

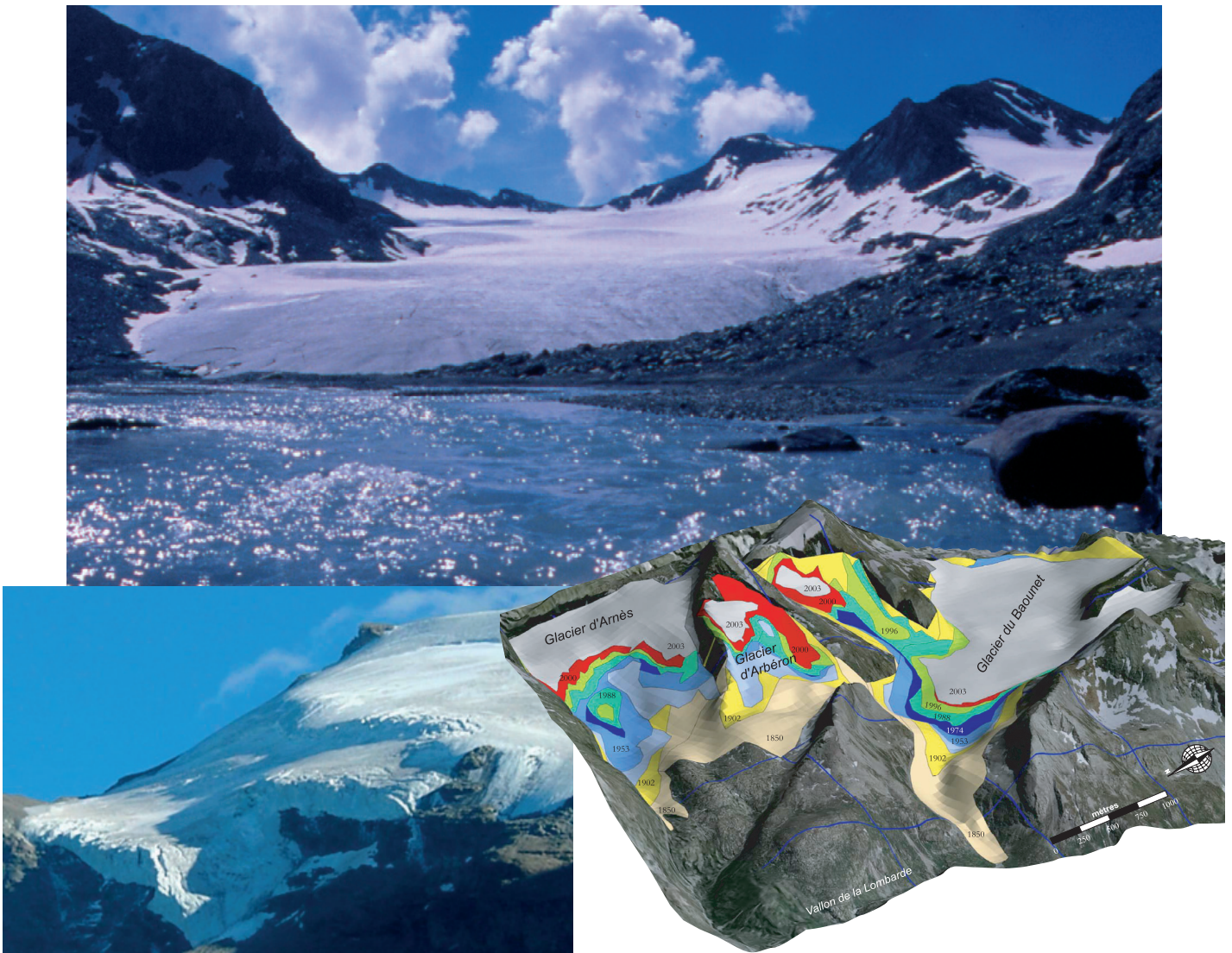


Thèse de doctorat en Géographie

Les glaciers du Haut Arc (Savoie) : caractérisation et impacts de la décrue post-Petit Age Glaciaire

Sylvain Jobard

2 décembre 2005

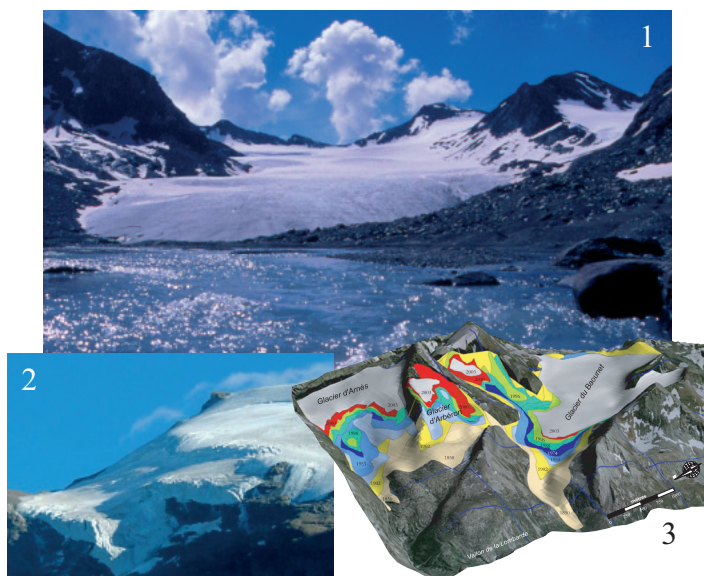


Pr. Alain Marnézy
Pr Jean-Jacques Delannoy
Pr. Marie-Françoise André
Pr. Charles Le Coeur
M. Marc Dzikowski

Directeur de thèse
Président du jury
Rapporteur
Rapporteur
Examineur

Université de Savoie, Chambéry
Université de Savoie, Chambéry
Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand
Université Paris 1 Panthéon-Sorbonne
Université de Savoie, Chambéry

Illustration de la couverture



1- Glacier du Baounet, S. Jobard 2004.

