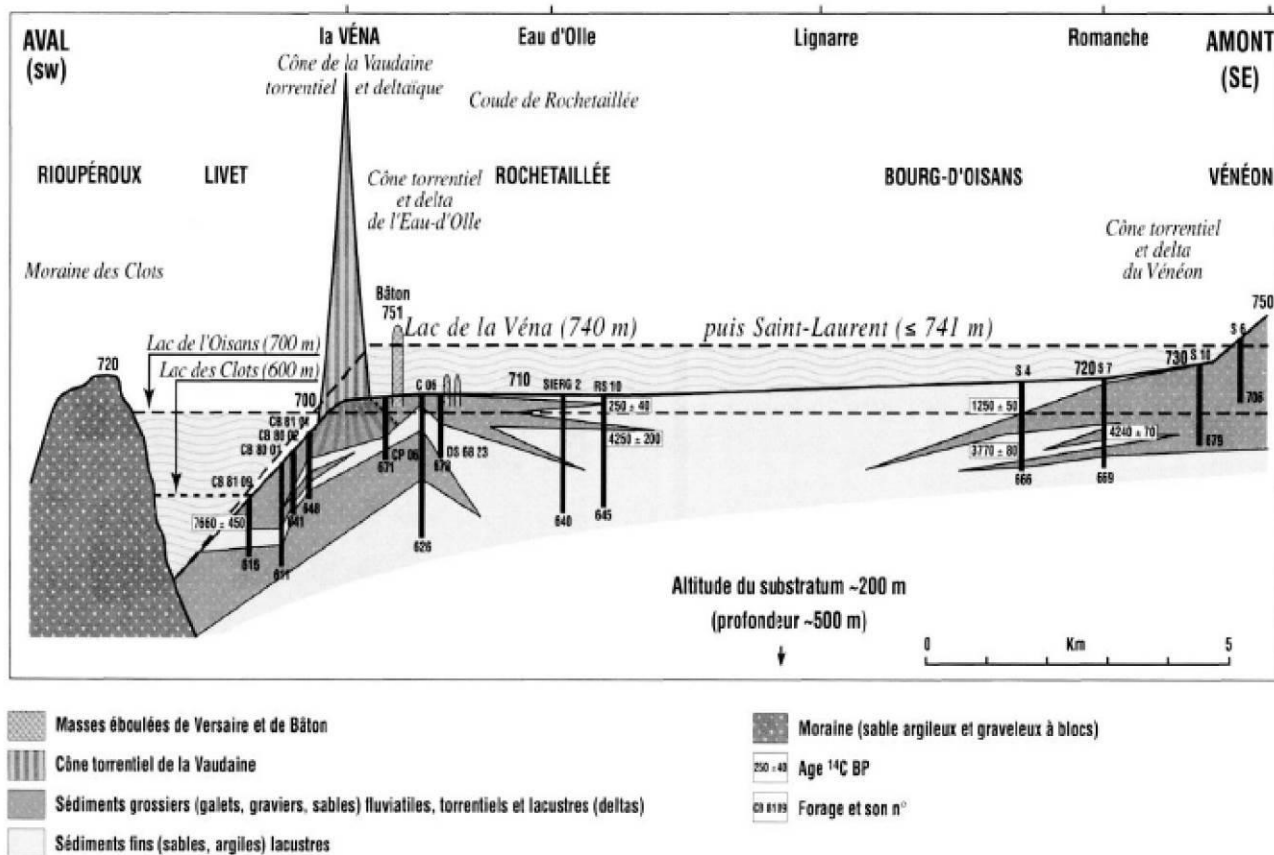


Figure 52 : Exemple de phénomènes d'obturation des écoulements dans la partie basse de la Romanche.

Quatre lacs se sont successivement développés dans la partie basse de la Romanche (plaine de Bourg-d'Oisans et son aval) tout au long de l'Holocène. La masse de sédiments piégés atteindrait $100 \text{ à } 500 \cdot 10^9 \text{ m}^3$ (Bailly-Maître *et al.*, 1997).

Dans les vallées alpines, sur l'ensemble de la période postglaciaire englobant le Tardiglaciaire et l'Holocène, les phénomènes d'obturation ont pu se relayer dans le temps, à l'instar de la séquence reconstruite dans la vallée de la Romanche (Bailly-Maître *et al.*, 1997) : quatre piègeages lacustres successifs se sont relayés en continu. Il s'est agi dans un premier temps de lacs d'obturation morainique lors du Tardiglaciaire, puis de lacs d'obturation créés par des cônes de déjection particulièrement actifs entre 3000 BP et 1219 AD. Des débâcles ont assuré la vidange de ces lacs, et donc provoqué des impulsions

sédimentaires massives vers l'aval. La date de 1219 AD correspond d'ailleurs à la dernière débâcle crevant le barrage de sédiments, événement qui a partiellement détruit la ville de Grenoble. Une séquence similaire, lors de laquelle les phénomènes d'obturation, suivis de purges sédimentaires, s'enchaînent tout au long de l'Holocène, est également mise en évidence dans les vallées de l'Arc (Crozier *et al.*, 1999) et de l'Arve (Jaillet & Ballandras, 1999).

Dans les Alpes françaises, au moins 15 réservoirs sédimentaires ont ainsi été opérationnels durant une grande partie de l'Holocène, piégeant les sédiments transitant par les grandes vallées telles que l'Arve, l'Arc, la Romanche, le Drac, etc. (fig. 53). Leur volume peut varier entre 10 et $500 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ (Bailly-Maître *et al.*, 1997 ; Brocard, 2004 ; Cossart & Fort, 2008b). Les transferts sédimentaires restent donc partiellement bloqués à l'intérieur des vallées alpines à l'échelle du Tardiglaciaire et de l'Holocène. Il est vrai que, dans les Alpes, les dynamiques de versant bloquent des cours d'eau encore naissants, peu puissants, et n'ayant pas la capacité d'éroder les barrages sédimentaires.

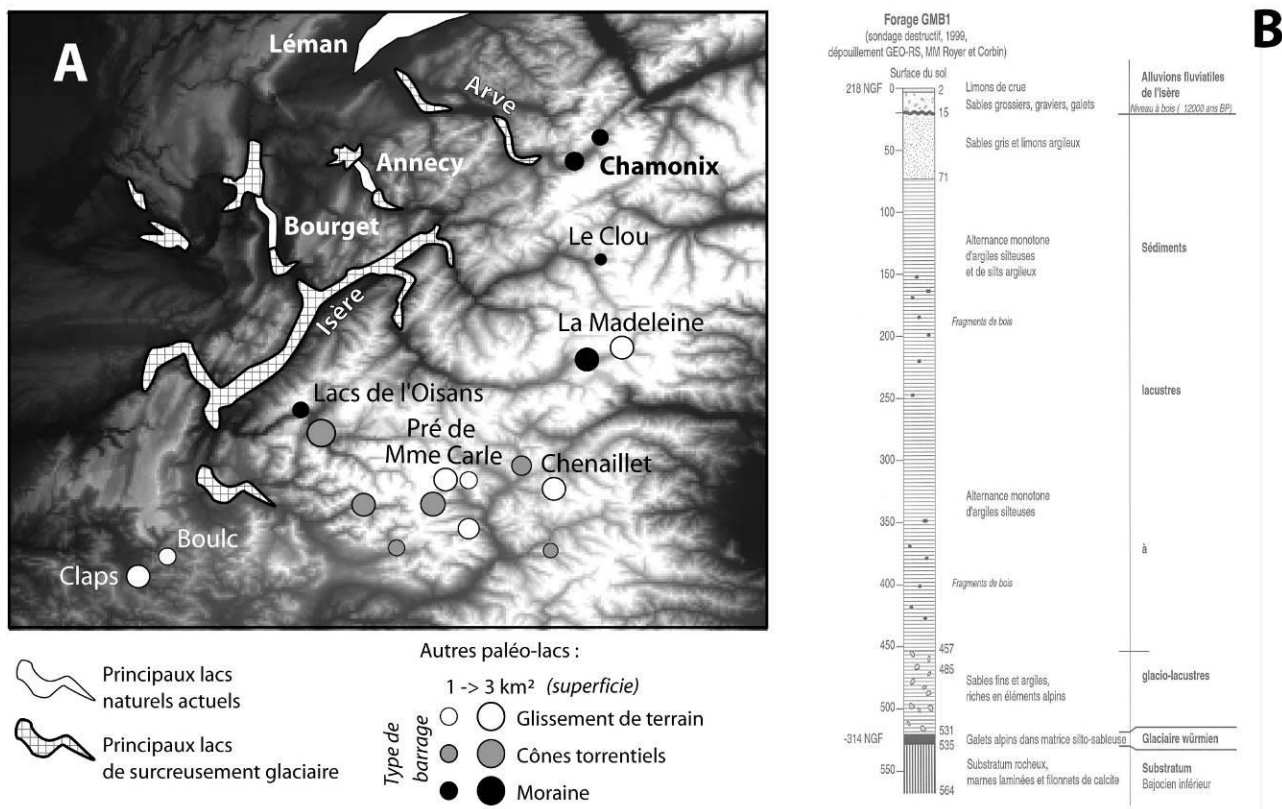


Figure 53 : Extension des paléo-lacs alpins tardiglaciaires et holocènes (dans les Alpes françaises).

A : Principaux paléo-lacs identifiés dans les Alpes Françaises. Les lacs d'une superficie inférieure à 1 km^2 ne sont pas représentés ; B : Carottage GMB1 effectué en amont de Grenoble, dans la plaine du Grésivaudan (Isère), et montrant une séquence sédimentaire classique de colmatage des ombilics (Nicoud *et al.*, 2002)

Enfin, dans la partie aval des grandes vallées alpines, avant la jonction avec le piémont, la fragmentation, et la tendance au stockage sédimentaire, est également de mise : les ombilics glaciaires constituent de vastes zones de piégeage privilégiées après la déglaciation würmienne. En effet, la profonde incision exercée par les glaciers würmiens a favorisé un surcreusement localisé de 400 à 500 m en comparaison avec le profil d'équilibre longitudinal des vallées. Deux de ces cuvettes sont occupées par les actuels lacs du Bourget et d'Annecy, tandis que de multiples autres ont été colmatées par les flux solides transitant dans les vallées alpines peu après la déglaciation.

Des paléo-lacs d'ombilic, de longueur kilométrique voire déca-kilométrique, ont ainsi occupé la partie basse des grandes vallées telles que l'Arve, l'Isère, le Drac, le Guiers. Le plus imposant de ces lacs fut celui occupant l'ombilic de Grenoble et la combe de Savoie, jusqu'en amont d'Albertville (fig. 53). De multiples carottages et sondages dans ces ombilics colmatés témoignent d'une épaisseur de sédiments généralement pluri-hectométrique, la dynamique lacustre ayant contrôlé la quasi-totalité des comblements. Le carottage GMB1 (1999), quelques kilomètres en amont de Grenoble, est par exemple d'une profondeur totale de 564 m, traversant 516 m d'une série lacustre. La dynamique fluviale se substitue à la sédimentation lacustre au cours du Tardiglaciaire (Bölling, 12 000 BP), et ne représente finalement que la partie sommitale des séquences sédimentaires (à peine 15 mètres). Au total, le volume de sédiments ainsi piégés est de l'ordre de $30 \text{ à } 50 \cdot 10^9 \text{ m}^3$, chiffre qui vient d'emblée nuancer le volume de la contribution sédimentaire des vallées alpines au système rhodanien lors de la période paraglaciale.

En essayant de décrire la connectivité des flux sédimentaires dans des bassins-versants alpins, nous avons pu mettre en évidence pas moins de trois types de réservoirs sédimentaires agissant respectivement dans les têtes de bassin, les parties intermédiaires des grandes vallées, puis dans les parties basses à proximité du piémont. Ces réservoirs fonctionnent par ailleurs à des périodes complémentaires : du post-PAG dans les têtes de bassin au début de la déglaciation würmienne dans la partie inférieure des vallées. Ce premier aperçu, réalisé simplement à partir de la synthèse de travaux existant, permet d'attester d'une certaine inefficacité des cascades sédimentaires alpines pour transporter des sédiments depuis le DMG. Nous convergions donc avec les essais de quantification réalisés par les collègues allemands. Ils indiquent que le contexte paraglaciale favorise certes une disponibilité de sédiments, mais que ces sédiments restent toutefois stockés dans les têtes de bassin, ou dans les tronçons intermédiaires des grandes vallées. Moins de 5% des sédiments mobilisés depuis le DMG seraient ainsi exportés (Otto

et al., 2007 et 2009). Le rythme de cette exportation est de surcroît saccadé et est en grande partie fonction du déclenchement d'événements BF/HM. Cependant, nous n'avons pas complètement ouvert « les boîtes noires » que constitue le fonctionnement des connecteurs, ni même formalisé explicitement le comportement qui résulte des liens qui s'organisent entre eux. Les outils numériques sont alors nécessaires pour explorer ce fonctionnement et tenter de conforter (ou non) ce premier aperçu.

b) Stocks et flux sédimentaires dans les vallées islandaises

Après avoir considéré les vallées alpines, où les cours d'eau, corsetés par les apports latéraux, peinent à transférer des sédiments de réservoir en réservoir, les vallées des plus hautes latitudes attirent l'attention par l'omniprésence des dynamiques de ruissellement, où les cours d'eau étalent de larges bandes actives depuis les *sandar* proximaux jusqu'aux deltas. Cette image d'Epinal ressort aussi bien des travaux menés en Islande (Maizels, 1983 ; Roussel, 2011), au Spitsbgerg (Mercier, 2002 ; Moreau, 2005) que dans les îles de l'Arctique canadien (Church, 1972 & 1973). Est-ce à dire que la cascade sédimentaire y est efficace, ou tout au moins plus efficace que dans les vallées alpines ? Pour répondre à cette question, nous pouvons examiner les modalités de connectivité d'amont en aval, fondées ici sur des exemples islandais.

Dans les têtes des bassins-versants, le transfert de sédiments est certes lié au couplage moraine/cours d'eau, mais avec comme principale caractéristique que ce sont essentiellement les moraines frontales PAG et post-PAG qui exercent actuellement le rôle de connecteur. Le style d'englacement correspond en effet le plus souvent à un glacier de calotte, ou à un des émissaires d'une calotte, au front duquel s'agencent de façon concentrique les différents vallums morainiques façonnés depuis le PAG (Marren, 2002 ; Marren & Toomath, 2013 ; Roussel, 2011). Les relais sédimentaires apparaissent de prime abord plus directs entre les marges du glacier et le cours d'eau principal que dans le cas alpin.

Erwan Roussel montre cependant que deux temps principaux caractérisent l'évolution du couplage entre vallum morainique et *sandur* : une phase de « réaction » lors de laquelle le retrait glaciaire implique un blocage amont associé à une contraction des bandes actives en aval, puis une phase de « relaxation », matérialisée par une certaine purge des sédiments qui étaient piégés dans ce complexe sédimentaire (fig. 54). La migration vers l'aval de ce train de sédiments s'amorce alors, matérialisée par l'emboîtement d'une nappe sédimentaire dans l'ancienne génération de *sandur*. On constate que le passage de la « réac-

tion » à la « relaxation », et donc le temps nécessaire à la mise en place de l'injection sédimentaire suite au début de la déglaciation, peut durer entre un demi-siècle et un siècle, soit un ordre de grandeur comparable au cas alpin (cf. *supra*).

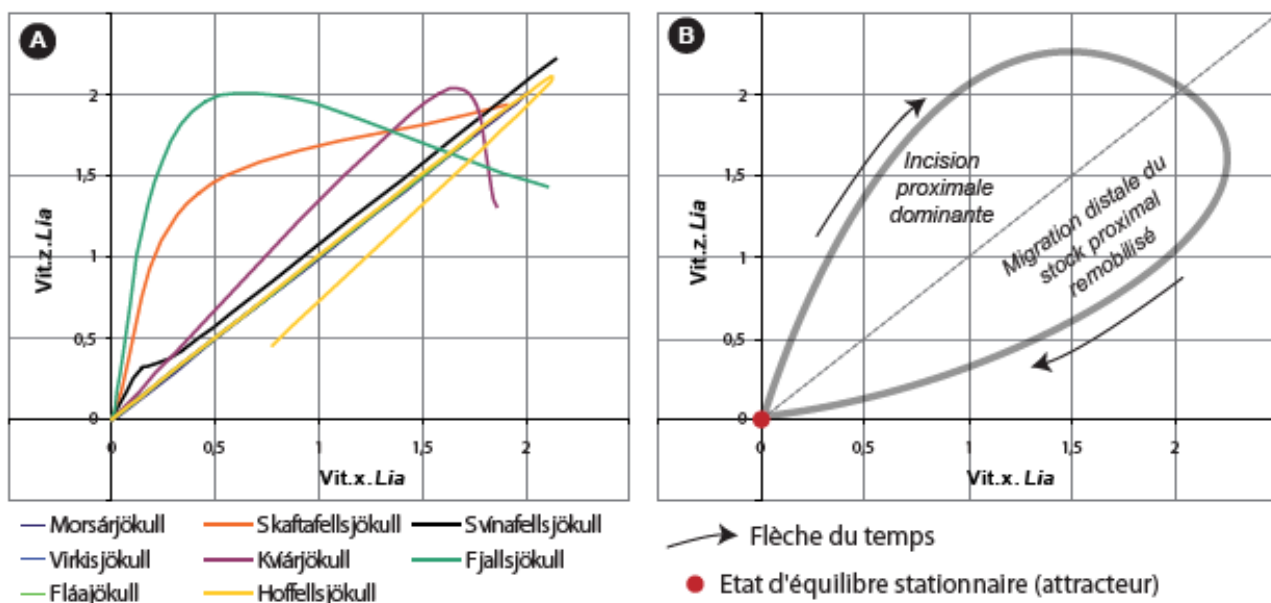


Figure 54 : Modalités d'ajustement de différents sandar islandais, à travers l'évolution de la position de la limite entre la zone d'incision amont, et la zone d'accumulation aval.

Les différents sandar présentent une trajectoire en boucle (A), dont la forme est idéalisée en B. Même si tous se situent à des stades d'évolution différents de, on retrouve l'enchaînement temps de réaction/incision puis temps de relaxation/aggradation (Roussel, 2011).



Figure 55 : Exemple de terrasses fluvio-glaciaires en contexte islandais.

La continuité des terrasses est suggérée par le tireté blanc. Vallée de la Laxardalur, Islande du Nord (Skagafjörður). Cliché de juillet 2012, E.C.

Plus en aval, des ensembles de terrasses se développent : il peut s'agir de terrasses de kames, déposées au contact d'un ancien glacier, ou de terrasses fluvio-glaciaires qui prolongent les anciennes générations de *sandar*. Indépendamment de leur origine, ces terrasses ont une continuité remarquable le long des fjords islandais (fig. 55). Elles constituent tout d'abord une zone tampon efficace entre les versants et les fonds de vallées, et impliquent que la majorité des dynamiques transversales sont découplées des cours d'eau. Par ailleurs, le matériel constitutif de ces terrasses ne fait que rarement l'objet d'un déstockage : les cours d'eau ont plutôt tendance, actuellement, à l'aggradation qu'à la recharge sédimentaire pour des raisons eustatiques (Maizels, 1993).

Ce schéma peut être illustré par nos investigations dans le Skagafjordur. L'agencement des terrasses s'y explique très directement par l'ampleur du rebond glacio-isostatique qui a affecté ces secteurs durant le Tardiglaciaire et le début de l'Holocène (fig. 56) : les rythmes de surrection associés sont de l'ordre de 10 mm.an^{-1} (Norðdhal & Petursson, 2005 ; Petursson & Saemundson, 2008 ; Biessy *et al.*, 2008). En conséquence, l'ensemble des cours d'eau a cherché à s'ajuster, laissant en position perchée les grands épandages de sédiments tardiglaciaires qui s'étaient mis en place au contact ou à l'aval des grands glaciers en recul.

Le rebond glacio-isostatique (fig. 57) est également à l'origine d'une instabilité généralisée des versants (Mercier *et al.*, 2013 ; Cossart *et al.*, 2014), avec une concentration temporelle de glissements de terrain remarquable au début de l'Holocène (fig. 58). On peut estimer à environ 300.10^6 m^3 les apports sédimentaires liés aux mouvements de masse dans le Skagafjordur (Islande du nord), durant cette période. La tranche de roche retranchée des versants est ainsi, en moyenne, de 6 mètres. Pourtant, ce démantèlement des versants des fjords et autres auges glaciaires ne peut contribuer à la cascade sédimentaire pour deux raisons conjointes. Tout d'abord, les dépôts s'effectuent sur les terrasses, sans aucune connexion possible avec les cours d'eau. Ensuite, les glissements interviennent majoritairement dans les parties basses des vallées, dans des secteurs non confinés, créant là encore un éloignement défavorable à toute remobilisation ultérieure par les cours d'eau. L'ensemble de cette séquence à la charnière Tardiglaciaire / Holocène est ainsi caractérisée par un engraissement des pieds de versant.

La séquence d'incision des cours d'eau et de démantèlement des versants s'interrompt autour de 8 ka BP, date à laquelle le niveau marin remonte par eustatisme (Fairbanks, 1989). La proximité des littoraux dans ces courtes vallées met les cours d'eau sous l'influence directe de cette élévation du niveau de base. Elle explique l'aggradation dont les effets se ressentent encore aujourd'hui. Au total, les fonds de vallées

apparaissent durant cette période comme des corridors isolés des apports transversaux, et fonctionnant comme une zone de transit et de dépôt des sédiments fournis par les têtes de bassins englacées.



Figure 56 : Croquis géomorphologique du Skagafjörður.

D'après Mercier *et al.* (2013).

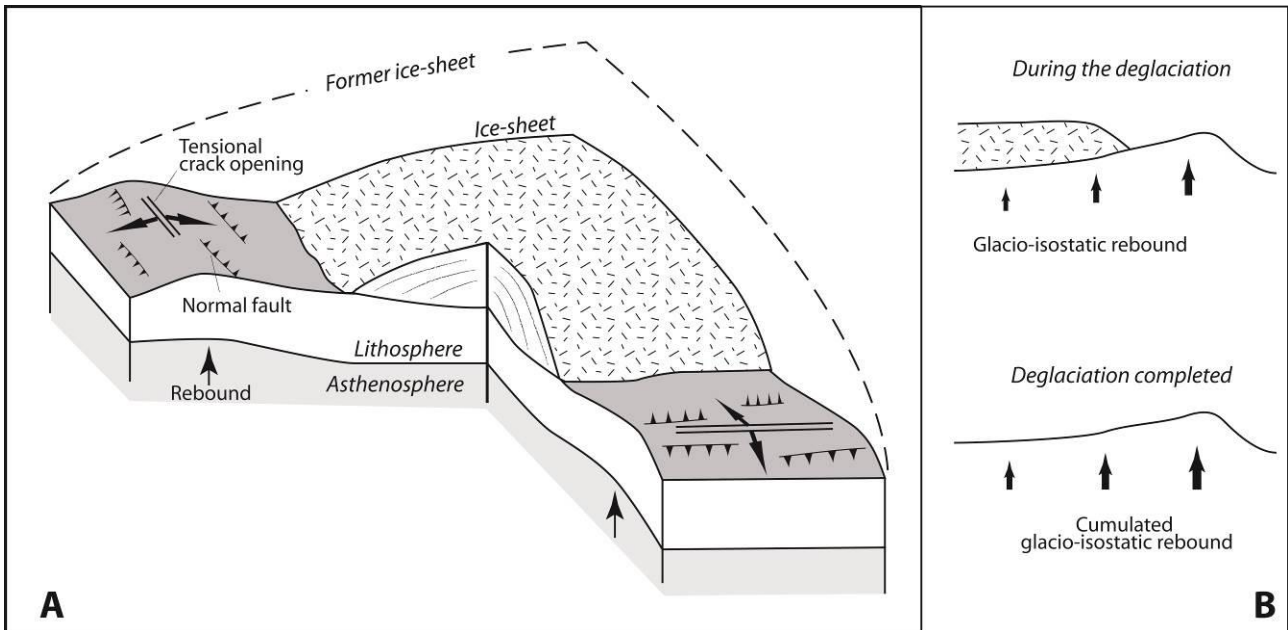


Figure 57 : Mise en évidence du rebond glacio-isostatique dans le cadre du retrait d'une calotte glaciaire.

L'ampleur du rebond, et les déformations concomitantes de la lithosphère, sont plus importants sur les marges de l'ancienne calotte, qui sont libérées des glaces et « allégées » tandis qu'une masse de glace continue d'exercer un poids en position plus interne (Cossart *et al.*, 2014).

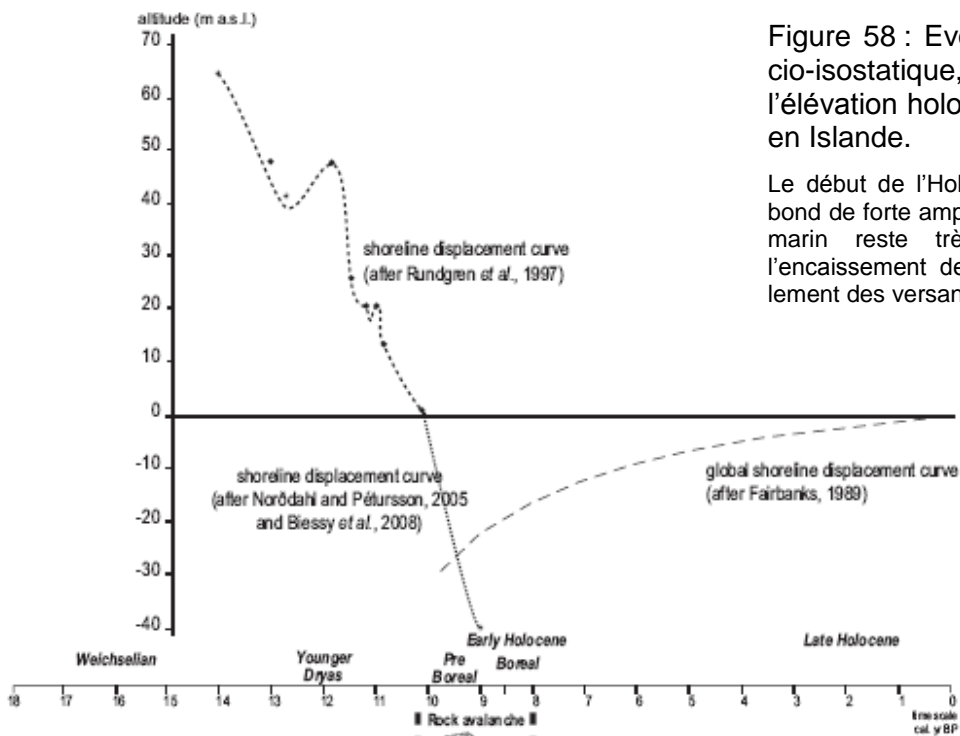


Figure 58 : Evolution du rebond glacio-isostatique, mise en regard avec l'élévation holocène du niveau marin, en Islande.

Le début de l'Holocène, marqué par un rebond de forte amplitude, tandis que le niveau marin reste très bas, est propice à l'encaissement des vallées et au démantèlement des versants (Mercier *et al.*, 2013).

La connectivité de la cascade sédimentaire des bassins-versants montagnards islandais révèle donc un comportement ambigu. Tous les moteurs géomorphologiques sont présents pour créer des injections sédimentaires massives dans la cascade lors du Tardiglaciaire et du début de l'Holocène : mise en place d'épandages fluvio-glaciaires, rebond glacio-isostatique favorisant le démantèlement des versants, etc. Pourtant, cette mobilisation sédimentaire de grande ampleur est inefficace pour alimenter la cascade sédimentaire : les épandages sont progressivement déconnectés des cours d'eau par incision et constituent des zones tampons entre toutes les dynamiques transversales (y compris les mouvements de masse) et les cours d'eau. Il en résulte un engorgement sédimentaire en pied de versant. Depuis le début de l'Holocène, seules les têtes de bassins contribuent efficacement à la cascade. Les sédiments ainsi apportés transitent directement jusque vers les littoraux, grâce à l'absence de véritable zone de piégeage durable, à la différence du modèle alpin.

Ce modèle rejoint d'autres observations en haute latitude, notamment au Spitsberg ou en Terre d'Ellesmere, où l'on voit apparaître les hydrosystèmes comme des corridors efficaces en terme de transit amont/aval, mais inefficaces pour remobiliser les sédiments stockés en pied de versant (Mercier, 2007). Les sédiments sont certes transportés jusqu'au littoral, qui prograde grâce à cet apport (Mercier & Laffly, 2005). Toutefois, les assemblages complexes de moraines, de kames, d'éboulis, de glaciers-rocheux, apparaissent souvent intacts de part et d'autre des bandes actives (André, 1986 ; Mercier, 2002 & 2007), ou éventuellement affectés par des processus de dégradation in-situ (en cas de fusion de culots de glace morte, par exemple ; Etzelmuller *et al.*, 2002).

La première conséquence de ce fonctionnement est que seuls les glaciers paraissent en mesure d'évacuer les grandes quantités de débris localisés en pied de versant. Ce constat renforce l'hypothèse que les vallées glaciaires des hautes latitudes subissent une ablation sédimentaire essentiellement en période postglaciaire, tandis que durant la phase glaciaire les glaciers se contentent d'évacuer le matériel accumulé préalablement (voir par exemple des arguments dans Le Cœur, 1997 ; Spagnolo & Clark, 2009 ; Stokes *et al.*, 2011). Ce point de vue converge notamment avec les travaux de Bentley & Dugmore (1998) qui voient dans les glissements de terrain postglaciaires le principal agent de l'élargissement des auges et des fjords, jusque là considérés comme le fruit de l'érosion glaciaire uniquement.

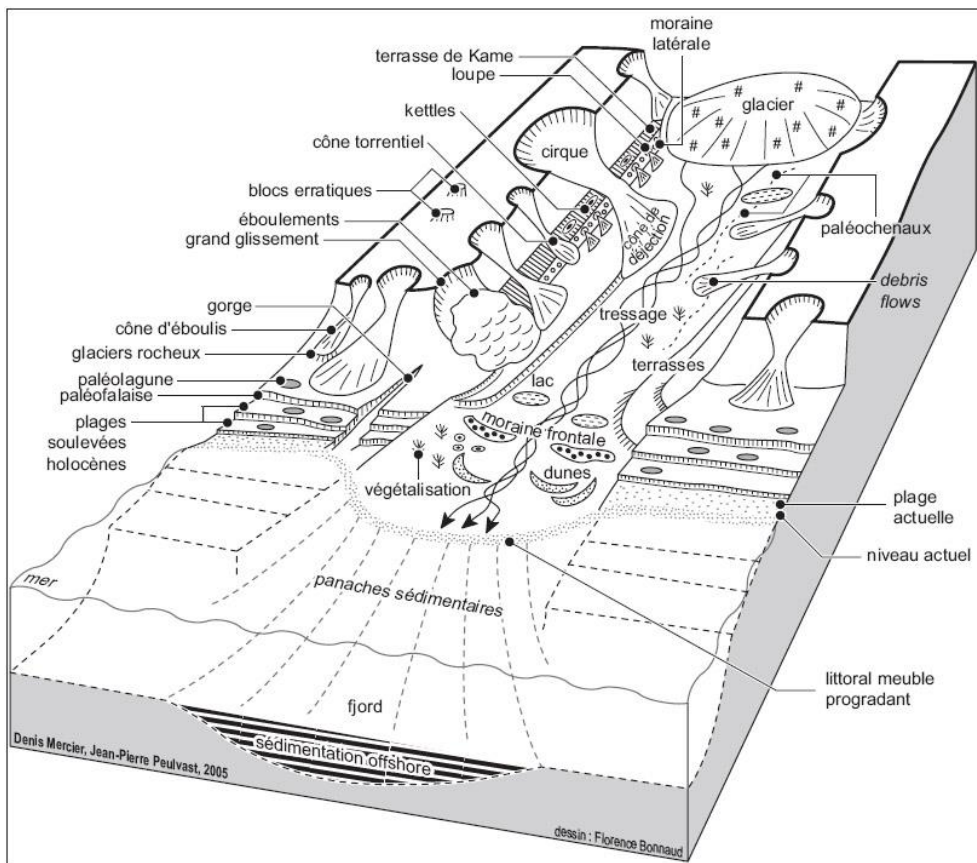


Figure 59 : Agencement géomorphologique d'une vallée de haute latitude en cours de déglaciation.

Noter la continuité des niveaux de terrasses d'amont en aval : terrasses de kame, terrasse fluvio-glaciaire, plages soulevées. Elles créent des zones tampons efficaces entre les dynamiques de versant et le cours d'eau (*In Mercier, 2007*).

La seconde conséquence réside également dans la discussion quant au rythme de l'exportation de sédiments depuis la déglaciation. Là encore, le rythme ne semble pas affecté par une décroissance régulière qui serait fonction du temps écoulé depuis la déglaciation : des modifications sont liées au rebond glacio-isostatique ou à l'élévation du niveau marin.

En conclusion, les deux types de cascades sédimentaires décrits ici présentent peu d'analogie : les modalités de couplage divergent, notamment dans le cas des couplages mouvements de masse / fond de vallée (couplage majoritairement inefficace dans la cascade alpine, absence de couplage dans la cascade islandaise). Cette diversité nécessite de trouver des grilles de lecture communes à ces cascades, afin de comparer leur fonctionnement et de trouver les explications sous-jacentes à leur fonctionnement différencié. Est-ce la nature du forçage qui explique les divergences ? des facteurs locaux ? Des outils

numériques, au premier rang desquels la simulation, peuvent apporter quelques éclairages sur ces questions.

2. Les nouveaux outils numériques de formalisation des cascades sédimentaires

La partie précédente pose la question dont la structure même d'un bassin-versant influence (au moins en partie) son fonctionnement géomorphologique. De nombreux auteurs ont également développé ce questionnement, en indiquant par exemple que la structure du bassin, formalisée par sa connectivité, influence la propagation d'une perturbation le long de la cascade sédimentaire (Brunsden & Thorn, 1979 ; Brunsden, 2001 ; Harvey, 2001 & 2002), ou qu'un même forçage dans deux bassins-versants de connectivité différente peut aboutir à deux réponses différentes (Wainwright, 2006 ; Brierley *et al.*, 2006). Depuis, si les descriptions qualitatives de la connectivité géomorphologique sont nombreuses, amenant à de premières typologies dans des contextes variés (Harvey, 2001 ; Hooke, 2003 ; Korup, 2005), une approche plus quantitative reste en retrait face à d'autres disciplines comme l'hydrologie (Borselli *et al.*, 2008 ; Douvinet, 2008) ou même l'écologie (Bunn & Davies, 2000 ; Urban & Keitt, 2001). Depuis une dizaine d'années, quelques travaux essaient toutefois de formaliser les agencements des routes sédimentaires en domaine alpin (Becht *et al.*, 2005 ; Wichmann *et al.*, 2009), et l'application de la théorie des graphes semble en cela prometteuse (Phillips, 2012 ; Heckmann & Schwanghart, 2013). Nous ferons la synthèse de ces travaux récents, qui rejoignent les nôtres, et nous tenterons de les enrichir en proposant une simulation des flux de sédiments, ceci afin de faire ressortir le fonctionnement structurel du système qu'est le bassin-versant.

a) Les apports de la théorie des graphes

Les cascades sédimentaires peuvent être appréhendées comme un réseau, mettant en relation des sources et réservoirs de sédiments par le biais d'agents de transport (gravité pure, cours d'eau, glacier, etc.). Comme tout système formalisé par un réseau, les cascades ont un fonctionnement complexe, où se superposent des effets locaux (nature du lien entre deux nœuds du réseau, *i.e.* le couplage), des effets globaux (agencement de l'ensemble des liens constitutifs du réseau, *i.e.* la connectivité), des effets ex-

ternes au réseau (flux de matière en entrée, forçages externes) (Gleyze, 2001). Les deux premiers éléments peuvent être considérés comme étant la structure du réseau, qu'il convient de décrire car elle influence directement les modalités d'organisation des flux de matière, notamment la façon dont se propage une perturbation, etc. Compte tenu du grand nombre de liens et de nœuds dans un réseau, de nombreux auteurs ont cherché, à travers la théorie des graphes, un outil mathématique facilitant l'exploration de la structure d'un réseau (Barabasi, 2009 ; Butts, 2009, Newman, 2010 ; Heckmann & Schwanghart, 2013).

Un graphe permet d'abstraire la structure d'un réseau, en ne conservant que les nœuds (*i.e.* ici les réservoirs de sédiments) et les liens (*i.e.* ici la mise en relation par un agent de transport), représentés sous forme de vertex et d'arêtes. Le graphe respecte les relations de voisinage, donc la topologie, et peut éventuellement indiquer, par la longueur des arêtes, la distance à parcourir (ou la difficulté à parcourir cette distance) pour effectuer la liaison entre deux nœuds. La formalisation obtenue se rapproche de celles proposées dès la décennie 1960 pour représenter les cascades sédimentaires sous forme de diagrammes sagittaux (Haggett & Chorley, 1969 ; Chorley & Kennedy, 1971) (fig. 60). L'objectif est d'obtenir une figure simple pouvant être décrite par des outils algébriques simples. Tous les outils propres à la théorie des graphes ne seront pas mobilisés en géomorphologie. Nos objectifs seront davantage de décrire la structure locale ou globale de la cascade sédimentaire.

Localement, il s'agit notamment de décrire les nœuds et les liens, puis d'en dresser une typologie objective. En portant l'attention sur les nœuds, une première description peut être obtenue en fonction du nombre de liens entrant/sortant : un nœud sans lien entrant, mais avec au moins un lien sortant est une source ; un nœud avec au moins un lien entrant et au moins un lien sortant est un connecteur ; un nœud avec au moins un lien entrant et aucun lien sortant est un réservoir final. Cette typologie très simple peut être affinée, par exemple en discriminant des connecteurs simples (un lien entrant, un lien sortant) de connecteurs plus complexes (plusieurs liens entrant, un lien sortant). Une différenciation des nœuds peut aussi être effectuée en fonction du nombre de nœuds qui l'alimentent, depuis l'amont. Dans le cas des liens, les descriptions se fondent sur les types de nœuds qu'ils mettent en relation : combien de liens relient directement une source à un réservoir durable (et donc n'alimentent pas une véritable cascade sédimentaire) ? Combien de liens mettent en relation deux connecteurs (et donc constituent autant de relais ralentissant le transfert de sédiments) ? etc. En géomorphologie, l'intérêt est également de définir les liens en fonction de la nature des réservoirs sédimentaires mis en relation : com-

bien de liens assurent une connexion entre une paroi rocheuse et un cône d'éboulis ? Combien de liens assurent une connexion entre un dépôt morainique et une plaine alluviale ? etc.

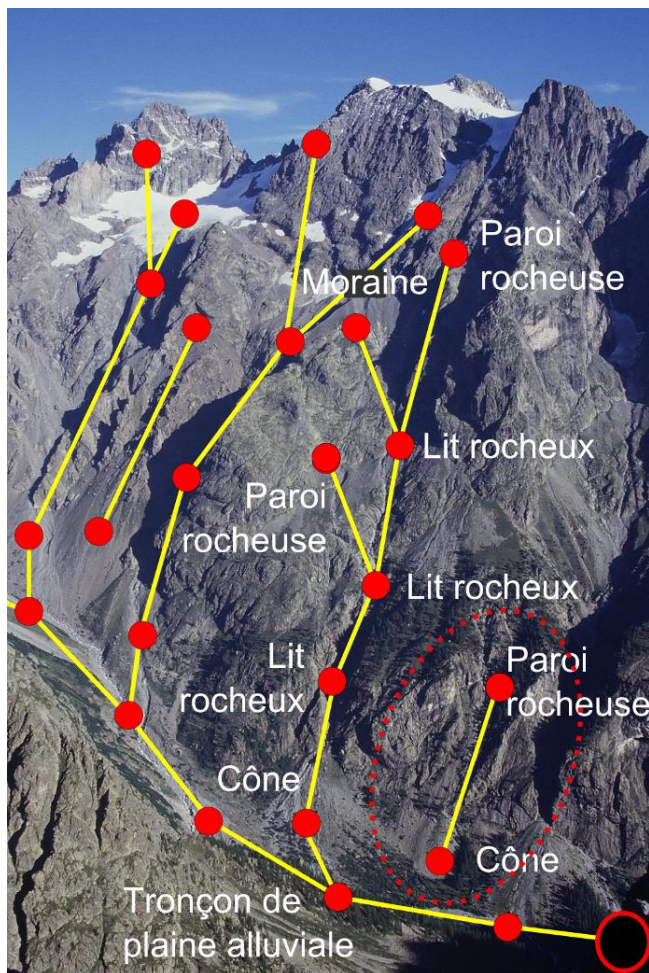


Figure 60 : Formalisation d'une cascade sédimentaire sous forme d'un graphe (simplifié).

La cascade sédimentaire est ici représentée sous forme de nœuds (réservoirs sédimentaires, en rouge) et de liens (transferts, en jaune). Tous les réservoirs, ni même l'ensemble des liens, ne sont représentés par souci pédagogique. Nous voyons cependant que trois bassins-versants contribuent ici à l'alimentation du fond de vallée et à l'exportation vers l'exutoire (disque noir). Deux bassins ne sont pas connectés (absence de couplage entre le cône et le cours d'eau), définis comme des composantes connexes du graphe. L'une d'entre elles est entourée d'un tireté rouge. Le graphe est ici orienté suivant les lois de la gravité. Exemple de la face sud du Mont Pelvoux (Massif des Ecrins).

Deux critères essentiels influencent le fonctionnement géomorphologique de la cascade et sa structure. Tout d'abord, le nombre de composantes connexes, c'est-à-dire un sous ensemble de nœuds et de liens indépendant, non relié avec le reste du réseau (fig. 60). Il s'agit donc d'un système local fermé, ne contribuant pas à l'alimentation de la cascade. Un autre critère correspond à une « analyse du flot ». Dans un graphe orienté, un flot est l'affectation d'une valeur simulant la réalité à chaque arête (Gleyze, 2001). Cette valeur correspond à la quantité de matière transportée le long de ce lien (*i.e.* flux pour le géomorphologue), de telle sorte qu'en chaque nœud la somme des valeurs des liens entrant soit égale à la somme des valeurs des liens sortant (loi de Kirchhof). Il s'agit bien d'une simulation, dans la mesure où cette analyse se fonde sur une hypothèse de conservation des flux. Dans le cas des sources, n'ayant

pas de liens entrant, une valeur commune par défaut peut leur être affectée. Idéalement, il s'agirait toutefois d'affecter une valeur correspondant à l'aptitude de la source à fournir des sédiments, révélée par des observations de terrain. Quelles que soient les modalités d'implémentation, notre objectif est de voir comment le jeu des liens favorise des sauts dans la valeur du flot. Un nœud créant une convergence entre deux sous-ensembles amont, provoquant une augmentation du flot en sortie, correspond à un point névralgique du système où peuvent intervenir des phénomènes de blocage puis de purge sédimentaire, en fonction d'une concurrence entre les flots entrant.

Au final, la théorie des graphes doit donc être perçue comme une grille de lecture, permettant de décrire un vaste nombre de réservoirs sédimentaires et de caractériser tous les liens existant entre eux. Elle permet également de faire émerger des secteurs clefs du fonctionnement des cascades, en indiquant les zones où l'absence de couplage crée des ruptures entre des composantes d'un bassin-versant (*i.e.* les « composantes connexes »), et en indiquant des zones où le couplage peut être inefficace en raison d'une forte convergence de flots. Les outils informatiques actuels, par exemple développés dans les logiciels de programmation R et SAGA GIS, permettent de réaliser de telles études. Des développements sont en cours avec l'équipe d'Ingolstadt (représentée notamment par T. Heckmann) pour monter un projet ANR franco-allemand en janvier 2015, afin de comparer la structure de bassins-versants et de mesurer leur sensibilité à des forçages climatiques (Celse-Nière, Massif des Ecrins ; Zwieselbach, Tyrol ; Laxardalur, Skagi - Islande du Nord). En effet, la portée de tels outils réside essentiellement dans leur objectivité et donc leur aptitude à aider les comparaisons d'un bassin-versant à un autre. Les implémentations numériques étant en cours, nous présentons ici succinctement les résultats déjà publiés par T. Heckmann sur les premières applications de la théorie des graphes.

Le bassin-versant de Zwieselbach (Tyrol, Alpes autrichiennes) a été maillé suivant un quadrillage régulier, de près de 600 000 carreaux. Ces carreaux correspondent aux nœuds du graphe et sont mis en regard avec la carte géomorphologique du secteur. Chaque nœud est ainsi caractérisé en fonction de l'unité géomorphologique à laquelle il appartient. Ces nœuds sont mis en relation les uns avec les autres : les systèmes de pente permettant de matérialiser comment s'agencent les flux d'un nœud vers un autre. Ainsi, 1,7 million de liens relient-ils les nœuds. Cette masse de données est traitée sous l'angle de la théorie des graphes pour faire émerger rapidement quelques types de nœuds et de liens, et d'observer leur organisation dans l'espace.

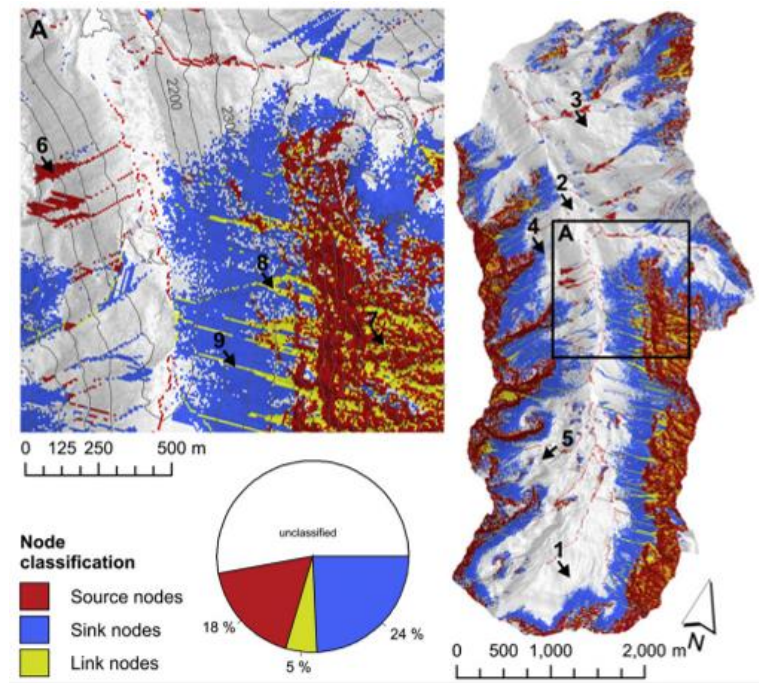


Figure 61 : Typologie des nœuds du graphe formalisé pour la cascade sédimentaire de Zwieselbach (Tyrol, Alpes autrichiennes).