2- Barre de séracs sur le glacier de Charbonnel, S. Jobard 2003

3- Vue en 3D de l'extension des glaciers d'Arnès, Arbéron et Baounet depuis la fin du PAG. Orthophotographie (IGN, 2001) drapée sur le Modèle Numérique de Terrain (Visual Dem).
S. Jobard, 2005

RÉSUMÉ

La décrue post-Petit Age Glaciaire en Haute Maurienne est abordée dans cette étude par trois angles de vision complémentaires. Les évolutions de l'englacement du bassin versant du Haut Arc pendant la décrue glaciaire post Petit Age Glaciaire sont reconstituées sur un échantillon d'une trentaine de glaciers à l'aide de différentes sources documentaires (archives, témoins géomorphologiques, clichés aériens et scènes satellitaires). Les résultats sont exprimés sous la forme d'une série de cartes d'extension des glaciers et de diagrammes des surfaces relatives sur la période d'étude (1850-2000). Ces données aboutissent à une typologie des modes de décrue, révélant un couplage efficace entre les forçages climatiques et ces glaciers alpins. La décennie 1990-2000 est marquée par une accélération synchrone de la décrue sur l'ensemble des glaciers.

Dans un deuxième temps, les impacts de la décrue sur l'hydrosystème proglaciaire sont étudiés à travers les enregistrements pluri-décennaux des débits journaliers d'un torrent glaciaire (l'Avérole). Les analyses montrent une modification majeure du régime du torrent proglaciaire

au cours de la dernière décennie. Cette évolution est interprétée comme une intensification du forçage climatique actuel. L'analyse à un pas de temps très fin d'un glacier instrumenté de 2002 à 2005 aboutit à un outil de suivi quotidien des caractéristiques du réseau de drainage glaciaire. Il s'avère que l'efficacité du réseau de drainage augmente fortement au cours de la saison d'ablation, principalement par un accroissement de la perméabilité du glacier. L'analyse des hydrogrammes de crue nous renseigne sur l'intensité des processus d'ablation à un pas journalier reliant les phénomènes de surface à la structure du réseau de drainage glaciaire.

Les impacts de la décrue sur le milieu glaciaire montrent une modification significative de l'environnement des glaciers au cours des 150 dernières années. La genèse des aléas d'origine glaciaire se transforme avec cette évolution du milieu, avec des atténuations ou au contraire l'apparition de nouveaux phénomènes. L'intensification de la décrue au cours de la dernière décennie induit la formation d'aléas préoccupants.

Mots-Clefs : Haut Arc (Savoie), retrait glaciaire, hydrologie, monitoring météorologique et environnemental, réseau de drainage glaciaire, aléas glaciaires

ABSTRACT

The glacial recession post-Little Ice Age in the valley of Haute Maurienne is studied by three complementary points of view. In the first time, the evolutions of the glacial rate in the watershed of the Haut Arc have been reconstructed on the sample of thirty glaciers. The method carried out is based on GIS software supplied by various documentations (old maps, aerophotography, geomorphological records). The maps of glacier's extension and the diagrams of the relative area, obtained by this approach, lead to a classification of the different type of glacial recession. These results are interpreted as a high degree of interaction between the climate forcing and the glacier response. The last ten years are characterized by a synchronous increase in the glacial recession on all glaciers in the watershed.

The second part of this study concerns the consequences of the glacial recession on the high mountain environment. The analyses on glacial discharge the Avérole river case-study show a significant evolution of the proglacial hydrology of the river on the last ten years.

The mechanisms of the glacial recession processes are investigated through a high frequency systemic analysis of atmospheric parameters and pro-glacial discharge. In this aim, the Baounet glacier has been instrumented since 2002 with a monitoring station to record the environmental parameter. The measurements are modelled to characterize the development and the evolution of glacial drainage networks. The results show an increase in drainage system efficiency during the ablation season. It's interpreted as the recording of the climate forcing on the glacial drainage structure. In the last time, the analyses of the daily hydrographs with this method lead to the quantification of the daily intensity of the melting processes on the glacier. This new tool can be used to link the glacial surface processes to the internal structure the drainage patterns.

The impacts of the glacier's surface evolution on the mountain environment are studied by the glacial hazards approach. We show that the last ten years are characterized by the increase of the glacial hazards in the Haut Arc watershed. The case studies of supra-glacial lakes are developed to explain the mechanisms.

Keywords : Haut Arc (Savoie), glacial retreat, hydrology, environmental monitoring, glacial drainage network, glacial hazards.

REMERCIEMENTS

Au terme de trois années de recherche, mes premiers remerciements vont à mes proches, en particulier mes parents, qui m'ont soutenu et supporté aussi bien moralement que sur les nombreuses missions de terrain. Les mesures en montagne n'ont été possibles qu'avec l'appui précieux des amis : Aurélie, Manu, Camille, Vincent, Anne, Michel, Frédérique et Philippe. Qu'ils trouvent avec ces quelques lignes une bien modeste expression de ma gratitude.

Ce projet de recherche n'aurait jamais vu le jour sans la confiance que m'accordée Alain Marnézy. Je l'en remercie sincèrement, ainsi que pour la rapidité de ses corrections et son indulgence face à mes incursions vers d'autres disciplines. Le cadrage scientifique de ces travaux a bénéficié de précieux avis provenant de divers horizons. A ce titre, mes pensées vont à M. Chardon, C. Vincent, L. Reynaud, B. Francou, M. Jacquemmoz, L. Mercalli et D. Cat Berro. F. Valla, D. Fabre, G. Bocquet et G. Kappenberger occupent une place particulière en raison de leurs avis particulièrement enrichissants, prodigués au cours du voyage initiatique de l'International Glaciological Society-SAO au milieu des immenses glaciers d'Alaska et du Yukon.

La valorisation de mes travaux a trouvé un écho particulier à travers la collaboration fructueuse avec M. Dzikowski et sa science des modèles hydrogéologiques. Je l'en remercie particulièrement pour les éclairages et la motivation qu'il m'a donné à cette occasion et qui ont contribué largement à l'achèvement de ce travail.

Les trois années de vie quotidienne dans le laboratoire ont été marquées par une ambiance conviviale de la part de l'ensemble du personnel. Ce contexte a été favorable à la concrétisation de ce projet de recherche, en particulier par l'appui réconfortant des doctorants. Je remercie particulièrement l'équipe des thésards d'Edytem : François, Morgane, Anne, Mélanie, Anne-Sophie, Christophe, Laurence, Odile, Stéphanie, Emilie, Lionel et Xavier.

J'adresse également un grand merci à André Paillet, pour m'avoir initié aux subtilités d'un logiciel de mise en page, et à Vincent Blanc, pour l'efficacité de son assistance informatique.

Enfin, une petite pensée va à Laurent, parti trop tôt pour voir la concrétisation d'un lointain rêve d'étudiant.

SOMMAIRE

INTRODUCTION GÉNÉRALE	5
PREMIÈRE PARTIE : L'ÉVOLUTION DES GLACIERS DE HAUTE MAURIENNE AU COURS DE LA DÉCRUE POST-PETIT ÂGE GLACIAIRE	13
1- L'enregistrement climatique du P.A.G. par les glaciers alpins.	13
2- La méthode de cartographie géomorphologique pour reconstituer	24
3- La méthode de reconstitution cartographique des glaciers	46
4- Résultats et interprétations : une typologie de la décrue glaciaire post-PAG.	56
DEUXIÈME PARTIE : L'HYDROLOGIE DES TORRENTS PRO-GLACIAIRES, UN MARQUEUR DU RETRAIT DES GLACIERS	75
1- Les variations pluri-décennales de l'hydrologie du torrent proglaciaire de l'Avérole.	76
2- L'évolution saisonnière du réseau hydrologique glaciaire	93
TROISIÈME PARTIE : LES IMPACTS DE LA DÉCRUE GLACIAIRE SUR LE MILIEU DE HAUTE MONTAGNE AU COURS DU XXE SIÈCLE.	139
1- Impacts de la décrue sur le milieu glaciaire	139
2- Les aléas d'origine glaciaire en Haute Maurienne	151
CONCLUSION GÉNÉRALE.....	187
Références bibliographiques	190
Annexes.....	201

INTRODUCTION GÉNÉRALE

1 – Le retrait glaciaire contemporain.

Depuis la fin du Petit Age Glaciaire (PAG), au milieu du XIXe siècle, les glaciers alpins subissent un recul généralisé (R.C. Bachmann, 1983; A. Zryd, 2001). Cette décrue des glaciers est parfois très intense et peut conduire à la disparition des plus petits glaciers de certains massifs (B. Francou, 2000). Le Petit Age Glaciaire est une période marquée par des températures plus basses et un rayonnement solaire moins intense, conduisant à un climat plus favorable aux glaciers (C. Vincent, 2002; E. Le Roy Ladurie, 2004). Cette péjoration climatique s'est étendue du XVIe siècle au milieu du XIXe siècle (J.M. Grove, 1990). Cette définition temporelle reste sujette à débats scientifiques et conduit différentes disciplines à croiser leurs résultats, depuis les glaciologues jusqu'aux historiens, en passant par les géographes et les géologues (A. Henderson-Sellers et P. Robinson, 1986; S. Joussaume, 1999 ; R.S. Bradley, 2000).

La crue glaciaire du PAG a été détectée sur la plupart des glaciers à travers le monde, et cela sous toutes les latitudes (A. Post et Ed. Lachapelle, 2003). Bien sûr, il existe des spécificités locales, notamment sur la date du maximum de la crue (A. Rabatel, 2005), mais le phénomène s'avère d'ampleur planétaire. Il traduit un changement climatique majeur à travers des fluctuations glaciaires. Depuis la fin du Petit Age Glaciaire, il se produit sur la plupart des glaciers un recul généralisé qui s'inscrit dans le paysage par des délaissées glaciaires et des cordons morainiques peu ou pas végétalisés. Cette période de décrue se poursuit au cours du XXe siècle, avec des adaptations locales se traduisant par des pulsations ponctuant le recul global des glaciers (L. Reynaud et al., 2002).