Les nœuds, classés en « source », « connecteur », « réservoir durable » suivant la théorie des graphes, sont ensuite cartographiés. L'agencement spatial révèle alors quelques logiques élémentaires, mettant d'emblée un doute sur l'efficacité structurelle de la cascade sédimentaire : de nombreux réservoirs durables se localisent en bas de versant, suggérant de faibles aptitudes à transférer des sédiments vers le fond de vallée. Tiré de Heckmann & Schwanghart, 2013.

Une première analyse des nœuds montre que près d'un quart du secteur correspond à des sources, correspondant quasi-exclusivement à des parois rocheuses en haut de versant (fig. 61). Ce résultat est certes attendu, mais est à mettre en regard avec le nombre de nœuds correspondant à des zones de pièges, eux-mêmes localisés en pied de versant (il s'agit des cônes et tabliers d'éboulis). Autrement dit, les nœuds « connecteurs » sont peu nombreux. Ils assurent uniquement un transfert latéral (vers le bas de versant) et non un transfert longitudinal.

Ce résultat est confirmé par l'analyse des liens (fig. 62). En effet, près de 90% des liens existant sont des liens partant des parois rocheuses et convergent vers des réservoirs durables (éventuellement par le biais de coulées de débris). Les auteurs définissent ces filières dans la cascade sédimentaire sous les acronymes RS (« Rockfall-Storage ») et RDS (« Rockfall-Debris flow-Storage »). A peine 6% des liens permettent, en fin de compte, une mise en relation des flux avec le cours d'eau.

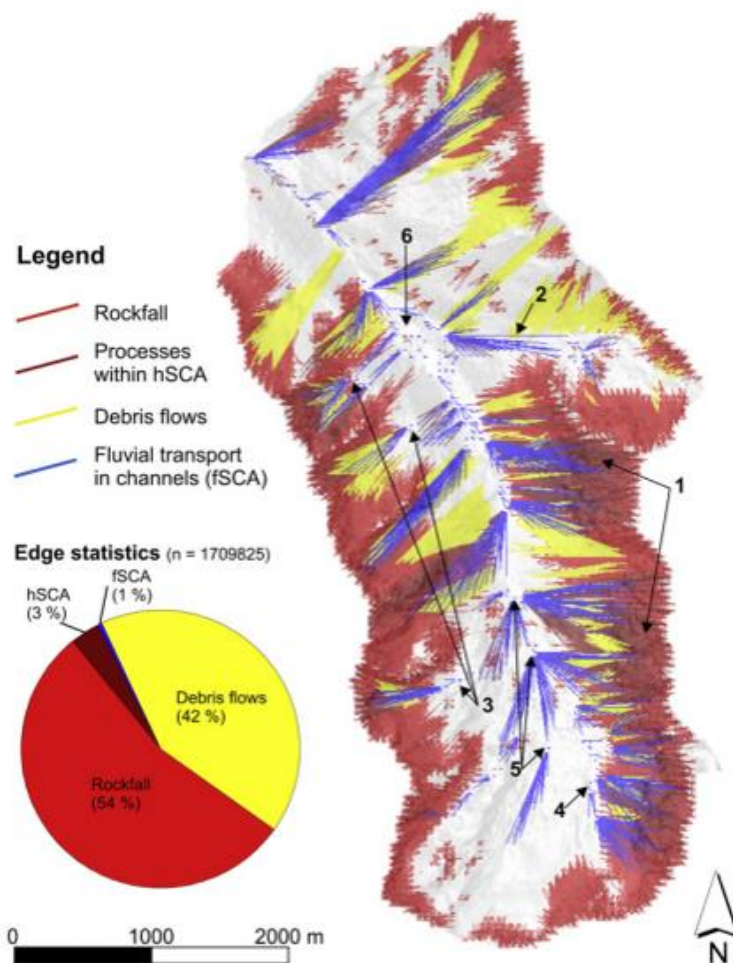


Figure 62 : Typologie et cartographie des liens existant dans le graphe d'une cascade sédimentaire (bassin-versant de Zwieselbachtal, Tyrol, Alpes autrichiennes).

Quatre principaux types de liens sont mis en évidence : chute de blocs, coulées de débris, processus de versant (ruissellement, ravinement, etc.), transport fluvial. Si les liens assurent une bonne convergence potentielle des flux en bas de versant, les liens longitudinaux sont discontinus. Des moraines (PAG, flèche 4 ; Tardiglaciaire, flèche 6), constituent des entraves, de même que les secteurs correspondant à des points de convergence de sous bassins-versants, où un excès de liens pointe vers un seul nœud, flèche 5 par exemple (Heckmann & Schwanghart, 2013).

La description de la cascade sédimentaire se fonde ici exclusivement sur une typologie des liens et des nœuds et sur leur fréquence relative. Autrement dit, nous explorons bien le fonctionnement théorique de la cascade, en regardant comment sa structure peut favoriser la transmission des sédiments. Au-delà d'événements conjoncturels (hydro-climatiques par exemples), qui vont provoquer localement une injection sédimentaire, ou de forçages externes (climatiques, anthropiques, par exemple), nous voyons ici comment la géométrie et la topologie de la cascade aura tendance structurellement à créer des

obstacles au transfert des sédiments ou au contraire à assurer une transmission efficace. Dans le cas du bassin de Zwieselbach, la structure fait émerger trois principales règles de fonctionnement (fig. 63) :

- les chutes de blocs / écroulements sont le principal processus qui mobilise des sédiments (depuis des parois rocheuses) ;
- la majorité des liens pointent vers des zones de stockage internes durables ;
- seuls quelques liens assurent un transfert des sédiments vers le fond de vallée, par le biais de coulées de débris ou de processus fluviaux.

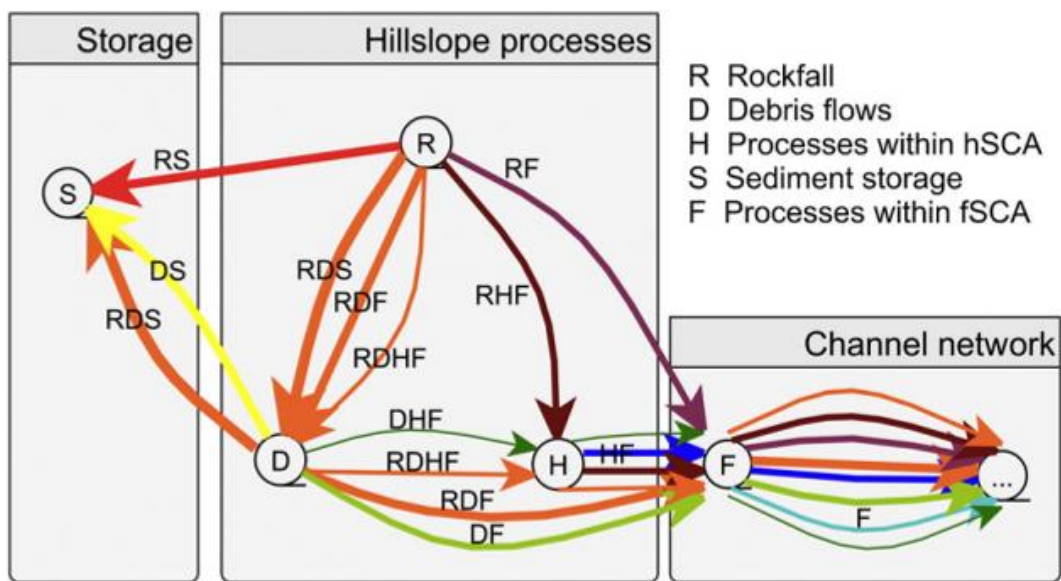


Figure 63 : Vision simplifiée du graphe de la cascade sédimentaire de Zwieselbachtal (Tyrol, Alpes autrichiennes).

L'épaisseur des flèches est proportionnelle au nombre de liens existant entre les nœuds du graphe. L'analyse du graphe montre ici que les chutes de blocs sont le processus assurant la principale production sédimentaire primaire, les processus de versant (hSCA) et les coulées de débris assurant le relais sédimentaire. A noter également l'importance des liens convergeant vers des zones de piégeage durables (S). Les liens sont affectés de lettres définissant les processus assurant le transport, tandis que les couleurs correspondent aux « filières » de la cascade, qui s'organisent depuis une source sédimentaire spécifique. Tiré de Heckmann & Schwanghart, 2013.

Nous insistons sur cette troisième règle, qui met en exergue les faibles potentialités de connexion versant/cours d'eau. En effet, au-delà du faible nombre de liens existant, les processus évoqués assurant la connexion n'agissent pas en permanence dans le temps, mais suivent une logique d'événements BF/HM. A l'instar de ce qui transparait de façon sous-jacente dans la cascade de la Lilloët (Jordan & Slaymaker, 1991), ou dans notre examen des types de couplage, les événements de

coulées de débris, les crues (torrentielles notamment), sont un rouage essentiel pour assurer la continuité de la cascade sédimentaire au niveau des charnières que sont les contacts bas de versants/fond de vallée.

b) Le tarissement sédimentaire

La théorie des graphes permet de décrire objectivement les agencements des flux, les assemblages récurrents qui se créent entre certains réservoirs dans le bassin-versant, etc. Cependant, elle n'explore pas les flux, et ne permet pas spécifiquement de les estimer. Une telle estimation quantitative est pourtant nécessaire afin de voir si les différents assemblages existant à l'intérieur d'un bassin-versant entrent en phase pour créer une pulsation sédimentaire, ou a contrario vont agir en concurrence. Pour cela, il est nécessaire d'exprimer l'évolution théorique des transferts de sédiments au cours du temps, évolution théorique qui est calibrée à partir des observations et mesures de terrain.

Plusieurs équations existent pour exprimer le niveau d'un flux au cours du temps. Le postulat le plus simple est d'estimer que le flux reste constant entre deux dates pour lesquelles des mesures sont disponibles, on a alors :

$$F_{t[0,1]} = (S_0 - S_1) / \Delta_{t[0,1]}$$

Où $F_{t[0,1]}$ est le flux estimé entre les dates t_0 et t_1 (en $\text{m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$), S_0 le volume de sédiments dans le réservoir mobilisé à la date t_0 (en m^3), S_1 le volume de sédiments dans le réservoir mobilisé à la date t_1 (en m^3), le temps écoulé entre les dates t_0 et t_1 .

Cette vision crée cependant une simplification majeure, formalisée par Cruden & Hu (1993). En effet, la quantité de matériel sédimentaire disponible dans un réservoir est un paramètre essentiel influençant la quantité de sédiments libérés. En s'inspirant de la loi de désintégration nucléaire, les auteurs estiment que la proportion de sédiments évacués depuis un réservoir reste constante, impliquant une baisse du flux à mesure que la source se tarit. Si le taux de mobilisation reste constant, le stock décroît, faisant tarir le flux. Selon cette hypothèse, une loi exponentielle décrirait mieux l'évolution des flux de sédiments.

Reprenant cette idée, et s'appuyant sur trente années de travaux en géomorphologie paraglaciale, Ballantyne (2002a et b, 2003a et b) applique le modèle de tarissement en contexte paraglaciale. Il émet deux hypothèses complémentaires avant de procéder à la simulation numérique : le système paraglaciale n'est perturbé ni par des changements climatiques ni par des variations du niveau de base, les processus agissent jusqu'à tarissement des sources sédimentaires. D'où :

$$S_t = S_a e^{-\lambda.t} \quad \text{où} \quad \left\{ \begin{array}{l} S_t \text{ est la quantité de sédiments disponible à la date } t \\ S_a \text{ est la quantité de sédiments disponible initialement} \end{array} \right.$$

$$\Leftrightarrow \lambda = \frac{\ln S_t}{-t} \quad \left\{ \begin{array}{l} \lambda \text{ est le taux de perte des sédiments disponibles.} \end{array} \right.$$

Cette approche permet *in fine* d'estimer la « demi-vie » du remaniement paraglaciale dû à chaque processus, et donc de comparer la durée des périodes sur lesquelles ils agissent (Ballantyne, 2002b ; fig. 64).

Processus	Sources bibliographiques	Taux de perte des sédiments disponibles (λ).	Demi-vie (années)	Durée d'action paraglaciale (années)
<i>Décompressions rocheuses</i>	Cruden & Hu (1993)	$1,8 \cdot 10^{-4}$	3850	25000
<i>Ravinement au sein des manteaux morainiques</i>	Ballantyne & Benn (1994)	2,3 à $9 \cdot 10^{-2}$	8 à 30	50 à 200
<i>Ablation des moraines</i>	Welch (1970) Sharp (1984)	2,3 à $4,6 \cdot 10^{-1}$	1 à 3	10 à 20
<i>Formation et stabilisation de cônes alluviaux</i>	Ryder (1971) Beaudouin & King (1994)	$< 1,9 \cdot 10^{-3}$ $> 7,7 \cdot 10^{-4}$	> 365 < 900	> 2400 < 6000

Figure 64 : Caractérisation de la durée de réajustement de différents processus paraglaciales (Ballantyne, 2002b).

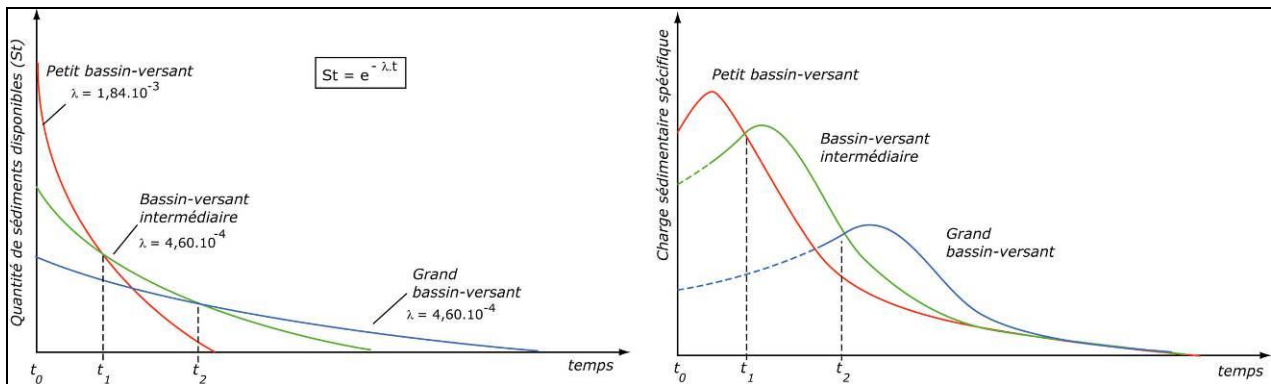


Figure 65: Modèles d'évolution du transit sédimentaire au sein de bassins-versant de taille différente.

Le modèle d'épuisement (gauche) et comparaison avec les modèles établissant un pic sédimentaire retardé (droite) (Ballantyne, 2002b). Entre t_0 et t_1 le maximum de l'activité géomorphologique se situe au sein des petits bassins-versants, puis au sein des bassins versants de dimensions intermédiaires entre t_1 et t_2 , et enfin au sein des grands bassins-versants après t_2 .

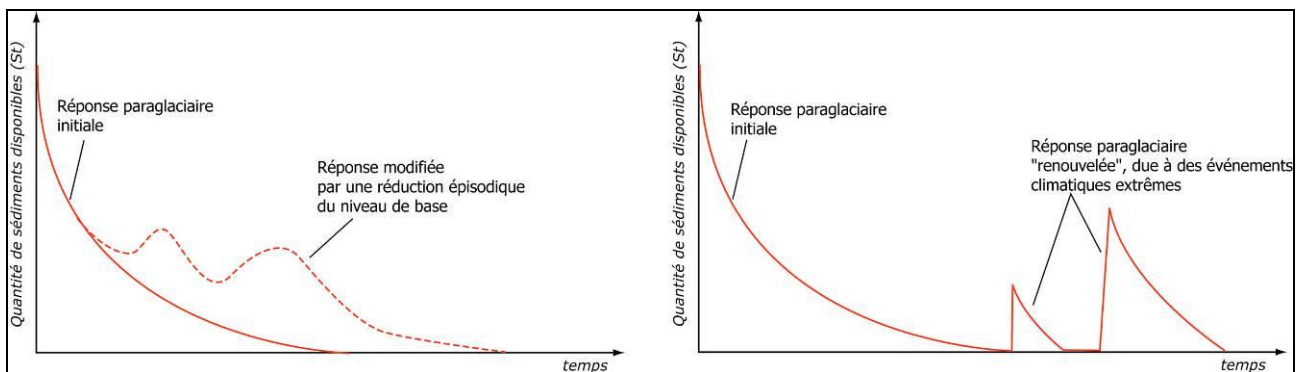


Figure 66: Exemples de perturbations du modèle de tarissement des sources sédimentaires par des paramètres externes.

Les perturbations sont : à gauche un abaissement du niveau de base, à droite des variations climatiques (Ballantyne, 2002b).

La valeur de λ varie selon le type de processus mis en jeu (fig. 64) et les caractéristiques propres à chaque bassin-versant (fig. 65) comme ses dimensions, son énergie de relief... Elle varie notamment en fonction de l'échelle spatiale : les petits bassins-versants, très réactifs, présentent un λ élevé, et un pic d'exportation sédimentaire juste après la déglaciation. A mesure que l'on considère des bassins-versants plus grands où les probabilités de piégeages sédimentaires sont plus nombreuses et où les transferts sédimentaires s'opèrent par divers relais de processus, la valeur de λ diminue et le pic est atténué (fig. 65, gauche). L'implémentation de ce modèle ne prend toutefois pas en compte les temps de réaction, les

effets de seuil, que nous avons détaillés précédemment, et qui impliquent que le volume des sédiments disponibles n'est pas à son maximum au début de la déglaciation. Certes, C.K. Ballantyne suggère l'existence de vagues sédimentaires dans les fonds de vallées (fig. 65, droite). Il rejoint en cela les observations de divers auteurs qui indiquent que le pic d'exportation sédimentaire peut être temporellement retardé vis-à-vis de celui de la déglaciation (Church & Slaymaker, 1989 ; Harbor & Warburton, 1992 ; Orwin & Smart, 2004), mais cet effet retard reste en partie une « boîte noire ». De même, les perturbations externes au système (modification du niveau de base, changement climatique), qui peuvent largement modifier les modalités d'exportation des sédiments, restent prises en compte de façon très qualitative (Ballantyne, 2002b) (fig. 66).

Le modèle de tarissement présente cependant l'avantage de pouvoir créer des combinaisons, qui permettent de commencer à explorer le fonctionnement des « boîtes noires » évoquées. CK. Ballantyne (2003) considère ainsi que le volume de sédiments introduit dans un « réservoir » à une date t (S_i) correspond à la diminution de volume de la source sédimentaire qui alimente ce réservoir.

La formalisation mathématique de cette combinaison est :

$$S_i = S_a - S_t = S_a - S_a \cdot e^{-\lambda t}$$

où S_i est le volume de sédiments apportés au réservoir depuis la source sédimentaire, à une date t . Conjointement à l'alimentation du réservoir, une part du matériel est également exportée vers l'aval. En considérant que le volume de sédiments exportés depuis le réservoir est fonction de la quantité de sédiments « disponibles » au sein du réservoir, on a alors (Ballantyne, 2003a et b) :

$$S = S_i \cdot e^{-\kappa t} = (S_a - S_a e^{-\lambda t}) e^{-\kappa t}$$

où S est le volume de sédiments stockés à une date t , κ est le taux d'exportation des sédiments depuis le réservoir (ka^{-1}). En considérant que $S_a = 1,00$ à la date $t=0$, alors l'équation est simplifiée :

$$S = (1 - e^{-\lambda t}) \cdot e^{-\kappa t}$$

il est ainsi possible de déterminer les variations au cours du temps de la quantité de sédiments stockés dans le réservoir (fig. 67).

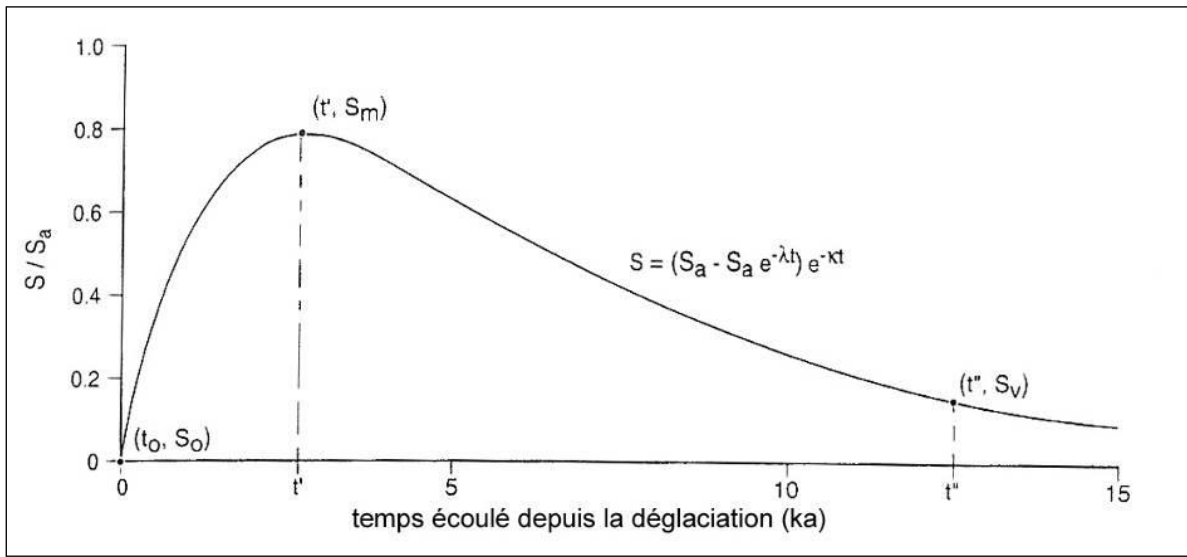


Figure 67 : Calibrage de la courbe montrant l'évolution du volume de sédiments stockés au cours du temps.

En connaissant la quantité maximale de sédiments stockés S_m à la date t' , et la quantité de sédiments S_v stockés actuellement (t'') il est possible de construire la totalité de la courbe (Ballantyne, 2003a et b).

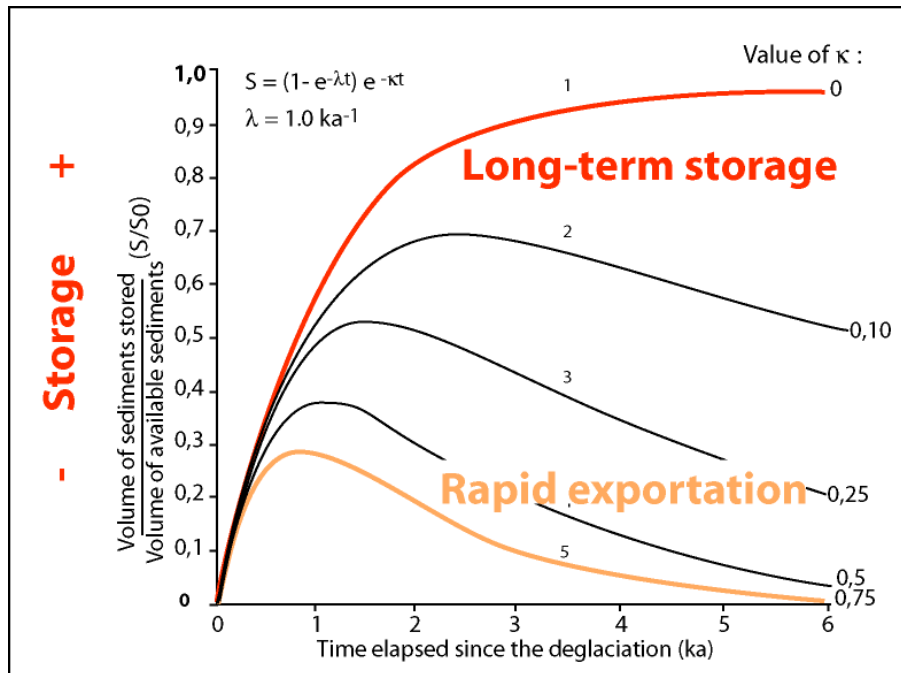


Figure 68 : Variation de volumes de sédiments stockés.

Les variations de volume stocké sont mis en rapport avec la quantité de sédiments disponibles En fonction de la valeur de κ la date à laquelle le stockage des sédiments culmine varie. Lorsque $\kappa = 0$, l'exportation sédimentaire est nulle, le volume de sédiments stockés correspond au cumul des sédiments mobilisés depuis la source sédimentaire. Lorsque κ s'élève la date à laquelle le stockage culmine est plus proche de la date de la déglaciation (Ballantyne, 2003a et b).

La quantité de sédiments d'un réservoir est directement fonction du rapport entre le taux d'épuisement de la source sédimentaire alimentant le réservoir à l'amont (λ) et le taux d'exportation des sédiments vers l'aval depuis le réservoir (κ). Plus le ratio κ/λ est élevé, plus les sédiments stockés dans le réservoir sont exportés rapidement, la date à laquelle le stockage atteint son maximum intervient alors peu après la déglaciation (fig. 68 ; courbe 5). A l'opposé, si ce rapport est faible, la durée du stockage des sédiments s'allonge et le maximum tend à se décaler de la fin de la déglaciation (fig. 68, courbes 2, 3 & 4).

Le premier intérêt de ce modèle est de pouvoir déterminer la courbe synthétisant les variations de volume des sédiments stockés à partir de trois points connus : (1) l'origine, où le temps écoulé depuis la déglaciation et le volume stockés sont nuls, (2) le point (t' , S_m) correspondant au maximum de sédiments stockés et (3) le point correspondant à la période présente (t'' , S_v) (fig. 67). Partant, il est possible d'effectuer une typologie de fonctionnement des réservoirs, entre ceux qui assurent un piégeage durable et ceux qui assurent a contrario une redistribution rapide.

Cependant, ce modèle d'évolution des réservoirs sédimentaires se fonde sur la quantité de matériel « disponible », pouvant être pris en charge par les processus non glaciaires : il ne fait donc pas intervenir les variations géométriques des glaciers. Or, elles créent des phénomènes d'accumulation sédimentaire temporaires spécifiques au contact de la langue glaciaire ou d'une moraine, pouvant engendrer un éventuel décalage entre le rythme de la déglaciation et le rythme de la mobilisation sédimentaire (*cf. sup.*). Une perspective de recherche nouvelle consiste donc à intégrer le rôle du glacier dans ces phénomènes de stockage dans les têtes de bassin.

La combinaison de plusieurs processus de démantèlement du réservoir, caractérisés par différentes valeurs de K_i et K_j et différents stades d'évolution, peut être mise en équation (Cossart & Fort, 2008a) :

$$S_j = [(1 - e^{-\lambda t}) \cdot e^{-K_i(t)}] \cdot e^{-K_j(t-t')}$$

L'évolution du volume de sédiments au sein des unités de stockage peut ainsi être quantifié en prenant en considération le démantèlement des barrages morainiques (t' = date de disparition de l'entrave).

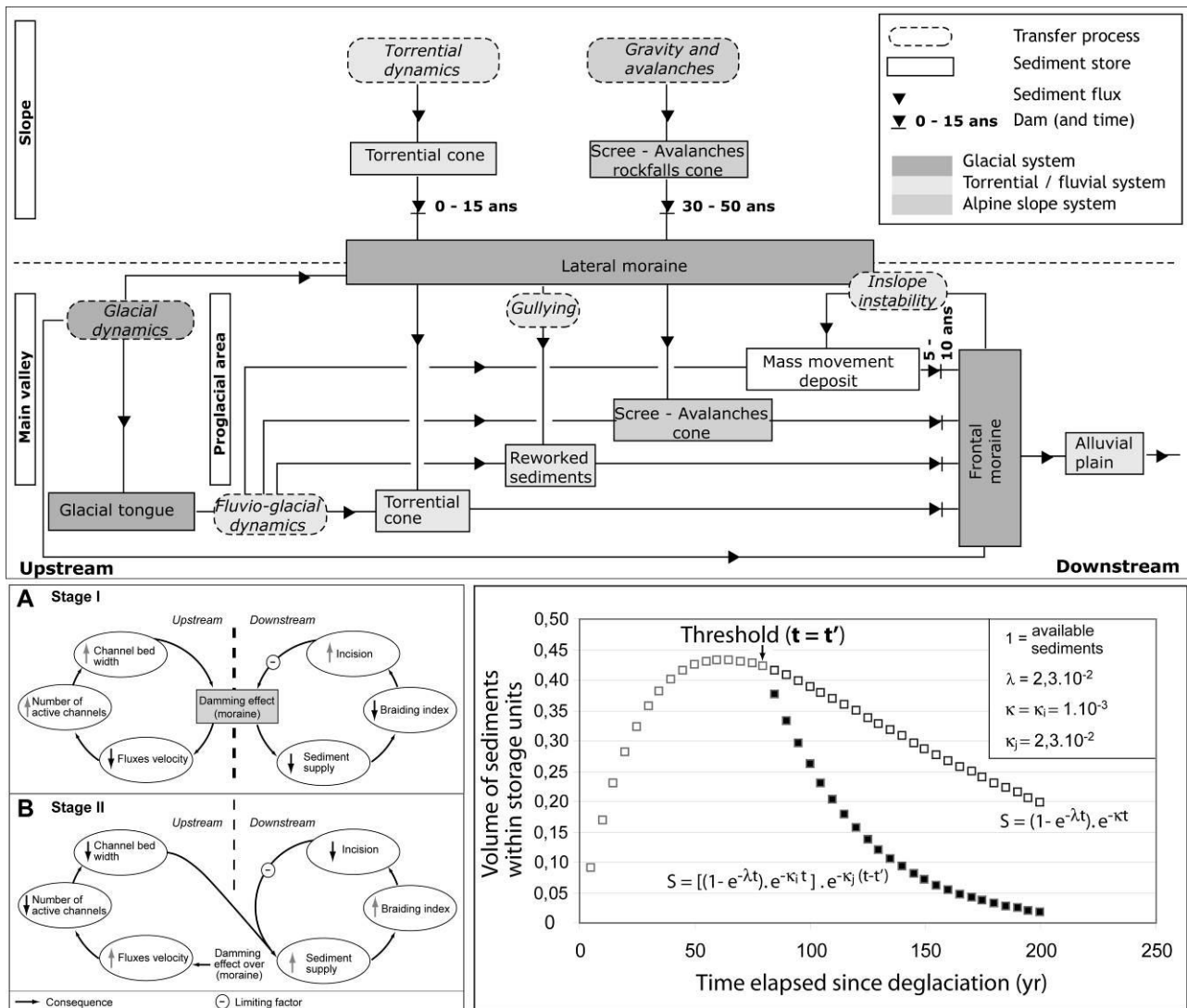


Figure 69 : Essai de modélisation des effets de blocage, puis de pulsation sédimentaire, dans les têtes de bassin englacées.

En haut : décomposition du fonctionnement géomorphologique d'une tête de bassin englacée, et modélisation de l'agencement des flux reliant les différents réservoirs. A, B : boucles de rétroaction liées à l'entrave puis au démantèlement d'une moraine. En bas à droite, sortie d'une simulation numérique du volume piégé dans assemblage morpho-sédimentaire affecté par un blocage puis un démantèlement de la moraine : en carrés blancs le modèle paraglaciale « classique », en carrés noirs notre travail.

Ici, après t' , des processus torrentiels prenant en charge des sédiments au détriment de la moraine, mais également au détriment des réservoirs qui étaient bloqués en amont ; ils complètent ainsi l'exportation liée aux processus de ravinement sur la face interne de la moraine. La diminution brutale

du volume de sédiments dans le réservoir liée à cette reconnexion, et donc le pic de transfert de matériel vers le fond de vallée, est ainsi modélisée (fig. 69 ; Cossart, 2008 ; Cossart & Fort, 2008a).

Au final, le modèle de tarissement sédimentaire a été essentiellement appliqué en contexte paraglacière. Nous voyons cependant que la robustesse des hypothèses sur lesquelles il repose permet de généraliser son application à tout compartiment d'une cascade sédimentaire. L'imbrication des différents composants (réservoirs, flux) d'une cascade et leurs interactions permanentes pose toutefois une difficulté en termes de formalisation. Autant il est aisé d'effectuer un calcul sur un ou deux réservoirs sédimentaires, autant il demeure compliqué de prédire comment vont interagir ensemble quelques dizaines de réservoirs, et quel sera le signal sédimentaire qui émergera de la somme de l'ensemble de ces comportements. Pour cela, nous proposons d'effectuer des développements au sein d'une plate-forme de simulation, autorisant la formalisation complexe de cet assemblage de compartiments.

c) *Les simulations par compartiment*

Le modèle du tarissement sédimentaire permet donc une première exploration des modalités de fonctionnement des flux entre deux réservoirs sédimentaires. La simplicité des équations dans la formalisation de couplages locaux ne se maintient toutefois pas dès lors que les assemblages se multiplient.

En effet, chaque équation de tarissement est une équation différentielle qui peut prendre la forme :

$$x' = k x$$

ce qui signifie que chaque grandeur « x » a une évolution proportionnelle à la grandeur elle-même. Dans le modèle de tarissement, le coefficient de proportionnalité « k » est négatif, il joue un rôle "modérateur", et on aboutit vers un état d'équilibre, tel que x et x' s'annulent quelles que soient les conditions initiales.

De telles équations sont fréquentes dans l'ensemble des domaines couverts par la physique mais, lorsqu'elles s'agencent au sein de systèmes matérialisés par des stocks et flux, elles sont à l'origine de rétroactions et d'ajustements non-linéaires complexes. La lecture (et même la prévision) de ces derniers est complexe et ne peut se contenter d'un aperçu descriptif nécessairement subjectif, comme l'avait no-

té E. Roussel (2011), rejoignant ici nos préoccupations. La simulation offre alors un recours, en explorant le fonctionnement théorique d'un système qui a été modélisé. Plus particulièrement, des plateformes de simulations par compartiments ont été développées récemment pour aider à la formalisation, puis à la simulation, de modèles fondés sur des équations différentielles. Chaque réservoir est un compartiment, qui est relié à d'autres par des flux suivant des équations différentielles. Dès lors, il devient possible d'examiner chacun des comportements théoriques des réservoirs, et le niveau des flux dans le temps ; on recherche alors plus particulièrement des réactions en chaîne, des effets de seuil, les (dés)équilibres qui se créent et que l'on ne pouvait prévoir subjectivement. La plateforme Vensim est ici utilisée (cf. Annexe 6).

Dans sa version de base Vensim PLE, cet outil est libre de droit pour l'enseignement et la recherche. Il permet de construire des modèles constitués de multiples compartiments, et déterminer les variables qui contrôlent les différents flux (temps écoulé, niveau d'un compartiment, effet de seuil lié au niveau d'un compartiment, événement aléatoire, etc.). L'écriture des équations est facilitée par une boîte de dialogue qui propose les paramètres liés et les fonctions proposées (croissance ou décroissance linéaire, exponentielle, logistique, etc.), tandis que la structure du modèle peut être affichée par un diagramme causal, mettant éventuellement en évidence les boucles de rétroaction entre les éléments du système. Vensim est aussi un outil de simulation numérique qui permet de faire circuler virtuellement le matériel transporté dans le système et de comparer l'évolution de chaque compartiment sous forme graphique. Le résultat d'une simulation peut-être affiché itération par itération ou globalement, après stabilisation du système.

Bien qu'elle soit un outil nécessaire, la simulation doit se fonder sur la réalité du terrain. Le fonctionnement géomorphologique des objets permet de définir les hypothèses de fonctionnement et d'identifier l'ensemble des liens existant ; quelques mesures d'ablation et datations d'événements clefs permettent également de calibrer le modèle. Nos travaux sur la formalisation de cascades sédimentaires sont toujours en cours, mais nous présentons ici les premiers résultats (encore non publiés) d'une simulation calibrée à partir du fonctionnement géomorphologique de la haute Vallouise (massif des Ecrins) (fig. 70 et 71), reprenant le modèle de la cascade sédimentaire défini au paragraphe précédent (fig. 69) et le cas bien étudié du vallon de Celse-Nière (Cossart, 2004 ; Cossart & Fort, 2008a).

Dans le détail, nous recréons de premiers flux qui correspondent aux assemblages décrits dans les têtes de bassin, où les moraines latérales constituent des pièges sédimentaires retardant la reconnexion

entre le haut de versant et le fond de vallée (fig. 70). Cependant, il existe également des configurations où les relais de processus entre les hauts de versant et le fond de vallée n'étaient pas entravés par ces moraines latérales (fig. 71), créant des couplages un peu moins complexes. L'assemblage des deux est ainsi recréé dans la plateforme Vensim (fig. 72).

Quelques hypothèses simples sont formulées pour établir les conditions de la simulation. Tout d'abord, l'état initial de la cascade sédimentaire correspond au début de la déglaciation, lorsque les héritages glaciaires sont offerts aux processus d'érosion paraglaciale. Les sources sédimentaires primaires d'où s'amorcent les flux de la cascade sédimentaire présentent un volume initial correspondant à une base 100. Chaque flux s'organise suivant un modèle de tarissement, avec un taux de mobilisation constant du stock offert au remaniement, ces taux sont ceux quantifiés dans la littérature, et synthétisés précédemment (fig. 64). Le fonctionnement est bel et bien théorique et ne prend en considération que l'agencement interne de la cascade sédimentaire, sans aucune perturbation extérieure, qu'il s'agisse d'une variation climatique (et plus particulièrement glaciaire) ou d'un forçage d'ordre tectonique. L'activité anthropique est de toute façon négligeable dans les secteurs considérés.

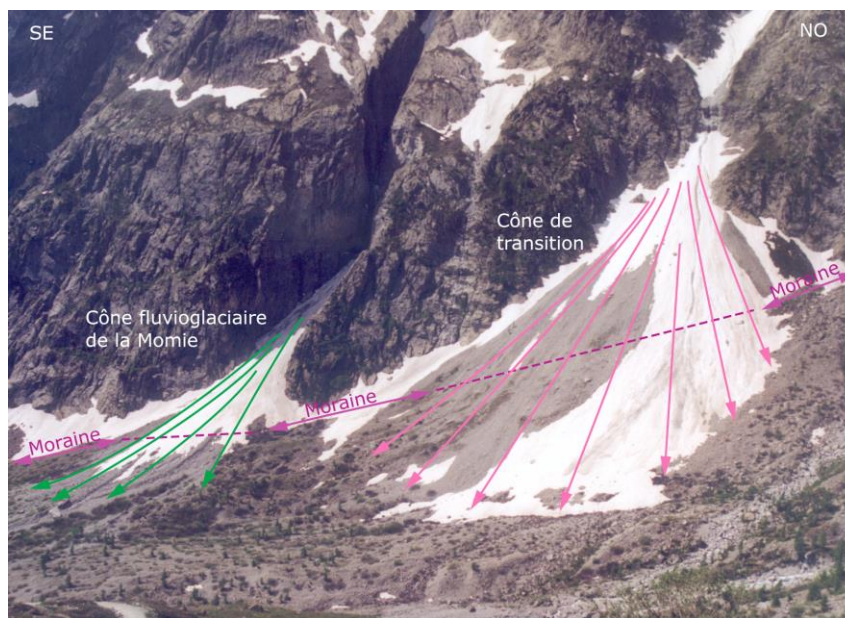


Figure 70 : Assemblage morphosédimentaire au contact d'une moraine latérale.

Dans un cas, les apports par éboulis et avalanches provoquent une surverse des sédiments au-dessus de la ride morainique du PAG. Le cône dit de transition aggrade et prograde au-dessus de la moraine. Dans un autre, les processus fluvi-glaciaire ont permis une entaille dans la ride morainique, le cône fluvi-glaciaire est ainsi emboîté dans la moraine. Typique des marges latérales des zones récemment déglacées, cette configuration est omniprésente dans les têtes de bassin et sert de fondement aux premiers compartiments de la simulation.

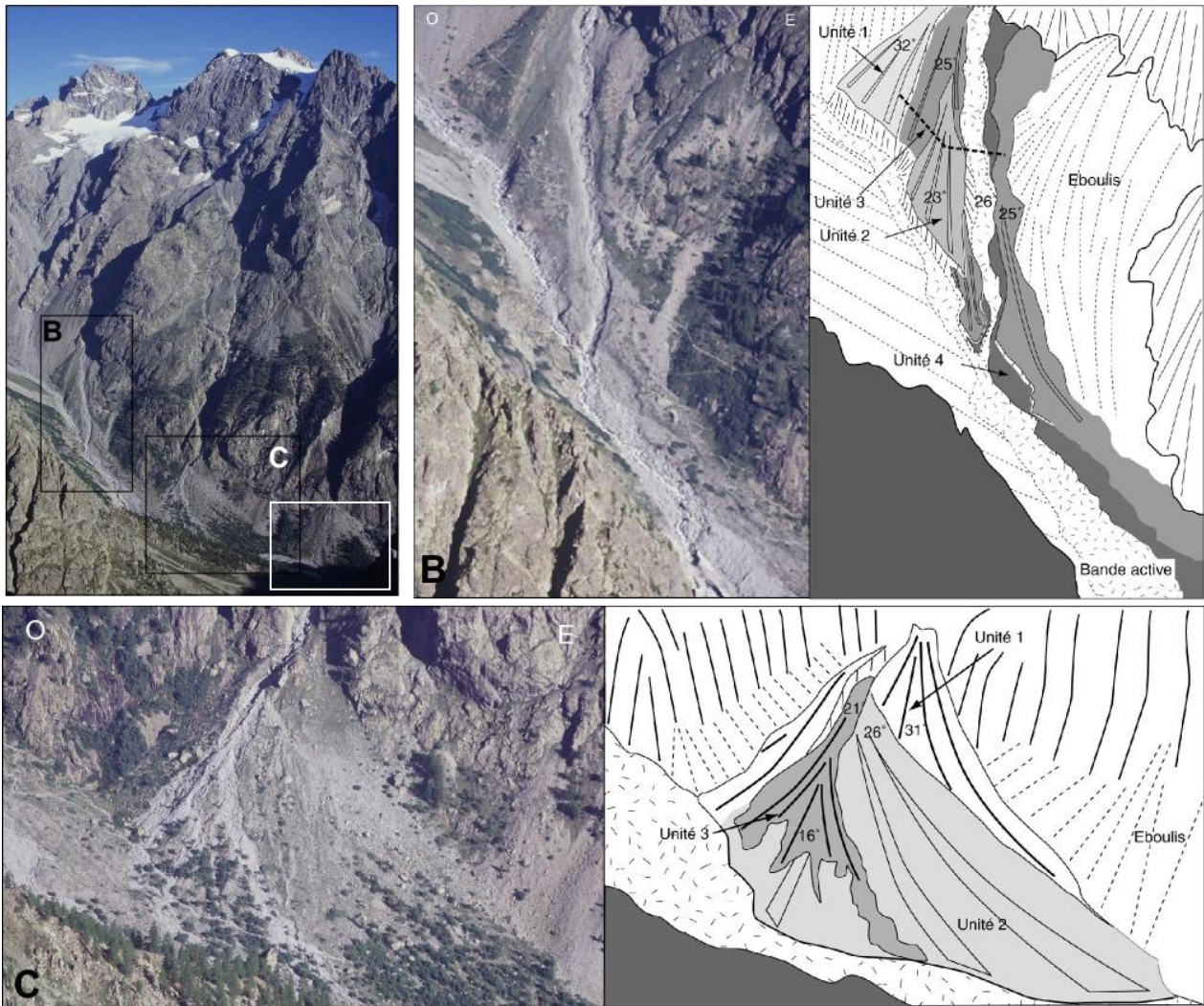


Figure 71 : Assemblage morphosédimentaire au pied de glaciers perchés, sans moraine latérale dans le fond de vallée.

La cascade sédimentaire est ici caractérisée par la présence du glacier du Clot-de-l'homme, qui alimente deux torrents proglaciaires. Ceux-ci remanient des cônes complexes, qui sont en contact avec le fond de vallée (vallon de Celse-Nière). Les différentes unités, emboîtées les unes dans les autres, matérialisent différents seuils dans le fonctionnement, dont on attend l'émergence dans la simulation. On note aussi (encadré blanc) un système simple paroi/éboulis. Clichés de juillet 2002.

La simulation permet d'examiner, réservoir par réservoir, le volume de sédiments stockés et la façon dont il évolue au cours du temps. De même, chaque flux peut être examiné et reconstitué en continu dans le temps. Nous portons ici notre attention sur quelques filières clefs de l'agencement de la cascade sédimentaire, en premier lieu ce qui se produit au contact d'une moraine latérale.