Le retrait glaciaire influence le milieu de montagne sous différents aspects. Les glaciers ont de moins en moins d'emprises sur les paysages et modifient la perception de cet espace par les sociétés montagnardes. Cette modification du patrimoine naturel joue un rôle dans l'image de marque des sites touristiques et peut influencer les pratiques de mise en valeur de ces espaces. Dans le même temps, la modification des surfaces englacées induit, à terme, des impacts sur la ressource en eau et sur sa disponibilité saisonnière. Il s'agit à la fois de l'approvisionnement en eau potable, mais aussi des ressources hydrauliques pour la production énergétique et pour l'industrie de la fabrication de neige de culture. Enfin, le retrait glaciaire induit des évolutions des risques d'origine glaciaire, ce qui tend à modifier les interactions entre les activités anthropiques et les glaciers. En effet, la diminution des surfaces englacées peut, dans le même temps, minimiser certains aléas et en générer de nouveaux.

Les études sur la thématique du retrait glaciaire au cours du XXe siècle prennent généralement deux formes complémentaires. L'une d'elle concerne l'enregistrement climatique par les glaciers et le phénomène de changement global (M. Vallon et al., 1995 ; J. Oerlemans, 2001; D. Six, 2001). Cette approche est liée à une vision physique des glaciers et se concentre spécifiquement sur un nombre restreint de sites à travers le monde (M. Dyurgerov, 2002). Seuls quelques glaciers, jugés significatifs, sont instrumentés et suivis sur plusieurs décennies afin de constituer des séries de mesures les plus longues possibles. L'autre approche, complémentaire dans l'espace et le temps, se concentre sur les liens entre les glaciers et leur environnement.

C'est le domaine des géographes et des géomorphologues (J. Menzies, 1995 ; D.E. Sudgen et B.S. John., 1976; M-F. André, 1993; C.K. Ballantyne, 2002). L'échelle d'étude prend alors la forme d'un massif sur laquelle les évolutions des glaciers sont comparées entre elles, repositionnées dans un contexte géomorphologique plurimillénaire. Ces deux visions se complètent, notamment lorsqu'elles sont centrées sur des espaces communs. Historiquement, le massif du Mont Blanc a fait l'objet de nombreux travaux qui ont laissé divers témoignages de l'évolution des glaciers. Ce secteur est aussi l'un des berceaux de la glaciologie moderne, avec des études détaillées sur quelques glaciers comme par exemple la Mer de Glace. D'autres massifs des Alpes Occidentales Françaises ont intéressé les scientifiques, comme l'Oisans ou la Vanoise (R. Vivian, 1975).

2- Les objectifs de l'étude

L'universalité de la décrue du Petit Age Glaciaire peut être appréhendée avec de nouveaux outils informatiques d'observation de la Terre depuis l'espace (navigation interactive sur des serveurs Internet). Les traces géomorphologiques de la diminution des surfaces englacées sont visibles sur la plupart des glaciers de la planète. Cependant, les études pour quantifier et caractériser l'intensité de la décrue sur un ensemble de glaciers sont rares. Existe-t-il des similitudes dans les modalités de la décrue post PAG à l'échelle d'un massif ou d'un bassin versant ? L'approche morphologique à cette méso-échelle a pour but d'établir une classification des types de décrue. Ce point de départ dresse un aperçu du contexte général de la décrue glaciaire et sert de référence afin de relativiser les évolutions actuelles des glaciers. En effet, il est difficile d'estimer l'intensité de l'accélération du retrait glaciaire de ces dernières années à l'occasion d'années particulières comme 2003. Cette situation est-elle inédite au cours des 150 dernières années ?

Dans le même temps, les mécanismes de la décrue et les phénomènes physiques à haute résolution se concentrent généralement sur les bilans de masse des glaciers. Or, l'ablation estivale joue un rôle majeur dans la variabilité interannuelle du bilan de masse (P. Wagnon et al, 1999). Quels sont les outils pour évaluer les effets des variations d'intensité des processus d'ablation au cours d'une saison estivale ? Cette échelle de temps constitue l'élément de base des variations glaciaires pluri annuelles. En effet, les processus des pulsations glaciaires sont issus de l'intégration sur plusieurs années de phénomènes infra annuels. Quelles sont les informations environnementales disponibles à une haute résolution temporelle ?

Les objectifs qui viennent d'être énoncés sommairement aboutissent à définir la problématique de cette étude centrée sur la caractérisation de la décrue des glaciers depuis la fin du PAG à des échelles de temps et d'espace variables. La décrue des glaciers au cours de la dernière décennie est-elle significativement différente du retrait généralisé depuis le milieu du XIXe siècle ? Quels sont les mécanismes à l'origine de cette accentuation de la décrue post-PAG ? Quelles en sont les conséquences sur le milieu glaciaire et sur l'hydrosphère à l'aval des glaciers ?

3- Approche méthodologique et choix conceptuels.

La problématique retenue pour cette étude comporte une dualité temporelle et spatiale intrinsèque. Les échelles de réflexions différentes n'apportent pas le même degré de détail et donc le même type d'information. Pour relier ces deux approches, nous les intégrons dans un cadre de réflexion basé sur une vision systémique du milieu glaciaire (R.J. Chorley et B.A. Kennedy, 1971; K. Richards, 1987; J.E. Hicking, 1995). Selon cet axe conceptuel, nous définissons le glacier comme le produit des interactions entre l'atmosphère et le contexte topographique (*Fig. 1.1*).