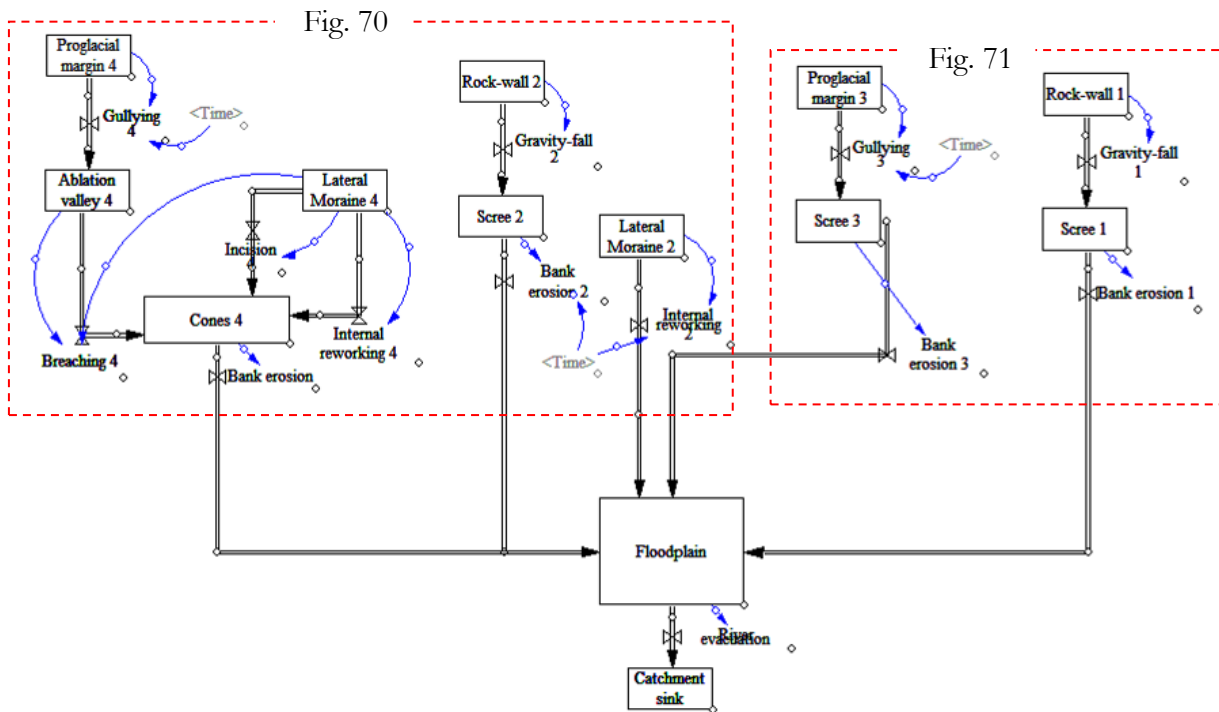


Figure 72 : Implémentation de la cascade sédimentaire dans la plateforme de simulation vensim.

Les rectangles correspondent aux compartiments (réservoirs sédimentaires), les doubles flèches noires aux flux. Les flèches bleues matérialisent les facteurs contrôlant le niveau des réservoirs. Chaque réservoir a un niveau fonction du flux qu'il exporte, montrant le fonctionnement en équation différentielle. Une équation est formalisée pour chaque flux, et pour chaque réservoir. La numérotation et le libellé des unités sont repris dans les figures suivantes.

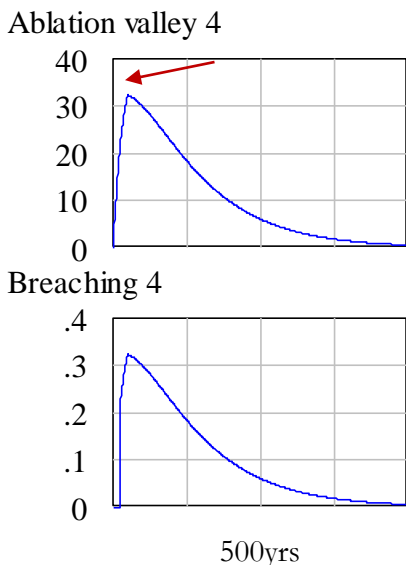


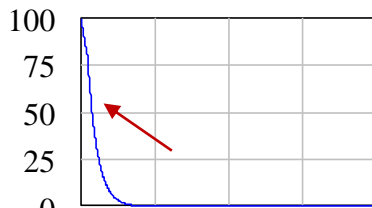
Figure 73 : Evolution simulée du volume sédimentaire piégé entre une moraine latérale et le versant supraglaciaire.

Entre la face externe de la moraine et le versant se développe un complexe sédimentaire (« ablation valley » in Hewitt, 1989), dont le volume dépend étroitement du contrôle exercé par la moraine. Dès lors qu'une brèche apparaît, l'exportation sédimentaire intervient et prend le dessus sur les apports amont. L'exportation matérialisée ici est bien exportation depuis l'ablation valley, et non depuis la moraine qui est à son contact. A noter la cassure nette de la courbe, montrant bien l'effet de seuil. Les réservoirs ont une unité de volume en base 100 (100 = niveau initial des sources primaires) ; les flux sont exprimés en volume.an⁻¹.

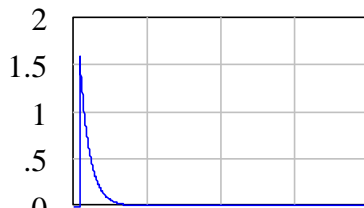
Dans la partie amont de cette filière, des apports sédimentaires permettent le remplissage du réservoir localisé entre la face externe de la moraine et le versant supraglaciaire. Parmi les processus à l'œuvre, des dynamiques torrentielles et/ou fluvio-glaciaire interviennent, mais les écoulements restent confinés sur la face externe de la moraine, à l'image d'une « ablation valley » (*sensu* Hewitt, 1989). Une fois que le réservoir ainsi constitué est plein (le seuil était ici fixé à 33), une surverse permet de créer une brèche au sein de la moraine, assurant ainsi la dynamique d'exportation de cette unité sédimentaire vers le fond de vallée (fig. 73).

En contrebas, la moraine latérale évolue également en lien direct avec la dynamique de l'*ablation valley* (fig. 74). Avant la surverse, seule une dynamique de ravinement permet la mobilisation de sédiments sur la face interne de l'édifice. Dès lors que la surverse intervient, une incision au détriment de la moraine se développe et apporte un surcroît de matériel. Il est à noter que la simulation prend en compte le fait que l'incision provoque une diminution de la surface contributive des ravinelements : le rythme d'exportation par ce processus marque un fléchissement au bout de 30 ans.

Lateral Moraine 4



Incision 4



Internal reworking 4

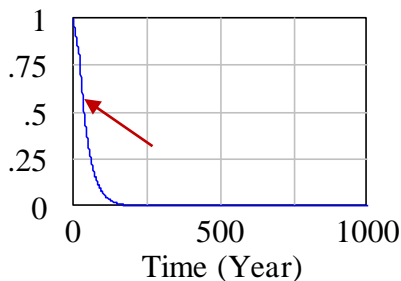


Figure 74 : Evolution simulée du volume de sédiments stockés dans une moraine latérale.

La moraine évolue sous l'emprise du ravinement de sa face interne, puis de l'apparition d'une incision, en lien avec le cours d'eau circulant au sein de l'*ablation valley*. Le rythme de l'exportation s'accroît au bout de 30 ans, du fait de cette addition entre deux processus. La date à laquelle l'incision intervient influence directement le rythme de l'évolution de l'*ablation valley* (cf. *supra*). A noter que le rythme du ravinement décroît au moment où la brèche apparaît (diminution de son emprise spatiale, cf. flèche rouge). L'échelle des abscisses est la même que dans le cas de l'*ablation valley* pour faciliter les comparaisons. Les réservoirs ont une unité de volume en base 100 (100 = niveau initial des sources primaires) ; les flux sont exprimés en volume.an⁻¹.

L'ensemble du matériel exporté depuis l'ablation valley et la moraine est stocké dans un cône, situé au contact avec le fond de vallée et dont le rythme de construction s'accélère au gré des reconnections de la filière sédimentaire. Des inflexions dans la courbe, avec un relèvement des taux de sédimentation, apparaît nettement au bout de 30 ans, lorsque la brèche intervient au niveau de la moraine. Le rythme de cette sédimentation ne peut être contrebalancé par l'exportation. Celle-ci est assurée par le cours d'eau, qui remobilise le matériel du cône par érosion latérale (1% du matériel du cône est exporté par le cours d'eau). L'aggradation reste dominante durant près d'un siècle, période au bout de laquelle on observe le tarissement progressif de l'alimentation sédimentaire. Dès lors, la faiblesse des apports se conjugue avec le large volume stocké pour permettre une exportation par le cours d'eau (dont le taux de remobilisation reste constant). Le volume stocké dans le cône décroît ainsi, après avoir atteint son maximum après 80 années d'évolution (fig. 75).

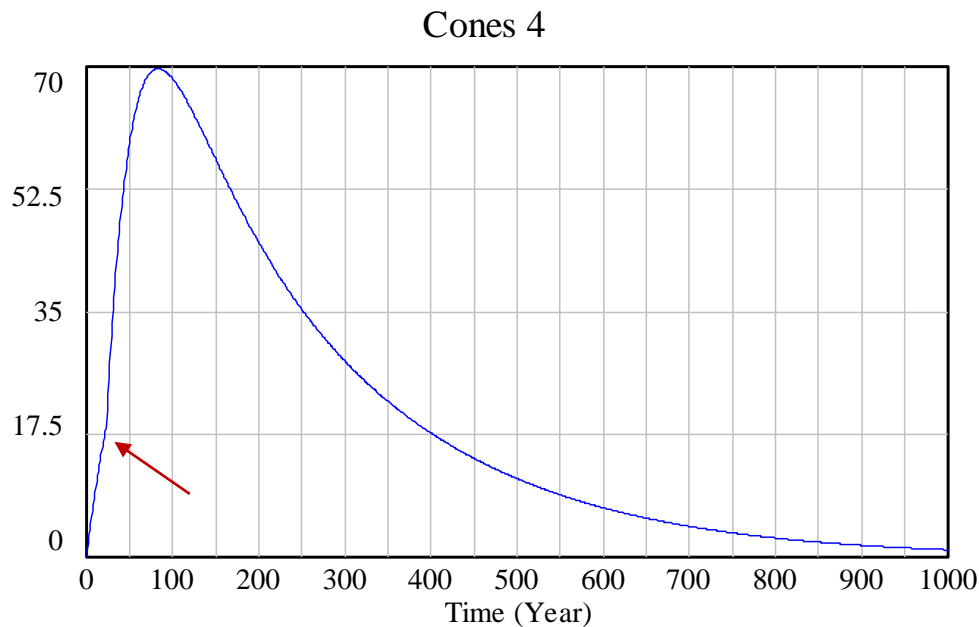


Figure 75 : Evolution simulée du volume des cônes localisés en bas de versant, alimentés par le démantèlement des édifices latéraux.

De l'évolution de l'ablation valley et de la moraine latérale, il résulte la construction d'un cône dont le volume atteint son maximum au bout de 8 décennies d'évolution, soit environ 50 ans après l'apparition de la brèche au sein de la moraine. L'effet de celle-ci transparaît dans la phase de construction, par un relèvement de la courbe (flèche rouge). Cette courbe montre bien l'ensemble du temps nécessaire à l'ajustement des cascades sédimentaires, et que la réponse sédimentaire n'est pas linéaire en fonction du temps écoulé depuis la déglaciation.

D'autres filières, au sein de la cascade, présentent des relais de processus plus simples, sans intervention d'une moraine latérale en fond de vallée qui provoquerait une obturation temporaire (fig. 76). Cette configuration s'apparente par exemple aux cas des flux intervenant sur la face sud du Mont-Pelvoux, où des cônes complexes se construisent néanmoins en contrebas des glaciers perchés, au contact avec le fond de vallée. Le cône se construit par aggradation d'éboulis durant les premières décennies ainsi que par apport sédimentaire depuis les moraines du glacier perché (faces externes dans un premier temps, puis depuis la plaine intra-morainique). Cette combinaison permet un rythme de construction relativement constant. Puis, dès lors que les flux solides provenant de l'amont se tarissent, le système change de fonctionnement : les cours d'eau effectuent leur recharge sédimentaire à partir du cône, qui transmet les sédiments vers la plaine alluviale. Cette phase se matérialise au niveau des cônes par une incision apicale, et une redistribution du matériel vers l'aval, impliquant un emboîtement de plusieurs unités morpho-sédimentaires, maintenant bien documentées (Cossart, 2003 & 2004 ; Cossart & Fort, 2008a). La simulation indique une exportation de ces sédiments vers l'aval 50 ans après la déglaciation. Ce résultat est en accord avec l'évolution des plaines alluviales, qui témoignent d'un élargissement des bandes actives durant la décennie 1950 sur le terrain qui a servi au calibrage du modèle, et montre plus généralement que le transfert de sédiment intervient également avec un retard, même sans intervention d'une moraine latérale en fond de vallée.

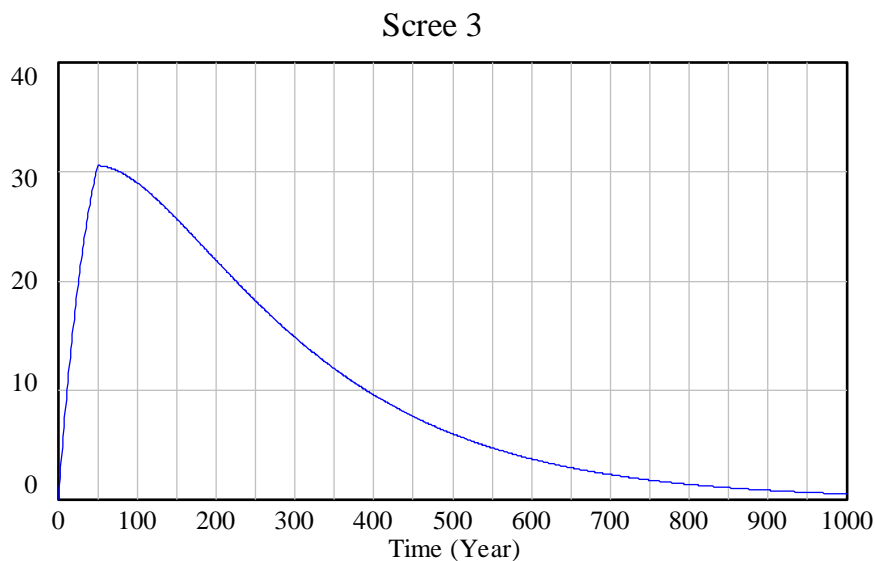


Figure 76 : Evolution simulée du volume d'un cône localisé en aval d'un glacier perché.

Cette configuration s'apparente au cas des cônes du Clot-de-l'homme. Même en absence d'effet retard lié à une moraine latérale, l'exportation sédimentaire vers la plaine alluviale ne s'active qu'avec inertie (50 ans suivant la simulation).

En conclusion, la plaine alluviale reçoit, dans ce modèle, principalement les sédiments par remobilisation des cônes de fond de vallée. En conséquence, leurs rythmes d'évolution se superposent (fig. 77) pour aboutir à un stockage maximal au bout d'un siècle. Là encore, l'observation du torrent de Celse-Nière au cours du 20^e siècle corrobore ce résultat : une véritable métamorphose fluviale, accompagnée d'un élargissement de la bande active, le caractérise depuis 1980. Une telle évolution est à mettre en relation avec une aggradation sédimentaire. Il est par ailleurs à noter que, depuis cette période, l'exhaussement du lit du torrent menace directement le terrain de camping d'Ailefroide d'un engravement (DDT Hautes-Alpes, 2013).

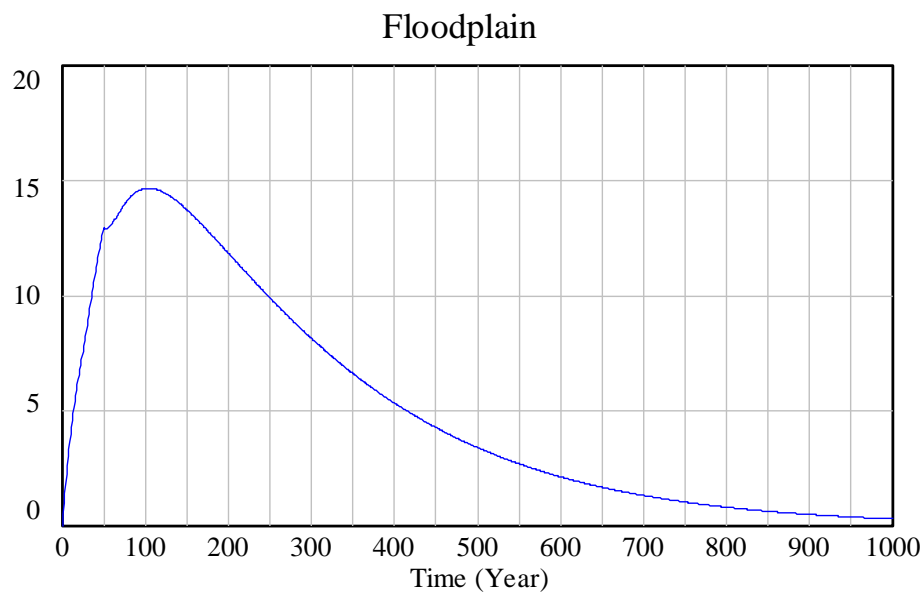


Figure 77 : Evolution simulée du volume de sédiments stockés dans la plaine alluviale.

Le réservoir que constitue la plaine alluviale reçoit les sédiments depuis les cônes de bas de versant, alimentés par éboulisation simple, ou suivant les relais complexes évoqués ci-dessus. Il faut noter que le maximum de remplissage est atteint au bout d'un siècle, montrant ainsi une estimation du temps nécessaire à l'évacuation du train de sédiments formé dans les marges proglaciaires.

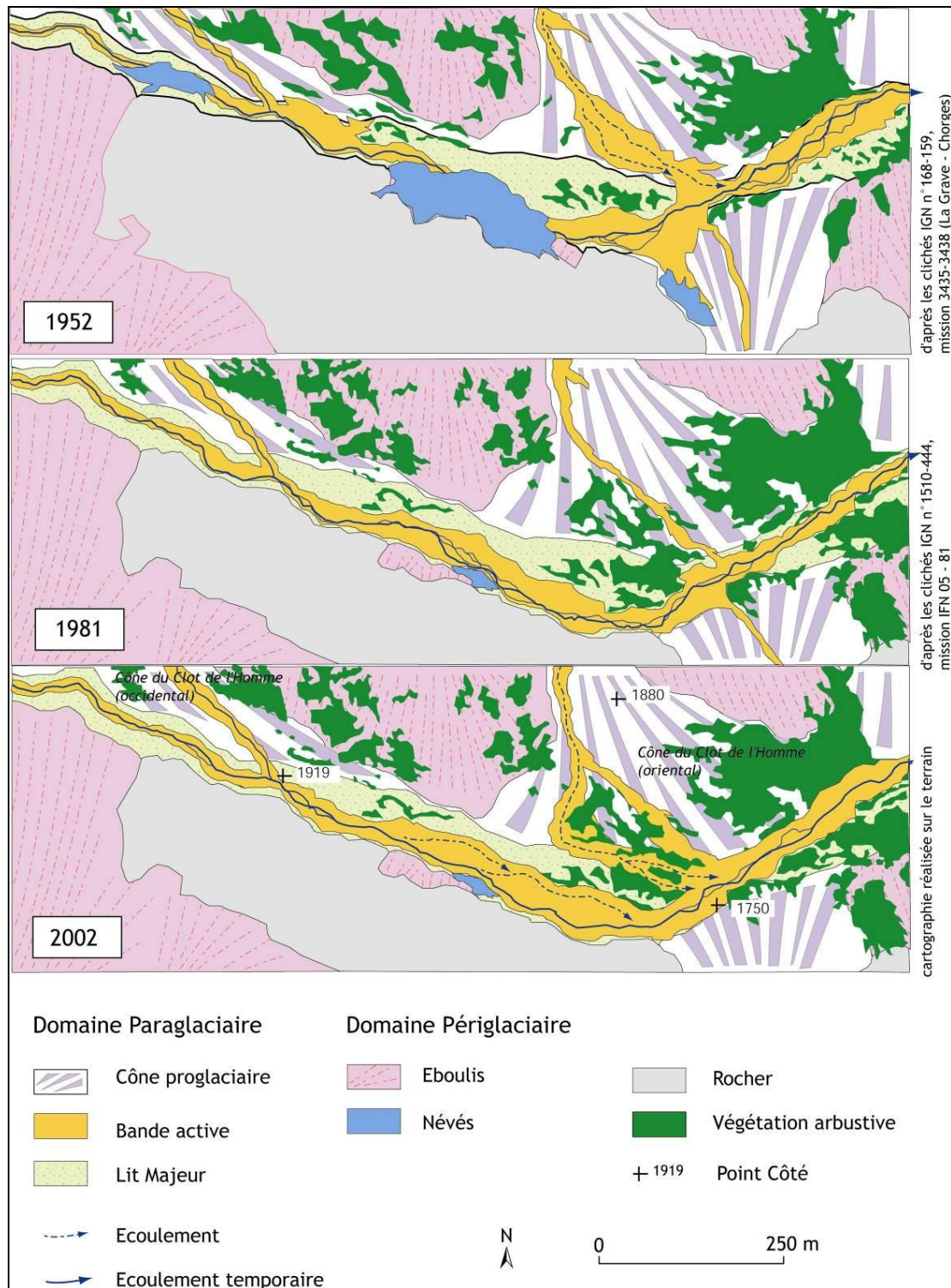


Figure 78 : Elargissement de la bande active du torrent de Celse-Nière à la fin du 20^e siècle.

Le lit majeur correspond à l'emprise de la bande active jusque dans la décennie 1920 (cf. âge des mélèzes). La bande active s'est contractée en 1952, depuis elle varie en accord avec l'activité des torrents du Clot de l'Homme (cf. cônes). Après une baisse d'activité en 1981, une recrudescence est perceptible entre 1981 et 2002 : les bandes actives s'élargissent, des avulsions apparaissent (Cossart, 2005).

Nous avons exploré le fonctionnement théorique des cascades sédimentaires, particulièrement sous l'angle de la théorie des graphes, puis en cherchant à simuler le transfert de sédiments suivant l'hypothèse d'une loi de tarissement. Ces démarches, complémentaires, font apparaître trois résultats principaux. (i) Tout d'abord, l'agencement des flux fait que, structurellement, une partie du matériel sédimentaire est dirigé vers des zones de stockage durables, déconnectées du reste de la cascade sédimentaire. (ii) Les combinaisons de processus, lorsqu'elles sont détaillées à une échelle fine, sont complexes : chaque réservoir est en interdépendance avec d'autres réservoirs, et son propre comportement est corrélé avec son niveau de remplissage. La combinaison de ces interactions fait que le couplage versant / cours d'eau ne devient réellement efficace que 30 à 50 ans après la déglaciation. (iii) Seules des équations différentielles peuvent formaliser cette complexité et être intégrées dans une plateforme de simulation pour lire leurs effets. Cette lecture indique que la structure de la cascade sédimentaire impose un pic d'exportation sédimentaire vers les plaines alluviales un siècle après la déglaciation. Finalement, la réponse de la cascade sédimentaire n'est pas linéaire en fonction du temps écoulé depuis la déglaciation. Les hypothèses énoncées par nous-mêmes (Cossart, 2008) et E. Roussel (2011) trouvent ici confirmation.

Certes, ce premier essai de simulation est à affiner, ce qui est l'objectif de l'ANR franco-allemande que nous souhaitons déposer début 2015. Les pistes sont les suivantes : intégrer plus finement les relais qui s'organisent autour des vallums morainiques frontaux, encore laissés ici à l'état de « boîtes noires », prendre en considération les effets des crues BF/HM qui aident à l'activation du déstockage sédimentaire. Enfin, nous tenons à insister sur le fait que les simulations, bien qu'elles soient un outil efficace et objectif pour explorer le fonctionnement des cascades sédimentaires, ne doivent intervenir qu'après un travail de terrain. Seul celui-ci permet de comprendre les agencements de la cascade et fournit les données indispensables au calibrage des modèles.

La cascade sédimentaire et son contexte : quel poids des forçages environnementaux dans l'évolution des flux sédimentaires ?

En essayant d'explorer le fonctionnement des cascades sédimentaires de façon aussi objective que possible, notamment par le biais de simulations, nous avons pu montrer que leur structure interne explique *per se* une grande partie de la variabilité de la charge sédimentaire qu'elles exportent. De nombreuses boucles de rétroaction et des ajustements non-linéaires animent, en effet, les flux de sédiments. Ce comportement complexe mis en évidence, nous revenons à l'une de nos questions initiales : la variabilité sédimentaire correspond-elle à une organisation interne complexe des bassins-versants (*sedimentological anarchy*, in Walker, 1990) ou à une réponse à des forçages externes ? Parmi les forçages potentiels, deux sont souvent évoqués dans le cas de l'évolution géomorphologique des bassins-versants montagnards : le forçage climatique (dont le concept « paraglaciaire » est une expression emblématique) et le forçage anthropique.

La réponse à ce débat ne peut être simple, et notre hypothèse de travail ne consiste pas à démontrer que ces forçages ont une influence complètement neutre sur le fonctionnement des bassins-versants. En revanche, nous proposons de voir si ces forçages créent une ré-organisation complète de l'agencement des cascades ou s'ils créent simplement quelques injections de sédiments complémentaires, accélérant le fonctionnement de la cascade sans pour autant le remettre profondément en cause. Nous engageons donc une discussion sur les impacts de chacun de ces deux forçages¹, avec comme principal objectif de montrer que les liens de causalité entre ces forçages et le relèvement des taux d'érosion sont complexes. Partant, nous montrons que l'interprétation des signaux sédimentaires est tout aussi complexe et nécessite quelques précautions d'interprétation que nous tentons d'illustrer.

¹ Nos travaux de recherche ayant également porté sur les liens entre variabilité climatique et déglaciation, nous avons initialement prévu un développement plus large, au début de ce chapitre, sur les apports de nos travaux à la connaissance des calendriers de déglaciation, et notamment sur la façon dont des contextes locaux peuvent moduler les réponses glaciaires. Cependant, afin de ne pas nuire à la continuité de notre fil conducteur, nous avons finalement choisi de limiter cette partie à un simple encart, des développements plus aboutis étant proposés en annexe, et dans le recueil de publications.

La déglaciation : un signal équivoque

La déglaciation : le terme est quasiment exclusivement utilisé au singulier, comme s'il s'agissait d'un cadre univoque, immuable. Il est comme suggéré que chaque spécialiste des variations glaciaires devrait ainsi nécessairement revenir au cadre chronologique défini préalablement car chaque écart de date serait interprété avec méfiance. On ne reviendra pas ici sur des débats entre les tenants d'une avancée glaciaire au Dryas moyen et ceux qui voyaient un réchauffement continu entre Bölling et Alleröd, par exemple. Il est cependant vrai que des effets de contexte, de site, peuvent créer des différences notables dans le style d'englacement tout d'abord, puis dans les modalités des réponses glaciaires ensuite. Il faut donc insister sur le caractère équivoque du signal que représente la déglaciation.

Les travaux que nous avons menés depuis plus de 10 ans dans les zones de montagne ont permis, en premier lieu, d'enrichir les bases de données existantes. Les données acquises sont de deux ordres : nous avons cherché à augmenter le nombre de glaciers étudiés et observés depuis le PAG ; nous avons également porté notre attention sur des périodes chronologiques charnières peu connues comme la transition Tardiglaciaire/Holocène. L'ensemble de ces travaux est fondé sur une démarche classique de géomorphologue, recensant les héritages glaciaires sur le terrain, pour les intégrer ensuite dans des séquences chronologiques relatives puis absolues. Le recours à des méthodes de datation récentes (méthode par *Cosmic Ray Exposure datings*) a notamment permis de mettre en lumière des récurrences glaciaires, jusqu'à présent non décelables par le radiocarbone (« plateau » dans la courbe de production du ^{14}C lors du Dryas récent) : le stade de Kartell, intervenant au tout début de l'Holocène, apparaît ainsi comme la dernière avancée glaciaire avant celle du PAG. Ces calages nous ont également permis de discuter des phases probables de genèse et de développement des glaciers rocheux, dont le comportement est très largement influencé par le contexte local (morphostructural, topoclimatique, etc.) dans lequel ils se situent.

Cette progressive mise en évidence des effets de contexte nous a conduits à mobiliser une démarche résolument géographique dans le traitement des données acquises. Face à la véritable mosaïque que constituent les milieux de montagne, il est apparu nécessaire de comparer les glaciers entre eux, d'en déduire des typologies de comportements, de mettre en exergue les localisations sous-jacentes à ces types de comportement. Cette démarche comparative, mobilisant « le grand nombre », invite à une réflexion sur la nature de l'information géographique recueillie, devant être traitée. En effet, l'instabilité temporelle du nombre de glaciers (qui deviennent coalescents ou qui se scindent), la sur-représentation de glaciers dans des conditions limites (attirant structurellement les valeurs moyennes) sont quelques-uns des problèmes dont il a fallu s'affranchir pour proposer un traitement de l'information.

Des méthodes de modélisation spatiale, visant à recréer un champ continu des conditions d'englacement ou de la présence du pergélisol, ont été mises en œuvre afin de lever ces difficultés. Fondées sur des méthodes statistiques comme la Régression Géographiquement Pondérée (GWR) ou la Régression Logistique, elles nous ont permis de faire émerger des tendances régionales dans l'évolution de l'englacement, tout en prenant en considération l'importance des contextes locaux dans le comportement des objets. Nous soulignons ici à quel point un contexte local module très largement les flux (d'énergie, de matière) à l'entrée du système ouvert que constituent les glaciers. Nous plaidons ainsi pour que ces derniers, moteurs même des réajustements, soient pleinement intégrés dans les études paraglaciales. En effet, le géomorphologue travaillant sur les impacts de la déglaciation ne peut pas se contenter de mettre en évidence une coïncidence temporelle entre une activité géomorphologique et un cadre chronologique général de déglaciation : les probabilités qu'un glacier ait localement un comportement s'écartant du cadre général sont trop élevées.

Afin de ne pas gêner la progression de la lecture de cet essai, nous avons décidé de positionner en annexe les principaux efforts méthodologiques fournis (Annexes 1 à 3), et nos résultats associés (Annexes 4 et 5), quant aux variations glaciaires tardiglaciaires et historiques dans les Alpes françaises. Le lecteur pourra ainsi y trouver les faits concernant la variabilité des réponses glaciaires.

1. Exportation sédimentaire et déglaciation : une coïncidence temporelle ?

Beaucoup de modèles d'évolution mettent directement en relation le niveau de la charge sédimentaire avec le temps écoulé depuis la déglaciation, ou cherchent un parallèle entre la variabilité de cette charge et des signaux climatiques (souvent représentés par les courbes isotopiques issues des carottes de glace groënlandaises ou antarctiques). Cette approche (largement utilisée dans notre travail de thèse), recouvre cependant des limites, parmi lesquelles la subjectivité et ensuite l'absence de recherche de causalités.

L'approche est en effet subjective car toute série temporelle, lorsqu'elle est tronquée, peut donner une lecture biaisée. Or, dans le cas de l'évolution des bassins montagnards, les géomorphologues font nécessairement démarrer les courbes au moment de la déglaciation. Ils se fondent certes sur l'hypothèse que les glaciers ont bien fait leur œuvre, et que s'offre aux processus d'érosion un relief rajeuni et épuré, dont la forme originelle serait la vallée en auge glaciaire. Partant, la charge sédimentaire augmente peu

après le retrait glaciaire, mais s'agit-il d'un simple phénomène de relaxation : des sources sédimentaires sont mises à jour puis progressivement tariées comme suggère le modèle du tarissement sédimentaire ? S'agit-il au contraire du reflet de processus entièrement inédits, qui créent de nouveaux relais de processus jusque-là inconnus ? En outre, cette mise en relation des courbes de la charge sédimentaire et des variations climatiques peut certes mettre en évidence des synchronisations, mais s'agit-il de coïncidence ou y a-t-il une véritable causalité entre les deux signaux ? Cette question rejoint une préoccupation majeure en géographie dans la mesure où ce n'est pas parce que deux phénomènes sont localisés au même endroit qu'un lien de causalité existe entre eux. Pourquoi ce qui est évident dans l'espace ne le serait-il pas dans le temps ?

En reprenant nos développements précédents sur le fonctionnement interne des cascades sédimentaires, nous discutons des impacts que peut avoir un forçage climatique sur ce fonctionnement. La variabilité climatique est vue ici à travers les enchaînements de cycles glaciation/déglaciation. Ce sont en effet ceux-ci qui sont supposés être un moteur essentiel de l'évolution des bassins-versants montagnards. Sans vouloir occulter le rôle joué par les cycles glaciation/déglaciation, nous développons ici un argumentaire qui ne prétend pas à l'exhaustivité, mais qui incite au final à la prudence quant à l'interprétation des séquences sédimentaires au prisme de la déglaciation.

Nous souhaitons tout d'abord montrer que les datations peuvent créer une illusion « paraglaciale » : la variabilité de la charge sédimentaire, même dans les cas où elle coïncide pour partie avec la chronologie des cycles glaciation/déglaciation, peut correspondre à un fonctionnement sporadique classique des bassins-versants. En d'autres termes, pour dépasser cette « illusion », il est nécessaire d'explorer les liens de causalités entre déglaciation et instabilité géomorphologique. Nous tentons ici d'explorer quelques uns de ces liens afin d'identifier les types de signaux-réponses qui y sont associés. Nous aborderons tout d'abord le cas où les processus paraglaciaux peuvent provoquer une déstabilisation durable, puis le cas où les dynamiques paraglaciales sont certes efficaces en terme de production sédimentaire, mais requérant le relais d'événements BF/HM pour qu'il y ait exportation.

a) L'illusion des datations : signaux paraglaciaux ou fonctionnement classique des bassins-versants ?

Cette première phase de discussion peut prendre corps à travers des exemples pris le massif alpin où, grâce à la banalisation des datations CRE, nombre de mouvements de masse ont été datés du Tardiglaciaire ou de la première moitié de l'Holocène (fig. 79) et mis en relation avec un contexte paraglaciaire (Bigot-Cormier *et al.*, 2005 ; Hippolyte *et al.*, 2006 et 2009 ; Darnault *et al.*, 2011). Or, si dans certains cas seule la décompression post-glaciaire peut expliquer certaines déformations/fracturations du substrat rocheux (Cossart *et al.*, 2008), dans d'autres les raisonnements sont raccourcis. En effet, certains mouvements de masse répondent davantage à une série de facteurs litho-structuraux comme l'écroulement de Séchilienne, où la fragilité du matériel (calcaires-schisteux, essentiellement) due à son intense fracturation en relation avec un système de failles, créent une série de facteurs favorables à l'instabilité. A ces facteurs s'ajoutent la circulation des eaux qui, dans cet ensemble de faille et fracturé, favorise la convergence des flux vers le secteur instables et provoque le remplissage de compartiments (fig. 80). Une surverse intervient dans le haut du versant, qui favorise alors la mise en mouvement de l'ensemble (Le Roux, 2009 ; Le Roux *et al.*, 2009). Dès lors, même si la date de déclenchement paraît intervenir peu après le retrait glaciaire, il n'est pas nécessaire de mobiliser le contexte paraglaciaire pour expliquer l'évolution du versant. Le contexte litho-structural suffit.

A partir de cet exemple, nous pouvons élargir le propos, en rappelant que les cycles glaciaires/déglaciations ne remettent pas nécessairement en cause les processus géomorphologiques à l'œuvre, notamment le déclenchement et la localisation des mouvements de masse dans les orogènes actifs (Fort, 2000 ; Fort, 2011a). En effet, ceux-ci se localisent aussi bien dans les zones anciennement englacées que dans celles qui ne l'ont pas été, et les facteurs prédisposants (*e.g.* vigueur du relief, fracturation du matériel rocheux, etc.) comme déclenchants (*e.g.* séismes, précipitations, etc.) ne nécessitent aucunement l'ancienne présence d'un glacier.

En conclusion, les mouvements de masse en zone de haute montagne ne sont pas exclusivement paraglaciaires, nécessitant de dépasser les calages chronologiques et de remonter aux causes profondes de leur mise en place (*i.e.* facteurs pré-conditionnants, prédisposants, déclenchants). Il faut alors oublier que ce n'est pas parce qu'un glissement est post-glaciaire qu'il devient paraglaciaire : au contraire le glacier peut avoir simplement maintenu une certaine stabilité des versants en les recouvrant, retardant de fait leur inexorable évolution. Au moment de la disparition du glacier intervient alors une purge, mais qui aurait eu lieu auparavant compte-tenu des caractéristiques litho-structurales.

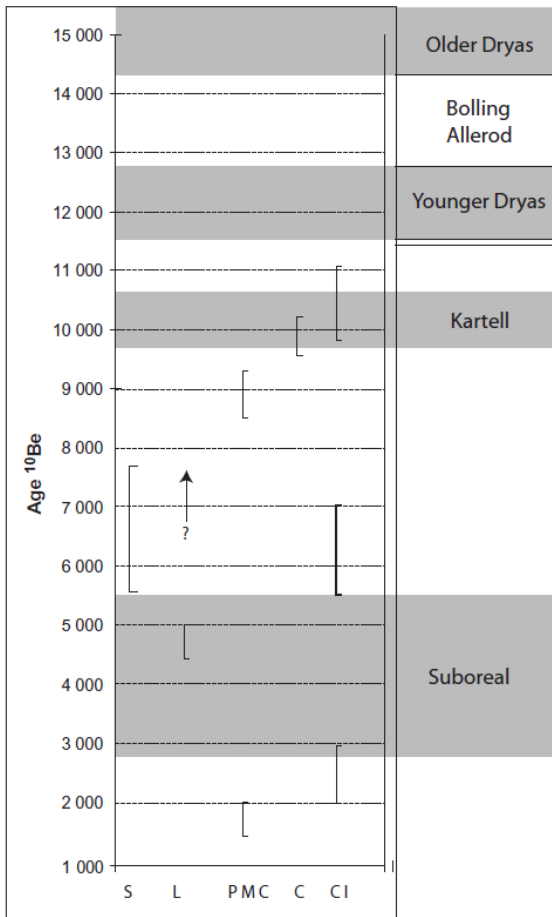


Figure 79 : Synthèse chronologique de glissements de terrains postglaciaires dans les Alpes françaises.

S/ Séchilienne, L/ Lauvitel, PMC/ Pre de Madame Carle, C/ Claree, CI/ La Clapiere. D' après Bigot-Cormier et al. (2005), Cossart et al. (2008), Delunel et al. (2010), El Bedoui et al. (2011).

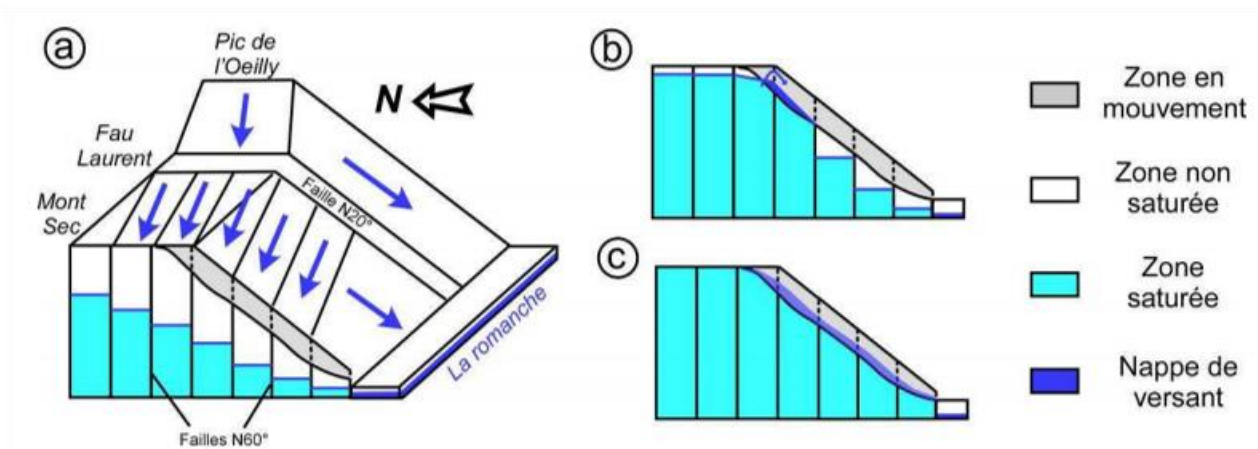


Figure 80 : L'écroulement de Séchilienne est-il d'origine paraglaciale ?

Ce schéma structural montre comment s'agence l'écoulement des eaux vers le Mont-Sec (zone déstabilisée des « Ruines de Séchilienne ») déjà préalablement intensément fracturé. La mobilisation d'une hypothèse paraglaciale ne semble pas utile, d'autant que cette zone se situe très en aval du paléo-glacier de la Romanche, où sa force de compression devenait limitée (Le Roux, 2009).

Ce constat jette d'emblée un trouble sur nombre d'études qui voyaient dans l'origine des cônes et terrasses alluviales himalayens les marqueurs des oscillations climatiques en général, glaciaires en particulier, et ce uniquement en fonction de repères chronologiques (Monecke *et al.*, 2001 ; Barnard *et al.*, 2004 ; Pandey *et al.*, 2014). En effet, lorsque les agencements des systèmes de terrasses sont cartographiés, il apparaît qu'ils prennent racine à partir de complexes d'obturation, associant un dépôt de masse glissée et des dépôts d'aggradation forcée à son amont (Pratt-Sittaula *et al.*, 2007 ; Fort *et al.*, 2010 ; Fort & Cossart, 2013). Les dépôts qui les constituent matérialisent certes des séquences de sédimentation alternant des apports par une rivière en tresses et des apports par charriage hyper-concentré (voire par coulées de débris). Ces séquences sont toutefois un reflet de la respiration du système, qui alterne des phases d'obturation (et donc de piégeage sédimentaire) et des phases d'injection massive, lorsque le continuum amont-aval se recrée (fig. 81 et 82).

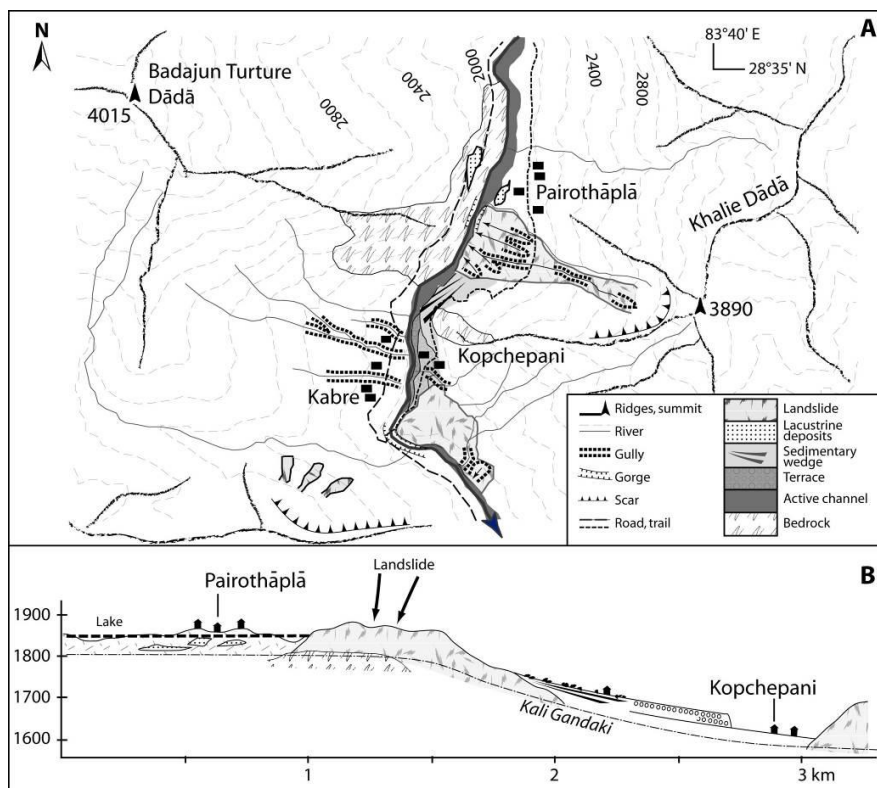


Figure 81 : Relation entre terrasses alluviales et complexe d'obturation (Kali-Gandaki, Népal).

Les unités morpho-sédimentaires montrent, d'amont en aval, l'enchaînement d'un dépôt lacustre (colmatage en amont de la masse glissée), du diamicton de la masse glissée, du prisme sédimentaire directement issu du remaniement de la masse glissée (création d'une entaille), puis d'une terrasse alluviale issue du ré-étalement de l'ensemble du matériel du complexe. Noter que, en aval, une autre masse glissée apparaît, amorçant un nouvel agencement morpho-sédimentaire (Fort *et al.*, 2010).

Certes, les conséquences géomorphologiques de la déglaciation ne sont pas à exclure totalement dans ce type de contexte : les têtes de bassins englacées apportent du matériel sédimentaire au sein de la cascade, notamment par remobilisation du matériel morainique (Owen & Sharma, 1998). Des quantifications récentes montrent également qu'à un pas de temps annuel, un pic de charge sédimentaire apparaît au début des pluies de mousson, en mars-avril, en lien avec une purge du matériel qui se serait accumulé dans le domaine proglaciaire durant l'hiver (Gabet *et al.*, 2008). Cependant, sur des pas de temps plus vaste (pluri-séculaire à pluri-millénaire), ce signal paraglaciale apparaît nettement moins net et ne remet pas en cause le rythme des pulsations liées aux mouvements de masse et à leur démantèlement (Pratt-Sittaula, 2007 ; Godard *et al.*, 2012).

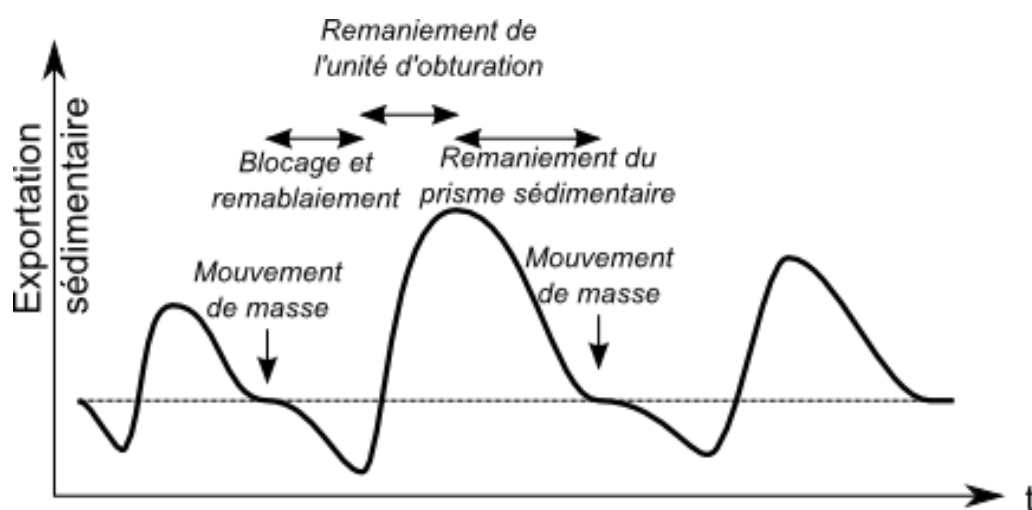


Figure 82 : Formalisation des pulsations sédimentaires dans la charge des rivières himalayennes.