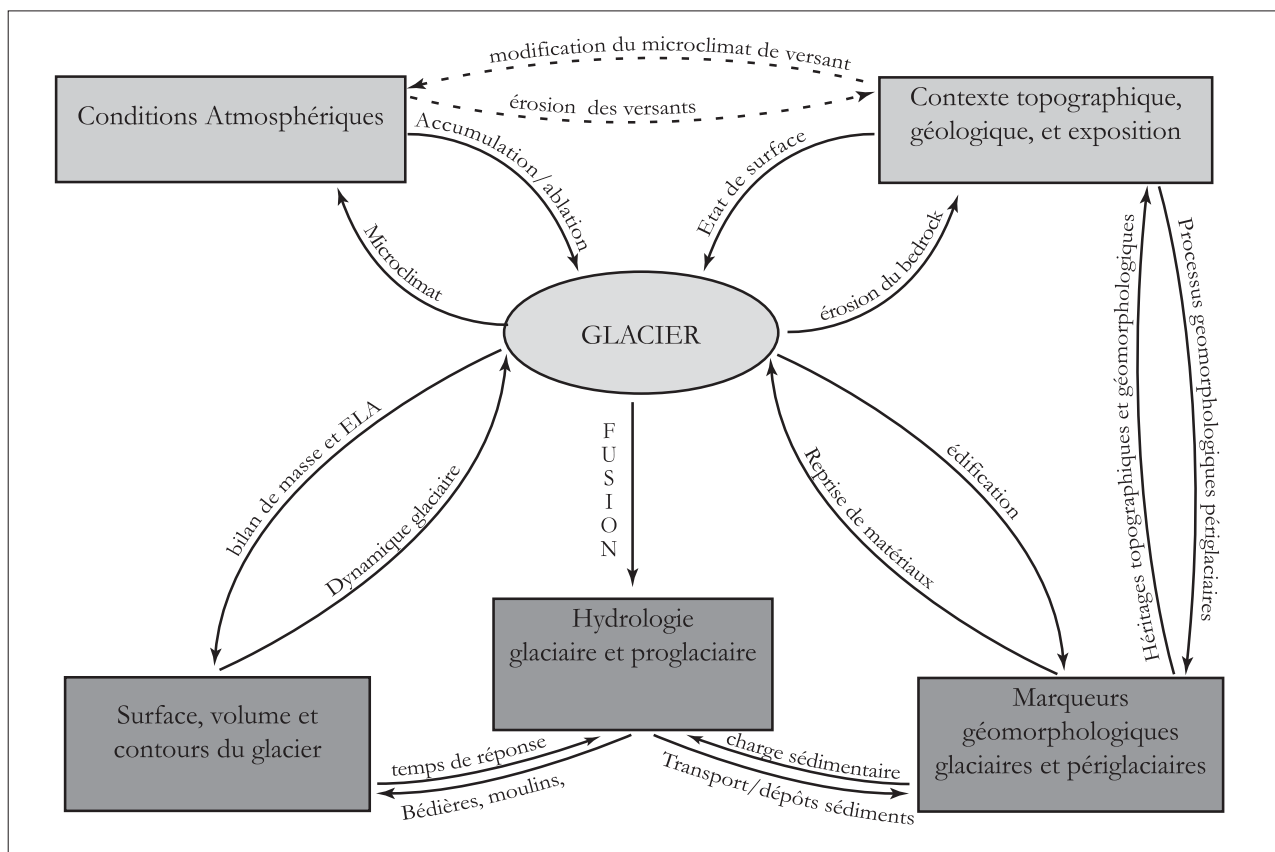


Fig. I.1 : Représentation schématique du système glaciaire.
L'aspect du glacier est un expression morphologique des interactions atmosphère-topographie.

La forme, la dynamique ou encore l'extension des glaciers ne sont qu'une matérialisation physique des relations entre ces deux compartiments complémentaires. Dans cette optique, un même climat agissant sur un panel de situations topographiques aboutit à la genèse d'un groupe de glaciers tous différents. Cette configuration se retrouve à l'échelle d'un massif sur lequel règne un climat donné et qui produit différents glaciers selon la diversité des contextes topographiques. Par ailleurs, il se définit un domaine d'existence des glaciers, principalement lié à la conjonction de paramètres météorologiques favorables. Ces derniers sont eux même liés au climat local et au contexte topographique. Le domaine d'existence des glaciers évolue au cours du temps à la faveur des modifications du climat, se traduisant alors par des fluctuations glaciaires.

A partir de ce constat, nous supposons que les variations de l'extension des glaciers au cours de la décrue post PAG traduisent les modifications des conditions climatiques sur cette même échelle de temps.

Un premier volet de cette étude se concentre donc sur les reconstitutions de ces extensions au cours des 150 dernières années. La méthodologie retenue s'appuie tout d'abord sur la cartographie géomorphologique des marges proglaciaires afin de reconstituer l'état des glaciers à la fin du Petit Age Glaciaire. Puis les documents d'archive, les photos aériennes et les scènes satellites sont intégrées dans un Système d'Information Géographique afin d'établir des cartes de l'extension des glaciers au cours du XXe siècle. Ces documents constituent la base d'une classification des types de décrues glaciaires et de leurs significations environnementales.