La charge exportée par les rivières oscille autour d'un niveau correspondant au fonctionnement habituel des rivières (hautes eaux saisonnières de mousson), matérialisé par les tiretés. Les pulsations 'amorcent dès l'apparition des mouvements de masse, qui bloquent les écoulements et les flux solides, avant qu'une injection de sédiments ne s'organise. Echelle de temps variable.

Dans certains secteurs montagnards, les cycles glaciation/déglaciation composent avec une géodynamique particulièrement active, qui crée un déterminisme fort sur les modalités d'exportation des sédiments. Le massif himalayen en est le meilleur exemple, mais il faut également ajouter des secteurs de montagne des moyennes latitudes particulièrement érodables du fait de leur litho-structure. La déglaciation correspond alors à une simple mise au jour de processus qui ne demandaient qu'à s'exprimer, mais dont l'action fut parfois retardée sous l'emprise d'un glacier. Suit alors une injection de sédiments dans la cascade sédimentaire, qui pourrait davantage être vue comme le rattrapage d'une évolution qui a été

retardée. Finalement, les forçages climatiques ne modifient pas nécessairement le système, ils modifient son rythme d'évolution entre ralentissement relatif lors de la mise en glace, puis rattrapage éventuel par une accélération lors de la déglaciation.

b) De la déglaciation à la déstabilisation : quels liens de causalité ?

Après ce premier aperçu, il convient toutefois de ne pas occulter totalement l'influence du contexte paraglacière, les récentes synthèses montrant que la déglaciation crée un nouveau régime de contraintes et libère une énergie qui n'était que potentielle sous le couvert glaciaire. Ce régime de contraintes modifie les équilibres, et donne ainsi une impulsion ouvrant la voie à une période d'instabilité géomorphologique. Nous pouvons directement observer cette déstabilisation durable dans le cas où la déglaciation crée une déstabilisation des parois rocheuses, suivant deux configurations différentes. (i) Le glacier exerce une contrainte sur le substrat encaissant (fig. 83), tout en assurant sa bonne stabilité en le recouvrant. Dès lors que la disparition du glacier intervient, la contrainte glaciaire disparaît tandis que le substrat peut continuer à s'y opposer, du simple fait du principe d'inertie. Cette modification est l'une des origines de plusieurs mouvements de masse, notamment dans l'ancienne zone d'accumulation glaciaire, dans les vallées confinées, où les flux glaciaires exerçaient une compression maximale. (ii) Dans d'autres cas, la disparition du glacier crée un rebond glacio-isostatique, différencié entre la partie externe et la partie interne de l'ancien corps de glace (*cf. sup.*). La surrection du relief fait que celui-ci peut atteindre un volume limite, associé à un poids que la lithologie ne peut supporter, favorisant des mouvements de masse (Cossart *et al.*, 2013).

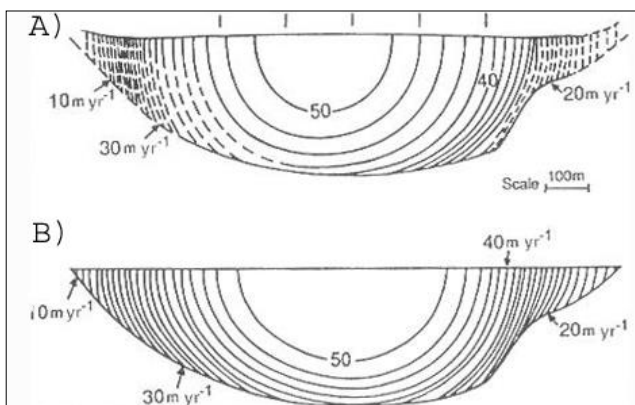


Figure 83 : Variation des vitesses d'écoulement d'un glacier à travers une section transversale (d'après Harbor, 1992).

Athabasca Glacier (Canada), A) mesures de terrain, B) modèle théorique. La diminution des vitesses vers les flancs et la base du glacier souligne l'importance des frottements qui interviennent au contact entre le glacier et le substratum.

Quel que soit le mécanisme, la modification du régime de contraintes favorise le démantèlement des versants et marque ainsi le début d'une période d'instabilité durable. En effet, après la mise en place des premiers mouvements de masse, s'instaure une instabilité régressive, qui provoque la propagation vers l'amont des zones sources de sédiments (fig. 84). Plusieurs séquences d'apports peuvent ainsi se succéder (Cossart *et al.*, 2008). Plus généralement, la première génération de mouvements de masse laisse apparaître des cicatrices d'arrachement qui sont autant de morsures dans lesquelles d'autres processus vont pouvoir agir : zones raides, avec un matériau le plus souvent fragilisé et fracturé, elles sont propices à l'ébouilissement, à l'image de nos observations en Islande (*cf. sup.*). Même si la séquence de mouvements de masse est brève, elle est donc relayée par les apports faibles mais continus de l'activité périglaciaire (fig. 8 et 85). On peut cependant noter que même si cette dernière reste d'ampleur modeste, elle est le reflet d'une modification profonde et durable, car souvent limitée sur les versants non déstabilisés par des mouvements de masse.

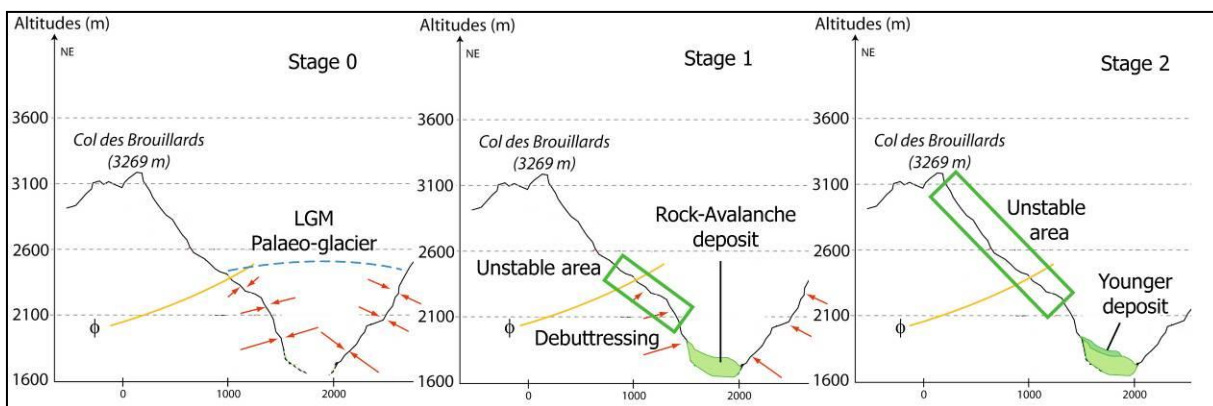


Figure 84 : Evolution géomorphologique du versant de Fontfroide (secteur du Pré de Mme Carle).

La déstabilisation, initiée en bas de versant après la déglaciation, s'étend progressivement vers l'amont. La phase 1 correspond au début de l'Holocène, la phase 2 au Subboréal (Cossart *et al.*, 2008).

En conclusion, ces configurations soulignent que la déglaciation modifie suffisamment les équilibres pour provoquer le basculement d'un état de stabilité vers un état d'instabilité durable. L'enchaînement glaciation/déglaciation modifie le système morphogénique initial, en permettant une mobilisation sédimentaire là où elle ne pouvait avoir lieu. Ce type d'enchaînement se produit là où des mouvements de masse d'origine paraglaciale interviennent (*e.g.* certains secteurs favorables des Alpes, les parties aval des fjords islandais, etc.). Il est cependant à noter que cette déstabilisation ne modifie pas les règles de fonctionnement internes de la cascade sédimentaire évoquées précédemment. Dans la mesure où les

mouvements de masse d'origine paraglaciale interviennent dans des têtes de bassin (vallées très confinées) ou à l'embouchure de fjords en cas de glaciations de calotte, le problème de leur remobilisation ultérieure reste posé. En effet, du couplage inefficace caractéristique des hautes vallées alpines encaissées, à l'absence de couplage dans le cas de l'aval des fjords islandais (ou du Spitsberg), la contribution de cette instabilité sur la charge sédimentaire des cours d'eau reste faible. Autrement dit, la perturbation que crée ici la déglaciation ne peut se propager à l'ensemble de la cascade sédimentaire en raison des modalités de couplage.

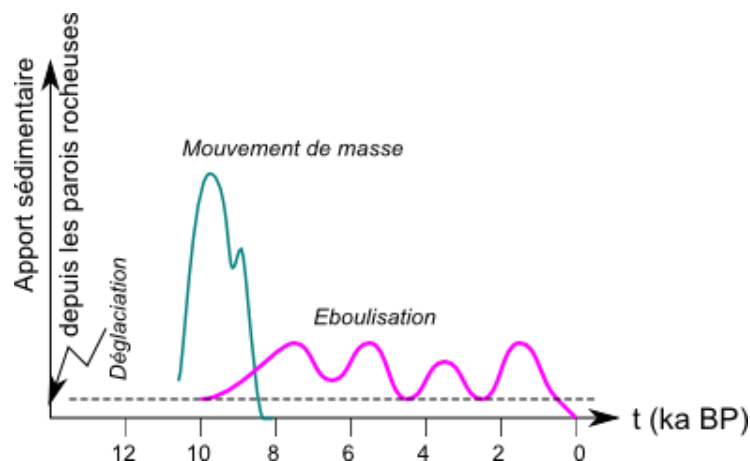


Figure 85 : Déstabilisation durable d'un versant islandais après la déglaciation.

Le mouvement de masse apparaît au début de l'Holocène, en relation avec le rythme du rebond glacio-isostatique. La mobilisation de sédiment qu'il provoque est très resserrée dans le temps, mais permet ensuite un ancrage de dynamiques d'éboulisation dans les cicatrices d'arrachement. Sans cette déstabilisation initiale, le versant resterait majoritairement intact, à peine retouché par un colluvionnement superficiel (symbolisé par le tireté noir) comme les versants non affectés par les mouvements de masse. Cossart *et al.*, non publié

c) Des combinaisons inédites de processus, pour quelle efficacité ?

La déglaciation favorise l'apparition de multiples processus géomorphologiques ubiquistes qui vont se combiner au sein de relais complexes du fait des héritages glaciaires. Nous ne détaillerons pas à nouveau l'enchevêtrement de processus qui agissent sur l'ensemble des marges libérées des glaces : ravinement (voire coulées de débris) sur les faces internes des moraines latérales, dynamique fluviale proglaciaire, éboulisation et avalanches depuis les hauts de versant, etc. Ces processus sont classiques, et répondent à la définition du concept de paraglaciale (*i.e.* « processus non glaciaires mais conditionnés par une glaciation », Church & Ryder, 1972).

Le véritable « remue-terrain² » qui s'exerce dès que la déglaciation s'amorce pourrait laisser à penser que cette dernière crée un forçage direct sur le fonctionnement de la cascade sédimentaire. Pourtant, nos travaux, rejoints en cela par d'autres collègues français et étrangers, montrent que ces processus ne se relayent pas de façon efficace mais s'enchevêtrent en créant des boucles de rétroaction négative qui ralentissent très fortement l'exportation sédimentaire vers l'aval (fig. 86). Il faut mettre en évidence qu'alors que la mobilisation sédimentaire et l'augmentation du débit liquide laisserait présager une exportation sédimentaire de grande ampleur, les *sandar* et *valley-trains* sont a contrario affectés par une incision dans les 5 à 10 ans qui suivent le retrait glaciaire (fig. 86 et 87). Seuls des événements de type BF/HM sont en mesure d'assurer la continuité sédimentaire, en oblitérant les moraines frontales et en cassant le pavage au fond du lit des cours d'eau. Autrement dit, les processus paraglaciers ont besoin d'être relayés par des événements non conditionnés par la déglaciation pour que le transfert des sédiments vers l'aval soit assuré.

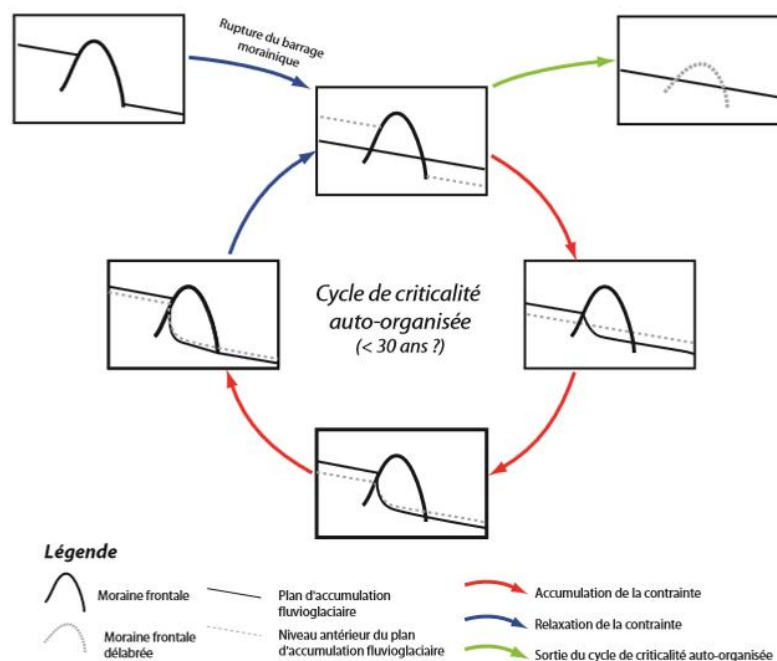


Figure 86 : Modèle conceptuel de l'auto-organisation des *sandar* / *valley-trains* autour des vallums morainiques.

Les moraines entravent le continuum sédimentaire amont/aval. Les boucles de rétroaction négatives se déploient pour bloquer le système (cf. sup.) jusqu'à oblitération du vallum, notamment grâce à des événements BF/HM (dont peuvent faire partie les jokullhaups en Islande). In Roussel (2011).

² Inspiré de « remue-ménage », évoquant une forte mobilisation sédimentaire.

De telles séquences d'exportation interviennent généralement quelques décennies après le retrait glaciaire (fig. 87) et elles ont pu être identifiées uniquement à un pas de temps fin, post-PAG (Marren, 2002 & 2004 ; Cossart, 2008 ; Cossart & Fort, 2008a ; Roussel, 2011). Cette association entre un contexte paraglaciale qui prépare les sédiments en tête de bassin et un événement BF/HM qui assure le transit vers l'aval reste invisible dès lors que le pas de temps considéré s'allonge. Les injections sédimentaires événementielles sont progressivement lissées dans les longues séquences évolutives et non reflétées dans des vitesses de sédimentation moyennées sur un ou plusieurs millénaires (Church & Ryder, 1972 ; Jackson *et al.*, 1982 ; Ritter & Ten-Brink, 1986). Pourtant, cet enchaînement n'est-il pas un rouage essentiel de cette sédimentation de grande ampleur dans les fonds de vallées alpines, islandaises ou des Rocheuses lors du Tardiglaciaire et du début de l'Holocène ? Nous ne pouvons certes étayer cette idée par des faits de terrain, en raison de la mauvaise résolution des archives sédimentaires, mais la mise en regard des évolutions post-PAG (pulsations avec taux de sédimentation élevés) avec les rythmes de sédimentation modérés post-DMG dans les fonds de vallée révèle une distorsion.

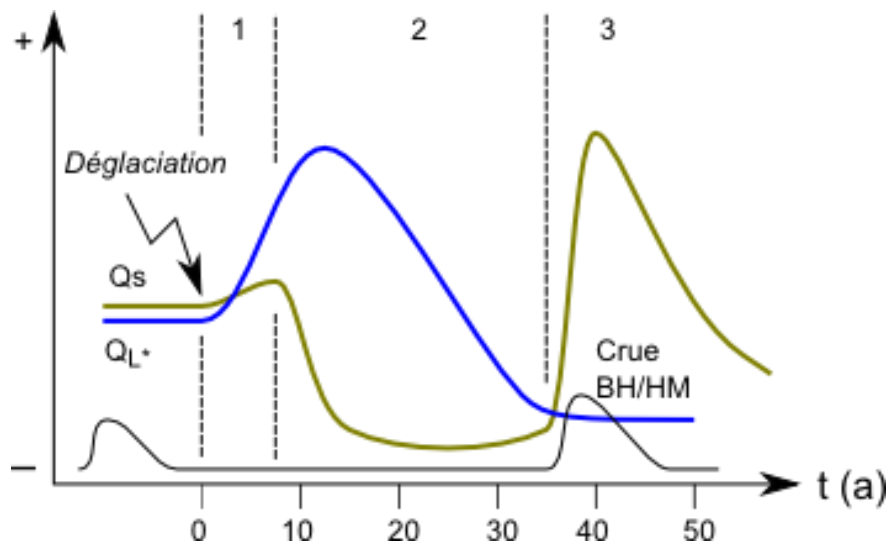


Figure 87 : Evolution des débits liquides et solides des cours d'eau proglaciaires, en contexte de déglaciation.

Lors d'une première phase, le débit solide et plus encore le débit liquide augmentent, favorisant une certaine exportation de sédiments. La source sédimentaire mobilisée correspond notamment à la face externe des vallums, car en amont de ce dernier une plaine intra-morainique se construit. En phase 2, le stockage sédimentaire dans la plaine intra-morainique se poursuit (le barrage morainique reste efficace) et l'exportation aval est bloquée par des phénomènes de pavage. Le débit solide diminue et provoque l'incision des cours d'eau en aval du vallum. Le système reste ainsi bloqué jusqu'à intervention d'un événement BF/HM qui casse le pavage et permet de restaurer le continuum. Le débit solide augmente alors, reflétant par exemple la reconnexion de la plaine intramorainique avec la cascade sédimentaire.

Le seul moyen de réduire cette distorsion est de considérer que les séquences sédimentaires post-DMG représentent la somme d'une multitude d'événements BF/HM qui auraient par à-coups libéré les sédiments paraglaciers piégés dans les têtes de bassin. A-coups qui restent toutefois invisibles dans la faible résolution des calages chronologiques. La déglaciation ne créerait donc un forçage efficace que dans la partie amont des bassins, la perturbation associée ne pouvant se propager au sein de la cascade sédimentaire qu'au gré d'événements de forte magnitude. Une telle vision, saccadée et pulsée, du transfert de sédiments n'est finalement pas si éloignée du fonctionnement de la cascade sédimentaire proposé par Jordan & Slaymaker (1991) qui envisageaient que certains couplages ne pouvaient avoir lieu que lors d'événements BF/HM.

En conclusion, nous avons abordé ici les forçages créés par les cycles glaciation/déglaciation suivant trois facettes différentes. Nous avons ainsi mis en évidence que la déglaciation ne crée qu'une injection sédimentaire modérée dans les secteurs intrinsèquement très actifs (orogènes actifs, lithologie érodable, etc.) et ne modifie en rien le rythme pulsatile des transferts de sédiments. Au niveau des versants, la déglaciation peut créer un régime de contrainte spécifique, ouvrant une phase d'instabilité géomorphologique durable. Cette perturbation ne peut toutefois pas se propager à l'ensemble de la cascade sédimentaire eu égard aux règles de couplage existant au sein de cette dernière. En effet, la déglaciation peut certes favoriser l'apparition de processus multiples, ubiquistes, qui provoquent un véritablement engorgement sédimentaire dans les têtes de bassin. La perturbation occasionnée se propage certes au sein de la cascade sédimentaire, mais suivant le rythme de crues BF/HM bien identifiées à l'échelle post-PAG. Sans doute cette conjonction efficace entre une disponibilité de sédiments d'origine paraglacière et un transfert pulsatile par une crue de forte magnitude est-elle également le moteur des remblaiements tardiglaciaires et holocènes observés dans les bassins désenglacés.

2. Exportation sédimentaire et activités anthropiques : un problème de focale ?

Depuis les travaux des agronomes américains durant la décennie 1930 (Bennett, 1939), les pratiques anthropiques et plus généralement la mise en valeur des milieux par les sociétés sont vues comme un forçage accélérant les dynamiques érosives, voire provoquant des crises (basculement d'un état de bios-tasie vers un état de rhexistasie, par exemple). Dès lors est défini le terme d' « *accelerated erosion* », pour qualifier le relèvement des taux d'ablation en contexte d'anthropisation. Particulièrement étudiée en contexte de grande culture (Wischmeier, 1958 ; Neboît-Guilhot, 1991), l'érosion accélérée a pourtant été initialement identifiée dans les zones de montagne (Surell, 1841), et même formalisée dans le cas himalayen dans le cadre de la « théorie de la dégradation himalayenne » (Eckholm, 1975). Depuis, les débats continuent pour évaluer la part réelle des forçages anthropiques dans l'évolution des bassins-versants montagnards. Nous tentons ici d'y contribuer, à la lumière des raisonnements développés précédemment et de synthèses bibliographiques ; nous tentons de savoir si les activités anthropiques sont en mesure de modifier la structure des cascades sédimentaires, ou si elles ne créent que quelques injections de sédiments localisées dans le temps et dans l'espace.

a) Les pratiques anthropiques, facteurs d'instabilité ?

Les tenants d'une vision maximaliste des impacts anthropiques soulignent le rôle du couvert végétal comme écran protecteur des sols et formations superficielles, sa disparition engendrant une libération d'une énergie érosive qui n'était jusque-là que potentielle, à l'image de l'impact des gouttes de pluie qui viennent créer une battance dès lors qu'elles ne sont plus interceptées par la végétation. Dans les zones alpines, cette grille de lecture a favorisé les études des cas, par exemple sur la torrentialité en contexte de déforestation, ou plus récemment sur l'impact des stations de ski. Sans prétendre, une fois encore, à l'exhaustivité, nous nous fonderons sur ces exemples pour comprendre pourquoi ces études ont progressivement fait émerger une théorie de la « dégradation des milieux », qui fut particulièrement formalisée en Himalaya, avant d'être largement discutée et remise en cause.

Dans les Alpes françaises, quelques archives (descriptions de pèlerins voyageant vers Rome, notamment) attestent que, jusqu'au milieu du 18^e siècle, les sociétés montagnardes avaient conscience du rôle protecteur que pouvait jouer la forêt (Wipf *et al.*, 2005). En Savoie, une hauteur de tronc minimale était par exemple exigée en cas de coupe, afin de maintenir la stabilité du manteau neigeux, tandis que la coupe des arbres était purement interdite lorsque des chutes de rochers et des avalanches pouvaient présenter une menace (zones agro-pastorales, constructions, voies de communication). Dès la fin du 18^e siècle, et durant le 19^e siècle, la pression anthropique s'accroît : émergence des activités métallurgiques, charge pastorale croissante aboutissant à la mise en culture des versants raides, etc. De façon concomitante, la forêt alpine est largement défrichée. De multiples crues torrentielles sont recensées à cette période et les grandes inondations de 1845 à 1860 de la Loire, du Rhône, de la Garonne, de 1840-43 et 1856-57 dans le Diois servent de révélateur. Alexandre Surell, ingénieur des Ponts et Chaussées en service sur les phénomènes érosifs dans les Hautes-Alpes, met alors en relation l'ampleur des défrichements avec la vitesse de l'érosion des sols, puis avec l'exhaussement du lit des cours d'eau et l'augmentation du risque d'inondation. Avec l'objectif de convaincre, il énonce ainsi deux règles simples : « la présence d'une forêt sur un sol empêche la formation des torrents » et « la destruction d'une forêt livre le sol en proie aux torrents ». Avec ce message sans nuance le reboisement des versants de montagnes apparaît nécessaire aux pouvoirs publics locaux et nationaux, qui le formalisent en 1859 dans un nouveau code forestier, puis dans les lois du 28 juillet 1860 et 8 juin 1864 sur le reboisement et le gazonnement des montagnes. la conservation des forêts pour assurer la « protection des terres » sur les versants. Cette campagne de reboisement fut cependant délicate, les habitants préférant assurer leur auto-subsistance que de planter des espèces forestières sur leurs champs et pâtures. Au final, seules les parcelles situées aux marges des territoires sont spontanément délaissées par les agriculteurs à des fins de reboisement. Dans les autres cas, les parcelles à reboiser font l'objet d'après négociations conflictuelles entre les services des Eaux et Forêts et les habitants. Néanmoins cette inscription dans la loi fait entrer durablement dans l'inconscient collectif l'idée que le couvert végétal est le seul garant de la stabilité des milieux.

Sans doute est-ce l'une des raisons qui, plus d'un siècle après les lois de 1860 et 1864, met à nouveau au premier plan la disparition du couvert végétal pour illustrer les conséquences des aménagements anthropiques, avec l'apparition du terme de « dégradation » (Fourchy, 1966 ; Zordia, 1977). Cette dégrada-

tion est notamment appréhendée à travers le cas de l'aménagement des stations de ski (Candela, 1982 ; Wipf *et al.*, 2005). En plus des défrichements du couvert végétal, les auteurs évoquent alors l'imperméabilisation des surfaces bâties, la modification et concentration des flux hydrologiques en relation avec l'apparition des réseaux d'enneigeurs artificiels, etc. (Tsuyuzaki, 1995 ; Stefanovic *et al.*, 2008). D'une façon générale, les processus d'érosion peuvent en effet être exacerbés sur les domaines skiables eux-mêmes, avec l'apparition de processus de ruissellement concentré pour trois raisons complémentaires. Tout d'abord, le modelage des terrains pour les pistes de ski provoque une altération du couvert végétal (voire la suppression des horizons humifères des sols). Tout effet de protection des sols lié à la végétation est ainsi réduit. De plus, les matériaux en proie à l'érosion sont aisément mobilisables : le concassage des blocs est opéré de façon systématique par les responsables des stations de ski pour faciliter le confort de glisse en cas de faible enneigement, la part des fines (sables et limons majoritairement) peut ainsi approcher 50% dans les formations de surface (Candela, 1982 ; Marnezy, 1993 ; Stefanovic *et al.*, 2008).

Ces deux premiers facteurs favorisent la mise en charge des eaux de ruissellement à partir des sources sédimentaires artificialisées, augmentant la densité des écoulements, leur compétence et donc plus largement leur pouvoir érosif. Une véritable boucle de rétroaction positive peut donc potentiellement se développer, favorisant la mise en place de réseaux de ravines (fig. 88). Enfin, un troisième facteur correspond à la modification de la trajectoire des écoulements. Les remodelages topographiques peuvent d'abord diriger vers les pistes un supplément d'eaux de pluie et de fonte nivale. Ensuite, de multiples équipements et pratiques (barrières à neige, transport par engins de damage, équipement pour neige artificielle) visent à maintenir un enneigement aussi abondant que possible sur les pistes. Le surplus d'eau ainsi engendré est estimé à environ 20 % des quantités écoulées avant aménagement (Marnezy, 1993).

A travers ces exemples alpins apparaît tout d'abord la possibilité d'un relèvement des taux d'érosion dans le cas de pratiques anthropiques ayant abouti à des défrichements. Il apparaît ensuite que l'arbre est ainsi considéré, tout au long du 20^e siècle, comme la panacée face à tout risque d'érosion accélérée, et plus largement comme rempart à tout risque naturel, le plus souvent de façon caricaturale comme l'ont montré F. Berger & F. Rey (2004).

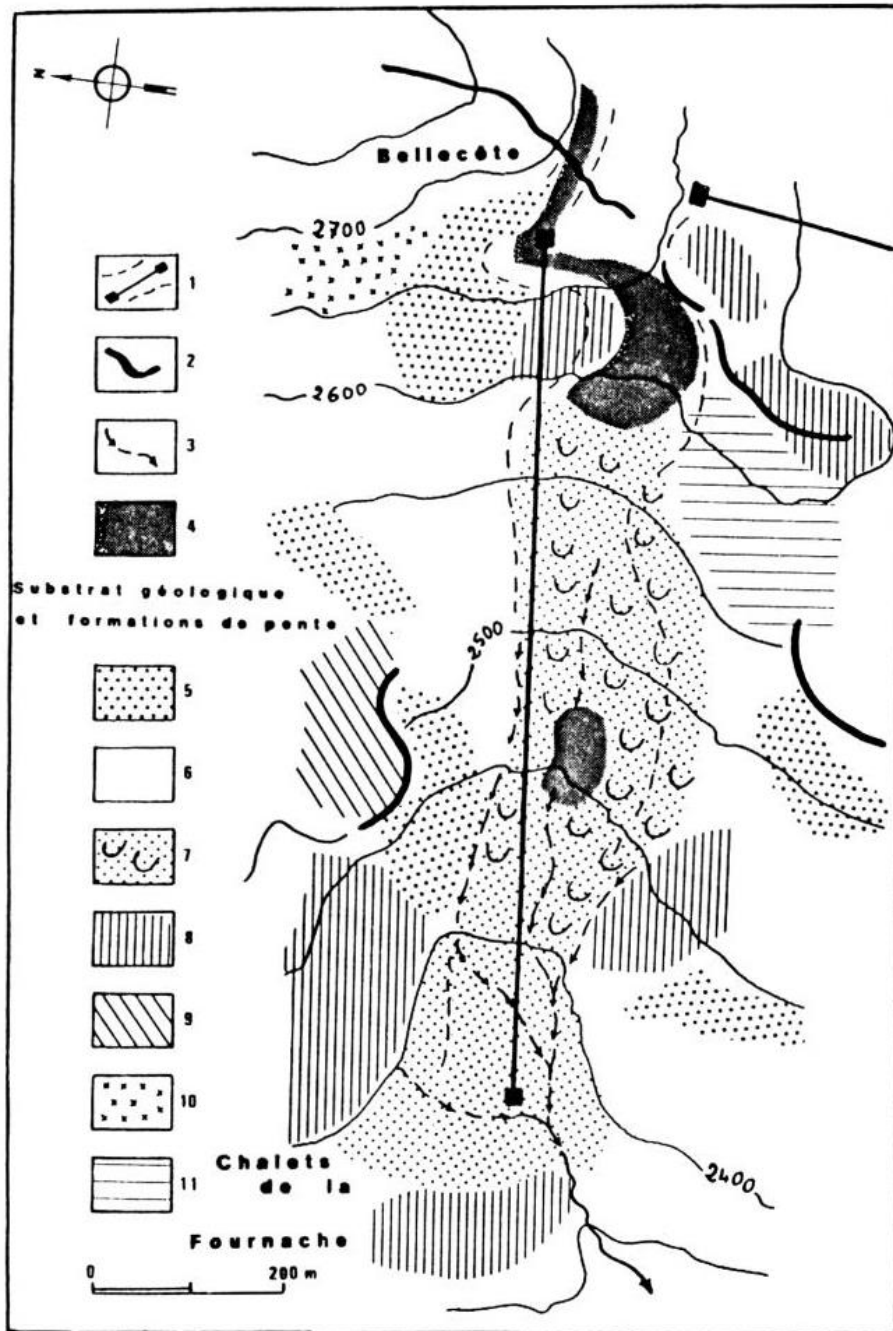


Figure 88 : Croquis géomorphologique de la piste de la Fournache (Aussois, Vanoise).

1 : télésiège et piste de ski ; 2 : ligne de crêtes ; 3 : traces d'écoulement épisodiques ; 4 : secteurs décapés et remodelés ; 5 : éboulis actifs ; 6 : Eboulis stabilisés ; 7 : grèzes litées et colluvions de versant, langues de solifluxion ; 8 : quartzites massifs ; 9 : dolomies beiges ; 10 : cargneules ; 11 : schistes bleutés et chloritoschistes. Il y a, sur cet exemple, une concomitance spatiale entre la localisation de la piste et des dynamiques érosives (ruissellement et solifluxion). *In* Mar-nézy, 1990.

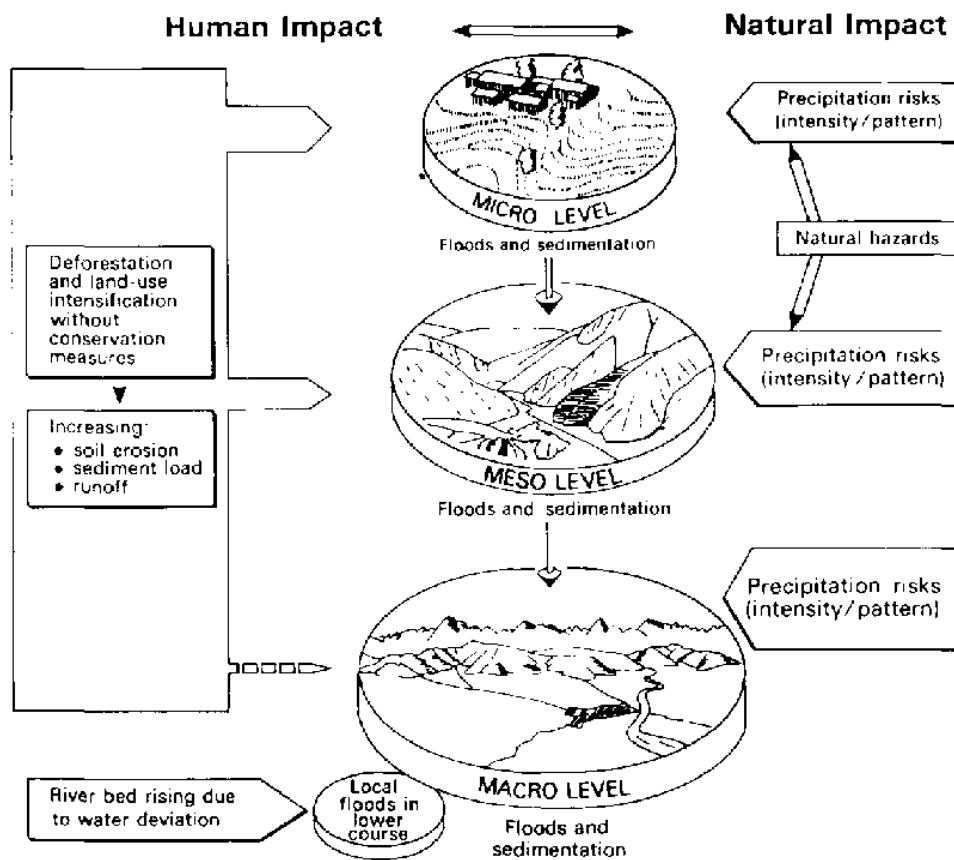


Figure 89 : Aperçu des impacts anthropiques sur les milieux himalayens.

Les auteurs insistent sur la somme des comportements locaux (déforestation, mise en valeur agricole) qui fait émerger, à l'échelle moyenne et à régionale, une sédimentation accrue des cours d'eau, et donc une augmentation des avulsions et de l'aléa inondation (Ives & Messerli, 1989).

En Himalaya, des débats similaires ont eu lieu sur le lien entre les pratiques anthropiques (en particulier agricoles) et les taux d'érosion, avec toutefois un certain retard eu égard à l'exploration tardive du massif (Smadja, 2003). La vision maximaliste d'une accélération anthropique, transposée dans le contexte de pays en voie de développement, a abouti à la formalisation de la théorie de la dégradation des milieux himalayens (*i.e.* "Theory of Himalayan Environmental Degradation", Eckholm, 1976). Cette dernière postule l'existence d'une spirale descendante affectant en premier lieu la qualité des milieux dès lors qu'il y a défrichement. La dégradation est alors perçue comme une entrave à la dynamique de développement des pays concernés, notamment le Népal (fig. 89).

Au final, ces différentes études proposent une vision quelque peu manichéenne du rôle que peuvent jouer les activités anthropiques, notamment à travers la dégradation du couvert végétal. Cette vision simpliste est dénoncée par certains auteurs (Ballandras, 1997 ; Cubizolle, 1997 ; Berger & Rey, 2004),

notamment parce qu'il n'y aurait pas une relation de causalité linéaire entre érosion et dégradation du couvert végétal (Neboit-Guilhot, 1999). Dans les Alpes, les reboisements mono-spécifiques de pins noirs d'Autriche (*Pinus nigra*), espèce la plus souvent choisie en raison de sa robustesse et de son aptitude à se développer sur des sols très minéraux, n'ont par exemple pas eu les effets escomptés. Les forêts ainsi recrées n'éliminent pas l'effet « splash » des précipitations : canopée réduite, absence de litière sous les pins noirs sont deux facteurs qui ne limitent en rien l'érosion des sols. Dans certains cas, le déchaussement des arbres (fréquent sur les sols squelettiques et en zone pentue du fait de leurs racines superficielles) peut même avoir un effet aggravant sur les dynamiques torrentielles. En effet, des barres végétaux se créent régulièrement dans les talwegs, engendrant des phénomènes d'embâcle/débâcle. Les services de la RTM se retrouvent ainsi largement contraints d'entretenir les berges de chaque torrent dont le bassin-versant a été reboisé, et d'anticiper ces phénomènes en sciant de façon systématique les troncs déchaussés afin qu'ils ne s'enrâsent pas dans les lits torrentiels. Un calme torrentiel relatif intervient certes au cours du 20^e siècle, mais de multiples auteurs le rapportent davantage à des facteurs climatiques (sortie du PAG) (Garitte, 2007). En himalaya, la vision caricaturale des coupes à blanc et de leurs conséquences érosives est également largement à nuancer. Derrière les chiffres établis à l'échelle régionale, il apparaît en fait que localement, sur le terrain, la croissance démographique du 20^e siècle et les transformations paysagères concomitantes n'aboutissent pas à une dégradation des milieux. Les lieux de déforestation sont sélectionnés en fonction des connaissances empiriques de la stabilité des versants, de même que des haies arborées (composées d'espèces sélectionnées pour leur pouvoir stabilisant) sont maintenues et entretenues entre les champs en pente (Bruslé *et al.*, 2003).

Plus généralement, nous émettons deux réserves à cette vision maximaliste des effets de l'anthropisation. Tout d'abord, des bilans quantitatifs montrent désormais que les activités anthropiques des zones alpines donnent lieu, avant tout, à des cicatrices d'érosion superficielles (glissements superficiels, érosion en nappe, etc.), mobilisant un volume de sédiments limité : ce volume additionnel ne permet pas de différencier les budgets sédimentaires des bassins-versants fortement anthropisés de ceux de bassins-versants non anthropisés (Meusburger & Allewell, 2014). Ensuite, nous tenons à discuter du terme même de dégradation, encore utilisé. Il repose sur l'hypothèse d'un état antérieur considéré comme magnifié eu égard à l'état existant. Or, quel est, finalement, cet état antérieur ? Et, plus encore, quelle était la connaissance de cet état antérieur lorsque l'arbre a été érigé comme une panacée ? La connaissance scientifique des milieux alpins avant les travaux des services des eaux et forêts au 19^e

siècle, tout comme la connaissance des milieux himalayens avant la moitié du 20^e siècle, étaient très lacunaires. De fait, toute comparaison avec un état antérieur était fallacieuse et ne pouvait avoir lieu tant que l'évolution des milieux ne fut pas reconstituée sur un temps plus long. Ce temps plus long remonte au-delà du « temps zéro », qui correspond à celui des premières observations scientifiques. Les documents d'archives dans les Alpes (Fourchy, 1966) ou encore les premières descriptions en Himalaya (Hoffmeister, 1848 *in* Smadja, 2003) montrent bien que les problèmes d'érosion existaient bien avant l'accroissement démographique et la pression anthropique. Il est suggéré que l'équilibre de ces milieux de montagnes est un équilibre dynamique, matérialisé par des phénomènes d'érosion classiques avec lesquels les sociétés composent. La vision maximaliste des impacts anthropiques semble donc à nuancer, d'autant plus que nombre d'auteurs montrent que les instabilités se produisent davantage lors d'une déprise anthropique que lors d'une mise en valeur.

b) La déprise anthropique comme facteur d'instabilité ?

Il suffit de voir, le long d'amples versants de montagne, l'étagement des terrasses agricoles, pour comprendre que la mise en valeur agricole n'est pas nécessairement néfaste en terme de stabilité des versants, même si l'entretien demandé par ces mises en valeur nécessite un fort investissement en main d'œuvre (Fort, 2011b) (fig. 90). Or, n'est-ce pas justement lorsque l'entretien s'interrompt que l'érosion anthropique intervient ? Cette question est bien ancrée dans les savoirs vernaculaires, comme le montrent les panneaux promouvant au Népal le bon maintien des systèmes de cultures en terrasses (fig. 91). Elle correspond également à des observations de terrain, notamment dans les montagnes méditerranéennes (Laouina *et al.*, 1993 ; Roose *et al.*, 1993).

Plus proche des secteurs que nous avons parcourus, des travaux sur la stabilité des versants dans les Alpes françaises du sud ont clairement montré une augmentation de la fréquence des glissements de terrains (petits glissements rotationnels de 10 à 100.10³ m³) avec l'abandon des terres agricoles (fig. 92). Ce constat n'est pas lié à une simple coïncidence temporelle entre deux signaux ; l'auteur souligne en effet les modifications du drainage des zones abandonnées (Martin, 1996 et 1998). L'arrêt de l'entretien des canaux d'irrigation qui répartissaient les eaux sur des pans de versant, couplé à la déstabilisation des terrasses agricoles, favorise un mauvais drainage et donc une certaine hydromorphie des sols. Cette dernière est responsable de l'activation des glissements de terrain observés.



Figure 90 : Exemple de versant mis en valeur sur le plan agricole, mais stabilisé par un système de terrasses (Kali-Gandaki, Népal).

Prise vers 1200m d'altitude (par M. Fort), cette photographie montre que des versants raides (pentes proches de 40 à 45°) peuvent être cultivés dans véritable déstabilisation. La route récemment construite crée quelques cicatrices d'érosion localisées, qui restent de faible ampleur eu égard à la dimension du versant (Fort, 2011b).



Figure 91 : Panneau sensibilisant les populations népalaises quant au bon entretien des systèmes de terrasses.

A gauche, des villageois ont entretenu les terrasses, et bénéficient d'un versant stable, sans dynamique érosive exacerbée. A droite, le mauvais entretien des terres agricoles (colonisation par des arbres, affaissement des murs de soutènement, etc.) aboutit a contrario à une érosion accélérée. Kali-Gandaki, Népal, décembre 2007.

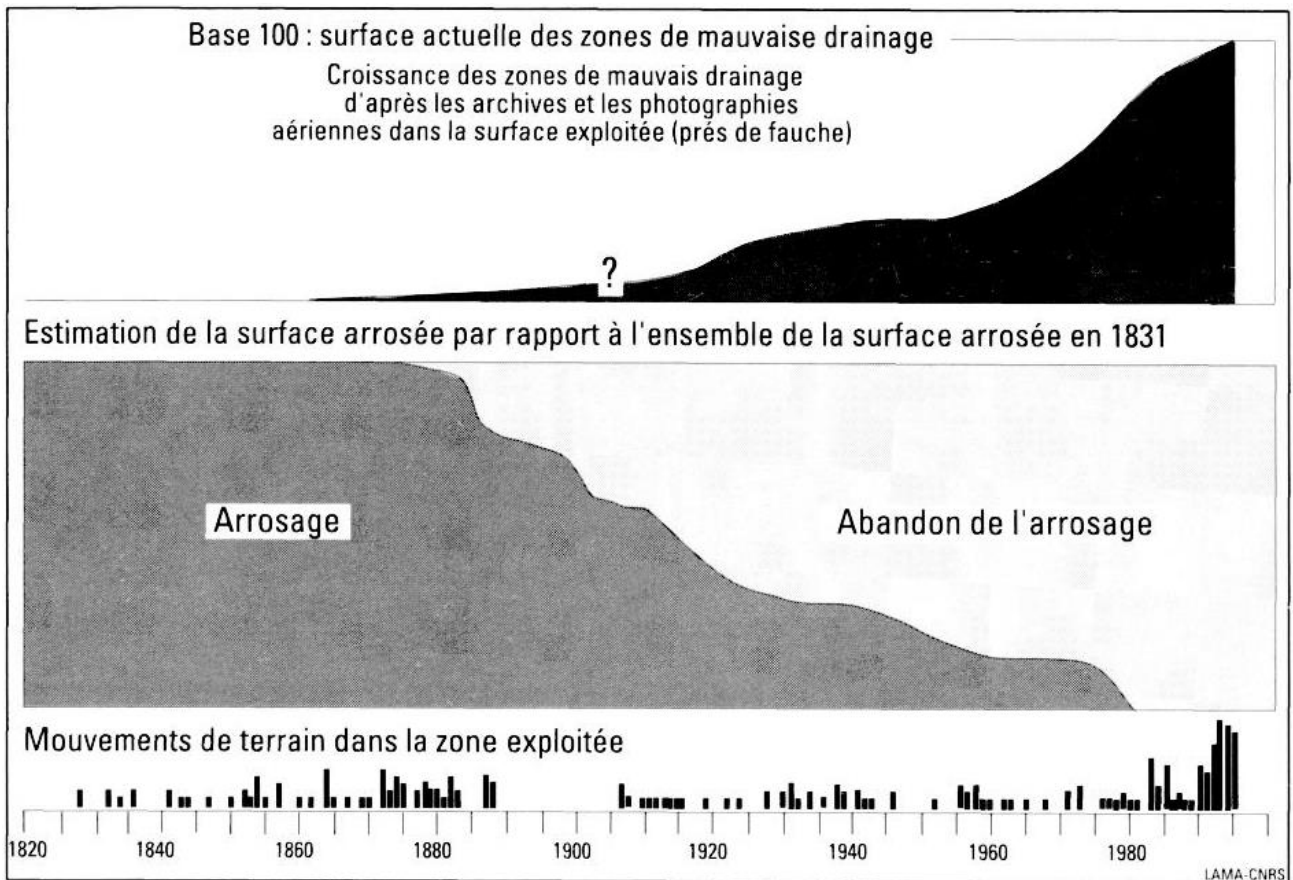


Figure 92 : Recrudescence des glissements de terrain en lien avec l'abandon des terrains agricoles (Vars, Alpes françaises du sud).

L'abandon de l'irrigation et de l'arrosage favorise un mauvais drainage des sols. Ce fait peut paraître paradoxal, mais l'irrigation favorise en effet une meilleure répartition de la circulation des eaux sur l'ensemble des versants, et apparaît comme une solution de lutte contre l'apparition de mouvements de terrain (Martin, 1998).