D'autre part, nous considérons que le glacier joue un rôle d'intégrateur et de structuration des paramètres atmosphériques à des échelles de temps différentes. Ainsi l'hydrologie des torrents traduit cette caractéristique des glaciers à travers un régime particulier d'évolution des débits au cours de l'année.

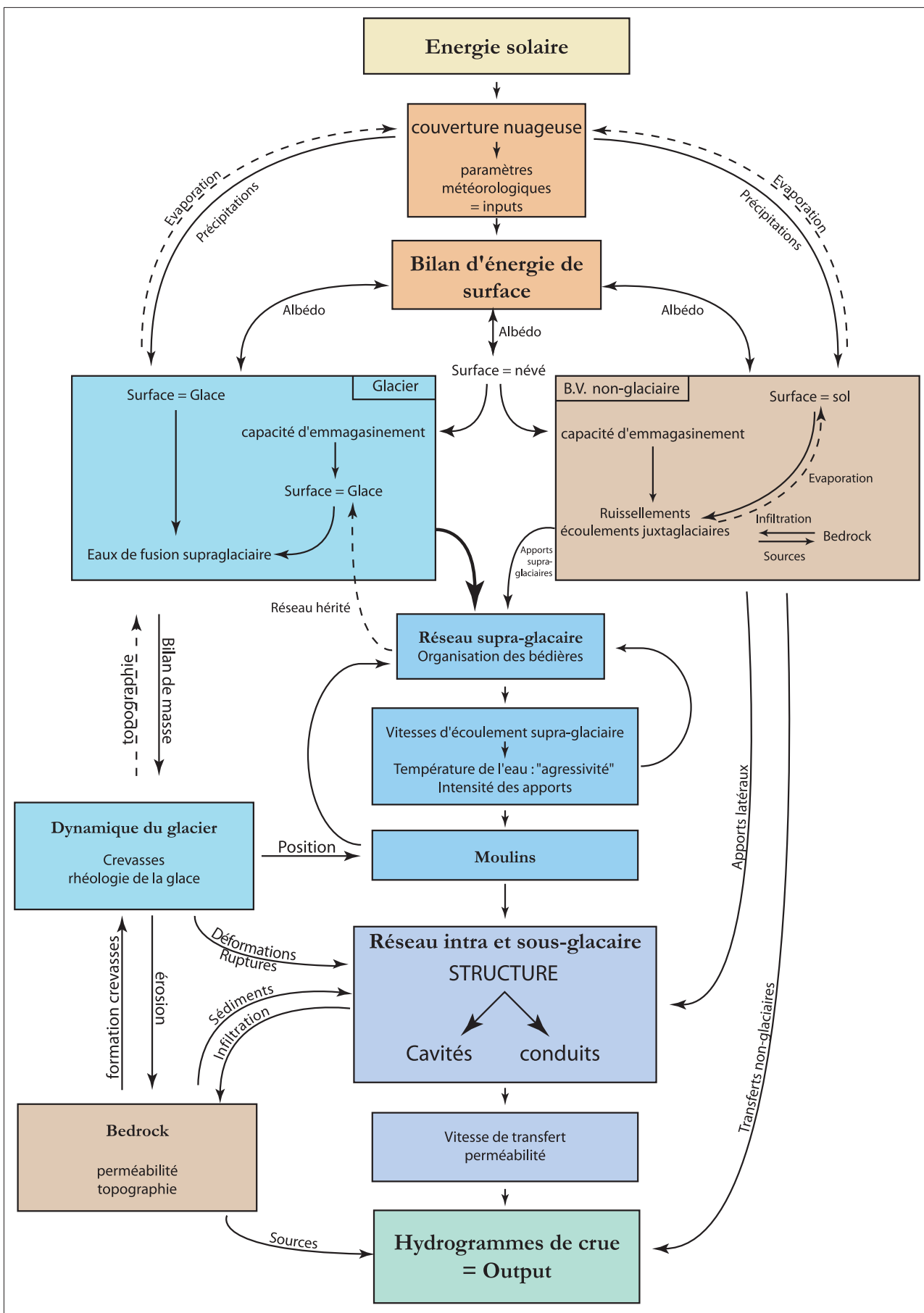


Fig. I.2 : Représentation détaillée de la complexité des interactions dans le système glaciaire

La modification des surfaces de glace se répercute en théorie sur l'hydrologie de ces torrents. Nous utilisons donc les mesures de débit pluri décennales comme un signal porteur de l'intensité de la décrue glaciaire post-PAG et comme un indicateur des conséquences hydrologiques de la diminution des surfaces englacées. A une résolution temporelle plus élevée, les pulsations journalières des débits des torrents proglaciaires sont assimilées à une intégration et une structuration des paramètres atmosphériques (Fig. I.2). Le glacier remplit alors une fonction de boîte noire transformant les signaux d'entrée (atmosphère) en un signal de sortie (le débit proglaciaire). Ce dernier est porteur d'information sur la structure du système et sur les processus d'ablation journaliers (A.M. Gurnell et M.J. Clark, 1987; W.S.B. Paterson, 1994; J. Menzies, 1995). La modélisation de mesure in situ a pour objectif d'étudier les évolutions infra annuelles de la structure du système (A. Davis et al., 1994 ; L. Eisenlohr et al., 1997 ; A. Kovacs et al., 2005, A. Swift et al., sous presse).