Si une érosion anthropique intervient aussi bien en contexte de mise en valeur (défrichements, etc.) qu'en contexte de déprise, un trouble est jeté sur l'ampleur supposée des impacts des forçages anthropiques. Sans doute faut-il davantage considérer que les sociétés qui aménagent ces zones de montagnes ne créent pas l'instabilité, mais la rencontrent ou la révèlent, simplement parce que les conditions de ces bassins-versants sont intrinsèquement instables (facteur pente, surrection tectonique, matériel sédimentaire disponible, etc.). Cette conclusion rejoint ce que René Neboit-Guilhot nomme une « morphogénèse accélérée, comme résultat de la diffusion de processus rapides », qui peut être vue comme le reflet d'un « déterminisme naturel fort » (Neboit-Guilhot, 1999). Autrement dit, les processus érosifs (et les

mécanismes qui les sous-tendent) restent inchangés en présence ou en absence d'activités anthropiques. Ces processus peuvent toutefois s'étendre dans l'espace ou accélérer de façon plus ou moins durable une évolution géomorphologique (qui aurait été *in fine* la même) au gré des pratiques.

Les modalités de production et de transfert de sédiments étant les mêmes, finalement, la principale question est la suivante : le système que constitue une cascade sédimentaire reste-t-il résilient face aux forçages anthropiques ? Ces derniers sont-ils alors susceptibles de causer des modifications dans l'agencement et la connectivité de la cascade ?

c) Des modifications anthropiques dans la structure de la cascade sédimentaire ?

Parmi les principales activités anthropiques affectant l'évolution géomorphologiques des zones de montagne apparaissent l'ensemble des pratiques liées à la gestion de la ressource en eau, notamment parce qu'elles sont directement susceptibles de modifier l'agencement des écoulements (redistribution par le biais de canaux d'irrigation, prélèvements inter-bassins en vue d'assurer le remplissage de barrages, *etc.*), ou parce qu'elles peuvent créer des fragmentations dans le transit sédimentaire (Reynard, 2000). Sans prétendre à l'exhaustivité, nous pouvons mettre en évidence que les effets de ces équipements peuvent intervenir localement, comme à une échelle régionale.

A une échelle locale, sur de petits bassins-versants très réactifs, la moindre adjonction d'eau supplémentaire peut modifier très brutalement le régime d'un cours d'eau, notamment lors d'un événement BF/HM. Un tel événement s'est produit en mars 1981 dans le bassin-versant de la Ravoire, dont le bassin d'alimentation a été agrandi en raison du remodelage du terrain lors de la création de la station des Arcs (Savoie) (Périnet, 1982).

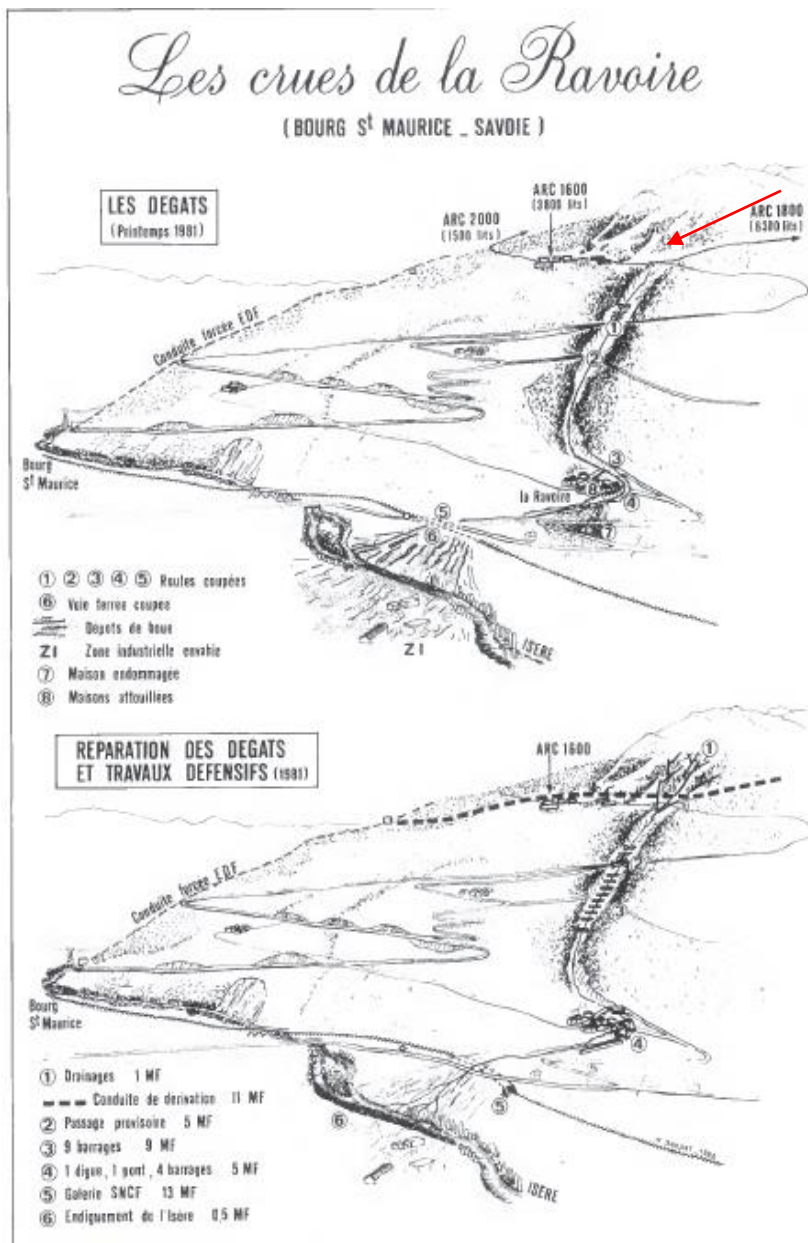


Figure 93 : Impacts géomorphologiques de la crue de la Ravoire (31 mars 1981) et stratégies de prévention envisagées.

La route Arc 1600 – Arc 1800 a court-circuité le cheminement des eaux du bassin contigu à la Ravoire, celle-ci a reçu un volume d'eau complémentaire favorisant l'apparition de la lave torrentielle (cf. flèche rouge). Ce problème a été clairement identifié, amenant les ingénieurs à envisager, ensuite, l'amenée d'une partie du surplus d'eau collectée vers la conduite forcée EDF (Perinet, 1982).

La modification des chemins d'écoulement des eaux par la route reliant les Arcs 1 600 aux Arcs 1 800 (collecte des écoulements provenant d'un autre bassin hydrologique) provoqua une concentration accrue dans le bassin de la Ravoire. Cet effet fut aggravé par l'imperméabilisation des terrains situés en amont du bassin : décapage des sols et défrichements pour tracer les pistes de ski, multiplication des surfaces bétonnées et bitumées au niveau de la station elle-même, *etc.* En conséquence, à la fonte des neiges, le 31 mars 1981, le torrent de la Ravoire (considéré jusque-là comme peu dangereux) entra en

crue, charriant sous forme de lave torrentielle plus de 300 000 m³ de matériel sédimentaire. Les dégâts furent importants : engravement de 5 ha de prairie, blocage du cours de l'Isère qui fut repoussée en rive droite, inondant la zone industrielle de Bourg-Saint-Maurice (fig. 93). Les causes, en plus du contexte hydro-météorologique, durent aggravées par le changement de connectivité du bassin. Les ingénieurs de l'époque ont en effet estimé que 80% du volume d'eau responsable du pic de crue avait été apporté artificiellement, par des pratiques discutables lors de la création de la station et de son domaine skiable (Périnet, 1982 ; Vivian, 1983). A la différence de ce qui a été évoqué précédemment, nous voyons ici que de nouveaux processus (*i.e.* le déclenchement de laves torrentielles) apparaissent dans un bassin-versant. Cette configuration, quoiqu'impressionnante, reste cependant limitée dans l'espace et aucun événement analogue n'a été clairement répertorié.

A une échelle régionale, la construction de barrages est le principal aménagement ayant une double incidence aussi bien sur les flux liquides que solides (Peiry & Marnézy, 2000 ; Reynard, 2000 ; Marnézy, 2008 ; fig. 94). Cette construction est un phénomène ancien dans les zones de montagnes, même si avant 1850 il s'agit principalement de barrages modestes destinés au moulinage ou au fonctionnement de forges. La mise au point des techniques hydroélectriques, couplée à l'augmentation des besoins en électricité (besoins industriels notamment), incite à la construction de quatre premiers barrages dans l'entre-deux-guerres (le Sautet, le Chambon et Bissorte, la Girotte). Après la Seconde Guerre mondiale, les grandes vallées (Drac, Isère, Arc, Romanche, Durance, gaves pyrénéens, etc.) sont équipées de façon systématique (Dalmasso, 2008).

Ces ouvrages ont provoqué une profonde perturbation dans l'organisation du transit sédimentaire, voire le stockage complet de la charge de fond à leur amont. Dans le cas du Drac, un volume de sédiments de l'ordre de 13.10^6 m^3 ($370.10^3 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$) fut ainsi piégé entre 1935 et 1965, montrant la réalité du blocage des apports sédimentaires depuis les têtes de bassins (Peiry *et al.*, 1994).

À l'aval des barrages, les conséquences sur les hydrosystèmes sont multiples. L'écrêtage des crues diminue certes les forces tractrices et les fréquences des périodes de mise en mouvement des sédiments mais le stockage dans les réservoirs diminue de façon concomitante la charge sédimentaire et la granulométrie de la charge de fond à l'aval. Les cours d'eau tendent alors à compenser la perte de charge par une reprise d'érosion dans les chenaux. Il en résulte au final une incision généralisée des cours d'eau à

l'échelle des massifs, même si elle reste bien sûr modulée par la résistance à l'érosion du substrat encaissant.

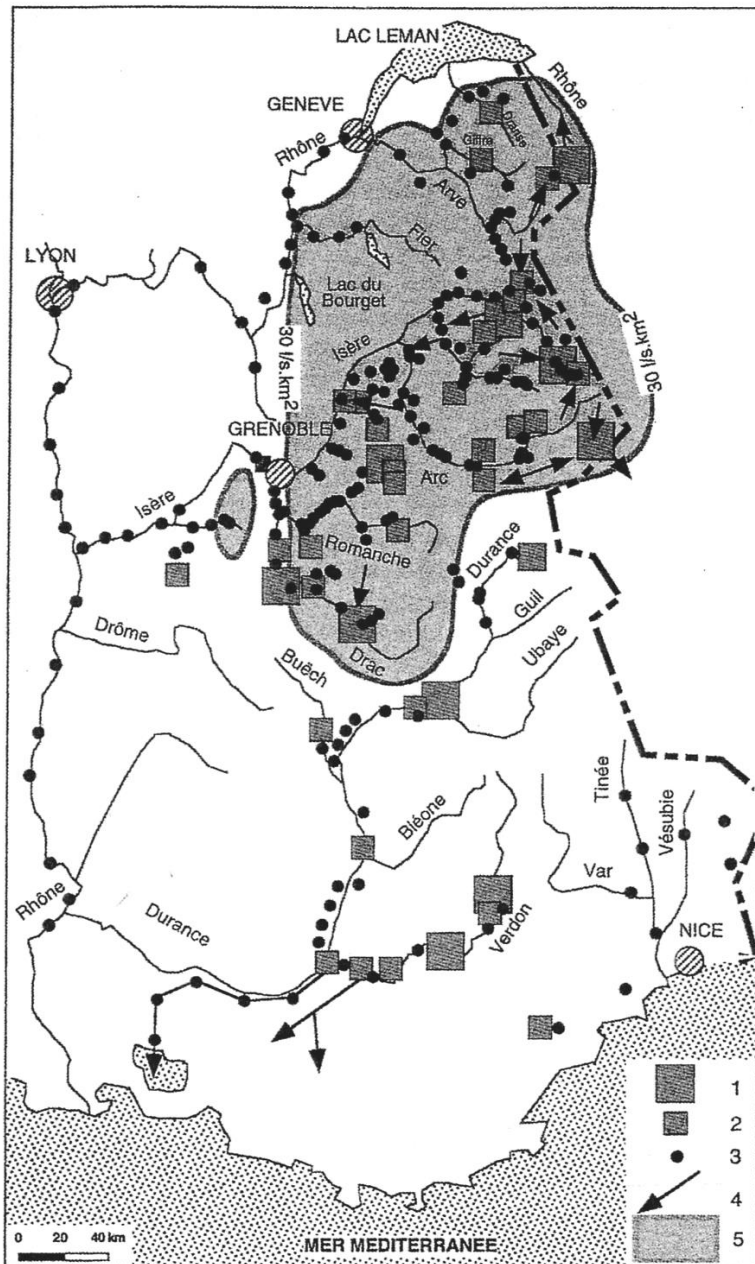


Figure 94 : Distribution des principaux aménagements hydro-électriques dans les Alpes françaises.

1 : réservoir (>100 Hm³) ; 2 : réservoir (<100 Hm³) ; 3 : usine hydro-électrique ; 4 : transfert inter-bassin ; 5 : zone d'écoulement > 30 L.s⁻¹.km⁻². Chaque barrage contribue à la fragmentation de la cascade sédimentaire. Il faut également souligner l'ampleur des transferts d'eau d'un bassin à un autre, dont seuls les principaux sont matérialisés ici (Peiry & Marnézy, 2000).

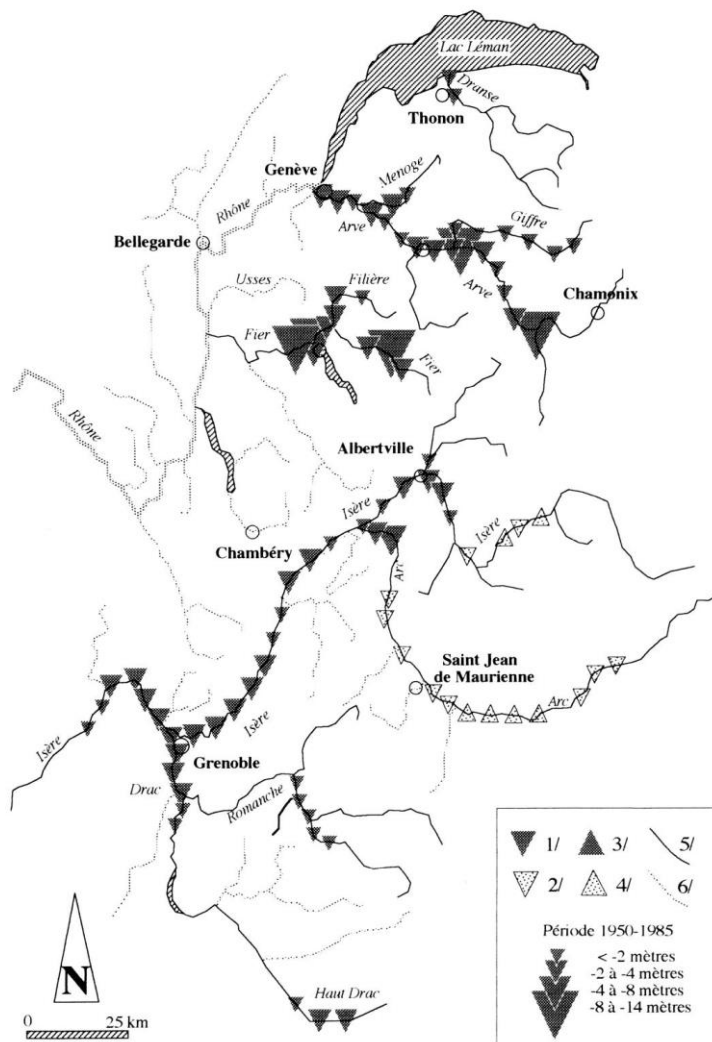


Figure 95 : Incision des cours d'eau alpin.

Incision : 1/ continue ; 2/ ponctuelle ; Exhaussement : 3/ continu ; 4/ ponctuel ; 5/ Cours d'eau étudiés ; 6/ Cours d'eau sur lesquels les données ou observations manquent. Tiré de Peiry *et al.*, 1994.

Sur la période 1950-1985, des incisions pluri-métriques sont ainsi mesurées le long du Drac et de l'Isère, et même décamétrique le long des cours d'eau haut-savoyards (Arve, Dranse, Fier) (fig. 95). Même si ces valeurs sont également dues à la diminution de l'apport sédimentaire depuis les versants (*cf. supra*), ou aux prélèvements passés de granulats dans le lit vif des cours d'eau, les barrages semblent en grande partie responsable de cette incision. Les conséquences quant à l'instabilité des berges ou encore l'abaissement du toit des nappes alluviales posent actuellement de multiples problèmes aux aménageurs, notamment dans le cas des activités agricoles (irrigation).

Les exemples alpins évoqués ici montrent bien que les seules modifications anthropiques susceptibles d'interférer avec le fonctionnement géomorphologique des bassins-versants montagnards sont celles qui touchent directement à la cascade sédimentaire, soit en agençant différemment les flux, soit en créant une fragmentation de la cascade. Si ce constat est avéré dans les Alpes, c'est parce que cette montagne a été particulièrement aménagée. Dès lors, si l'on considère d'autres orogènes, comme l'Himalaya, les montagnes Rocheuses, ou encore l'Islande, où la densité des réservoirs est jusqu'à 10 fois moindre que dans les Alpes (Vörösmarty *et al.*, 2003), on peut douter de l'importance des retouches anthropiques dans l'agencement des cascades sédimentaires montagnardes.

Plus largement, l'occupation des montagnes n'est certes pas sans effet géomorphologique, mais son impact semble se réduire à donner une impulsion supplémentaire aux processus agissant au sein d'un système morphogénique intrinsèquement très actif. Nulle apparition de processus de nouveau, nulle mutation globale du système ne paraissent ; seulement des injections accrues de sédiments. Les pratiques anthropiques seraient donc à l'image d'un catalyseur, qui accélérerait éventuellement une évolution déjà programmée dans le fonctionnement de la cascade sédimentaire, et sans le remettre en cause. Ce constat est sans doute propre aux domaines montagnards, et les différencie d'autres secteurs (domaines sahélien, méditerranéen... secteurs de plaines et plateaux de moyennes latitudes) où des processus inédits peuvent apparaître avec l'anthropisation, aboutissant à une mutation du système morphogénique local (Neboit-Guilhot, 1999).

L'art ne reproduit pas le visible, il rend visible.

Paul Klee

Conclusion générale

Dans notre introduction, nous plaidions pour la mobilisation d'une démarche « résolument géographique » en géographie physique et en géomorphologie. Nous avons souhaité développer cette posture en parallèle de la présentation de nos résultats de recherche sur le fonctionnement spécifique des bassins-versants montagnards. Au terme de cet essai (mais pas de notre réflexion), nous souhaitons donc mettre en regard les principaux résultats évoqués avec des concepts inhérents à notre discipline : la géographie.

Nous n'avons eu de cesse de mobiliser l'espace comme support explicatif, afin de voir dans quelle mesure les localisations (relatives ou absolues) influencent le niveau d'un phénomène observé, ou le comportement d'un objet. Dans le cadre des réponses sédimentaires, nous avons positionné les réservoirs de sédiments les uns par rapports aux autres, pour examiner les liens qu'ils entretiennent, là encore, à différentes échelles. Partant de l'échelle unitaire du processus, nous avons progressivement élargi notre champ d'action en considérant les couplages de processus, pris deux à deux, pour voir enfin comment émergent de l'ensemble de ces couplages des propriétés de connectivité à l'échelle du bassin-versant.

Un apport scientifique sur des processus unitaires mal connus

Tout d'abord, notre travail de terrain a permis d'acquérir de nouvelles données quant à l'activité de quelques processus géomorphologiques unitaires. Dans le cas de dynamiques de versant, nous avons pu ainsi montrer que, si dans les Alpes les effets de la décompression post-glaciaire peuvent expliquer la localisation de mouvements de masse, ce schéma est erroné en Islande où ce sont les effets du rebond glacio-isostatique qui constituent un facteur prépondérant. Concernant la dynamique des cours d'eau (thématique essentiellement travaillée en contexte alpin), nous avons pu montrer que la déglaciation est certes l'occasion d'une libération massive de sédiments, mais à laquelle les cours d'eau réagissent parfois

différemment les uns des autres, mais toujours avec retard. En effet, les cours d'eau encore naissants dans les têtes de bassin ont tendance à ne pouvoir évacuer la charge sédimentaire excessive, classiquement observée en contexte paraglaciale.

La réponse sédimentaire : entre la « *sedimentological anarchy* » et le « *jerky conveyor belt* »

Les résultats ainsi obtenus sur les processus élémentaires ont jeté un trouble sur les modalités d'interprétation des messages livrés par les archives sédimentaires. La charge sédimentaire est souvent considérée comme un indicateur des changements environnementaux (*sensu lato*), particulièrement pour documenter tantôt la variabilité du climat, tantôt les forçages anthropiques. Si les influences des facteurs climatiques et anthropiques sur les systèmes géomorphologiques ne sont pas niées, il convient pourtant de dépasser l'idée d'une réponse linéaire des systèmes. Le concept du « *jerky conveyor belt* », ou plus encore celui de la « *sedimentological anarchy* » avaient pour principal objectif d'attirer l'attention des géomorphologues sur les interprétations simplistes, fondées systématiquement sur un triptyque Homme-Climat-Tectonique pour expliquer les variations de la charge sédimentaire.

Un tel problème se pose particulièrement dans les zones de montagnes, qui sont des secteurs où les processus d'érosion libèrent de grandes quantités de sédiments, mais où l'ampleur de l'évacuation sédimentaire est discutée et discutable. Plus particulièrement, de nombreux auteurs, principalement allemands, ont montré que les forçages évoqués ne se ressentaient pas nécessairement en terme de charge sédimentaire évacuée (Morche *et al.*, 2007 ; Hoffmann *et al.*, 2007 & 2010 ; Otto *et al.*, 2009). Partant, le seul moyen d'expliquer la variabilité de la charge sédimentaire est d'admettre qu'elle est l'aboutissement d'une réponse complexe, affectée de pulsations qui révèlent avant tout le fonctionnement sporadique de ces milieux (Fort, 1987), et qui reflètent leur auto-organisation interne (Heckmann & Schwanghart, 2013).

En fin de compte, la non-linéarité des réponses géomorphologiques des bassins-versants montagnards est la clef de voûte de nos travaux post-thèse. L'ensemble des couplages étudiés dans notre travail réagit essentiellement en fonction de caractéristiques tout à fait locales (*e.g.* mise en place de brèches à travers les édifices morainiques, aptitude des mouvements de masse à résister à une érosion régressive, etc.). Dès lors il devient difficile de prévoir le comportement général du bassin-versant qui émerge de cette multiplicité (et complexité) des couplages locaux. Des plateformes de simulation existent toutefois

pour explorer les caractéristiques de connectivité des bassins-versants, à partir de l'étude des comportements locaux. Nous avons exposé ici les derniers développements de la théorie des graphes, pour lesquels nos travaux commencent, mais également les résultats de simulations en « stock et flux », notamment dans le cas de têtes de bassin sujettes à une déglaciation. Les résultats convergent pour montrer que les bassins-versants montagnards ont structurellement tendance à mettre en réserve les sédiments, leur évacuation étant principalement impulsée par des événements aléatoires BF/HM ou, à une plus vaste échelle temporelle, lors de séquences d'englacement.

Les implications du comportement pulsatoire des bassins-versants sont multiples. La première est que le rôle des forçages classiquement évoqués (climatique, anthropique) pour expliquer le comportement des bassins-versants montagnards (et l'évolution de la charge sédimentaire) est à nuancer. Au terme d'une synthèse bibliographique, ces forçages peuvent apparaître le plus souvent comme des accélérateurs d'une évolution géomorphologique qui était de toute façon inexorable compte tenu du dynamisme de ces milieux. Ensuite, les propriétés des cascades sédimentaires empêchent la propagation des perturbations occasionnées par ces forçages.

La réponse sédimentaire aux forçages climatiques et anthropiques : le problème du « temps zéro »

Dans cet essai, nous avons pu constater que l'étude des forçages anthropiques et climatiques sur le transit sédimentaire pouvait être biaisée par le référentiel temporel. Le choix du « temps zéro » de l'évolution géomorphologique a pu avoir une influence sur la représentativité des processus responsables de l'évolution et, plus largement, sur les comparaisons entre deux états des bassins-versants, avant et après le forçage. Dans le cadre des forçages climatiques, le « temps zéro » correspond à l'amorce de la déglaciation post-DMG ou post-PAG (suivant l'échelle temporelle considérée), avec la morphologie d'une vallée en auge épurée comme point de référence. Dans le cadre des forçages anthropiques, le « temps zéro » fut souvent les séquences de forte croissance démographique ou les premières observations scientifiques réalisées *in-situ* (19^e siècle dans les Alpes, milieu du 20^e siècle au Népal). Or, comment mettre en évidence l'effet de la déglaciation sur le transit sédimentaire si on ne peut comparer le fonctionnement post-glaciaire des bassins-versants avec le fonctionnement en période glaciaire ? Comment démontrer les effets d'une pression anthropique sur l'apparition de vagues sédimen-

taires sans points de repère antérieurs à l'anthropisation ? Certes, il est nécessaire de fixer un point de départ à la reconstitution d'une évolution géomorphologique, mais nous plaçons ici pour que le « temps zéro » permettent d'englober des cycles entiers (glaciation/déglaciation ; emprise/déprise anthropique).

Le concept de connectivité, en insistant sur différents niveaux d'observation et d'analyse du fonctionnement des cascades sédimentaires, permet d'appréhender l'ensemble des relais de processus dans l'espace et le temps, et de ne pas rester fixé sur un « temps zéro ». En mobilisant ce concept, il s'agit plutôt de remonter progressivement les chaînes causales complexes qui aboutissent à une vague sédimentaire.

Pour une approche géographique multi-scalaire des problématiques scientifiques

Au final, nous insistons donc pour que chaque vague sédimentaire ne soit pas interprétée systématiquement comme un simple impact anthropique ou climatique. Il ressort que les bassins-versants montagnards ont structurellement un comportement pulsé, qui est fonction de trois niveaux scalaires :

- de la somme de couplages locaux tantôt efficaces, tantôt inefficaces (voire inexistant) ;
- des propriétés de connectivité qui émergent à l'échelle du bassin-versant et qui peuvent par exemple amener les cascades sédimentaires à diriger de façon récurrente les sédiments vers des réservoirs durables, sans évacuation possible ;
- des forçages, qui peuvent, et seulement peuvent, favoriser quelques injections sédimentaires dans le système complexe qu'est la cascade sédimentaire, et sans pour autant présager s'ils seront transportés efficacement.

La démarche que nous avons mobilisée repose sur cette lecture multi-échelle. Certes nous nous intéressons en premier lieu à des processus élémentaires (un processus d'érosion, plus généralement un flux de matière), dont nous cherchons à mettre en évidence le rythme de fonctionnement (débit solide, débit liquide, etc.), les seuils au-delà desquels ils se déclenchent, le temps de la réponse entre le point de départ et le point d'arrivée. Cependant, ces processus ne sont qu'un fragment d'un système, et des spécialistes des sciences de la Terre disposent souvent d'un arsenal méthodologique adapté à leur étude. Sans

doute le géographe dispose-t-il d'un savoir-faire davantage original pour analyser les modalités de combinaison de ces processus (fig. 96).

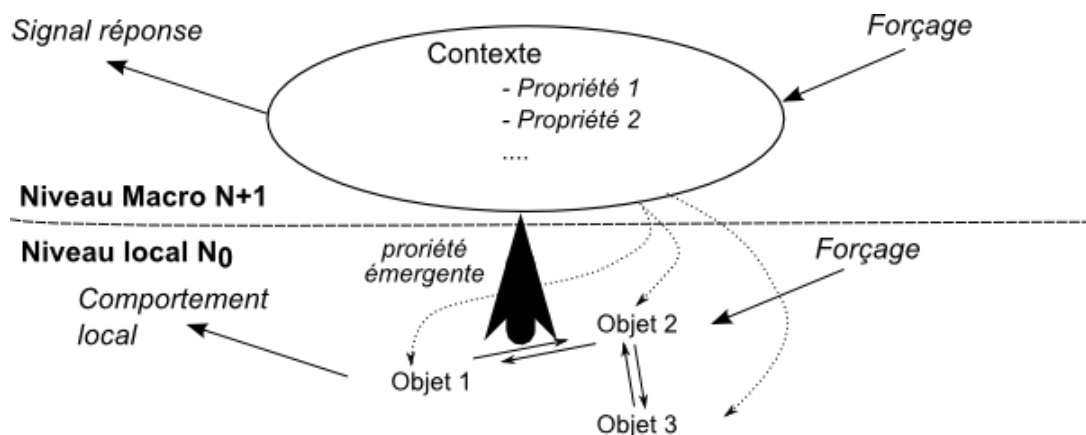


Figure 96 : Exemple de relations explicatives mobilisées lors d'une mise en contexte.

Deux objets élémentaires ayant les mêmes caractéristiques individuelles peuvent avoir des trajectoires/comportements différents en fonction du contexte dans lequel ils se situent. Les relations entre les objets et leur contexte sont complexes : de la somme des comportements individuels émergent des variables, des propriétés qui ont un sens à l'échelon de la mise en contexte (par exemple le bassin-versant dans cet essai), et non au niveau élémentaire. Ces variables émergentes se combinent, à cet échelon, avec de nouvelles variables, inexistantes à l'échelon élémentaire. L'ensemble de ces combinaisons au niveau macro influence en retour les objets élémentaires, et offrent des explications à des comportements et trajectoires individuels qui ne pourraient être que partiellement compris si nous restions à l'échelon d'observation élémentaire.

Il peut s'agir d'une combinaison simple de processus, en les prenant deux à deux (on éclaire ainsi leur couplage), ou d'une combinaison globale décrivant l'agencement de l'ensemble des liens qu'ils constituent (on éclaire alors la connectivité). A ce niveau d'analyse, les questions qui se posent sont celles du fonctionnement du système, sa résilience, son aptitude à propager des perturbations, ou plus largement les modalités de son auto-organisation. Ce n'est qu'après avoir travaillé à ce niveau d'analyse que l'on peut mesurer l'(in)efficacité des forçages externes sur le fonctionnement du système. Il s'agit alors de voir si les forces exogènes sont en mesure d'entrer en résonance avec le système ou, *a contrario*, n'ont qu'un faible écho dans le fonctionnement de celui-ci.

Pour nous, cette approche est résolument géographique. Tout d'abord, cette grille multi-niveau s'adapte parfaitement à tout système spatial, quelle que soit la thématique sous-jacente (fig. 96). Ensuite, elle permet de s'accrocher à des concepts clefs de la discipline, que nous mobilisons avec habitude à la

différence de spécialistes de disciplines connexes : changement d'échelle, représentativité, connectivité, interactions spatiales, etc. Tant que nous cultivons la bonne utilisation de ces concepts, sans doute restera-t-il une géographie physique qui aura toute sa place dans le concert des géosciences.

Références bibliographiques

- André M.-F., 1986. Dating slope deposits and estimating rates of rock wall retreat in NW Spitsbergen by lichenometry. *Geografiska Annaler*, 58 A (1-2), 65-75.
- André M.-F., 1993. *Les versants du Spitsberg, approche géographique des paysages polaires*. Presses Universitaires de Nancy, coll. Géographie et environnement, 361 p.
- André M.-F., 1997. Holocene rockwall retreat in Svalbard: a triple-rate evolution. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22, 423-440.
- André M.-F., 2003. Do periglacial areas evolve under periglacial conditions ? *Geomorphology*, 52, 149-164.
- Arnaud-Fassetta G., Fort M., 2004. La part respective des facteurs hydro-climatiques et anthropiques dans l'évolution récente 1956-2000 de la bande active du Haut-Guil, Queyras, Alpes françaises du Sud. *Méditerranée*, 1-2, 143-156.
- Augustinus P.C., 1995. Rock mass strength and the stability of some glacial valley slopes. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 39, 55-68.
- Bailly Maitre M.C., Monjuvent G., Mathoulin V., 1997. Les quatre anciens lacs de l'Oisans Alpes françaises du Nord. *Revue de Géographie Alpine*, n°1, 43-58.
- Ballandras S., 1997. *Contribution à l'étude de la torrentialité : stratigraphies, morphodynamique, paléoenvironnements*. Thèse, Géographie, Université de Savoie Chambéry, 312 p.
- Ballantyne C.K., 1999. Maximum altitude of late devensien glaciation on the isle of Mull and isle of Jura. *Scottish Journal Of Geology*, 35, 97-106.
- Ballantyne C.K., 2002a. Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, 21, 1 935-2 017.
- Ballantyne C.K., 2002b. A general model of paraglacial landscape response. *The Holocene*, 12, 371-376.
- Ballantyne C.K., 2003a. Paraglacial landsystems, in Evans, D.J. eds., *Glacial landsystems*, E. Arnold, London, 432-461.
- Ballantyne C.K., 2003b. Paraglacial landform succession and sediment storage in deglaciated mountain valleys: theory and approaches to calibration, *Zeitschrift für Geomorphologie*, 32, 1-18.
- Ballantyne C.K., 2003c. A Scottish sturzstrom: the Beinn Alligin rock avalanche, Wester Ross. *Scottish Geographical Journal*, 119, 2, 159-167.
- Ballantyne C. K., 2007. Loch Lomond Stadial glaciers in North Harris, Outer Hebrides, North-West Scotland: glacier reconstruction and palaeoclimatic implications. *Quaternary Science Reviews*, 26, 3134-3149
- Ballantyne C.K., 2008. After the Ice: Holocene geomorphic activity in the Scottish Highlands. *Scottish Geographical Journal*, 1, 8-52.

Ballantyne C.K., Benn D.I., 1996. Paraglacial slope adjustment during recent deglaciation and its implications for slope evolution in formerly glaciated environments. In : Anderson M.G., Brooks S. (eds), *advances in hillslope processes*, 2, John Wiley and Sons, Chichester, 1173-1195.

Ballantyne C.K., Kirkbride M.P., 1987. Rockfall activity in upland Britain during the Loch Lomond Stadial. *Geographical Journal*, 153, 86-92.

Ballantyne C.K., Stone J.O., Fifield L.K., 1998. Cosmogenic Cl-36 dating of postglacial landsliding at The Storr, Isle of Skye, Scotland. *The Holocene*, 8, 347-351.

Ballantyne C.K., Stone J.O., 2004. The Beinn Alligin rock avalanche, NW Scotland: cosmogenic ¹⁰Be dating, interpretation and significance. *The Holocene*, 14, 3, 461-466.

Ballantyne C.K., Whittington G., 1999. Late Holocene floodplain incision and alluvial fan formation in the central Grampian Highlands, Scotland: chronology, environment and implications. *Journal of Quaternary Science*, 14, 7, 651-671.

Barabási A.L., 2009. Scale-Free Networks: A Decade and Beyond. *Science*, 325, 412-413.

Barnard P.L., Owen L.A., Finkel R.C. 2004. Style and timing of glacial and paraglacial sedimentation in a monsoon-influenced high Himalaya environment, the Upper Bhagirathi Valley, Garhwal Himalaya. *Sedimentary Geology*, 165, 199-221.

Barsch D., Caine N., 1984. The Nature of Mountain Geomorphology Source. *Mountain Research and Development*, 4 (4), High Mountain Research. Proceedings of a Workshop of the Arbeitsgemeinschaft für Vergleichende Hochgebirgsforschung in December 1982 in Munich Nov., 1984, 287-298

Beaudouin A.B., King R.H., 1994. Holocene, palaeoenvironmental record preserved in a paraglacial alluvial fan, Sunwapta pass, Jasper National Park, Alberta, Canada. *Catena*, 22, 227-248.

Becht M., 1995. Slope erosion processes in the Alps. In: O. Slaymaker (ed) *Steepland geomorphology*, , John Wiley and Sons, 45-61.

Becht M., Haas F.; Heckmann T., Wichmann V., 2005. Investigating Sediment Cascades Using Field Measurements and Spatial Modelling. In: *Sediment budgets : Proceedings of the International Symposium on Sediments Budgets S1* at Foz do Iguaco, Brazil, 3 - 9 April 2005. - Wallingford, Oxfordshire : IAHS, 206-213.

Benn D.I., 1989. Debris transport by Loch Lomond Readvance glaciers in Northern Scotland: Basin form and the within-valley asymmetry of lateral moraines. *Journal of Quaternary Science*, 4: 243-254.

Bennett H.H., 1939. *Soil Conservation*. New York, Me Graw Hill, 993 p.

Bentley M.J., Dugmore A., 1998. Landslides and the rate of glacial trough formation. *Journal of Quaternary Science*, 13 (6), 11-15.

Berger F., Rey F. 2004. Mountain protection forests against natural hazards and risks: new French developments by integrating forests in risk zoning. *Natural hazards*, 33, 395-404.

Biessy G., Dauteuil O., Van Vliet-Lanoë B., Wayolle A., 2008. Fast and partitioned postglacial rebound of southwestern Iceland. *Tectonics*, 27, TC3002, 18 p.

Bigot-Cormier F., Braucher R., Bourlès D., Guglielmi Y., Dubarc M., Stéphan J.-F., 2005. Chronological constraints on processes leading to large active landslides. *Earth and Planetary Science Letters*, 235, 1-2, 141-150.

Bois T., Bouissou S., Jaboyedoff M., 2012. Influence of structural heterogeneities and of large scale topography on imbricate gravitational rock slope failures: New insights from 3-D physical modeling and geomorphological analysis. *Tectonophysics*, 526–529, 147–156.

Borselli L., Cassi P., Torri D., 2008. Prolegomena to Sediment and flows connectivity in the landscape: a GIS and field numerical assessment. *Catena*, 753, 268-277.

Bouissou S., Darnault R., Chemenda A., Rolland Y., 2011. Evolution of gravity-driven rock slope failure and associated fracturing: Geological analysis and numerical modelling, *Tectonophysics*, 526–529, 157–166.

Boulton G.S., 1979. Processes of glacier erosion on different substrata. *Journal of Glaciology*, 23, 15-38.

Boulton G.S., 1986. Push moraines and glacier contact fans in marine and terrestrial environments. *Sedimentology*, 33, 677-698.

Bozonnat J.P., 1980. *Infiltration des eaux dans les calcaires fissurés. Hydrogéologie et bilan hydrique du secteur septentrional du Massif de la Chartreuse*. Thèse USM Grenoble, 360 p.

Bravard J.P., Barthélémy L., Brochier J., Petiot R., Landon N., Joly-Saad M.C., Evin J., Astrade L., Thiebault S., Roberts M., 2003. Mouvements de masse et paléoenvironnement quaternaire : les paléo-lacs de Boulc Haut-Diois, Alpes, France. *Revue de géographie alpine*, 91 (1), 9-27.

Breteaux L., 1998. *Etude morphodynamique du versant méridional du Chenaillet*. Mémoire de maîtrise, Université Denis Diderot – Paris 7, 128 p.

Brierley, G.J., Fryirs K., Jain V., 2006. Landscape connectivity: The geographic basis of geomorphic applications. *Area*, 38 (2), 165-174.

Brocard G., 2004. The Great Lake, near Luc-en-Diois Drôme, SE France: volume assessment of a filled lake in the light of a geomorphological model. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 175, 3, 303-312.

Brunsdon D., 2001. Some geomorphological considerations for the future development of landslide models. *Geomorphology*, 30 (1–2), 13–24.

Brunsdon D., Jones D.K.G., Martin R.P., Doornkamp J.C., 1981. The geomorphological character of part of the Low Himalaya of Easter Nepal. *Zeitschrift für Geomorphologie*, N.F., 37, 25-72.

Brunsdon, D., Thornes, J.B. 1979. Landscape sensitivity and change. *Transactions*, Institute of British Geographers, 4: 463-484.

Bruslé T., Smadja J., Fort M., 2003. Un paysage de bocage. Masyam et le hameau de Kolang. In Smadja J. (ed.), *Histoire et devenir des paysages en Himalaya. Des exemples au Népal et au Ladakh*, CNRS éditions, coll. Espaces et Milieux, 485-527

Bunn S.E., Davies P.M., 2000. Biological processes in running waters and their implications for the assessment of ecological integrity. *Hydrobiologia*, 422, 61-70.

Buoncristiani JF., Petit C., Campy M., Richard H., Bossuet G. 2002. Quantification de l'ablation d'un bassin versant marno-calcaire alpin durant le Petit Age Glaciaire par l'étude d'un système lacustre cas du claps de Luc-en-Diois. *Geodinamica Acta*, 15, 103-111.

Burbank D.W., Blythe A.E., Putkonen J., Pratt-Sitaula B., Gabet E., Oskin M., Barros A., Ohja T.P., 2003. Decoupling of erosion and precipitation in the Himalayas. *Nature*, 426, 652-655.

- Butts C T., 2009. Revisiting the Foundations of Network Analysis. *Science*, 325, 414-416.
- Caine N., 1974. The geomorphic processes of the alpine environment. In: J.D. Ives, R.G. Barry (eds), *Arctic and Alpine environment*, London, 721-748.
- Caine N., 1984. Elevational contrasts in contemporary geomorphic activity in the Colorado Front Range. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 18, 5-31
- Caine N., Mool, P.K., 1982. Landslides in the Kolpu Khola drainage, Middle Mountains, Nepal. *Mountain Research and Development*, 22, 157-173.
- Caine N. 2004. Mechanical and chemical denudation in mountain systems. - In: Owens P.N., Slaymaker O. (eds): *Mountain geomorphology*, London: Arnold, 132-152.
- Campbell D., Church M., 2003. Reconnaissance sediment budgets for Lynn Valley, British Columbia: Holocene and contemporary time scales. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 40, 701-713.
- Candela R.M., 1982. Piste de ski et érosion anthropique dans les Alpes du Sud. *Méditerranée*, 46 (3-4), 51-55.
- Chorley R.J., Kennedy B.A., 1971. *Physical Geography: A Systems Approach*. Prentice-Hall International, London, 370 p.
- Church M., Ryder J.M., 1972. Paraglacial sedimentation: a consideration of fluvial processes conditioned by glaciation. *Geological Society of America Bulletin*, 83, 3059-3072.
- Church M., Slaymaker O., 1989. Holocene disequilibrium of sediment yield in British Columbia. *Nature* 327, 452-454.
- Cossart E., 2003. L'évolution des dynamiques paraglaciaires et périglaciaires à l'échelle d'un bassin-versant alpin depuis le Petit Age de Glace, l'exemple du vallon de Celse-Nière au cours du XX^e siècle. *Environnements Périglaciaires*, 10, 13-33.
- Cossart E., 2004. La recrudescence de l'activité torrentielle dans un bassin versant en cours de déglaciation au cours du xxe siècle. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 3, 225-240.
- Cossart E., 2005. *Evolution géomorphologique du haut bassin durancien Alpes du Sud, France depuis la dernière glaciation. Contribution à la compréhension du fonctionnement du système paraglaciaire*. Thèse, Univ. Paris-Diderot Paris 7, 382 p.
- Cossart É., 2008. Landform connectivity and waves of negative feedbacks during the paraglacial period, a case study: the Tabuc subcatchment since the end of the Little Ice Age Massif des Écrins, France. *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 4, 249-260.
- Cossart É., Braucher R., Fort M., Bourlès D.L., Carcaillet J., 2008. Slope instability in relation to glacial debuitressing in alpine areas Upper Durance catchment, southeastern France: evidence from field data and ¹⁰Be cosmic ray exposure ages. *Geomorphology*, 95, 3-26.
- Cossart É., Fort M., 2008a. Consequences of landslide dams on alpine river valleys: examples and typology from the French Southern Alps. *Norsk Geografisk Tidsskrift – Norwegian Journal of Geography*, 62, 75-88.
- Cossart É., Fort M., 2008b. Sediment release and storage in early deglaciated areas: Towards an application of the exhaustion model from the case of Massif des Écrins French Alps since the Little Ice Age. *Norsk Geografisk Tidsskrift – Norwegian Journal of Geography*, 62, 115-131.

Cossart E., Mercier D., Decaulne A., Feuillet T., 2013. An overview of the consequences of paraglacial landsliding on deglaciated mountain slopes: typology, timing and contribution to cascading fluxes. *Quaternaire*, 24 (1), 13-24.

Cossart E., Mercier D., Decaulne A., Feuillet T., Jónsson H.P., Sæmundsson Þ., 2014. Impacts of paraglaciation on landslides spatial distribution at a regional scale in Northern Iceland Skagafjörður. *Earth Surface Processes and Landforms*, 39, 336–350.

Costa J.E., 1985. *Floods from dam failures*. U.S. Geological Survey Open-File Report 85-560, 54 p.

Costa J.E., Schuster R.L., 1988. The formation and failure of natural dams. *Geological Society of America Bulletin*, 100: 1054-1068.

Coutterand S., 2010. *Etude géomorphologique des flux glaciaires dans les Alpes nord-occidentales au Pléistocène récent, du maximum de la dernière glaciation aux premières étapes de la déglaciation*. Thèse, Université Chambéry, 2010.

Coutterand S., Buoncristiani J.-F., 2006. Paléogéographie du dernier maximum glaciaire du Pléistocène récent de la région du Mont-Blanc, France. *Quaternaire*, 17, (1), 35-43, 2006.

Crouzet C., Marnezy A., Lacombe P., Paillet A., Dzikowski M., Rampoux J.P., Fudral S., Nicoud G., 1999. Contrôle du remplissage détritique tardiglaciaire à holocène d'une haute vallée alpine par les dynamiques de versant : l'exemple de la moyenne Maurienne Savoie. *Quaternaire*, 10, 37-48.

Cruden D.M., Hu X.Q., 1993. Exhaustion and steady state models for predicting landslide hazards in the Canadian Rocky Mountains. *Geomorphology*, 8, 279-285.

Cubizolle H., 1997. *La Dore et sa vallée. Approche géohistorique des relations Homme/milieu fluvial*. Publications de l'Université de Saint-Etienne, 389 p.

Curry A.M., 1999. Paraglacial modification of slope form. *Earth Surface Processes and Landforms*, 24, 1213-1228.

Curry A.M., Ballantyne C.K., 1999. Paraglacial modification of glacial sediment. *Geografiska Annaler*, 81A (3), 409-419.

Dalmaso A., 2008. Barrages et développement dans les Alpes françaises de l'entre-deux-guerres. *Revue de Géographie Alpine*, 96 (1), 45-54.

Darnault R., Rolland Y., Braucher R., Bourlès D., Revel-Rolland M., Sanchez G., Bouissou S., 2011. Timing of the last deglaciation revealed by receding glaciers at the Alpine-scale: impact on mountain geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, 31, 127-142.

DDT Hautes-Alpes, 2013. *Les risques naturels dans la commune de Pelvoux*. Rapport non publié, Archives départementales, Gap, 32 p.

Decaulne A., Sæmundsson Þ., Jónsson H.P., Sandberg O., 2007. Changes in deposition on a colluvial fan during the Upper Holocene in the Tindastóll Mountain, Skagafjörður District, North Iceland - Preliminary results. *Geografiska Annaler*, 89A (1), 51-53.

Delcaillau B., 1997. *Les fronts de chaînes actives : genèse des reliefs et relations tectonique-érosion-sédimentation*. Mém. HDR, Univ. Caen, 338 p.

Delcaillau B., 2004. *Reliefs et tectonique récente*, Ed. Vuibert, Paris, 259 p.

Delannoy J.J., Rovera G., 1996. L'érosion dans les Alpes occidentales : contribution à un bilan des mesures et des méthodes. *Revue de géographie alpine*, 84 (2), 87–101.

Delmas M., 2009. *Chronologie et impact géomorphologique des glaciations quaternaires dans l'est des Pyrénées*. Thèse, Université Panthéon-Sorbonne-Paris I

Delunel R., Hantz D., Braucher R., Bourles D.L., Schoeneich P., Deparis J., 2010. Surface exposure dating and geophysical prospecting of the Holocene Lauvitel rock slide French Alps. *Landslides* 7, 4, 393-400.

Dietrich W. E., Dunne T., 1978. Sediment budget for a small catchment in mountainous terrain: *Zeitschrift für Geomorphologie*, Suppl. Bd. 29, 191-206.

Dietrich W.E., Dunne T., Humphrey N.F., Reid L.M., 1982. Construction of sediment budgets for drainage basins. In: F.J. Swanson, R.J. Janda, T. Dunne, D.N. Swanston (eds), *Sediment Budgets and Routing in Forested Drainage Basins*. U.S.D.A. Forest Service General Technical Report PNW-141, Pacific Northwest Forest and Range Experiment Station, Portland, Oregon, p. 5-23.

Dikau R., Brunsten D., Schrott L., Ibsen M.L., 1996. *Landslide recognition*, Wiley, Chichester.

Douvinet J., 2008. *Les bassins versants aux « crues rapides » dans le Bassin Parisien – Analyse de la structure et de la dynamique de systèmes spatiaux complexes*. Thèse de Doctorat, Université de Caen Basse-Normandie, 381 p.

Dyurgerov M.B., Mikhalev V.N., Kunakhovitch M.G., 1994. On the cause of glacier mass balance variations in the Tian Shan mountains. *GeoJournal*, 33, 2/3, 311-317.

Dyurgerov M., 2003. Mountain and subpolar glaciers show an increase in sensitivity to climate warming and intensification of the water cycle. *Journal of Hydrology*, 282, 164–176.

Einarsson Þ., 1991 - *Geology of Iceland, rocks and landscape*. Mál og Menning, Reykjavík, 309 p

El Bedoui S., Bois T., Jomard H., Sanchez G., Lebourg T., Trics E., Guglielmi Y., Bouissou S., Chémenda A., Rolland Y., Corsini M., Pérez J.L., 2011. Paraglacial gravitational deformations in the SW Alps: a review of field investigations, ¹⁰Be cosmogenic dating and physical modelling. In: Jaboyedoff M. (ed.), *Slope Tectonics*, Geological Society, London, Special Publications, 351, 11-25.

Eckholm E., 1975. The deterioration of mountain environments. *Science*, 139: 746-770.

Etienne S., Mercier D., Voldoire O., 2008. Temporal scales and deglaciation rhythms in a polar glacier margin, Barnefren, Svalbard. *Norsk Geografisk Tidsskrift – Norwegian Journal of Geography*, 62 (2), 102-114.

Etzelmüller B., Berthling I., Larsen C.K., Nordal, Knut P., 2002. Sediment fluxes from creep processes at Jomfrunet, southern Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 56 (2), 67-73.

Evans I.S., 2007. Glacier distribution and direction in the Arctic: the unusual nature of Svalbard. *Landform Analysis*, 5, 21-24.

Evans I.S., 2006. Glacier distribution in the Alps: statistical modelling of altitude and aspect. *Geografiska Annaler A*. 88 A, 115-133.

Evans I.S., 2006. Local aspect asymmetry of mountain glaciation: A global survey of consistency of favoured directions for glacier numbers and altitudes. *Geomorphology*, 73, 166-184.

Evans I.S., 2011. Glacier distribution and direction in Svalbard, Axel Heiberg Island and throughout the Arctic: General northward tendencies. *Polish Polar Research*, 1, 199-238.

Evans I.S., Cox N.J., 2005. Global variations of local asymmetry in glacier altitude: separation of north-south and east-west components. *Journal of Glaciology*, 51, 469-482.

Évin M., 1987. *Dynamique, répartition et âge des glaciers rocheux des Alpes du Sud*. Thèse d'État, Université de Grenoble, 309 p.

Fairbanks R.G., 1989. A 17,000 year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep ocean circulation. *Nature*, 342, 637-642.

Ferguson R.I., 1981. Channel forms and channel changes. In: Lewin, J. (ed.) *British Rivers*. Allen and Unwin, London. 90-125.

Faulkner H., 2008. Connectivity as a crucial determinant of badland geomorphology and evolution. *Geomorphology*, 100 (1-2), 91-103.

Fort M., 1980. Les formations quaternaires lacustres de la Basse Thakkhola Himalaya du Népal: intérêt paléogéographique, néotectonique et chronologique. *C. R. Académie des Sciences, Paris, D*, 290, 171-174.

Fort M., 1987. Sporadic morphogenesis in a continental subduction setting : an example from the Annapurna Range, Nepal Himalaya. *Z. Geomorph. N. F*, 63 suppl., 9-36.

Fort M., 1993. *Evolution géomorphologique d'une chaîne de collision intracontinentale : l'Himalaya central, transversale des Annapurnas*. Thèse de doctorat d'état, Université Denis Diderot – Paris 7, 685 p.

Fort M., 1996. Late Cenozoic environmental changes and uplift on the northern side of the central Himalaya: a reappraisal from field data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 120 (1-2), 123-145.

Fort M., 2000. Glaciers and mass wasting processes: their influence on the shaping of the Kali Gandaki valley higher Himalaya of Nepal. *Quaternary International*, 65-66, 101-119.

Fort M., 2011a. Two large late Quaternary rock slope failures and their geomorphic significance, Annapurna Himalayas Nepal. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 34, 1, 5-14.

Fort M., 2011b. The Himalayas: from mountain building to landform evolution in a changing world. *Geographia Polonica*, 84, Special Issue Part 2, 15-37.

Fort M., Burbank D.W., Freydet P., 1989. Lacustrine sedimentation in a semiarid alpine setting: An example from Ladakh, northwestern Himalaya. *Quaternary Research*, 31 (3), 332-350.

Fort M., Cossart E., 2013. Erosion assessment in the middle Kali Gandaki Nepal: A sediment budget approach. *Journal of Nepal Geological Society*, 46, 25-40.

Fort M., Cossart E., Arnaud-Fassetta G., 2010. Hillslope-channel coupling in the Nepal Himalayas: typology and threat to man-made structures. *Geomorphology*, 124 (3-4), 178-199.

Fort M., Cossart E., Deline P., Dzikowski M., Nicoud G., Ravanel L., Schoeneich P., Wassmer P., 2009. Geomorphic impacts of large and rapid mass movements: a review. *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, 1, 47-64.

Fourchy M., 1966. Déboisement et reboisement: les débuts de la lutte contre l'érosion au XIXe siècle. *Revue forestière française*, 7, 467-487.

Fryirs K., 2013. DisConnectivity in catchment sediment cascades: a fresh look at the sediment delivery problem. *Earth Surf. Process. Landforms*, 38, 30–46.

Fryirs K., Brierley G.J., 2001. Variability in sediment delivery and storage along river courses in Bega catchment, NSW, Australia: implications for geomorphic river recovery. *Geomorphology*, 38 (3), 237-265.

Fryirs K., Brierley G.J., Preston N.J., Kasai M., 2007. The disconnectivity of catchment-scale sediment cascades. *Catena*, 70, 49-67.

Gabet E.J., Burbank D.W., Pratt-Sitaula B., Putkonen J., Bookhagen B., 2008. Modern erosion rates in the High Himalayas of Nepal. *Earth and Planetary Science Letters*, 267 (3), 482-494.

Galay V., 1987. *Erosion and sedimentation in the Nepal Himalaya*. Ministry of water resource, Government of Nepal, Singapore : Keford press.

Garitte G., 2006. *Les torrents de la vallée de la Clarée : évolution contemporaine, dynamique actuelle, et analyse géographique des risques associés*. Thèse, Université Lille 1, 2 , 425 p.

Garitte G., Lahousse P., Thenard L., Salvador P.G., 2007. Évolution contemporaine de l'activité torrentielle sur les cônes de déjection de la basse vallée de la Clarée Briançonnais, Alpes du Sud. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 4, 293-308.

Garner H. F., 1959. Stratigraphic-sedimentary significance of contemporary climate and relief in four regions of the Andes. *Mountains. Geological Society of America Bulletin*, 70, 1327-1368.

Gidon M. 1990 – Les décrochements et leur place dans la structuration du Massif de la Chartreuse Alpes occidentales françaises. *Géologie Alpine*, 66, 39- 55.

Gleyze J.-F., 2001. Etude topologique de la fonctionnalité des réseaux. *Géomatique et espace rural*, Journées Cassini, 26-28 septembre, Montpellier France, 235-252

Godard A., 1961. L'efficacité de l'érosion glaciaire en Ecosse du Nord. *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 32-42.

Godard A., 1989. Les vestiges des manteaux d'altération sur les socles des hautes latitudes : identification, signification. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Supplement Band 72, 1-20.

Godard V., Burbank D.W., Bourlès D.L., Bookhagen B., Braucher R., Fisher G.B., 2012. Impact of glacial erosion on ¹⁰Be concentrations in fluvial sediments of the Marsyandi catchment, central Nepal. *Journal of Geophysical Research*,

Gottardi F., Obled C., Gailhard J., Paquet E., 2008. Regionalisation des précipitations sur les massifs montagneux français à l'aide de régressions locales et par types de temps. *Climatologie*, 5, 7-26.

Grasland C., Mathian H., Vincent J.M., 2000. Multiscalar analysis and map generalisation of discrete social phenomena : Statistical problems and political consequences. *Statistical Journal of the United Nations Economic Commission for Europe*, IOS Press, 17, 2, 157-188.

Guisset M., & Deline P., 2006. - Evolutions des couvertures détritiques supraglaciaires dans le massif de la Vanoise après le Petit Âge Glaciaire : glacier de Pramort, glacier inférieur des Balmes, glacier de l'Invernet. *Travaux Scientifiques du Parc National de la Vanoise*, 23, 7-27.

Haas F.; Heckmann T., Wichmann V., Becht M., 2004. Change of fluvial sediment transport rates after a high magnitude debris flow event in a drainage basin in the Northern Limestone Alps, Germany. *Association Internationale des Sciences Hydrologiques*, 2004, 288, 37-43.

- Haggett P., Chorley R.J., 1969. *Network analysis in geography*. Edward Arnold, Science, 348 p.
- Harbor J.M., 1992. Application of a general sliding law to simulating flow in a glacier cross-section. *Journal of Glaciology*, 38, 182-190.
- Harbor J.M., Warburton J., 1992. Glaciation and denudation rates. *Nature*, 356, 751.
- Harvey A.M., 2001. Coupling between hillslopes and channels in upland fluvial systems: implications for landscape sensitivity, illustrated from the Howgill Fells, northwest England. *CATENA*, 42 (2), 225-250.
- Harvey A.M., 2002. Geomorphic instability and change – Introduction: Implications of temporal and spatial scales. *Geomorphology*, 84 (3-4), 153-158.
- Harvey A.M., 2012. *Introducing geomorphology. A guide to landforms and processes*. Dunedin Academic Press, Edinburgh, 2012, 124 p.
- Heckmann T., Schwanghart W., 2012. One framework, different approaches: Exploring graph theory for the assessment of sediment connectivity. *Geophysical research abstracts*, 14 2012.
- Heckmann T., Schwanghart W., 2013. Geomorphic coupling and sediment connectivity in an alpine catchment - exploring sediment cascades using graph theory. *Geomorphology*, 182, 89-103.
- Hewitt K., 1989. The altitudinal organisation of Karakoram geomorphic processes and depositional environments. *Z. Geomorph. N. F.*, 76 Suppl.-Bd, 9-32.
- Hewitt K., 1998. Catastrophic landslides and their effects on the Upper Indus streams, Karakoram Himalaya, Northern Pakistan. *Geomorphology*, 26, 47-80.
- Hewitt K., 2002a. Introduction: landscape assemblages and transitions in cold regions. In: Hewitt *et al.* Eds., *Landscapes of transition*, 1-8.
- Hewitt K., 2002b. Postglacial landform and sediment associations in a landslide-fragmented river system: the Transhimalayan Indus streams, Central Asia. In: Hewitt *et al.* Eds., *Landscapes of transition*, 63-91.
- Hewitt K., 2006. Disturbance regime landscapes: mountain drainage systems interrupted by large rockslides. *Progress in Physical Geography*, 30 (3), 365-393.
- Hippolyte J.C., Brocard G., Tardy M., Nicoud G., Boulès D., Braucher R., Ménard G., Souffaché B., 2006. The recent fault scarps of the Western Alps France: tectonic surface ruptures or gravitational sacking scarps? A combined mapping, geomorphic, levelling, and ¹⁰Be dating approach. *Tectonophysics* 418: 255–276.
- Hippolyte J.C., Boulès D., Braucher R., Carcaillet J., Léanni L., Arnold M., Aumaitre G., 2009. Cosmogenic ¹⁰Be dating of a sacking and its faulted rock glaciers, in the Alps of Savoy France. *Geomorphology*, 108, 312–320.
- Hoffmann T., Schrott L., 2002. Modelling sediment thickness and rockwall retreat in an Alpine valley using 2D-seismic refraction Reintal, Bavarian Alps. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Suppl.-Bd. 127, 153-173.
- Hoffmann T., Erkens G., Cohen K.M., Houben P., Seidel J., Dikau R., 2007. Holocene floodplain sediment storage and hillslope erosion within the Rhine catchment. *The Holocene*, 17 (1), 105-118.
- Hooke J., 2003. Coarse sediment connectivity in river channel systems: a conceptual framework and methodology. *Geomorphology*, 56, 79-94.

Hoffmann T., Thorndycraft V.R., Brown A.G., Coulthard T.J., Damnati B., Kale V.S., Middelkoop H., Notebaert B., Walling D.E., 2010. Human impact on fluvial regimes and sediment flux during the Holocene: Review and future research agenda. *Global and Planetary Change*, 72 (3), 87-98.

Ingólfsson Ó., 1991. A review of the Late Weichselian and early Holocene glacial and environmental history of Iceland. In *Environmental Changes in Iceland: Past and Present*, Maizels J.L., Caseldine C.J. eds. Kluwer, Dordrecht, 13-29

Islam M. R., Begum S. F., Yamaguchi Y., Ogawa, K., 1999. The Ganges and Brahmaputra rivers in Bangladesh: Basin denudation and sedimentation. *Hydrological Processes*, 13, 2907–2923.

Iturrizaga L., 2008. Paraglacial landforms in the Karakoram Mountains Pakistan. *Geomorphology*, 95 (1-2), 27-47.

Ives J.D., Barry R.G., 1974. *Arctic and Alpine Environments*. Routledge, 980 p.

Ives J.D., Messerli B., 1989. *The Himalayan Dilemma - Reconciling Development and Conservation*. Routledge, London and New York, 324 p.

Ivy-Ochs S., Schlüchter C., Kubik P.W., Denton G.H., 1999. Moraine exposure dates imply synchronous Younger Dryas glacier advances in the European Alps and in the southern alps of New-Zealand. *Geografiska Annaler*, 81 A (2), 313-323.

Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., & Schlüchter, C., 2007 - Cosmogenic nuclides and the dating of glacier variations: the Alpine perspective. *Quaternary International*, 164/165, 53–63.

Ivy-Ochs S., Kerschner H., Maisch M., Christl M., Kubik P.W., Schlüchter C., 2009. Latest Pleistocene and Holocene glacier variations in the European Alps. *Quaternary Science Reviews*, 28, 2137–2149, 2009.

Jäckli H., 1957. *Gegenwartsgeologie des bündnerischdn rheingebietes*. Ein beitrag zur exogenen dynamik alpiner gebirgslandschaften

Jackson L.E., MacDonald G.M., Wilson M.C. 1982. Paraglacial origin for terraced river sediments in Bow Valley, Alberta. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 19, 2219-2231.

Jaillet S., Ballandras, S. 1999. La transition Tardiglaciaire/Holocène à travers les fluctuations du glacier du Tour Vallée de Chamonix, Alpes du Nord françaises. *Quaternaire*, 10 (1), 15-23.

Jarman D., 2002. Rock slope failure and landscape evolution in the Caledonian mountains, as exemplified in the Abisko area, Northern Sweden. *Geografiska Annaler*, 84A, 213-224.

Jarman D., 2006. Large rock slope failures in the Highlands of Scotland: characterisation, causes and spatial distribution. *Engineering Geology*, 83, 161-182.

Jarman D., 2009. Paraglacial rock slope failure as an agent of glacial trough widening, in Knight J., Harrison S. eds., *Periglacial and paraglacial processes and environments*, Geological Society, London, Special publications, 320, 102-131.

Johnson P.G., 1995. Debris transfer and sedimentary environments : Alpine glaciated areas. In : O. Salymaker (ed), *Steepland Geomorphology*, Wiley, 27-44.

Joly D., Brossard T., Cardot H., Cavailhes J., Hilal M., Wavreski P., 2008. Interpolation par recherche d'information locale. *Climatologie*, 5, 27-48.

Joly D., Nilsen L., Fury R., Elvebakk A., Brossard T., 2003. Temperature interpolation at a large scale; test on a small area in Svalbard. *International Journal of Climatology*, 23, 1637-1654.

Joly D., Brossard T., Cardot H., Cavailles J., Hilal M., Wavresky P., 2009. Interpolation par régressions locales : application aux précipitations en France. *L'Espace géographique*, 38(2), 157-170.

Jones A.P., 2000. Late quaternary sediment sources, storage and transfers within mountain basins using clast lithological analysis Pineta Basin, central Pyrenees, Spain. *Geomorphology*, 34, 145-161.

Jónsson Ó., 1957. Skriðuföll og snjóflóð. *Bókaútgáfan norðri*, 1, 141 p.

Jorda M., 1986. Le Dryas récent : une crise morphoclimatique majeure dans les Alpes Françaises du Sud. Krakow. *Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica*, XX, 10-21.

Jorda M., Rosique T., Evin J., 2000. Données nouvelles sur l'âge du Dernier Maximum Glaciaire dans les Alpes Méridionales Françaises. *CR. Acad. Sci., Paris, Sciences de la Terre et des Planètes*, 331 (3), 187-193.

Kamp U.Jr, Haserodt K., Shroder J.F., 2004. Quaternary landscape evolution in the eastern Hindu Kush, Pakistan. *Geomorphology*, 57 (1), 1-27

Keefer D.K., 1994. The importance of earthquake-induced landslides to long-term slope erosion and slope-failure hazards in seismically active regions. *Geomorphology*, 10, 265-284.

Kelsey H.M., 1982. Hillslope Evolution and Sediment Movement in a Forested Headwater Basin. Van Duzen River, north coastal California. in: *Sediment Budgets and Routing in Forested Drainage Basins*. U.S.D.A. Forest Service General Technical Report PNW-141, 86-96.

Kleman, J., Stroeven, A.P., 1997. Preglacial surface remnants and Quaternary glacial regimes in northwestern Sweden. *Geomorphology*, 19, 35-54.

Knudsen N.T., Yde J.C., Gasser G., 2007. Suspended sediment transport in glacial meltwater during the initial quiescent phase after a major surge event at Kuannersuit Glacier, Greenland. *Danish Journal of Geography*, 107 (1), 1-7.

Koppes M.N., Montgomery D.R., 2009. The relative efficacy of fluvial and glacial erosion over modern to orogenic timescales. *Nature Geoscience*, 2, 644 – 647

Korup O., 2002a. Recent research on landslide dams – a literature review with special attention to New Zealand. *Progress in Physical Geography*, 26, 206-235.

Korup O., 2004. Landslide-induced river channel avulsions in mountain catchments of southwest New Zealand. *Geomorphology*, 63, 57-80.

Korup, O., 2005. Large landslides and their effect on alpine sediment flux: South Westland, New Zealand. *Earth Surface Processes and Landforms*, 30, 305-323.

Korup O., 2009 - Linking landslides, hillslope erosion, and landscape evolution. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34, 1315-1317.

Korup O., Crozier M. 2002 – Landslides types and impact on river channels, South Alps, New Zealand. In : Ryber J, Stemberk J., Wagner P. Eds, Landslides, *Proceedings 1st European conference on landslides*, 2-26 june 2002. Balkerna, Rotterdam, 233-238.

Korup O., Tweed F., 2007. Ice, moraine, and landslide dams in mountainous terrain. *Quaternary Science Reviews*, 26, 3406-3422.

Laban P., 1978. *Field measurements on erosion and sedimentation in Nepal*. IWM/WP/05, Department of Soil Conservation and Watershed Management, Kathmandu.

Langdon P.G., Leng M.J., Holmes N., Caseldine C.J., 2010. Lacustrine evidence of early-Holocene environmental change in northern Iceland: a multiproxy palaeoecology and stable isotope study. *The Holocene*, 20, 2, 205-214.

Laouina A., Chaker M., Naciri R., Nafaa R., 1993. L'érosion anthropique en pays méditerranéen : le cas du Maroc septentrional. *Bull. Assoc. Géogr. fr.*, 384-398.

Le Breton E., Dauteuil O., Biessy G., 2010. Post-glacial rebound of Iceland during the Holocene. *Journal of the Geological Society London*, 167, 417-432.

Le Coeur C., 1999. Rythmes de dénudation tertiaire et quaternaire en Ecosse occidentale/Tertiary denudation and Quaternary erosion rates in Western Scotland. *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 5 (4), 291-303.

Le Roux O., 2009. *Caractérisation de l'évolution géomorphologique de la basse vallée de la Romanche en relation avec les instabilités gravitaires de ses versants rocheux*. Thèse, Univ. Joseph Fourier – Grenoble I.

Le Roux O., Schwartz S., Gamond J.F., Jongmans D., Bourlès D., Braucher R., Mahaney W., Carcaillet, J., Leanni, L., 2009. CRE dating on the head scarp of a major landslide Séchilienne, French Alps, age constraints on Holocene kinematics. *Earth and Planetary Science Letters*, 280 (1-4), 236-245.

Lewis W.V., 1954. Pressure release and glacial erosion. *Journal of Glaciology*, 2, 417-422.

Lliboutry L., 1965. *Traité de glaciologie*. Tome II. Paris, Masson et Cie, 427 p.

McCull ST., 2012. Paraglacial rock-slope stability. *Geomorphology*, 153-154, 1-16.

Madej M. A., 1982. Sediment transport and channel changes in an aggrading stream in the Puget Lowland, Washington. Federal Government Series: General Technical Report - *Sediment Budgets and Routing in Forested Drainage Basins*. - PNW 141

Magny M., 1995. *Une histoire du climat, des derniers mammouths au siècle de l'automobile*. Paris, Errances, 175 p.

Jordan P., Slaymaker O., 1991. Holocene sediment production in Lillooet River basin: a sediment budget approach. *Geographie physique et Quaternaire*, 45, 45-57.

Maizels J., 1983. Palaeovelocity and palaeodischarge determination for coarse gravel deposits. In: Gregory KJ. (ed), *Background to palaeohydrology*, Wiley and sons, 101-139.

Maizels J., 1993. Lithofaciès variations within sandur deposits: the role of runoff regime, flow dynamics and sediment supply characteristics. *Sedimentary Geology*, 85, 299-325.

Maizels J.K., Aitken J.F., 1991. Palaeohydrological change during deglaciation in upland Britain: a case study from northeast Scotland. In: Starkel L., Gregory K. J., & Thornes J.B. eds., *Temperate Palaeohydrology*. Chichester, John Wiley and Sons Ltd, 105-145.

Marnezy A., 1990. Un exemple d'impact anthropique : L'aménagement de la piste de ski de la Four-nache Aussois, Savoie. *Revue de Géographie Alpine*, 78 (1-3), 215-225.

Marnezy A., 1993. Un exemple de catastrophe hydrologique évitée : l'obstruction de l'Arc par la crue du torrent de l'Envers en juin 1992. *Revue de géographie de Lyon*, 2, 193-202.

- Marnezy A., 1994. *L'Arc et sa vallée. Anthropisation et géodynamique d'une rivière alpine dans son bassin versant*. Thèse d'Etat, Université de Savoie, 432 p.
- Marnezy A., 2008. Les barrages alpins, De l'énergie hydraulique à la neige de culture. *Revue de Géographie Alpine*, 96 (1), 92-102
- Marren P.M., 2002. Glacier margin fluctuations, skaftafellsjökull, Iceland: implications for sandur evolution. *Boreas*, 31, 75-81.
- Marren P.M., 2004. Present-day sandurs are not representative of the geological record Sedimentary Geology 152, 1-5 2002: a discussion. *Sedimentary Geology*, 164, 335-340.
- Marren P.M., Toomath S.C., 2013. Fluvial adjustments in response to glacier retreat: Skaftafellsjökull, Iceland. *Boreas*, 42 (1), 57-70.
- Martin B., 1996. *Les aléas naturels dans la commune de Vars, le rôle des facteurs naturels et anthropiques dans leur occurrence et leur évolution de 1800 à nos jours*. Thèse de doctorat, Université de Strasbourg, 664 p.
- Martin B., 1998. La réhabilitation d'un ancien réseau de drainage comme moyen de lutte contre les mouvements de terrain à Vars Hautes-Alpes, France. *Revue de Géographie Alpine*, 86 (1), 59-65.
- Martonne E. de, 1940. *Traité de géographie physique*. A. Colin, Paris, 6e édition, tome 1, 496 p. ; tome 2, 560 p.
- Matheron G., 1970, *La Théorie des variables régionalisées, et ses applications*. Ecole Nationale Supérieure des Mines, Paris, 211 p.
- Mathian H., Piron M., 2001. Echelles géographiques et méthodes statistiques multidimensionnelles. In : Sanders L.(ed), *Modèles en analyse spatiale*, Paris, IGAT, Hermes-Lavoisier, 61-103.
- Matthews J.A., Petch J.R., 1982. Within-valley asymmetry and related problems of Neoglacial lateral moraine development at certain Jotunheimen glaciers, southern Norway. *Boreas*, 11, 225-247.
- Meade R.H., 1982. Sources, sinks and storage of river sediment in the Atlantic drainage of the United States. *The Journal of Geology*, 90, 235-252.
- Meierding T.C., 1982. Late Pleistocene equilibrium-line altitudes in the Colorado Front Range : a comparison of methods. *Quaternary Research*, 18, 289-310.
- Mîndrescu M., Evans I.S., Cox N.J., 2010. Climatic implications of cirque distribution in the Romanian Carpathians: Palaeowind directions during glacial periods. *Journal of Quaternary Science*, 25(6), 875-888.
- Meigs A., Krugh W.C., Davis K., Bank G., 2006. Ultra-rapid landscape response and sediment yield following glacier retreat, Icy Bay, southern Alaska. *Geomorphology*, 78, 3-4, 207-221.
- Mège D., Bourgeois O., 2011. Equatorial glaciations on Mars revealed by gravitational collapse of Valles Marineris wallslopes. *Earth and Planetary Science Letters*, 310, 3-4, 182-191.
- Mercier D., 2002. La dynamique paraglaciale des versants du Svalbard. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 46, 2, 203-222.
- Mercier D., 2007. Le paraglaciale: évolution d'un concept. In: André M.F., Étienne S., Lageat Y., Le Coeur C., Mercier D. (eds.), *Du continent au bassin versant. Théories et pratiques en géographie physique Hommage au Professeur Alain Godard*, Clermont-Ferrand, Presses universitaires Blaise Pascal, 341- 353.

Mercier D., 2012. *La géomorphologie paraglaciale. Changements climatiques, fonte des glaciers et crises érosives associées*, Editions universitaires européennes, 256 p.

Mercier D., Cossart E., Decaulne A., Feuillet T., Sæmundsson Þ., Jónsson H.P., 2013. The Höfðahólar rock avalanche sturzström: a first chronological benchmark of glacially-derived geomorphic disequilibrium on Icelandic hillslope. *The Holocene*, 23 (3), 431-445.

Mercier D., Laffly D., 2005. Actual paraglacial progradation of the coastal zone in the Kongsfjorden area, western Spitsbergen, Svalbard. Geological Society, London, *Special Publications*, 242: 111-117.

Meusberger K., Allewell C., 2014. *Soil erosion in the Alps*. Federal Office for the Environment FOEN, Bern, 118 p.

Miall, A.D., 1996. *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology*. Springer-Verlag Inc., Heidelberg, 231 p.

Milliman J.D., Meade R.H., 1983. World-wide delivery of river sediment to the oceans. *The Journal of Geology*, 1-21.

Milliman J.D., Syvitski J.P.M., 1992. Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers. *The Journal of Geology*, 525-544.

Monecke K., Winsemann J., Hanisch J., 2001. Climatic response of Quaternary alluvial deposits in the upper Kali Gandaki valley West Nepal. *Global and Planetary Change*, 28, 293-302.

Montjuvent G., Nicoud G., 1988. Modalités et chronologie de la déglaciation würmienne dans l'Arc Alpin occidental et les massifs français : synthèse et réflexion. *Bull. Assoc. Franç. Et. Quat.*, 34-35, Vol. 2-3, pp. 147-156.

Monnier S., 2006. *Les glaciers-rocheux, objets géographiques: analyse spatiale multiscalaire et investigations environnementales*. Ph-D thesis, 678 p.

Morche D., 2005. Calculating sediment output in high mountain catchments. *RMZ – Materials and Geoenvironment*, 52 (1), 99-102.

Morche D., Schmidt K.-H., Heckmann T., Haas F., 2007. Hydrology and geomorphic effects of a high-magnitude flood in an alpine river. *Geografiska Annaler*, 89A, 5–19.

Moreau M., 2005. *Dynamique des paysages végétaux depuis la fin du Petit Âge Glaciaire au Spitsberg 79°N. Analyse intégrée de la reconquête végétale des marges proglaciaires*. Thèse, Université Blaise Pascal

Neboit-Guilhot R., 1991. *L'homme et l'érosion. L'érosion des sols dans le monde*. Publ. Faculté des Lettres Clermont-Ferrand, n° 34, 269 p.

Neboit-Guilhot R., 1999. Autour d'un concept d'érosion accélérée : l'homme, le temps et la morphogénèse. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 5 (2), 159-172

Newman M.E.J., 2010. *Networks: An Introduction*, Oxford University Press 2010.

Nicoud G., Royer G., Corbin J.-C., Lemeille F., Paillet A., 2002. Creusement et remplissage de la vallée de l'Isère au Quaternaire récent. *Géologie de la France*, 4, 2002, 39-49.

Norðdahl H., Pétursson H.G., 2005. Relative Sea-Level Changes in Iceland; new Aspects of the Weichselian Deglaciation of Iceland. In: Caseldine C., Russel A., Hardardottir J., Knudsen O. (eds.), *Iceland – Modern Processes and Past Environments*, 25-78.

- Óladóttir R, Schlyter P., Haraldsson H., 2001. Simulating Icelandic vegetation cover during the Holocene, implication for long-term land degradation. *Geografiska Annaler*, 83 A, 203-215.
- Olive L.J., Olley J.M., Murray A.S., Wallbrink P.J., 1994. Spatial variation in suspended sediment transport in the Murrumbidgee River, NSW, Australia. *LAHS publication*, 224, 241-250.
- Orwin J.F., Smart C.C., 2004. Short-term spatial and temporal patterns of suspended sediment transfer in proglacial channels, Small River Glacier, Canada. *Hydrological Processes* 18, 1521-1542.
- Otto J.C., Dikau R., 2004. Geomorphologic System Analysis of a High Mountain Valley in the Swiss Alps. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 48, 3, 323-341.
- Otto J.C., Kleinod K., König O., Krautblatter M., Nyenhuis N., Roer I., Schneider M., Schreiner B., Dikau R., 2007. HRSC-A data: a new high-resolution data set with multi-purpose applications in physical geography. *Progress in Physical Geography*, 312, 179-197.
- Otto J.C., Schrott L., Jaboyedoff M., Dikau R., 2009. Quantifying sediment storage in a high alpine valley Turtmantal, Switzerland. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34, 1726-1742.
- Ouimet W.B., Whipple K.X., Crosby B.T., Johnson J.P., Schildgen T.F., 2008. Epigenetic gorges in fluvial landscapes. *Earth Surface Processes and Landforms*, 33, 1993-2009.
- Owen L.A., 1996. Quaternary lacustrine deposits in a high energy, semi-arid mountain environment, Karakoram Mountains, northern Pakistan. *Journal of Quaternary Science*, 11, 461-483.
- Owen L.A., Sharma M.C., 1998. Rates and magnitude of paraglacial fan formation in the Garhwal Himalaya : implications for landscape evolution. *Geomorphology*, 26, 171-184.
- Palacios D., De Marcos J., 1998. Glacial retreat and its geomorphological effects on Mexico's active volcanoes, 1994-1995. *Journal of Glaciology*, 44, 63-67.
- Pandey A.K., Pandey P., Singh G.D., Juyal N., 2014. Climate footprints in the Late Quaternary-Holocene landforms of Dun Valley, NW Himalaya, India. *Current Science*, 106 (2), 245-253
- Panizza M., 1973. Glacio-pressure implications in the production of landslides in the dolomitic area. *Geologia Applicata e Idrogeologia*, 8 (1), 289-297.
- Peiry J.-L., Marnezy A., 2000. Les barrages et réservoirs hydroélectriques des Alpes Françaises et leurs impacts sur les cours d'eau. In J.P. Bravard (ed): *Les régions françaises face aux extrêmes hydrologiques ; gestion des excès et de la pénurie*, SEDES.
- Peiry J.-L., Salvador P.-G., Nouguier F., 1994. L'incision des rivières dans les Alpes du nord : état de la question. *Revue de géographie de Lyon*, 69 (1), 47-56.
- Penck A., 1894. *Morphologie der Erdoberfläche*; 2 vols, 1894
- Perinet F., 1982. Stations de sport d'hiver, réflexion à propos d'un accident. *Revue Forestière Française*, 36 (5), 99-111.
- Petursson H.G., Saemundsson Th., 2008. Skriðuföll Í Skagafirði. In Saemundsson Þ., Decaulne A., Jónsson H.P. (eds.), - *Skagfirsk náttúra 2008*, Málþing um náttúru Skagafjarðar, Sauðárkrókur, 12. apríl 2008. NNV-2008-002, 94, 25-30.
- Peulvast J.P., 1985. *Relief, érosion différentielle et morphogénèse dans un bourrelet montagneux de haute latitude: Lofoten-vesteralen et Sogn-Jotun Norvège*. Thesis, Paris 1-Université.

- Phillips J.D., 1992. Nonlinear dynamical systems in geomorphology: revolution or evolution? *Geomorphology*, 5, 219–229.
- Phillips J.D., 2012. Storytelling in Earth sciences: the eight basic plots. *Earth-Science Reviews*, 115, 153-162.
- Porter S.C., 1975. Equilibrium-line altitudes of Late-Quaternary glaciers in the Southern Alps, New Zealand. *Quaternary Research*, 5, 27-47.
- Porter S.C., 1977. Present and past glaciation threshold in the Cascade Range, (Washington, USA). *Journal of Glaciology*, 18, 78, 101-115.
- Porter S.C., 2001. Snowline depression in the tropics during the Last Glaciation. *Quaternary Science Reviews*, 20, 1067-1091.
- Pratt-Sitaula B., Garde M., Burbank D.W., Oskin M., Heimsath A., Gabet E., 2007. Bed-load-to-suspended load ratio and rapid bedrock incision from Himalayan landslide-dam lake record. *Quaternary Research*, 681, 111-120.
- Price M., 1981. *Mountain geography*. University of California press, 451 p.
- Rapp A., 1960. Recent development of mountain slopes in Karkevagge and surroundings, northern Scandinavia. *Geografiska Annaler*, 42, 65-200
- Rapp A., 1996. Impact of mountain glaciations on tors, blockfields and cryoplanation features. Nunataks or non-scoured zones as refugia ? In McCann S.B., Ford D.C. (eds), *Geomorphology Sans Frontières*. John Wiley &, Chichester, p. 137-152.
- Reynard E., 2000. *Gestion patrimoniale et intégrée des ressources en eau dans les stations touristiques de montagne. Les cas de Crans-Montana-Aminona et Nendaz (Valais)*. Thèse de doctorat, Université de Lausanne, Faculté des géosciences et de l'environnement.
- Ritter D.F., Ten Brink N.W., 1986. Alluvial fan development and the glacial-glaciofluvial cycle. Nenana Valley, Alaska. *Journal of Geology*, 94, 613-615.
- Roose E., Arabi M., Brahamia K, Chabbabi R, Mazour M., Morsli B., 1993. Erosion en nappe et ruissellement en montagne méditerranéenne algérienne. Réduction des risques érosifs et intensification de la production agricole par le GCES : synthèse des campagnes 1984 - 1993 sur un réseau de 50 parcelles d'érosion. *Cahiers de l'ORSTOM*, sér Pédol., XXVIII, 289-308.
- Roussel E., 2011. *Réponses des glaciers et des sandurs sud-islandais au réchauffement climatique post-petit âge glaciaire : Modalités et rythmes d'ajustement du continuum glacio-fluvial*. Thèse, Univ. Blaise Pascal Clermont II, 312 p.
- Rundgren M., Ingolfsson O., Björck S., Jiang H., Hafliðason H., 1997. Dynamic sea-level change during the last deglaciation of northern Iceland. *Boreas*, 26, 201-215.
- Ryder J.M., 1971a. The stratigraphy and morphology of paraglacial alluvial fans in the south-central British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 279-298.
- Ryder J.M., 1971b. Some aspects of the morphometry of paraglacial alluvial fans in south-central British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 1252-1264.
- Ryder J.M., 1991. Geomorphological Processes Associated with an Ice-Marginal Lake at Bridge Glacier, British Columbia. *Géographie Physique et Quaternaire*, 45 (1), 35-44.

Saintot A., Henderson I.H.C., Derron M.-H., 2011. Inheritance of ductile and brittle structures in the development of large rock slope instabilities: examples from western Norway. In: Jaboyedoff M. ed., *Slope Tectonics*. Geological Society, London, Special Publications, 351, 27-78.

Sass O., Wollny K., 2001. Investigations regarding alpine talus slopes using ground penetrating radar GPR in the Bavarian Alps, Germany. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26 (10), 1071-1086.

Schneider J.-L., 2004. Signature of Rhine Valley sturzstrom dam failures in Holocene sediments of Lake Constance, Germany. *Sedimentary Geology*, 169, 75–91.

Schmidt K.H., 1994. River channel adjustment and sediment budget in response to a catastrophic flood event Lainbach catchment, Southern Bavaria. In Peter Ergenzinger, Karl-Heinz Schmidt (eds), *Dynamics and Geomorphology of Mountain Rivers*, Lecture note in Earth Sciences, Springer, 52, pp 109-127

Schmidt K.-H., Morche D., 2006 Sediment output and effective discharge in two small high mountain catchments in the Bavarian Alps, Germany. *Geomorphology*, 80, 131-145.

Schneevoigt J.N., Gotz J., Schrott L., 2006. Linking geomorphic systems theory and remote sensing. A conceptual approach of Alpine landform detection Reintal, Bavarian Alps. *Geographica Helvetica*, 3, 181-191.

Schrott L., Adams T., 2002. Quantifying sediment storage and Holocene denudation in an Alpine basin, Dolomites, Italy. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Supplementband, 128, 129-145.

Schrott L., Niederheide A., Hankammer M., Hufschmidt G., Dikau R., 2002. Sediment storage in a mountain catchment: geomorphic coupling and temporal variability. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Supplementband 127, 175-196.

Schrott L., Hufschmidt G., Hankammer M., Hoffmann T., Dikau R., 2003. Spatial distribution of sediment storage types and quantification of valley fill deposits in an alpine basin, Reintal, Bavarian Alps, Germany. *Geomorphology*, 55 (1-4), 45-63.

Schrott L., Götz J., Geilhausen M., Morche D., 2006. Spatial and temporal variability of sediment transfer and storage in an Alpine basin Bavarian Alps, Germany. *Geographica Helvetica*, 3, 191-201.

Schumm S., 1963. The sinuosity of alluvial rivers on the Great Plains. *Geological Society of America Bull.*, 74.

Schumm, S., 1977. *The fluvial system*. New York, John Wiley & Sons, 338 p.

Schumm S., 2005. *River variability and complexity*. Cambridge University Press, 219 p.

Schumm S., Rea D.K., 1995. Sediment yield from disturbed earth systems. *Geology*, 23, 391-394.

Schuster R. L., Costa, J.E., 1986. Effects of landslide damming on hydroelectric projects. *Proceedings of Vth International Congress of the International Association of Engineering Geology*, Buenos Aires, 4, 1295-1307.

Sellier D., 2002. *Géomorphologie des versants quartzitiques en milieux froids : l'exemple des montagnes de l'Europe du nord-ouest*. Thèse d'état. Univ. Paris 1 – Panthéon Sorbonne

Sellier D., 2008. Les glissements translationnels paraglaciers et l'évolution des grands reliefs monoclinaux du Sutherland occidental Highlands d'Écosse. *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 2, 141-152.

Sellier D., Lawson T.J., 1998. A complex slope failure on Beinn nan Cnaimhseag, Assynt, Sutherland. *Scottish Geographical Magazine*, 114, 85-93.

- Slaymaker O., 1972. Sediment yield and sediment control in the Canadian Cordillera. Slaymaker O. and McPherson H.J., *Mountain Geomorphology*, Tantalus press, 235-245.
- Slaymaker O., 1977. Estimation of sediment yield in temperate alpine environments. In: Erosion and Solid Matter Transport in Inland Waters Proc. Paris Symp., *LAHS Publ.*, 122, 109-117.
- Slaymaker, O., 1993. The sediment budget of the Lillooet River basin. *Physical Geography*, 14, 304–320.
- Slaymaker O., 2011. Criteria to Distinguish Between Periglacial, Proglacial and Paraglacial Environments. *Quaestiones Geographicae*, 30 (1), 85-94.
- Slaymaker O., Gilbert R., 1972. Geomorphic processes and land use changes in the Coast Mountains of British Columbia. In Macar P., Pissart A. (eds) *Processus Periglaciaires Etudies sur le Terrain*, Université de Liège, 269-279.
- Slaymaker O., Spencer T., 1998. *Physical Geography and Global Environmental Change*. Adison Wesley Longman, Harlow, 292 p.
- Smadja J., 2003. Introduction. In J. Smadja (ed.): *Histoire et devenir des paysages en Himalaya : Représentations des milieux et gestion des ressources au Népal et au Ladakh*. Paris, CNRS, 2003, 11-36.
- Soldati M., Corsini A., Pasuto A., 2004. Landslides and climate change in the Italian Dolomites since the Late glacial. *Catena*, 2004, 55, 141–161.
- Spagnolo M., Clark D., 2009. A geomorphological overview of glacial landforms on the Icelandic continental shelf. *Journal of Maps*, 37-52.
- Stefanović M., Milojević M., Milovanović M., 2008. *Erosion process in ski centres of Serbia*. Institute for development of water resources “Jaroslav Černi”, Unpubl. Report.
- Stokes C.R., Spagnolo M., Clark C.D., 2011. The composition and internal structure of drumlins: Complexity, commonality, and implications for a unifying theory of their formation. *Earth Science Reviews*, 107, 398 – 422.
- Stott T.A., Grove J.R., 2001. Short-term discharge and suspended sediment fluctuations in the proglacial Skeldal River, north-east Greenland. *Hydrological Processes*, 15, 407-423.
- Sugden D.E., 1978. Glacial erosion by the Laurentide ice sheet. *Journal of Glaciology*, 20, 367–391.
- Surell A., 1841. *Etude sur les torrents des Hautes-Alpes*. Paris, Carilian-Gœury et Vor Dalmont, Editeurs, 283
- Tejwani K.G., 1987. Sedimentation of reservoirs in the Himalayan región. *Mountain Research and Development*, 73, 323-327.
- Trimble S.W., 1983. A sediment budget for the Coon Creek Basin in the Driftless Area, Wisconsin, 1853-1977. *American Journal of Science*, 283, 454-474.
- Tsuyuzaki S., 1995. Ski slope vegetation in central Honshu, Japan. *Environmental Management*, 19, 773–777.
- Urban D., Keitt T., 2001. Landscape Connectivity: A Graph-Theoretic Perspective. *Ecology*, 82 (5), 1205-1218.
- van Husen D., Ivy-Ochs S., Alfimov V., 2007. Mechanism and age of late glacial landslides in the Calcareous Alps; The Almtal, Upper Austria. *Austrian Journal of Earth Sciences*, 100, 114-126.

Vanoni, V.A., 1975. *Sedimentation Engineering*. ASCE Task Committee for the Preparation of the Manual on Sedimentation, Sedimentation Committee of the Hydraulics Division (reprinted).

Viers G., 1967. *Éléments de Géomorphologie*. Paris, Fernand Nathan, 207 p.

Vivian H., 1983. Chronique hydrologique de l'année 1981. *Revue de géographie de Lyon*, 58 (4), 383-394.

Vivian R., 1975. *Les glaciers des Alpes occidentales, étude géographique. L'emprise de la glaciation actuelle et ses fluctuations récentes, le rôle de l'eau ; aménagement du paysage montagnard par les glaciers*. Thèse de Doctorat d'État, Grenoble, Imprimerie. ALLIER, Grenoble, 513 p.

Vivian R., 1997. La mesure de l'érosion des glaciers tempérés ; essai de synthèse. *Revue de Géographie Alpine*, 85 (1), 9-32.

Von Poschinger A., Wassmer P., Maisch M., 2006. The Flims rockslide: history of interpretation and new insights. In: Evans S.G., Scarascia-Mugnozza G., Strom A., Hermanns R.L. (eds), *Landslides from Massive Rock Slope Failure*, NATO Sciences Series, IV. Earth and Environmental Sciences, 49, 329-356.