A l'aide du canevas conceptuel systémique, nous établissons un domaine d'extension spatial et temporel du sujet de cette étude (Fig. I.3). La borne temporelle inférieure est délimitée par la fin du Petit Age Glaciaire, c'est à dire le milieu du XIXe siècle. L'extension spatiale prend la forme d'un espace comprenant un nombre significatif de glaciers avec des morphologies différenciées. Un sous espace est ensuite établi par le suivi en continu d'un de ces glaciers sur quelques années.

4- Le choix du terrain d'étude.

Les méthodes retenues pour répondre à la problématique de cette thèse aboutissent à la définition d'un cahier des charges précis pour le choix du site d'étude. Ce dernier doit répondre aux contraintes de la dualité scalaire de ces travaux. Le terrain d'application du sujet de recherche est basé sur un massif ou un bassin versant dans lequel un glacier doit être propice à une instrumentation hydrologique et météorologique.

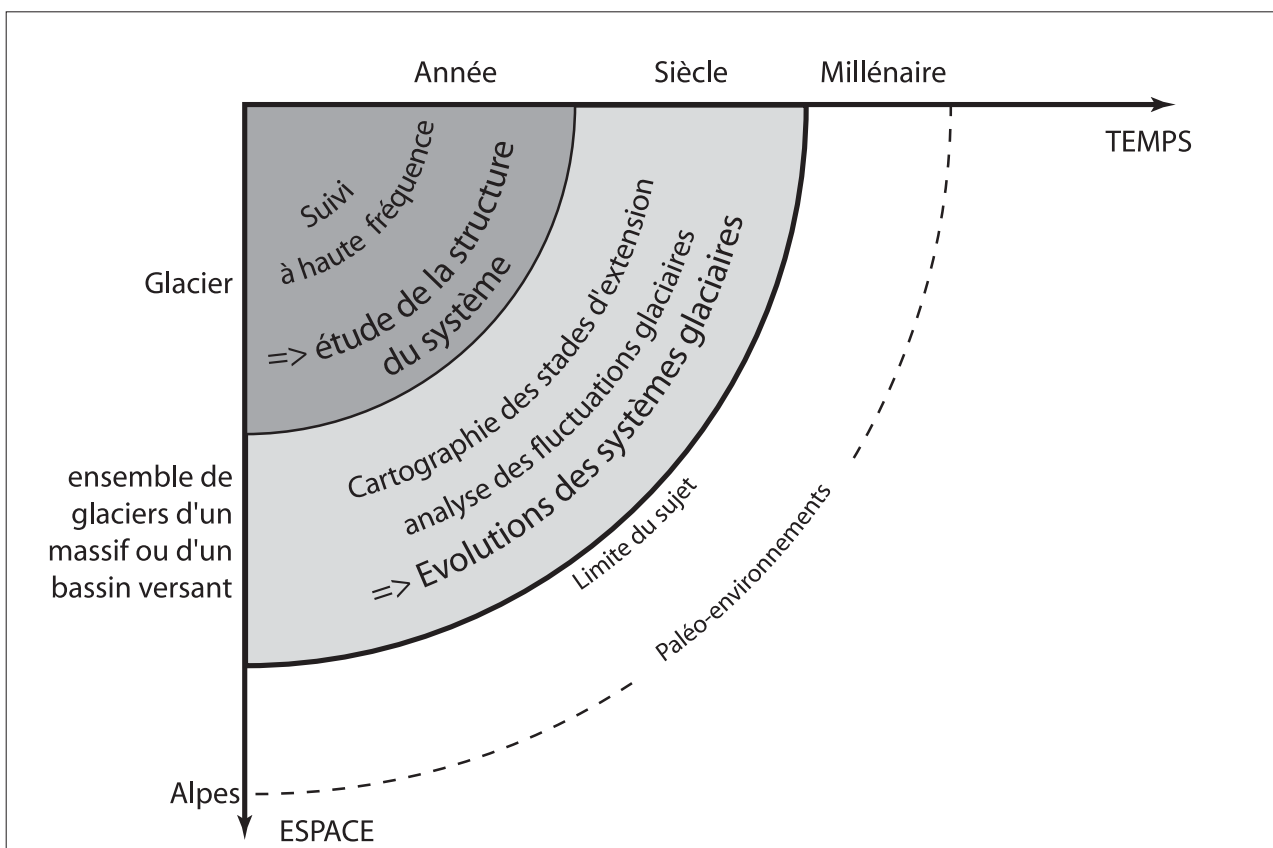


Fig. I.3 : Délimitation scalaire du sujet de recherche

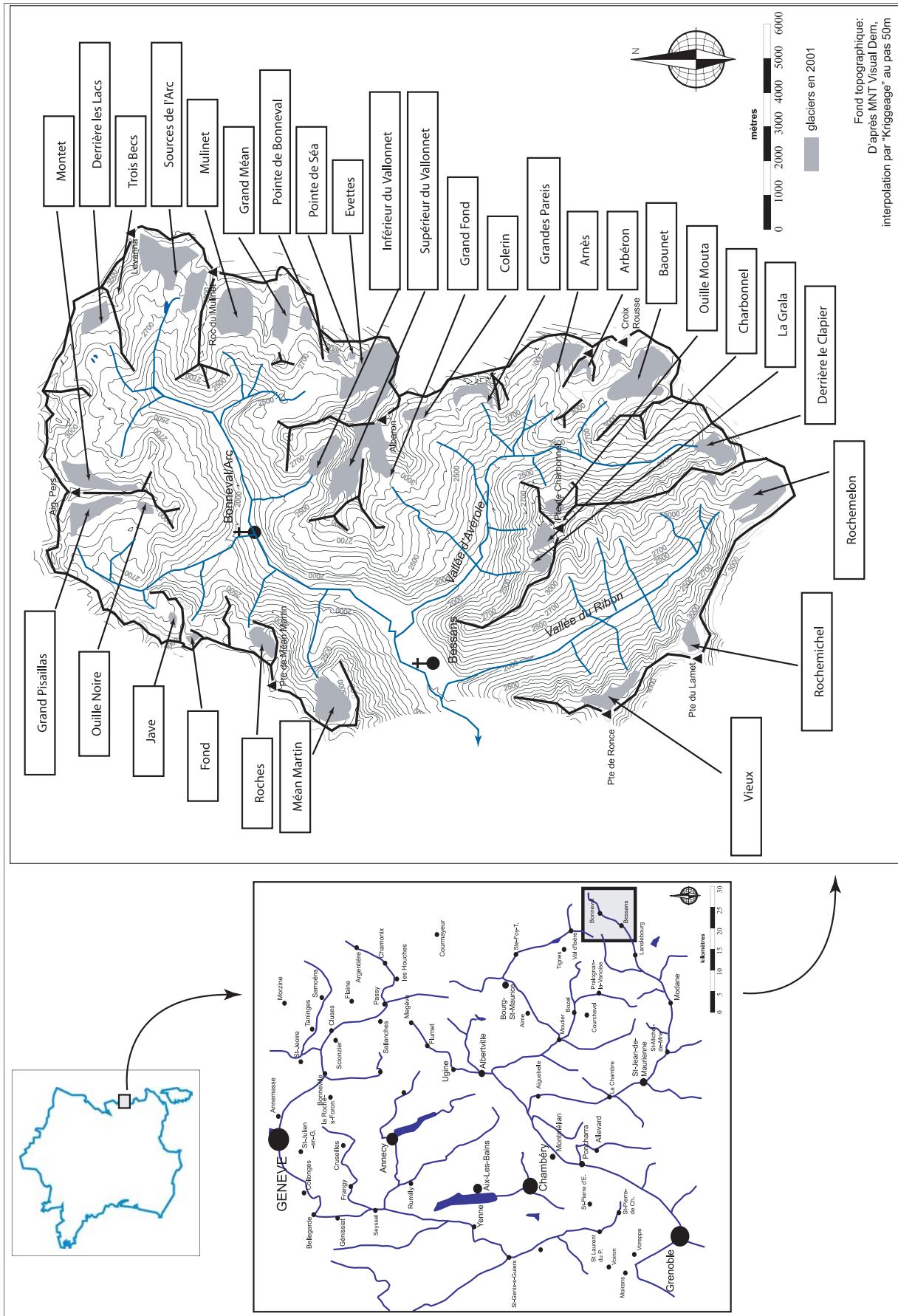


Fig. I.4 : Les glaciers du bassin versant du Haut Arc.

Le choix du glacier à suivre par monitoring constitue une critère restrictif de par les difficultés liées aux mesures de débit.

Dans cette phase de prospection, le massif du Mont Blanc est rapidement écarté en raison des difficultés d'instrumentation sur des appareils glaciaires de grandes dimensions et dont la diversité est assez faible. En effet, il n'existe que très peu de petits glaciers dans ce massif. La taille des appareils glaciaires reste très élevées. D'autres secteurs répondent mieux à ces critères de dimension et de diversité, notamment la Vanoise et l'Oisans. Au final, le bassin versant du Haut Arc est retenu car il répond pleinement à ces critères de forme.