Vörösmarty C.J., Meybeck M., Fekete B., Sharma K., Green P., Syvitski J., 2003. Anthropogenic sediment retention: Major global-scale impact from the population of registered impoundments. *Global and Planetary Change*, 39, 169-190.

Wainwright J., 2006. Degrees of separation: hillslope-channel coupling and the limits of palaeohydrological reconstruction. *Catena*, 66, 93-106.

Walker R.G., 1990. Perspective, facies modelling and sequence stratigraphy. *J. Sediment. Petrol.*, 60, 777-786.

Walling D. E., 1983. The sediment delivery problem. *Hydrology*, 69, 209-237.

Warburton J., 1990. An alpine proglacial fluvial sediment budget. *Geografiska Annaler*, 72A, 261-272.

Warburton J., 1992. Energetics of alpine proglacial geomorphic processes. *Transactions of the Institute of British Geographers New series*, 18 (2), 197-206.

Watanabe T., Dali L., Shiraiwa T., 1998. Slope denudation and the supply of debris to cones in Langtang Himal, central Nepal Himalaya. *Geomorphology*, 261 (3), 185-197.

Wells N., Dorr J., 1987. Shifting of the Kosi River, northern India. *Geology*, 15 (3), 204-207.

Wichmann V., Heckmann T., Haas F., Becht M., 2009. A new modelling approach to delineate the spatial extent of alpine sediment cascades. *Geomorphology*, 111 (1), 70-78.

Wilson S.B., 2005. *Morphological analysis and mapping of Loch Lomond Stadial moraines using digital photogrammetry and geographical information systems*. PhD thesis, University of Glasgow.

Wipf S., Rixen C., Fisher M., Schmid B., Stoeckli V., 2005. Effects of ski piste preparation on alpine vegetation. *Journal of Applied Ecology*, 42, 306-316.

Wischmeier H., 1958. *Universal Soil Loss Equation USLE*. USDA Agriculture Handbook, 282 p.

Wolman W.G., Leopold L.B., 1957. River flood-plains—some observations on their formation. *U. S. Geol. Survey Prof. Paper*, 282C, 87-109.

Wulf H., Bookhagen B., Scherler D., 2012. Climatic and geologic controls on suspended sediment flux in the Sutlej River Valley, western Himalaya. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 16, 2193-2217.

Young A., 1969: Present rate of land erosion. *Nature*, 224, 851-852.

Zordia M. 1977. *Lutte contre les inondations par la reforestation*. Unpubl. Report, CEMAGREF (Saint Martin d'Hères), 23 p.

Annexes

1. Le problème de la représentativité des glaciers et la recherche d'indicateurs pertinents

Les investigations de terrain, les cartes géomorphologiques ou encore les MNT matérialisant la topographie de surface des glaciers, permettent de s'affranchir des séries de mesures effectuées par les glaciologues. Il est ainsi possible de multiplier les études de cas et d'obtenir des ordres de grandeur concernant les changements de géométrie sur des glaciers qui n'avaient pas été étudiés jusqu'à présent. Il est de même possible d'obtenir des quantifications sur un pas de temps plus vaste que celui couvert par les séries de mesures en cours. Ce travail se matérialise par des cartes diachroniques, à l'échelon d'un objet (le glacier), représentant les changements suivant deux variables : la superficie et, parfois, l'épaisseur.

Les données ainsi obtenues ne permettent bien sûr pas de rivaliser avec la précision des mesures topographiques directes, *in situ*, effectuées par les glaciologues. Cependant, en augmentant le nombre d'objets étudiés, on offre de nouvelles possibilités pour comparer le comportement de glaciers entre eux, puis révéler des comportements régionaux. Il est ainsi possible, par exemple, de savoir si les glaciers choisis par les glaciologues pour effectuer un suivi sont représentatifs des variations glaciaires d'un secteur donné ou uniquement représentatifs... d'eux-mêmes ! Il est connu que les glaciers choisis pour effectuer les suivis ont été initialement sélectionnés selon des critères d'accessibilité et non suivant des critères de représentativité. Il est donc primordial de vérifier que ces glaciers n'ont pas un comportement atypique. Par ailleurs, la multiplication des objets étudiés offre la possibilité de produire de véritables synthèses régionales des variations glaciaires.

Synthétiser les variations glaciaires à l'échelle régionale repose essentiellement sur un travail de cartographie. Il permet de répondre à deux attentes scientifiques. En fournissant, à l'échelon de bassins-versants entiers, des données à des hydrologues, il est tout d'abord possible d'établir des bilans hydrologiques, de modéliser le comportement des cours d'eau et notamment de comprendre comment varient (et varieront) les débits. Ensuite, les synthèses régionales ouvrent la porte des modélisations de

la relation entre glaciers et climats : il s'agit aussi bien de reconstituer les variations temporelles de paramètres climatiques (précipitations, températures, nébulosité, etc.) à partir des « signaux glaciaires », que de prévoir l'évolution de l'englacement à partir des modèles simulant les changements climatiques à venir.

Si les enjeux scientifiques d'une synthèse régionale des variations glaciaires sont réels, cette synthèse se heurte cependant à deux difficultés majeures. La première est liée au type de variable qui peut être retenue : la variation d'épaisseur d'un glacier ou sa superficie peuvent difficilement être généralisés lors du changement d'échelle pratiqué. Quel indicateur peut être retenu pour la cartographie ? La seconde est liée au mode de représentation cartographique : à une échelle régionale la géométrie glaciaire ne peut être respectée sur une carte, où on représente les glaciers de façon ponctuelle. Une représentation ponctuelle est-elle satisfaisante pour cartographier, régionalement, les variations glaciaires ?

La Ligne d'Equilibre Glaciaire (LEG) est la limite théorique entre la zone d'accumulation glaciaire (zone amont du glacier où la neige s'accumule pour se transformer progressivement en glace) et la zone d'ablation glaciaire (zone aval où les pertes en glace par fusion ou sublimation sont dominantes). L'altitude de la LEG varie dans le temps et dans l'espace, principalement suivant deux paramètres climatiques : précipitations et températures. Si les températures augmentent, alors la fusion de la glace augmente, la zone d'ablation du glacier s'étend et la LEG remonte. Si les précipitations augmentent, l'accumulation nivale sur le glacier augmente, la zone d'accumulation s'étend et la LEG s'abaisse. Au final, une élévation de la LEG se traduit par un retrait du front glaciaire, une contraction du glacier, tandis qu'un abaissement provoque une progression du front glaciaire et une extension du glacier.

Plusieurs méthodes existent pour estimer l'altitude de la LEG (Meierding, 1982). La majorité d'entre elles reposant sur une reconstitution géométrique de l'extension du glacier étudié. En effet, on estime couramment que la superficie de la zone d'accumulation correspond aux deux tiers supérieurs (en terme d'altitude) de la superficie englacée, la zone d'ablation correspondant au tiers inférieur. Une carte de l'extension d'un glacier, confrontée à un canevas topographique, permet ainsi de reconstituer la distribution altitudinale de la superficie englacée et de déterminer la position de la LEG.

L'altitude de la LEG est ainsi une variable résumant les propriétés d'un glacier. Mesurable pour différents glaciers et à différentes dates, elle peut ainsi enrichir une base de données spatio-temporelles et servir *in fine* de fondement à la synthèse et à la cartographie régionale.

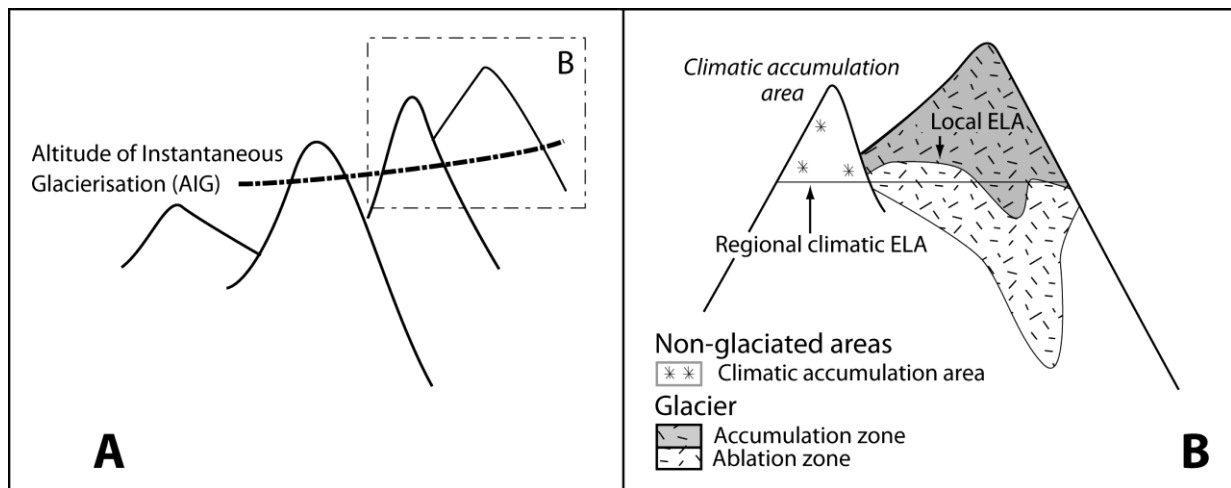


Figure 97: Définition de l'Altitude de Glaciérisation instantanée.

La Ligne d'Equilibre Glaciaire, en toute rigueur, caractérise uniquement un glacier, éventuellement disparu. Il s'agit donc d'une mesure strictement locale, caractérisant les conditions dans lesquelles s'effectue (ou s'effectuait le glacier). Les glaciologues ont cependant progressivement étendu sa définition en dissociant le calcul d'une LEG locale (là où existe –existait- le glacier) et d'une LEG régionale, davantage révélatrice des conditions climatiques régionales. Cette dernière englobe les volumes de relief où le développement d'un glacier serait climatiquement possible, mais topographiquement impossible (absence d'une forme topographique concave favorable au maintien de la neige et de la glace). Par extension, en dehors des volumes de relief potentiellement englacés, l'AGI est utilisé pour essayer de caractériser les conditions d'englacement quelle que soit la topographie. Cet indice est utilisé à une échelle régionale, voire à l'échelle de massifs montagneux entiers (Porter, 1975, 1977, 2000).

A une échelle régionale, la géométrie des glaciers ne peut toutefois pas être représentée de façon lisible : les glaciers sont initialement représentés sous la forme d'un semis de points. Cependant, cette traduction cartographique pose problème car le semis varie au cours du temps, à chaque date considérée, par le jeu des confluences glaciaires en phase de glaciation, par le scindement des glaciers en phase de retrait. En effet, certains glaciers vont s'assembler pour n'en former qu'un seul, tandis que d'autres peuvent se morceler pour en « créer » plusieurs. De même, un glacier pourra tout simplement disparaître ou naître au cours de la période étudiée.

Cette instabilité du corpus de glaciers pose une double question. Tout d'abord, comment établir des cartes diachroniques sur des objets mouvants ? Ensuite, comment quantifier, par le biais de paramètres statistiques simples (moyenne, écart-type, etc.) la variation de la LEG ? En effet, des glaciers voisins, issus du scindement d'un unique glacier, présenteront des LEG voisines et pèseront sur le calcul de la moyenne. Nous sommes là confrontés au même problème que celui posé par les agrégats de glaciers rocheux dans l'établissement des modèles de distribution du pergélisol.

Ces deux problèmes peuvent être résolus en passant d'une représentation discrète de l'altitude des LEG à une représentation continue. Il s'agit donc d'interpoler les valeurs d'altitude de la LEG pour construire un champ spatial en tout point de l'espace. En toute rigueur, les glaciologues définissent l'Altitude de Glaciérisation Instantanée (AGI) comme le pendant de la LEG en dehors des zones englacées (fig. 97). Ce seuil correspond à l'altitude où l'accumulation glaciaire devient potentiellement dominante, même si le relief local (absence d'impluvium, voire absence de relief) ne permet pas l'existence d'un véritable glacier (Lie *et al.*, 2003). Les climatologues, qui cherchent à recréer des champs de précipitations ou de températures, ont établi diverses méthodes d'interpolation qui tiennent compte de la granularité des données (Joly *et al.*, 2003 ; Madelin, 2004) et qui inspirent ici, en grande partie, les travaux effectués sur la LEG/AGI.

2. Faire la part des facteurs régionaux et locaux

La nature même de l'information géographique, étroitement dépendante de l'échelon d'observation, a posé le problème du changement d'échelle en géographie. La formulation de l'erreur écologique et de l'erreur atomiste, classique en analyse spatiale, a stimulé les analyses portant simultanément sur plusieurs échelles ou plusieurs niveaux d'agrégation. Une lecture multi-niveau offre ainsi la possibilité d'isoler les facteurs qui expliquent les comportements individuels des objets de ceux qui influencent les agrégats d'objets, à un échelon macro. Notre objectif n'est pas ici de faire un inventaire de toutes les méthodes multiniveaux existantes, nous présentons simplement les méthodes de décomposition de la variance et de l'ACP multiniveaux, certes classiques en géographie humaine, mais qui offrent une lecture nouvelle des données recueillies sur les glaciers.

L'analyse multiniveaux est classiquement organisée en deux étapes et nous l'appliquons ici au cas des Alpes françaises. Tout d'abord, un test du F de Fischer est appliqué pour estimer si l'altitude de la LEG peut être expliquée par un fait d'appartenance régionale. Autrement dit, le fait d'appartenir au massif de la Vanoise ou à celui des Ecrins crée-t-il d'emblée une différence significative dans l'ordre de grandeur de l'altitude de la LEG ? Si oui, quel est le poids de cette appartenance régionale pour expliquer la variabilité de l'altitude de la LEG ? Ensuite, l'analyse en composantes principales (ACP) multiscalaires permet, quant à elle, de décrire les relations entre l'altitude de la LEG et des variables explicatives à plusieurs échelles.

Le test du F, et la décomposition de la variance associée, est utilisé ici pour évaluer dans quelle mesure les valeurs de la LEG et des paramètres qui pourraient expliquer son niveau peuvent différer significativement d'un massif montagneux à l'autre. L'hypothèse nulle se fonde alors sur le fait que les différences entre les régions sont considérées comme non significatives. Pour accepter ou rejeter cette hypothèse nulle, la méthode statistique est fondée sur le calcul de la « variabilité entre les groupes » (ou inter-groupe) et de la « variabilité intra-groupe », sachant qu'un groupe est ici une région d'appartenance, un massif montagneux où se situe un glacier.

La « variabilité inter-groupe » (V_{inter}) correspond à la somme des différences au carré entre le centre de gravité (défini comme une valeur moyenne) de chaque région et le centre de gravité (en valeur moyenne) de l'ensemble de la population, de sorte que :

$$V_{inter}(X) = \sum_r d[X(G), X(G_r)]^2$$

où r est une région, X la variable considérée, $X(G)$ le centre de gravité de la population de glaciers (sur la variable X), $X(G_r)$ le centre de gravité de la région (sur la variable X), et d la distance.

La « variabilité intra-groupe » (V_{intra}) correspond à la somme des carrés des différences entre une observation faite sur un glacier, et le centre de gravité de la région à laquelle appartient le glacier, de sorte que :

$$V_{intra}(X) = \sum_r \sum_{g \in r} d[X_{gr}, X(G_r)]^2$$

où X_{gr} est l'observation faite sur le glacier g , sur une variable X , dans la région r .

Les comparaisons entre V_{inter} et V_{intra} , puis le calcul de ratios entre ces valeurs et la variabilité de toute la population de glaciers, constituent une première étape pour caractériser les différents massifs auxquels appartiennent les glaciers. Voit-on apparaître des différences significatives entre les massifs montagneux ? Si oui, à quelles variables ces différences sont-elles dues ? Quelle que soit cette première lecture, un test statistique est nécessaire afin de rejeter ou pas l'hypothèse nulle, en calculant puis testant la valeur du F , calculée comme suit :

$$F_{value} = [V_{inter}/(R-1)]/[V_{intra}/(N-R)]$$

où R est le nombre de régions (ici 5), N la population de glaciers (ici 217). Le F_{value} est comparé au $F_{théorique}$, avec $R-1$, $N-1$ degrés de liberté. Pour rappel, si la $F_{value} > F_{théorique}$, alors l'hypothèse nulle est rejetée.

Dès lors que l'importance relative des « variabilité intra » et « variabilité inter » est discutée, et si des effets locaux émergent de cette première lecture, les relations entre le niveau de la LEG et les variables explicatives doivent être décelées, grâce à l'ACP multiniveaux. Par exemple, au sein des Alpes françaises, chacun des glaciers étudiés pourra être positionné relativement aux autres objets du corpus, pour faire

émerger les combinaisons de variables favorables en tout lieu à une LEG élevée ou, *a contrario*, basse. Ensuite chacun des glaciers sera comparé non pas à tous les autres objets du corpus, mais simplement ceux de son groupe régional : ressortent alors les variables qui différencient localement un glacier de ses voisins (fig. 98). L'Analyse en Composantes Principales, dans le détail, positionne alors les propriétés du glacier par rapport au centre de gravité de chaque région. Apparaissent les combinaisons de variables qui, à l'intérieur de chaque région, font apparaître un niveau de la LEG supérieur ou inférieur à la moyenne locale (Mathian & Piron, 2001). Cette double lecture permet alors d'identifier quelles variables influencent la LEG d'une façon générale, sur l'ensemble du corpus étudié, ou celles qui permettent uniquement de différencier la LEG d'un glacier, avec celle des glaciers voisins. En fin de compte, cette exploration multiscalaire des données permet d'identifier des variables expliquant, voire estimant, l'altitude de la LEG.

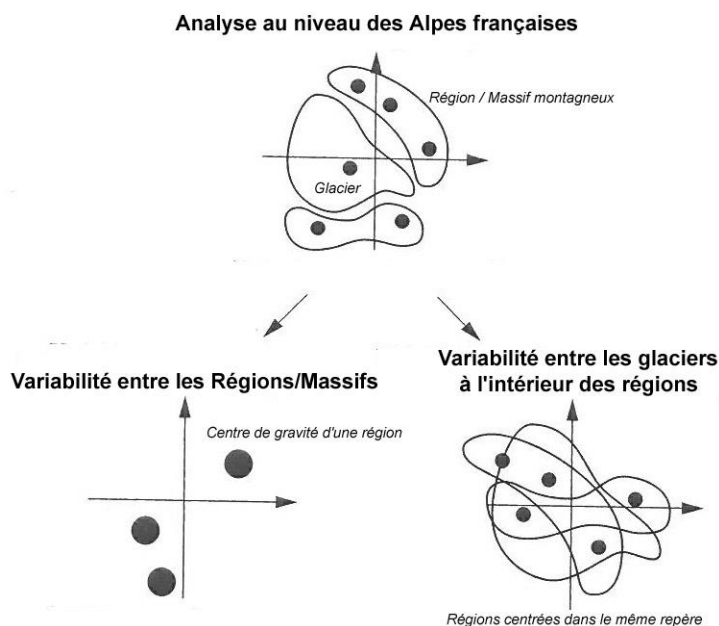


Figure 98: Principes de l'ACP multiniveaux, appliquée aux conditions d'englacement.

Le nuage de points est projeté sur un axe factoriel ; l'appartenance à une région ou à un massif montagneux est suggéré par les contours ovoïdes. La variabilité des conditions peut alors être décomposée en deux. 1) Une variabilité entre les régions (en bas à gauche) peut être analysée, les régions d'appartenance étant alors représentées par leur centre de gravité. 2) Une variabilité intra-régionale peut être mise en évidence, lorsque les régions sont centrées sur le même repère (en bas à droite) : les centres de gravité des régions sont alors positionnés au centre du plan factoriel, de telle sorte que les traits communs internes à toutes les régions. Le glacier est alors positionné par rapport à la moyenne régionale, et non plus à la moyenne locale. L'objectif est de mettre en exergue ce qui crée de façon récurrente un niveau anormalement haut (ou anormalement bas) de la LEG au sein de chaque région. Adapté de Mathian *et al.*, 2002.

3. Les méthodes disponibles pour étudier les formes d'organisation spatiale dans les logiques d'englacement

Rechercher et révéler des formes d'organisation spatiale consiste, au final, à effectuer un travail d'abstraction : isoler certaines caractéristiques des glaciers afin de faciliter leur comparaison, de même que leur spatialisation. Dans le cadre de nos recherches, nous avons ainsi émis l'hypothèse que les modalités de l'englacement pouvaient être résumées par l'estimation de l'AGI, indicateur dont il est possible d'estimer la valeur en tout point de l'espace (Lie *et al.*, 2003). Cette estimation en continu permet notamment de nous affranchir d'un des principaux biais liés aux glaciers : la modification profonde de leur géométrie au cours du temps. En effet, depuis le PAG, les glaciers se sont progressivement repliés vers de plus hautes altitudes. Or, dans les secteurs où l'englacement atteint des conditions limites, cette tendance est accompagnée d'un morcellement de glaciers initiaux en de multiples glaciers de petite taille. Ce schéma a été particulièrement observé en Vanoise, dans les Alpes du sud, plus généralement aussi dans le cas de glaciers exposés au sud (Vivian, 1975). Une étude fondée exclusivement sur la LEG de ces glaciers, affectant une valeur de LEG pour chaque glacier, serait ainsi statistiquement influencée par le grand nombre de glaciers dans ces milieux relativement défavorables. Le calcul d'une moyenne de la LEG, dans une région donnée, serait ainsi biaisé par la présence de nombreux glaciers en zone défavorable et donc sans doute surestimée...

Une représentation cartographique continue (en mode raster) de l'AGI, affranchie de l'emplacement, de la géométrie, et du nombre des glaciers, est donc nécessaire. Se pose dorénavant la question méthodologique de l'estimation de cet indicateur en tout lieu. Une interpolation à partir des valeurs d'altitudes de la LEG mesurées localement peut être effectuée, notamment par krigeage (Matheron, 1970; Cossart *et al.*, 2008) ou par régression multiple (Joly *et al.*, 2003; Cossart, 2011). Ces méthodes sont cependant « globales » en ce sens qu'elles partent du postulat que les processus agissant sur le phénomène à spatia-liser sont identiques dans l'ensemble de l'espace considéré. Cette hypothèse de stationnarité peut poser problème dans le cadre d'une étude sur l'englacement car il est connu que les processus aboutissant à la genèse de glaciers sont hautement variables dans l'espace (Evans, 2006 & 2011). Plus précisément, des essais d'interpolation de variables climatiques (précipitations et ou températures) ont montré que les contextes locaux se reflètent dans des résidus élevés lorsque des méthodes globales ont été appliquées. Ce problème a notamment été soulevé dans le cas des zones de montagne, où les variations altitudinales, d'exposition, *etc.* créent une véritable mosaïque (Gottardi *et al.*, 2008; Joly *et al.*, 2008, 2009).

Afin de résoudre ces problèmes, une régression géographiquement pondérée (GWR, pour Geographically Weighted Regression) peut être appliquée afin d'estimer le niveau d'une variable, à partir de facteurs explicatifs dont l'influence change dans l'espace. La GWR produit en effet des coefficients de régression distincts pour chacune des localisations de la zone d'étude. Dans le cas d'une estimation de l'AGI, la procédure est la suivante. Tout d'abord, pour chaque glacier de la zone d'étude (localisé à une longitude X, et une latitude Y), nous mettons en place une régression linéaire, afin d'estimer l'altitude de la LEG (notée $ELA'_{X,Y}$) à partir de variables explicatives $V_i(x,y)$ qui sont estimées pour l'ensemble des glaciers environnants, de localisation (x,y) . Cependant, un plus grand poids est conféré à un glacier (x,y) proche du point (X,Y) pour lequel l'altitude de la LEG est à estimer. La variation du poids des glaciers dans l'espace dépend d'un filtre gaussien et chaque variable V_i doit être indexée par les coordonnées géographiques (x,y) . La formule permettant d'estimer l'altitude de la LEG est donc :

$$ELA'_{X,Y}(x,y) = \beta_{0,X,Y} + \beta_{1,X,Y} * V_1(x,y) + \dots + \beta_{n,X,Y} * V_n(x,y)$$

où X,Y sont les coordonnées d'un glacier où l'estimation de l'altitude de la LEG est effectuée; (x,y) sont les coordonnées des glaciers environnants, $\beta_0 \beta_1 \beta_n$ sont les coefficients de régression qui varient dans l'espace (β_0 étant l'ordonnée à l'origine, β_1 et β_n les coefficients des variables prédictives), V_1 et V_n étant les variables prédictives. Cette équation est ajustée suivant le critère des moindres carrés afin d'obtenir une estimation des coefficients différente à chaque localisation (X,Y) d'un glacier et d'estimer alors une valeur théorique de l'altitude de la LEG.

En étendant ce principe de calcul en dehors des zones couvertes par les glaciers, une estimation de l'AGI, en tout point de l'espace étudié, peut être effectuée. On pose alors, pour chaque point non englacé de coordonnées (X,Y) :

$$AGI(X,Y) = ELA'_{X,Y}(X,Y)$$

$$AGI(X,Y) = \beta_{0,X,Y} + \beta_{1,X,Y} * V_1(X,Y) + \dots + \beta_{n,X,Y} * V_n(X,Y)$$

Cette méthode GWR est implémentée sous SIG (SAGA GIS©), de telle sorte que chaque variable explicative soit une couche d'information raster, de même que la variable à expliquer. Les estimations sont alors faites pour chaque pixel de coordonnées (X,Y) de la zone considérée.

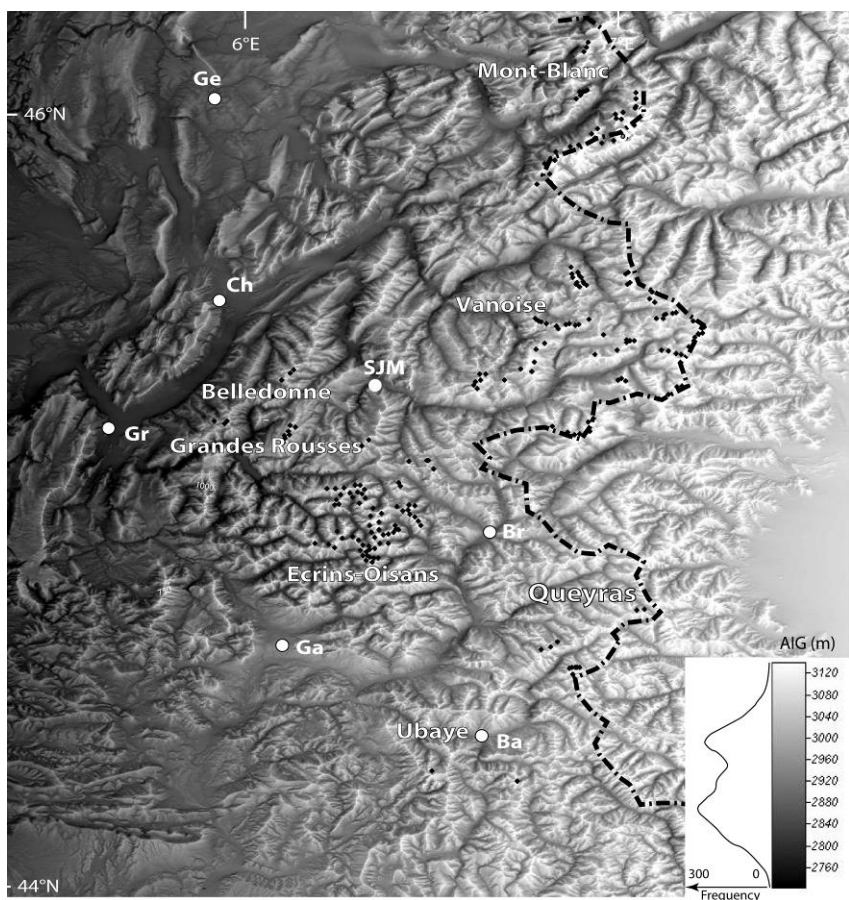


Figure 99 : Estimation de l'altitude instantanée de glaciérisation (AGI), à l'échelle des Alpes françaises.

Le diagramme de fréquence, mis en regard de la légende, témoigne d'une distribution statistique bimodale des valeurs, caractéristiques des oppositions de versant existant en montagne, notamment la classique opposition adret vs ubac.

Parmi les résultats issus de l'analyse statistique, il y a la carte des variations de l'AGI, mais également les cartes des coefficients de régression. Chacun de ces coefficients varie en effet dans l'espace grâce à la pondération spatiale et la valeur de ces coefficients peut être cartographiée pour chaque pixel. Ils peuvent ainsi être interprétés comme des dérivées partielles de l'AGI ($\partial\text{AGI}/\partial\text{Rayonnement solaire}$; $\partial\text{AGI}/\partial\text{Curvature}$; $\partial\text{AGI}/\partial\text{Longitude}$; *etc.*) et donc révéler la sensibilité de l'AGI à chacune des variables prédictives en tout point de l'espace. Plus élevé est le coefficient, plus influente sera la variable explicative sur le niveau de l'AGI. Au total, les cartes issues de l'analyse permettent tout d'abord de révéler l'organisation spatiale des conditions d'englacement (gradients, discontinuités dans le niveau de

l'AGI, par exemple) mais également de caractériser des régions glaciaires distinctes. Cette distinction peut se fonder sur la différence d'intensité dans l'influence des paramètres expliquant le niveau d'englacement.

4. Les variations glaciaires : avancées chronologiques

a) Les variations post-DMG

Dans les Alpes du Nord, toutes les vallées étaient occupées par des glaciers suffisamment développés pour s'étendre sur le piémont (fig. 100). Le glacier rhôdanien, considéré comme l'un des plus imposants de l'époque, approchait les 300 km, occupant le bassin lémanique et créant un lobe dans le secteur de Neuchâtel. Plus au sud, deux principaux corps de glace s'étalaient, l'un aux abords de Lyon en un grand lobe (moraines frontales de Grenay à 20 km de Lyon), l'autre près de 40 km à l'aval de Grenoble (complexe de Moirans). La reconstitution des flux permet d'identifier deux principaux ensembles d'alimentation dans la partie interne des Alpes. La première, du sud du massif du Mont-blanc à la Tarentaise (et une partie de la Maurienne), a alimenté principalement le lobe lyonnais. Les flux ont été chenalisés dans les grandes vallées (sillon alpin, Arve) et cluses (Annecy, Chambéry) avant de s'étaler sur le piémont (Coutterand, 2010). La seconde zone s'étend de l'ensemble Belledonne/Grandes Rousses au flanc occidental du Massif des Ecrins. Les grandes vallées de la Maurienne, du Grésivaudan, de la Romanche et du Drac ont collecté ces flux de glace pour les faire converger dans la cluse de Grenoble. L'épaisseur ainsi atteinte (plus de 1000 mètres) a par ailleurs favorisé le développement de digitations de glace, qui ont ainsi pénétré certaines vallées du Vercors et de la Chartreuse.

La chronologie reste débattue : le maximum würmien semble antérieur à 40000 ans BP, les fronts glaciaires auraient ensuite reculé à partir de 30 000 ans BP environ, date à laquelle une partie de la cuvette lémanique aurait été pour partie libre de glace. Une phase de progression des fronts glaciaires survenue peu avant 20 000 ans BP a en revanche été clairement mise en évidence, enregistrée par des terrasses de kame sur les bords du Léman et par des dépôts d'obturation dans les vallées du Chablais. Elle permet de situer le front du glacier du Rhône aux environs de Genève et d'estimer l'épaisseur de glace à 600-700 mètres dans le secteur d'Evian.

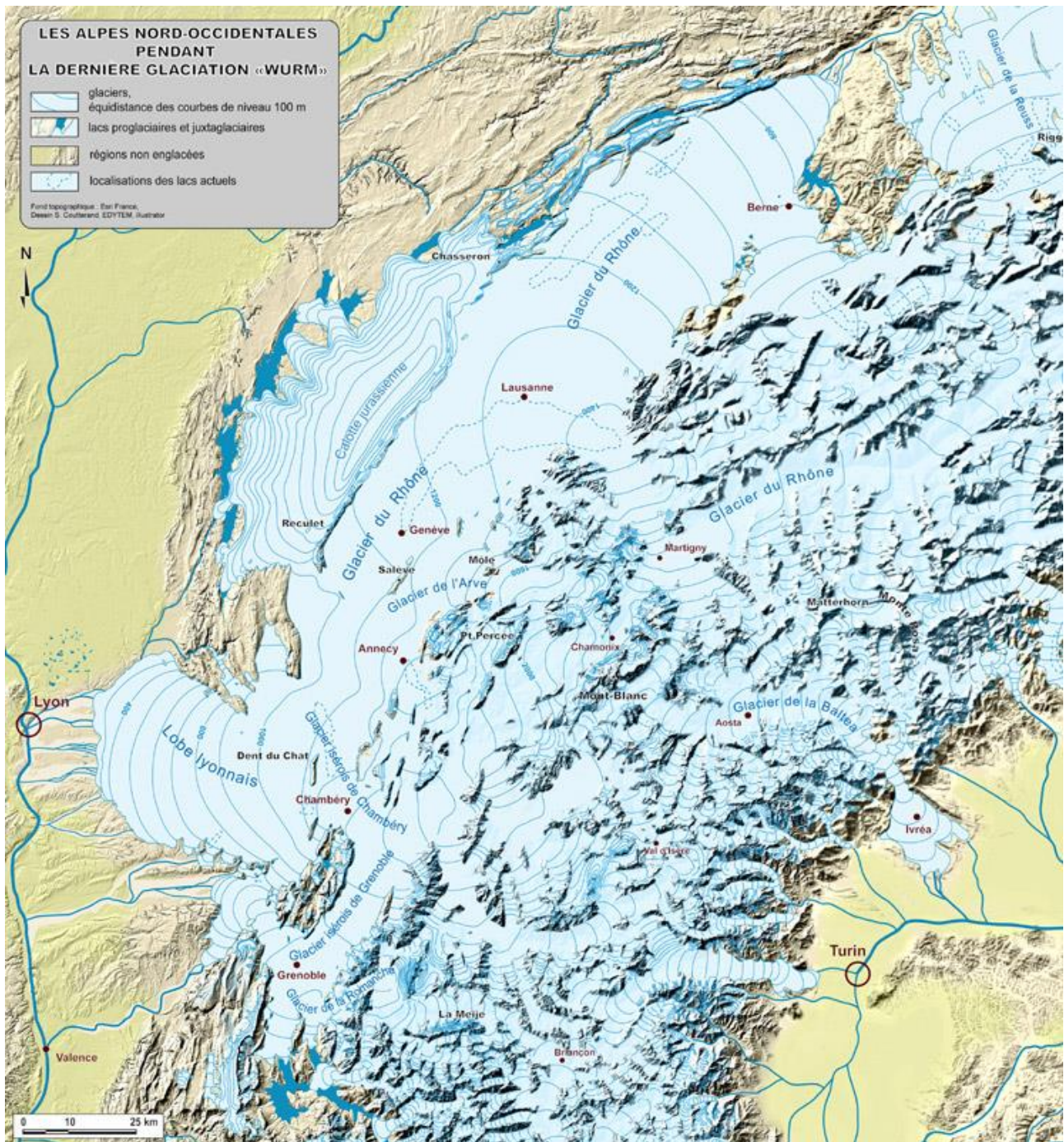


Figure 100 : Reconstitution paléo-géographique de l'englacement alpin au Dernier Maximum Glaciaire (Würm).

Tiré de Couderand, 2011.

Le glacier durancien constituait quant à lui le principal glacier des Alpes du Sud lors du DMG. Il collectait les flux de glace provenant de la bordure orientale du massif des Écrins, du massif des Cerces, du

Queyras et de la vallée de l'Ubaye. Dans la partie amont du glacier, nous avons montré que l'épaisseur approchait les 1000 mètres dans le bassin du Briançonnais (Cossart, 2005). A l'aval, le front de ce glacier durancien se situait à une altitude inférieure à 600 mètres (570 mètres ; Monjuvent et Nicoud, 1988), 40 km en aval de Gap, à proximité de Sisteron. Dans le détail, M. Jorda *et al.* (1999) identifient trois complexes morainiques frontaux, correspondant à différents stades successifs du DMG, datés entre 20620 cal. BP et 22540 cal. BP (MIS 2) et coïncidant avec la terminaison du DMG identifiée à l'échelle globale

Après le dernier maximum würmien (20 ka BP), le retrait des glaciers a été brutal : les basses vallées et les zones de piémont sont ainsi libres de glace dès le Dryas I (dit ancien) à 15000 BP (Jorda *et al.*, 1999). Dans les têtes de bassin des Alpes du Nord, en Oisans et en Haute-Durance, un important amincissement des glaciers de vallée est observé, associé à une élévation de la LEG de l'ordre de 300 mètres. Les scénarii établis en Moyenne Durance et en Ubaye indiquent un recul des glaciers plus marqué encore : seuls des glaciers de cirque demeuraient au Dryas ancien (Jorda, 1986).

Le Dryas ancien reste cependant unanimement reconnu comme une phase favorable au développement glaciaire, identifiée dans les séquences palynologiques ou isotopiques. Cette période est marquée par un pic de froid accusé, postérieur à 14000 BP, favorisant de véritables progressions glaciaires, d'ampleur relativement homogène sur l'ensemble du massif alpin (Kerschner *et al.*, 2007 ; Cossart *et al.*, 2012). Elle est suivie par la phase de réchauffement du Bölling (13000 à 12000 BP), qui se singularise palynologiquement par le retour progressif de la forêt (Magny, 1995) et par le recul généralisé des glaciers alpins. A la fin du Bölling, certains auteurs ont isolé la période du Dryas II (Dryas moyen) entre 13000 et 12000 BP (Coûteaux, 1983), à laquelle ils associent un stationnement glaciaire. La majorité des travaux régionaux indiquent toutefois que l'amélioration du climat était continue du Dryas I au Dryas III, associant ainsi l'Alleröd au Bölling en une seule phase de décrue glaciaire.

Autour de 11000 BP sévit une « crise climatique majeure » (Jorda, 1986) : le Dryas III (Dryas récent), reconnue à l'échelle mondiale. Elle se caractérise par une progression marquée des glaciers, dont les héritages restent lisibles dans les paysages sous forme de moraines volumineuses, généralement bien préservées. Leur volume et leur agencement stratigraphique montrent qu'elles résultent d'une véritable ré-avancée glaciaire après le recul de la phase Bölling-Alleröd. Les âges CRE et les dates ¹⁴C obtenus sont en parfaite cohérence sur l'ensemble du massif alpin : du Massif du Mont-Blanc (Jaillet et Ballan-

dras, 1999) jusqu'en Ubaye, les âges sont compris entre 10,8 et 12,3 ka. Seules les modalités de l'englacement varient, illustrant une certaine différenciation de l'altitude de la LEG, comprise entre 2200 mètres dans le secteur du Mont-Blanc et 2400 à 2500 mètres dans les Alpes méridionales (Queyras, Ubaye). Si des glaciers en langues pluri-kilométriques descendaient les vallées du Mont-Blanc ou de l'Oisans occidental jusqu'à des altitudes de l'ordre de 1000 mètres, les glaciers du Briançonnais (Oisans oriental, Clarée) présentaient des dimensions plus modestes (fronts vers 1500 à 1800 mètres). Plus au sud, les glaciers du Queyras et de l'Ubaye se cantonnaient quant à eux dans les cirques collecteurs. A la différence des stades antérieurs, les modalités de l'englacement semblent donc se différencier entre les massifs lors du Dryas récent, comme le suggèrent les styles d'englacement (langue vs cirque) et les altitudes atteintes par les fronts.

Le stade du Dryas Récent a été rapidement suivi par une autre phase de progression glaciaire, matérialisée par une phase de construction morainique bien identifiée : il s'agit, dans la majorité des secteurs investigués, d'édifices situés peu en aval des moraines subactuelles du Petit Âge Glaciaire (fig. 101 et 102). Associées au Préboréal (stade Kartell, défini dans les Alpes suisses), ces héritages sont datés entre 10,8 et 10 ka dans la vallée de l'Arve (Mont-Blanc) (Jaillet et Ballandras, 1999) et de la Clarée, dans le Briançonnais (Cossart *et al.*, 2012). Ce stade est mis en relation avec un pic de froid marqué vers 10,5 ka, observé sur l'ensemble des Alpes (De Beaulieu et Jorda, 1977 ; Kerschner *et al.*, 2007).

Après le Préboréal, le Boréal (10,2-9 ka) comme l'Optimum Climatique Holocène (9-5 ka) apparaissent comme des phases trop chaudes pour permettre une recrudescence glaciaire généralisée (Ivy-Ochs *et al.*, 2009). Il reste plausible qu'une partie des héritages holocènes fût remaniée lors du Petit Age Glaciaire (17e-19e siècles), qui apparaît comme la principale phase de recrudescence glaciaire holocène (fig. 102 et 103).

Ces résultats chronologiques peuvent également être interprétés spatialement. L'identification des stades de récurrence avait déjà permis, il y a une décennie, de souligner des différences significatives dans les conditions d'englacement dans divers massifs des Alpes. Kerschner *et al.* (2000) rapportent par exemple que l'altitude de la LEG était, pendant le Dryas récent, de 450 mètres sous le niveau repère du PAG dans les régions de l'ouest de l'Autriche, contre 350 mètres dans le nord de l'Autriche. Plus récemment, Federici *et al.* (2000) estiment que le niveau de la LEG lors du Dryas récent était de l'ordre de 350 mètres sous le niveau du PAG dans les Alpes maritimes italiennes.

En France, ce type de différences est également signalé. D'une part, Jorda (1993) estime que le niveau de l'altitude de la LEG lors du Dryas récent était de 300 mètres sous le niveau de référence du PAG dans les parties internes des Alpes du sud (le Queyras, en Ubaye et Verdon), comparable avec le niveau estimé dans les Alpes maritimes italiennes voisines. D'autre part, dans une partie plus occidentale de Alpes françaises, dans le Massif des Ecrins, des Grandes Rousses, du Briançonnais occidental, le niveau de la LEG lors du Dryas récent se situait 450 mètres sous le niveau du PAG (Edouard, 1979 ; Coûteaux et Edouard, 1987 ; Chardon, 1993 ; Cossart *et al.*, 2013).

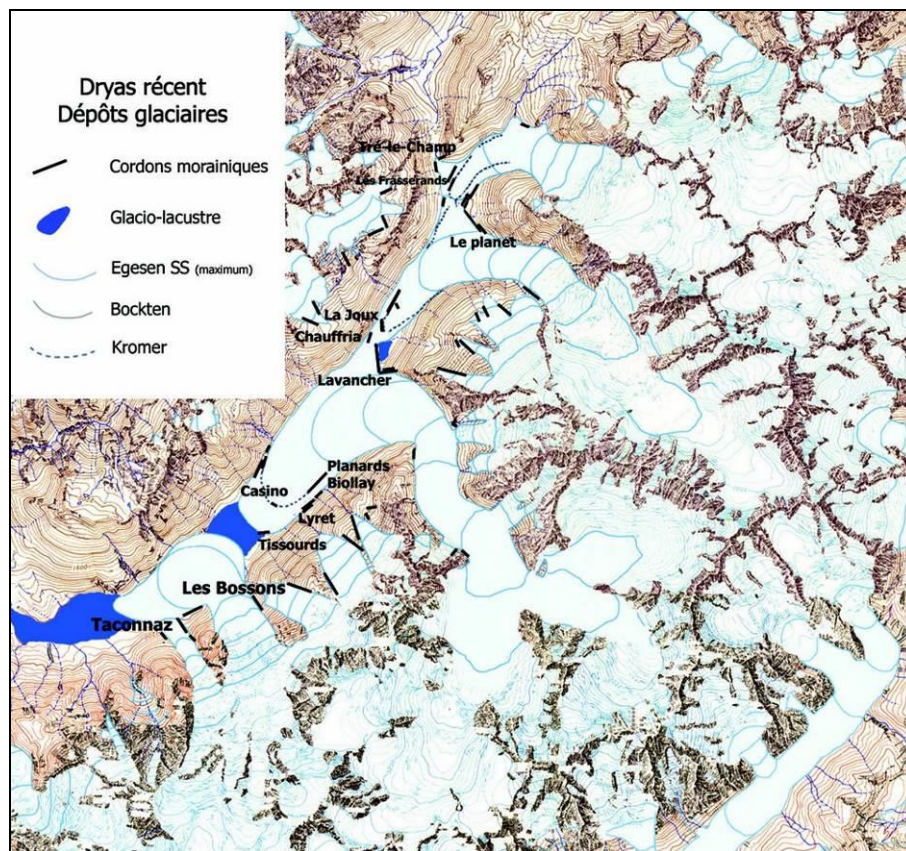


Figure 101 : Reconstitution de l'englacement lors de la transition Tardiglaciaire / Holocène dans les Alpes françaises.

Le maximum du Dryas récent (Egesen) est caractérisé par l'avancée des langues de glace dans la vallée de l'Arve, obstruant en divers secteurs l'écoulement du cours d'eau (Coutterand, 2011).

Les quelques comparaisons effectuées entre des massifs dont l'histoire glaciaire est bien connue indiquent toutes un schéma spatial similaire, marqué par un gradient dans le niveau de la LEG au Dryas récent : celle-ci s'élève d'ouest en est. Le gradient correspondant est généralement de l'ordre de 12 à 15

m.km⁻¹, valeur légèrement supérieure à celle calculée pour le PAG et la période actuelle (8 à 10 m.km⁻¹, *in* Cossart, 2005). Cette valeur estimée pour le Dryas récent correspond à des niveaux observés dans les zones à fort gradient d'humidité, comme la chaîne des Cascades (Porter, 1977) ou dans les Alpes néo-zélandaises (Porter, 1975) : le gradient d'altitude des LEG peut y atteindre 15 voire 20 m.km⁻¹. Ces gradients sont mis en relation avec une décroissance progressive des précipitations de l'ordre de 30 % sur une distance d'environ 30 km.

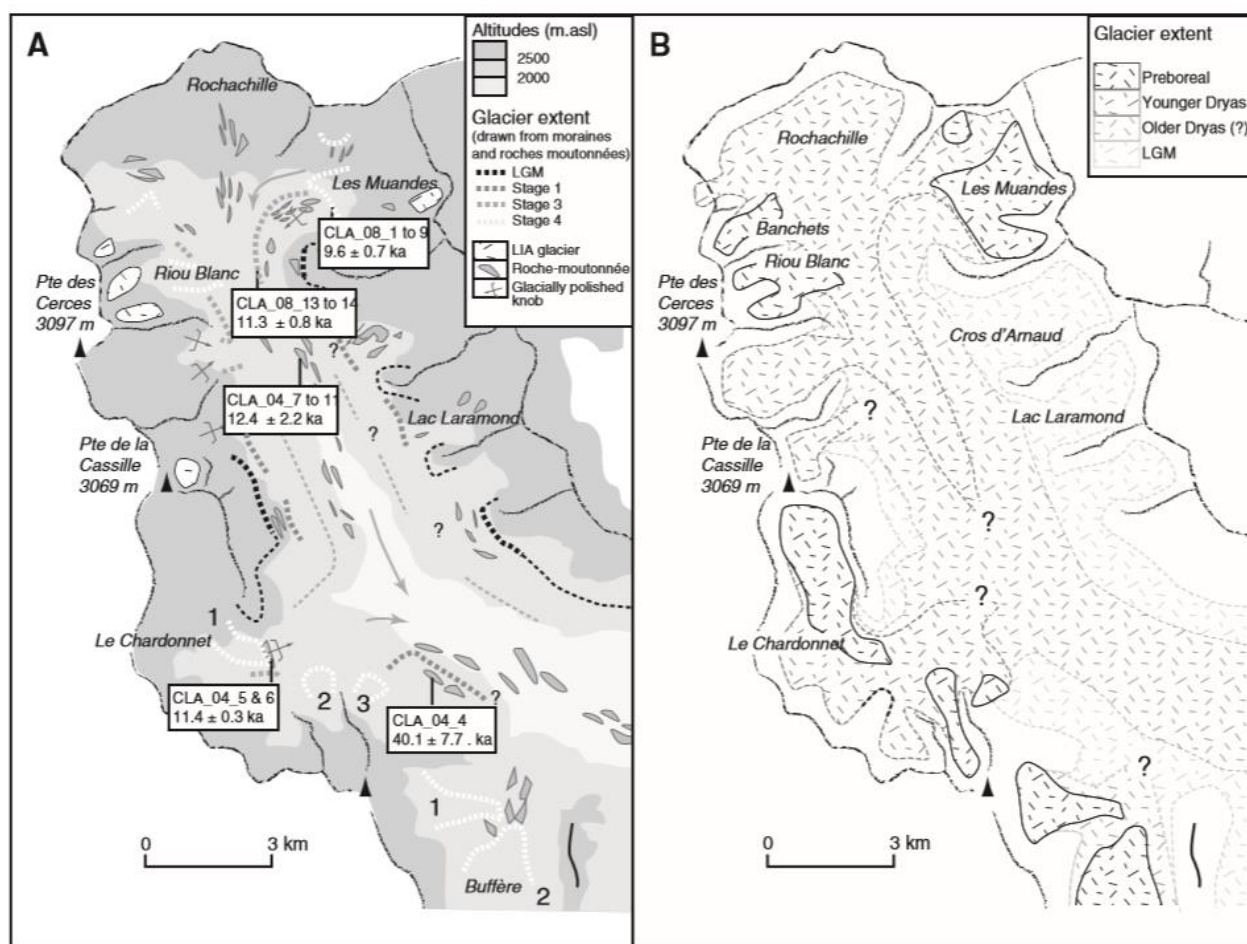


Figure 102 : Reconstitution de l'englacement lors de la transition Tardiglaciaire/Holocène dans les Alpes du Briançonnais (Clarée).

Les calages chronologiques sont obtenus par la méthode CRE. Une véritable avancée glaciaire intervient au Dryas récent, et il faut attendre la fin du Préboréal (stade Kartell) pour libérer les hauts bassins-versants des glaces (Cossart *et al.*, 2013).

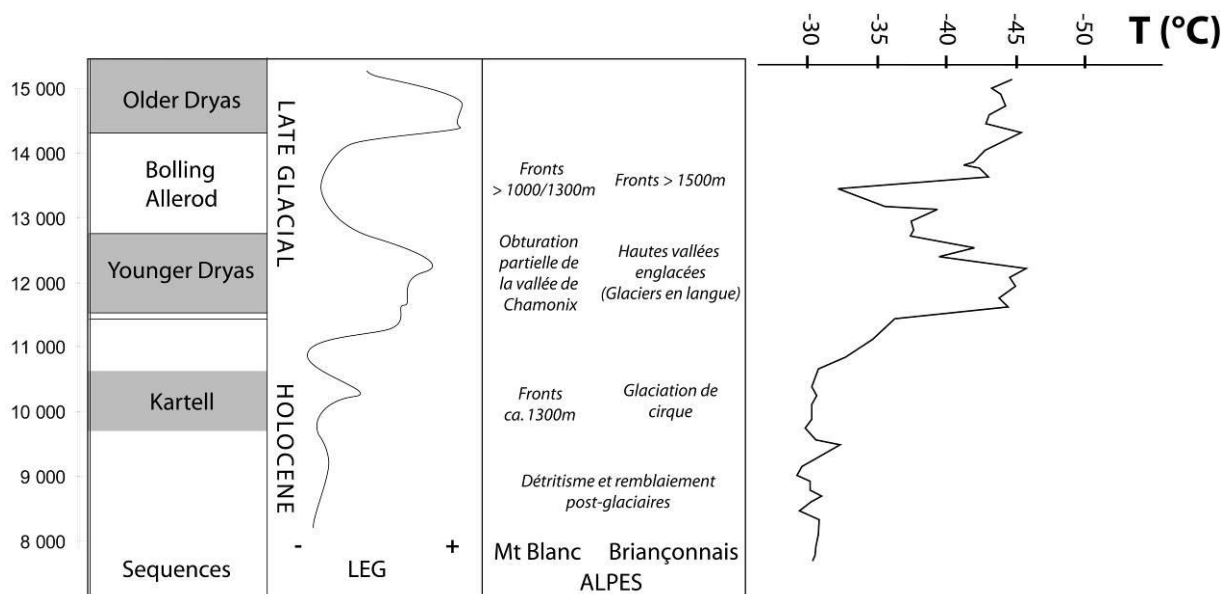


Figure 103 : Synthèse chronologique de la transition Tardiglaciaire/Holocène dans les Alpes françaises.

Comparaison des séquences de variations de la LEG avec les reconstitutions thermiques effectuées à partir des enregistrements de la calotte groënlandaise.

Un changement semble donc s'opérer dans la logique spatiale de répartition de l'englacement à la fin du Tardiglaciaire. Ce changement peut certes avoir été amplifié par la nature du relief (hypsométrie, encaissement des vallées), plus favorable au maintien des glaces dans le Massif des Ecrins que dans le Massif du Queyras. Cependant, son ampleur est telle qu'une modification de la circulation atmosphérique comme le renforcement de la circulation zonale d'ouest pourrait en être la cause : les travaux des paléo-climatologues plaident d'ailleurs en faveur de cette hypothèse (Andersen, 1997 ; Van Geel *et al.*, 1999 ; Barcena *et al.*, 2001 ; Duplessy *et al.*, 2001).

b) Les variations post-PAG

La documentation des variations glaciaires depuis le PAG est facilitée par la bonne conservation des formes (édifices morainiques) et par le recours possible à la lichénométrie pour dater leur mise en place. En outre, la consultation de divers documents d'archives (descriptions littéraires, gravures, cartes ou photographies anciennes) peut compléter les traditionnelles données de terrain. Ces données montrent que cette période s'étend de la fin du 16^e siècle jusqu'au milieu du 19^e siècle, soit près de trois siècles

lors desquels on observe une large crue glaciaire. Les maxima principaux sont identifiés autour de 1600, au début du 19^e siècle, et surtout autour de 1850-1860, période considérée le plus souvent la phase maximale d'avancée. Dans le massif du Mont-Blanc, les glaciers s'avancent jusque dans le fond de la vallée de l'Arve : les glaciers d'Argentière ou de la mer de glace (appelé « Glacier des Bois » dans sa partie aval, tant il s'avance dans l'étage forestier) s'avancent à proximité directe des habitations (fig. 104). Le niveau de la LEG est de l'ordre de 200 mètres sous les niveaux actuels.

Dès lors, les fronts glaciaires ont entamé leur recul, ponctué toutefois de pauses voire de ré-avancées comme lors des décennies 1890, 1910 puis enfin 1960-70. Les suivis effectués depuis plus d'un siècle dans le massif du Mont-Blanc constituent en cela une référence (*cf. sup.*). La comparaison des variations de longueur des différents glaciers montre des réponses relativement synchrones, parallèles aux variations de températures. On notera tout de même des temps de réponses décalés de certains glaciers (Mer de Glace notamment) qui, par leur volume et leur géométrie d'ensemble (pente plus faible, impluvium plus vaste), ont davantage d'inertie vis-à-vis des signaux climatiques.

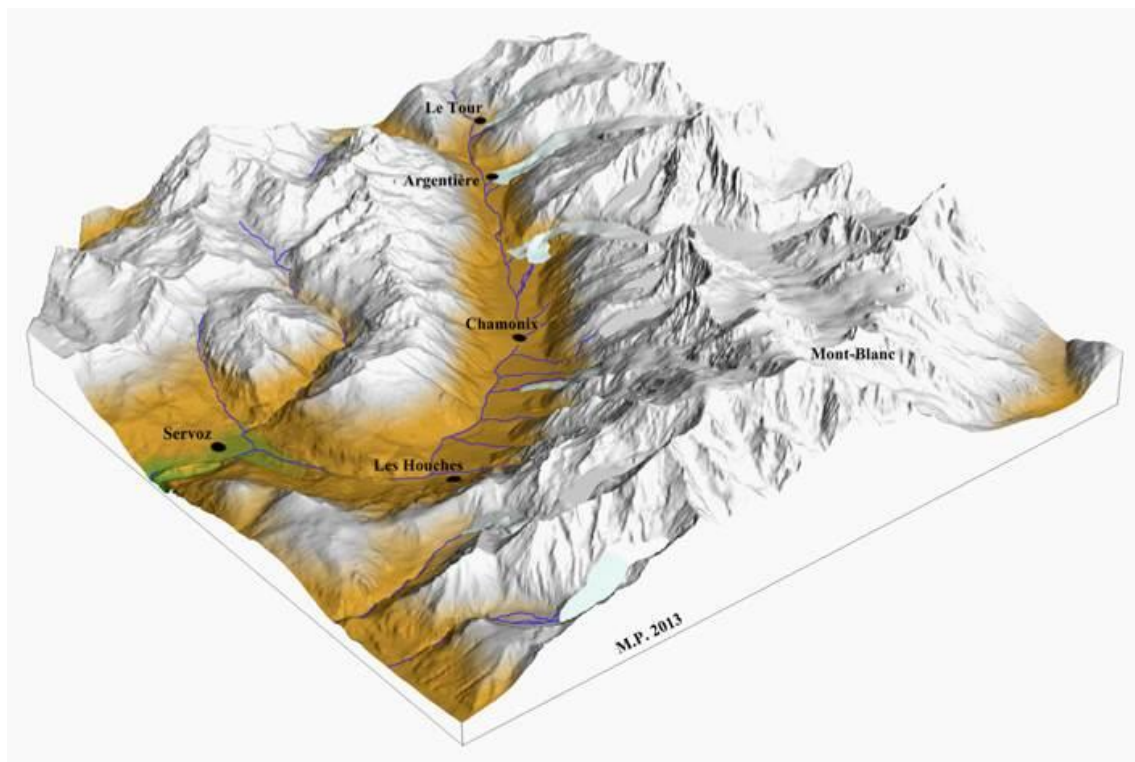


Figure 104 : Reconstitution 3D des glaciers de la vallée de Chamonix au 19^{ème} siècle.
Reconstitution effectuée par S. Couterrand, mise en ligne sur le site <http://www.geologie-montblanc.fr/>.

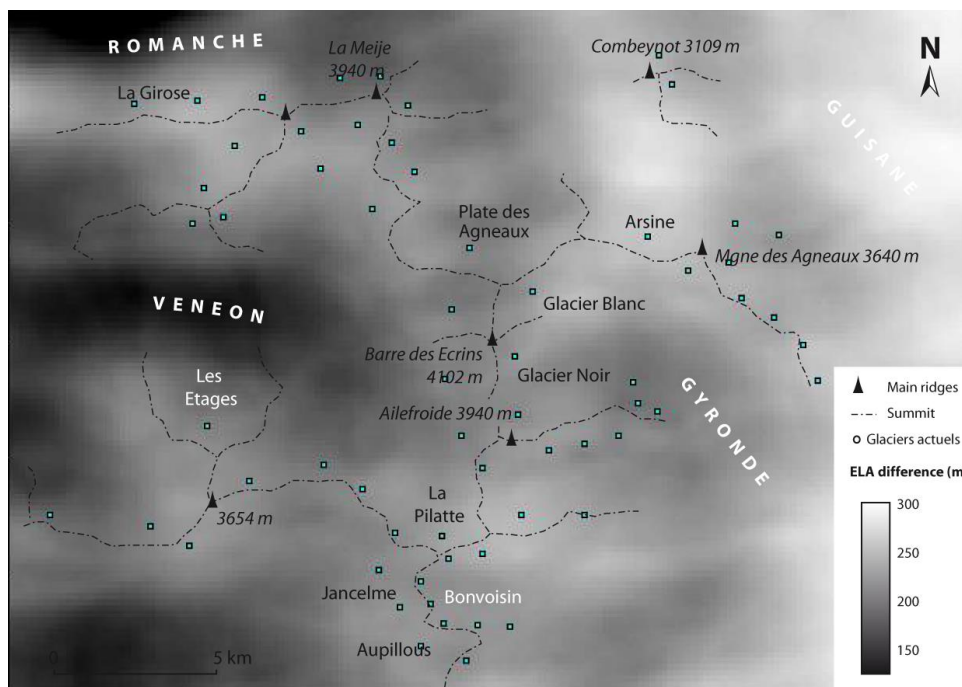


Figure 105 : Variations de l'Altitude Instantanée de Glaciation au sein du Massif des Écrins.

Cette carte issue de la différence pixel à pixel entre le champ de l'AGI reconstitué pour le PAG, et celui reconstitué pour 2003. Noter la plus grande élévation dans la partie orientale du secteur.

Pour appréhender ces réponses différenciées au cours du temps, nous avons effectué des estimations sur un corpus de plus de 60 glaciers du massif des Écrins. Elles montrent tout d'abord l'accélération brutale de l'élévation de l'AGI lors des trois dernières décennies. Depuis 1860, ce qui correspond approximativement à la terminaison du Petit Âge Glaciaire, la tendance à l'élévation de l'AGI ne se dément pas (+ 180 mètres), mais il apparaît que les deux tiers de cette élévation intervient depuis 1975 (+ 115 mètres). Au-delà de ces valeurs moyennes, estimées sur l'ensemble de la zone étudiée, il existe une disparité dans le fonctionnement des glaciers. En effet, l'écart-type de l'AGI est de 145 mètres en 1880, 118 mètres en 2003. Plus précisément, les cartes diachroniques montrent clairement que les glaciers orientaux ont réagi avec davantage d'ampleur que les glaciers occidentaux (fig. 105).

Cette interprétation spatiale est essentielle car elle permet de proposer des scénarii climatiques : cette tendance est-elle liée à un réchauffement plus marqué des températures dans le secteur oriental ? Est-elle liée au contraire à une diminution des précipitations dans ce secteur ? La comparaison d'études climatologiques du début du 20e siècle (Bénévent, 1926) avec les études récentes (Coursier et Isaac,

1999) semble renforcer la seconde hypothèse. Aux climatologues désormais d'interpréter ces résultats en termes de modification de la circulation atmosphérique...

5. Des boucles de rétroaction négatives lors de la déglaciation

Nous abordons ici la déglaciation à une échelle spatiale fine, qui permet de mobiliser les facteurs locaux que nous avons mis en évidence dans l'explication du niveau actuel des LEG et de l'AGI. Il s'agit à présent de voir comment ces facteurs peuvent moduler le comportement des glaciers et comment ils peuvent être à l'origine de boucles de rétroaction négatives dans l'évolution de l'englacement. Plus particulièrement, nous explorerons l'influence de la morphométrie des cirques glaciaires puis celle de la couverture de débris des glaciers.

a) Le rôle de la morphométrie des cirques glaciaires

L'influence de la lithologie et de la topographie environnant un glacier sur le niveau de sa LEG a déjà été mise en évidence. Nous avons évoqué, à plusieurs reprises, que les glaciers situés dans les cirques concaves présentent des conditions favorables à la préservation de la glace (piégeage des masses d'air froid) et à son accumulation (convergence des flux avalancheux). Par conséquent, les glaciers de cirque, bien confinés au pied des parois, bénéficient pleinement de cet effet local et apparaissent moins directement influencés par la trame climatique régionale (Dyurgerov *et al.*, 1994 ; Dyurgerov, 2003 ; Cossart, 2005, 2011). En effet, dans le contexte du réchauffement climatique post-PAG, l'élévation de la LEG a été de l'ordre de +100 à +150 mètres dans le cas de glaciers de cirque du massif des Ecrins, contre +200 à +250 mètres dans le cas de glaciers en langue du même secteur. Plus précisément, dans le cas de ces derniers, nous avons mis en exergue le fait qu'ils ont généralement subi une élévation importante de la LEG, avant de finalement devenir des glaciers de cirque. Dès lors, l'évolution devient ralentie à mesure que croît l'influence du cirque glaciaire sur leur comportement (Kaiming *et al.*, 2011 ; Cossart, 2013). De fait, une véritable rétroaction négative se met en place lors du retrait d'un glacier : celui-ci se cantonne progressivement aux pieds de paroi, de telle sorte que la majeure partie de leur surface appartient au « piège à air froid » que constitue le fond du cirque, ou à une zone de dépôt d'avalanches. L'importance relative de l'approvisionnement en neige par les avalanches augmente alors. En conclusion, le rythme d'élévation de la LEG ralentit à mesure que les glaciers sont progressivement enfermés dans un cirque (fig. 106 et 107).

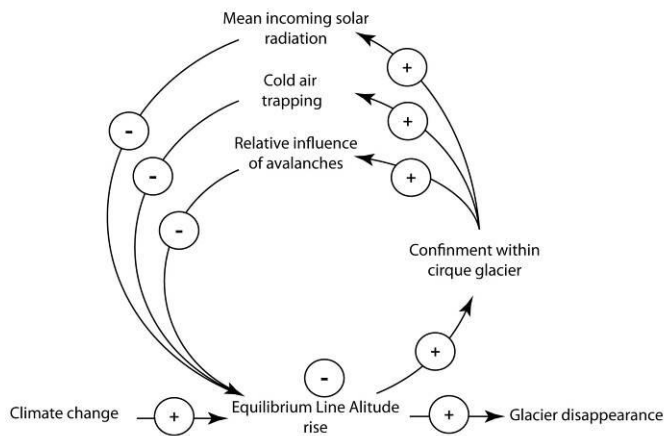


Figure 106 : Boucles de rétroaction négative affectant un glacier en cours de recul.

Trois régulateurs (diminution de la radiation solaire, piégeage des masses d'air froid, alimentation avalancheuse) ralentissent l'élévation de la LEG au cours du retrait glaciaire. Modifié d'après Cossart (2013).



Figure 107 : Le glacier de Freydane (Grand Pic de Belledonne).

Situé en pied de paroi, à une altitude de l'ordre de 2560 mètres d'altitude, ce glacier n'a subi une hausse de la LEG «que » de l'ordre de 100 mètres depuis le PAG. On notera la présence de la moraine du PAG à 2450 mètres d'altitude. Bien calé dans le fond du cirque, celui-ci est dorénavant entièrement en position ombragée, et sa surface est entièrement recouverte par les dépôts des avalanches.

En appliquant ce modèle aux Alpes françaises depuis le PAG, sans doute pouvons-nous expliquer pour partie les LEG très basses dans les secteurs de Belledonne - Grandes Rousses et dans les régions méridionales, qui englobaient exclusivement des glaciers de cirque pendant le PAG. En comparaison avec d'autres régions, où les langues glaciaires ont été touchées par des hausses marquées de la LEG, les glaciers de cirque ont maintenu des LEG relativement basses.

b) Des glaciers blancs aux glaciers noirs ?

Le retrait des glaciers et leur confinement progressif dans les cirques ne les placent pas uniquement au cœur de l'activité avalancheuse, source de neige. Ils mettent également le glacier au cœur de la mobilisation sédimentaire paraglaciale. En effet, au plus près des parois rocheuses, le glacier reçoit les débris fournis par ces dernières, par gravité pure, éventuellement assistée par les avalanches. Ensuite, l'abaissement de la surface du glacier, concomitamment au retrait glaciaire, met à jour de nouvelles sources sédimentaires sur les marges latérales : leur mobilisation (ravinement, mouvements de masse, *etc.*) augmente la charge en débris du glacier situé en contrebas. Cet apport de sédiments peut faire évoluer un glacier blanc en glacier noir, couvert, dont on sait que l'inertie face aux forçages climatiques est plus importante. De nombreux auteurs ont montré que, toutes choses égales par ailleurs, une couverture de débris pouvait impliquer un niveau de la LEG inférieur de 50 à 100 mètres sous le niveau de la LEG des glaciers blancs. Cette tendance se ressent sur la trajectoire évolutive des glaciers, largement freinée dans le cas des glaciers couverts. En reprenant des données bien connues dans le massif des Ecrins, il est ainsi possible de mettre en regard l'élévation de la LEG qui était attendue par une modélisation et celle qui fut réellement observée (fig. 108). Confirmant ce qui a été formalisé en Vanoise (Guillet & Deline, 2006), l'étude menée dans le massif des Ecrins sur plus de 35 glaciers indique que le changement d'état des glaciers peut expliquer les derniers résidus en terme de niveau de la LEG.

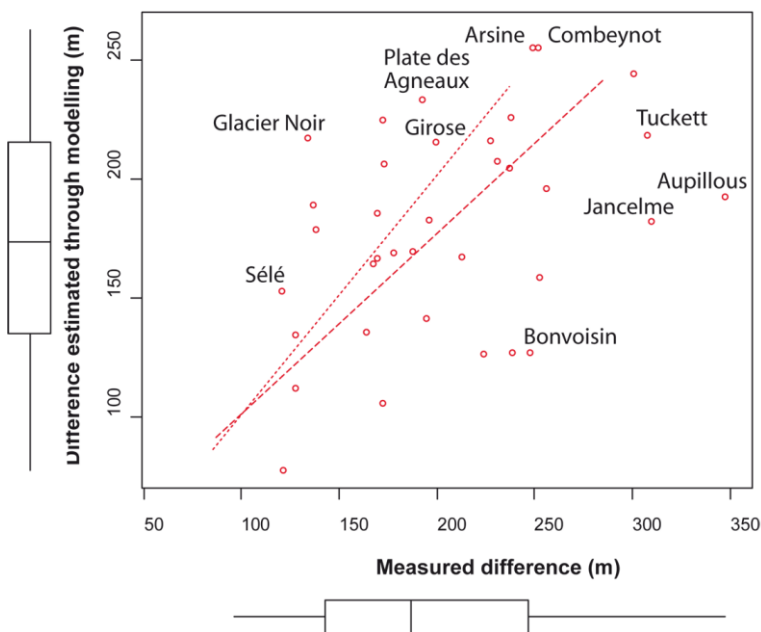


Figure 108 : Mise en évidence du comportement atypique des glaciers couverts depuis le PAG, dans le massif des Ecrins.

Pour chaque glacier du massif des Ecrins sont mises en regard les différences d'altitude de la LEG depuis le PAG réelles (en abscisses) et modélisées (en ordonnées). Les tirets fins représentent la droite d'égalité, suivant laquelle observations et modélisations sont de même niveau. Les tirets gras représentent la droite de régression, décalée de la précédente, indiquant que les modélisations renvoient des valeurs inférieures aux observations directes. Des déviations majeures à ce schéma apparaissent cependant dans le cas des glaciers couverts (Sélé, Glacier Noir, Girose, Combeynot, *etc.*), qui apparaissent dans le quadrant haut-gauche, c'est-à-dire avec une élévation réelle de la LEG bien inférieure (de 50 à 100 mètres) à ce que laisserait présager les modèles.

6. Calibrage en vue d'une simulation dans la plateforme Vensim

Le calibrage des simulations s'effectue suivant deux types de fenêtres : celles dévolues aux compartiments, aux stocks, où doivent être notamment renseignés les flux entrants et sortants sous forme d'une équation (fig. 108), ainsi que celles dévolues aux flux eux-mêmes. Dans ce dernier cas, nous appliquons essentiellement le principe du modèle de tarissement, où à chaque itération le flux remanie un pourcentage fixe de la source disponible (fig. 109). Dans certains cas plus complexes, des effets de seuil peuvent être programmés (procédure « *if, then, else* »), matérialisant l'activation de certains processus en fonction du niveau de remplissage d'une source sédimentaire (fig. 110).

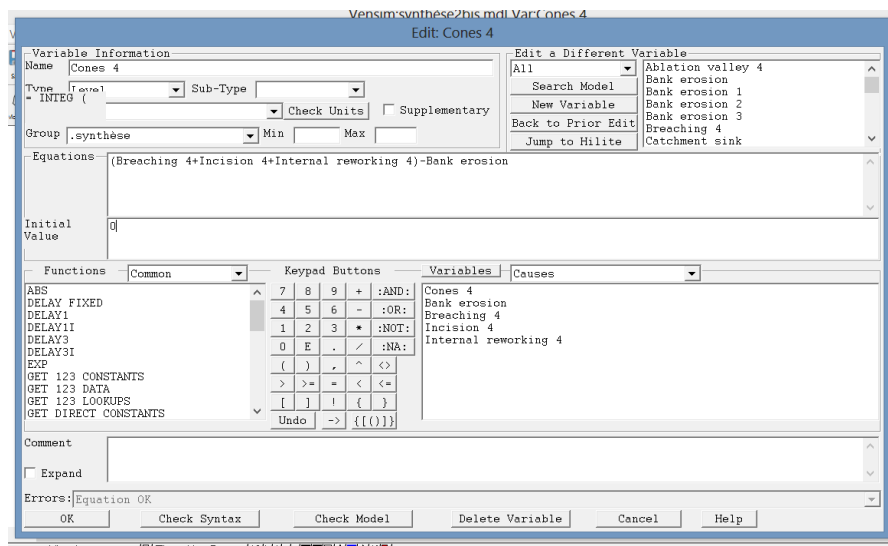


Figure 109 : Extrait d'une fenêtre pour le calibrage d'un compartiment dans la plateforme Vensim.

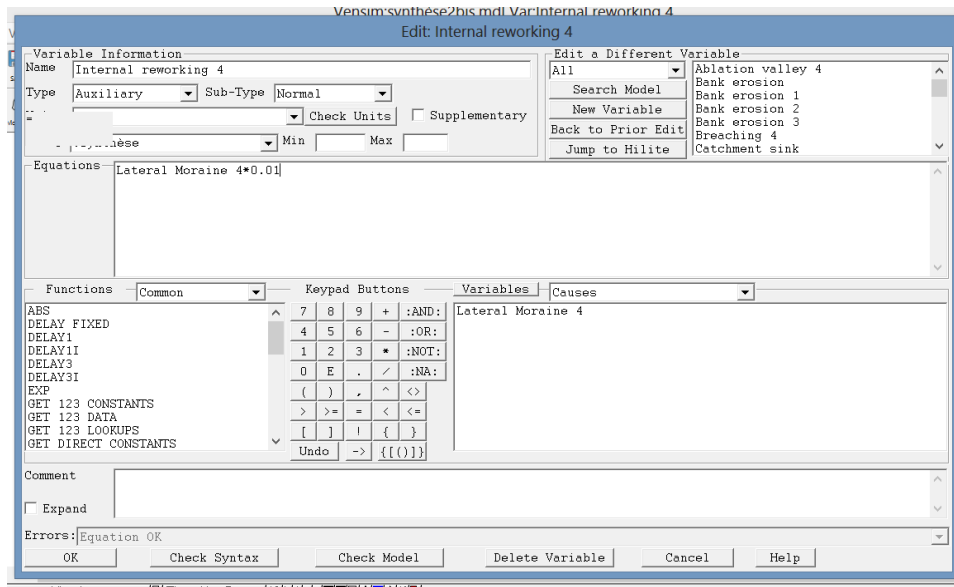


Figure 110 : Extrait d'une fenêtre pour le calibrage d'un flux dans la plateforme Vensim.

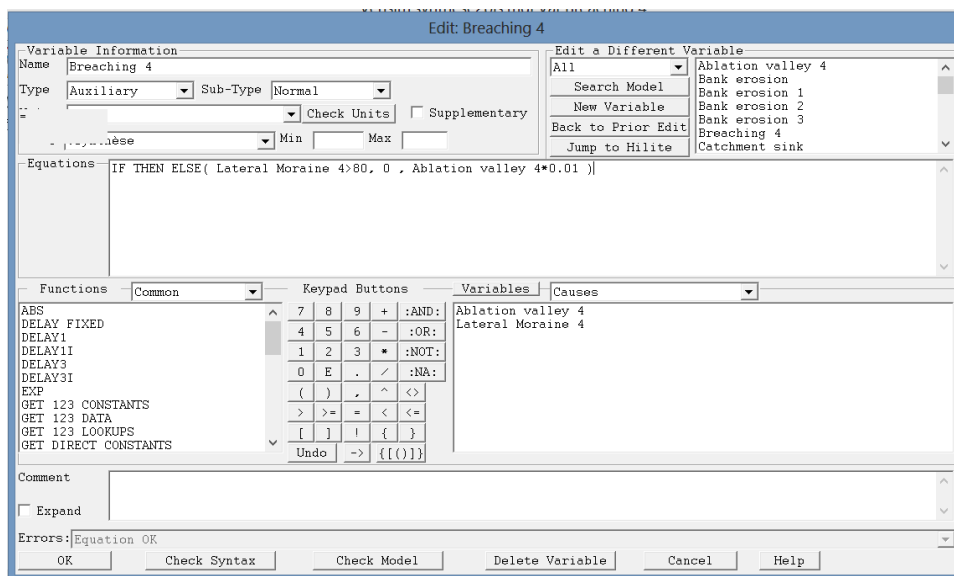


Figure 111 : Extrait d'une fenêtre pour le calibrage d'un flux, avec effet de seuil, dans la plateforme Vensim.

Table des figures

Figure 1 : Charge sédimentaire exportée depuis les grands bassins fluviaux.....	14
Figure 3 : Méthode de calcul des flux entrants et sortants classiquement utilisée dans les bassins montagnards.....	17
Figure 4 : Estimations de l'ablation glaciaire (s.s.) et comparaison avec l'ablation liée à des cours d'eau.....	20
Figure 5 : Exemple de formes et formations préservées sous une calotte glaciaire à base froide en Laponie suédoise.....	21
Figure 6 : Exemple de budget sédimentaire expliquant l'ampleur des volumes de matériel morainique dans le massif du Carlit (Pyrénées Orientales).....	22
Figure 7 : Voile d'éboulis en Islande du nord (Skagafjordur).	23
Figure 8 : Croquis géomorphologique de la <i>Laxardalur</i> (Islande du nord, Skagafjordur).	25
Figure 9 : Exemples de cônes et tabliers d'éboulis en pied de paroi rocheuse, et à l'interface avec un cours d'eau.....	26
Figure 10 : Formalisation d'une filiation entre les processus glaciaires, paraglaciacaires et périglaciaires.....	27
Figure 11 : Connexion directe entre les coulées de débris et un cours d'eau alpin.....	29
Figure 12 : Exemple de phénomène d'obturation, faisant suite au déclenchement d'une lave torrentielle dans les Alpes du Briançonnais.	30
Figure 13 : Formalisation graphique de l'agencement des stocks et flux sédimentaires dans le bassin-versant de la Lilloët (Rocheuses canadiennes).	32
Figure 14 : Localisation des sources et zones de piégeage sédimentaire dans le bassin-versant de la Lilloët (Rocheuses Canadiennes).	33
Figure 15 : Formalisation de la cascade sédimentaire paraglaciacaire.....	36
Figure 16: Bilan d'érosion à l'échelle de la chaîne himalayenne.....	39

Figure 17 : Modification de la cascade sédimentaire en fonction du rythme de la propagation des fronts de chevauchement vers le sud.....	40
Figure 18 : Exemple de cascade sédimentaire himalayenne, le cas de la Kali Gandaki (Népal).	41
Figure 19 : Séquences érosives organisées à partir de la mise en place de mouvement de masse, dans un orogène actif.	42
Figure 20 : Etapes d'une reconnexion géomorphologique de part et d'autre d'une moraine latérale... ..	45
Figure 21 : Ajustement du réseau hydrographique et de l'exportation sédimentaire sur la marge du glacier du Sélé.	46
Figure 22 : Agencement morphosédimentaire d'une marge latérale du glacier de la Plate des Agneaux (massif des Ecrins).	47
Figure 23 : Synthèse des modalités d'ajustement des unités morfo-sédimentaire sur les marges d'un glacier en recul.	48
Figure 24 : Aperçu de la plaine intra-morainique du glacier de la Plate-des-Agneaux (haute-Romanche, massif des Ecrins).	49
Figure 25 : Exemple d'évolution géomorphologique d'une moraine frontale (Pré du Tabuc, Guisane, Alpes du Briançonnais).	51
Figure 26 : Evolution géomorphologique du couple "moraine frontale - sandur", contexte islandais.	51
Figure 27 : Formalisation graphique des deux systèmes de boucles de rétroaction négative intervenant successivement autour des moraines frontales.	52
Figure 28 : Evolution de la bande active du cours d'eau proglaciaire du glacier du Sélé, durant la seconde moitié du 20e siècle.	53
Figure 29 : Typologie des séquences sédimentaires observées dans les <i>sandar</i> islandais.	54
Figure 30 : Dépôt de glissement de terrain découplé du fond de vallée (Skagafjordur, Islande).	57
Figure 31 : Schématisation de l'absence de couplage entre un mouvement de masse et le fond de vallée.	57
Figure 32 : Fragmentation de l'hydrosystème par des dépôts de mouvements de masse en Gyrone (flanc est du massif des Ecrins).	58

Figure 33 : Cartographie géomorphologique du Pré de Madame Carle, bloqué par l'écroulement de Fontfroide.....	59
Figure 34 : Budget sédimentaire du réservoir sédimentaire du Pré de Madame Carle.....	60
Figure 35 : Schématisation d'un couplage inefficace entre un mouvement de masse et le fond de vallée.....	61
Figure 36 : Exemple de couplage efficace entre un glissement de terrain et un cours d'eau.....	62
Figure 37 : Schématisation d'un couplage efficace entre un mouvement de masse et un cours d'eau.....	62
Figure 38 : Aperçu du dépôt de glissement-coulée du Chenaillet (vallée de cerveyrette, Briançonnais).	63
Figure 39 : Croquis géomorphologique de la face sud du Chenaillet et reconstitution de la géométrie de la plaine de colmatage formée à l'amont du glissement-coulée.....	65
Figure 40 : Budget sédimentaire du réservoir du Chenaillet.....	65
Figure 41 : Schématisation d'un couplage efficace mais retardé entre un mouvement de masse et un cours d'eau.....	65
Figure 42 : Aperçu de la confluence entre la Ghatte Khola et la Kali Gandaki (Népal), siège d'embâcles récurrentes.....	67
Figure 43 : Exemple de pic de crue lié à une rupture de barrage par cisaillement basal.....	69
Figure 44 : Modalités d'atténuation dans l'espace des pics de crue par débâcle.....	70
Figure 45 : Bilan sédimentaire le long d'un cours d'eau en aval d'une crue par débâcle.....	70
Figure 46 : Evolution géomorphologique du cône de déjection du Ravin des Sables (Clarée, Alpes du Briançonnais).....	72
Figure 47 : Exemple de désynchronisation entre le déclenchement des laves torrentielles, les données climatiques, et le débit liquide.....	74
Figure 48 : Modalités de relaxation des systèmes torrentiels, caractérisés par l'enchaînement d'événements basse fréquence / haute magnitude.....	75
Figure 49 : Du couplage (local) à la connectivité (globale) d'un bassin-versant.....	78
Figure 50 : Modèle schématique d'une vallée alpine anciennement englacée.....	80

Figure 51 : Synthèse des types d'obturation dans les têtes de bassin, en contexte paraglaciale alpin..	81
Figure 52 : Exemple de phénomènes d'obturation des écoulements dans la partie basse de la Romanche	82
Figure 53 : Extension des paléo-lacs alpins tardiglaciaires et holocènes (dans les Alpes françaises). ...	83
Figure 54 : Modalités d'ajustement de différents sandar islandais, à travers l'évolution de la position de la limite entre la zone d'incision amont, et la zone d'accumulation aval.	86
Figure 55 : Exemple de terrasses fluvio-glaciaires en contexte islandais.....	86
Figure 56 : Croquis géomorphologique du Skagafjordur.	88
Figure 57 : Mise en évidence du rebond glacio-isostatique dans le cadre du retrait d'une calotte glaciaire.....	89
Figure 59 : Agencement géomorphologique d'une vallée de haute latitude en cours de déglaciation..	91
Figure 60 : Formalisation d'une cascade sédimentaire sous forme d'un graphe (simplifié).	94
Figure 61 : Typologie des nœuds du graphe formalisé pour la cascade sédimentaire de Zwieselbach (Tyrol, Alpes autrichiennes).	96
Figure 62 : Typologie et cartographie des liens existant dans le graphe d'une cascade sédimentaire (bassin-versant de Zwieselbachtal, Tyrol, Alpes autrichiennes).....	97
Figure 63 : Vision simplifiée du graphe de la cascade sédimentaire de Zwieselbachtal (Tyrol, Alpes autrichiennes).	98
Figure 64 : Caractérisation de la durée de réajustement de différents processus paraglaciales (Ballantyne, 2002b).....	100
Figure 65: Modèles d'évolution du transit sédimentaire au sein de bassins-versant de taille différente.	101
Figure 66: Exemples de perturbations du modèle de tarissement des sources sédimentaires par des paramètres externes.....	101
Figure 67 : Calibrage de la courbe montrant l'évolution du volume de sédiments stockés au cours du temps.	103
Figure 68 : Variation de volumes de sédiments stockés.	103

Figure 69 : Essai de modélisation des effets de blocage, puis de pulsation sédimentaire, dans les têtes de bassin englacées.	105
Figure 70 : Assemblage morphosédimentaire au contact d'une moraine latérale.	108
Figure 71 : Assemblage morphosédimentaire au pied de glaciers perchés, sans moraine latérale dans le fond de vallée.	109
Figure 72 : Implémentation de la cascade sédimentaire dans la plateforme de simulation vensim.	110
Figure 73 : Evolution simulée du volume sédimentaire piégé entre une moraine latérale et le versant supraglaciaire.	110
Figure 74 : Evolution simulée du volume de sédiments stockés dans une moraine latérale.	111
Figure 75 : Evolution simulée du volume des cônes localisés en bas de versant, alimentés par le démantèlement des édifices latéraux.	112
Figure 76 : Evolution simulée du volume d'un cône localisé en aval d'un glacier perché.	113
Figure 77 : Evolution simulée du volume de sédiments stockés dans la plaine alluviale.	114
Figure 78 : Elargissement de la bande active du torrent de Celse-Nière à la fin du 20 ^e siècle.	115
Figure 79 : Synthèse chronologique de glissements de terrains postglaciaires dans les Alpes françaises.	122
Figure 80 : L'écroulement de Séchilienne est-il d'origine paraglaciale ?.....	122
Figure 81 : Relation entre terrasses alluviales et complexe d'obturation (Kali-Gandaki, Népal).....	123
Figure 82 : Formalisation des pulsations sédimentaires dans la charge des rivières himalayennes.	124
Figure 83 : Variation des vitesses d'écoulement d'un glacier à travers une section transversale (d'après Harbor, 1992).	125
Figure 84 : Evolution géomorphologique du versant de Fontfroide (secteur du Pré de Mme Carle).	126
Figure 85 : Déstabilisation durable d'un versant islandais après la déglaciation.	127
Figure 86 : Modèle conceptuel de l'auto-organisation des <i>sandar</i> / <i>valley-trains</i> autour des vallums morainiques.	128
Figure 87 : Evolution des débits liquides et solides des cours d'eau proglaciaires, en contexte de déglaciation.	129

Figure 88 : Croquis géomorphologique de la piste de la Fournache (Aussois, Vanoise).....	134
Figure 89 : Aperçu des impacts anthropiques sur les milieux himalayens.	135
Figure 90 : Exemple de versant mis en valeur sur la plan agricole, mais stabilisé par un système de terrasses (Kali-Gandaki, Népal).....	138
Figure 91 : Panneau sensibilisant les populations népalaises quant au bon entretien des systèmes de terrasses.	138
Figure 92 : Recrudescence des glissements de terrain en lien avec l'abandon des terrains agricoles (Vars, Alpes françaises du sud).....	139
Figure 93 : Impacts géomorphologiques de la crue de la Ravoire (31 mars 1981) et stratégies de prévention envisagées.	141
Figure 94 : Distribution des principaux aménagements hydro-électriques dans les Alpes françaises.	143
Figure 95 : Incision des cours d'eau alpin.....	144
Figure 96 : Exemple de relations explicatives mobilisées lors d'une mise en contexte.....	150
Figure 97: Définition de l'Altitude de Glaciérisation instantanée.	175
Figure 98: Principes de l'ACP multiniveaux, appliquée aux conditions d'englacement.....	179
Figure 99 : Estimation de l'altitude instantanée de glaciérisation (AGI), à l'échelle des Alpes françaises.....	182
Figure 100 : Reconstitution paléo-géographique de l'englacement alpin au Dernier Maximum Glaciaire (Würm).	185
Figure 101 : Reconstitution de l'englacement lors de la transition Tardiglaciaire / Holocène dans les Alpes françaises.....	188
Figure 102 : Reconstitution de l'englacement lors de la transition Tardiglaciaire/Holocène dans les Alpes du Briançonnais (Clarée).....	189
Figure 103 : Synthèse chronologique de la transition Tardiglaciaire/Holocène dans les Alpes françaises.....	190
Figure 104 : Reconstitution 3D des glaciers de la vallée de Chamonix au 19ème siècle.....	191
Figure 105 : Variations de l'Altitude Instantanée de Glaciérisation au sein du Massif des Ecrins.....	192

Figure 106 : Boucles de rétroaction négative affectant un glacier en cours de recul.....	195
Figure 107 : Le glacier de Freydane (Grand Pic de Belledonne).....	195
Figure 108 : Mise en évidence du comportement atypique des glaciers couverts depuis le PAG, dans le massif des Ecrins.	196
Figure 109 : Extrait d'une fenêtre pour le calibrage d'un compartiment dans la plateforme Vensim.	197
Figure 110 : Extrait d'une fenêtre pour le calibrage d'un flux dans la plateforme Vensim.	198
Figure 111 : Extrait d'une fenêtre pour le calibrage d'un flux, avec effet de seuil, dans la plateforme Vensim.....	198

Table des matières

. AVANT-PROPOS	5
. INTRODUCTION GENERALE	7
. DU « <i>SEDIMENT DELIVERY PROBLEM</i> » A LA FORMALISATION DE CASCADES SEDIMENTAIRES EN MONTAGNE	13
1. La place des bassins montagnards dans les bilans sédimentaires globaux.....	14
a) Des taux de dénudation élevés	14
b) Des relais de processus complexes	15
2. Quelques « postes budgétaires » des bassins-versants montagnards	19
a) Le poste glaciaire	19
b) Le poste périglaciaire.....	23
c) Les processus ubiquistes.....	28
3. La formalisation de cascades sédimentaires	31
a) Cascades sédimentaires, flux et forçages sédimentaires.....	31
b) Les cascades sédimentaires au prisme du paraglaciaire.....	35
c) Le cas des orogènes actifs	38
. TYPOLOGIE DES COUPLAGES DANS LES HAUTS BASSINS MONTAGNARDS	44
1. Typologie des couplages liés aux édifices morainiques	44
a) Le démantèlement des moraines latérales.....	44
b) Le démantèlement des moraines frontales	49
2. Typologie des couplages liés aux mouvements de masse	56
a) Absence de couplage.....	56
b) Couplage inefficace	58
c) Couplage efficace.....	61

3.	Torrentialité, coulées de débris	66
a)	Un couplage potentiellement efficace ?.....	67
b)	Une auto-organisation complexe des cônes de déjection.....	71
c)	Le nécessaire temps de relaxation	73
.	CONNECTIVITE ET (IN)EFFICACITE DES CASCADES SEDIMENTAIRES	77
1.	Quelle (in)efficacité des cascades sédimentaires à l'échelle des bassins-versants ?	79
a)	Stocks et flux sédimentaires dans les vallées alpines	79
b)	Stocks et flux sédimentaires dans les vallées islandaises	85
2.	Les nouveaux outils numériques de formalisation des cascades sédimentaires	92
a)	Les apports de la théorie des graphes.....	92
b)	Le tarissement sédimentaire.....	99
c)	Les simulations par compartiment.....	106
.	LA CASCADE SEDIMENTAIRE ET SON CONTEXTE : QUEL POIDS DES FORÇAGES ENVIRONNEMENTAUX DANS L'EVOLUTION DES FLUX SEDIMENTAIRES ?.....	117
1.	Exportation sédimentaire et déglaciation : une coïncidence temporelle ?.....	119
a)	L'illusion des datations	120
b)	De la déglaciation à la déstabilisation : quels liens de causalité ?.....	125
c)	Des combinaisons inédites de processus, pour quelle efficacité ?.....	127
2.	Exportation sédimentaire et activités anthropiques : un problème de focale ?	131
a)	Les pratiques anthropiques, facteurs d'instabilité ?	131
b)	La déprise anthropique comme facteur d'instabilité ?.....	137
c)	Des modifications anthropiques dans la structure de la cascade sédimentaire ?.....	140
.	CONCLUSION GENERALE	146
.	REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	152
.	ANNEXES	173

1.	Le problème de la représentativité des glaciers et la recherche d'indicateurs pertinents...	173
2.	Faire la part des facteurs régionaux et locaux	177
3.	Les méthodes disponibles pour étudier les formes d'organisation spatiale dans les logiques d'englacement.....	180
4.	Les variations glaciaires : avancées chronologiques	184
a)	Les variations post-DMG	184
b)	Les variations post-PAG	190
5.	Des boucles de rétroaction négatives lors de la déglaciation.....	194
a)	Le rôle de la morphométrie des cirques glaciaires	194
b)	Des glaciers blancs aux glaciers noirs ?	196
6.	Calibrage en vue d'une simulation dans la plateforme Vensim.....	197