Le terrain d'étude est délimité par le bassin-versant hydrologique de l'Arc, à la confluence avec le torrent du Ribon, à l'aval de Bessans. La superficie est d'environ 200 km², avec un taux d'englacement inférieur à 10 % (H. Mansoux, 1998; A. Marnézy, 1999). Ce secteur compte une trentaine de petits appareils glaciaires avec des expositions et des pentes très variées (*Fig. 1.4*). Ils sont assimilés à un ensemble d'enregistreurs des changements climatiques, avec des complémentarités et des redondances.

La ligne de crête orientale, de la Levanna Centrale à Rochemelon, correspond également à la frontière franco-italienne. Elle comporte la majeure partie des surfaces glaciaires, en raison d'altitudes globalement plus élevées que dans le reste du bassin. La présence d'intenses flux climatiques, venant de l'est, joue également un rôle dans cette distribution spatiale (J. Ronchail, 1978; H. Voiron, 1983). La limite nord et ouest forme la ligne de crête entre la vallée de la Maurienne et celle de la Tarentaise. C'est également la ligne de partage des eaux «naturelles» entre l'Isère et l'Arc. «Naturelle» dans le sens où les aménagements hydroélectriques bouleversent complètement cette logique de bassin-versant, au gré des captages et des liaisons entre vallées (A. Marnézy, 1999). Par exemple, l'eau captée à la prise d'eau de l'Écot peut être turbinée par les centrales aménagées dans le bassin de la Haute Isère.

Le nord du bassin versant du Haut Arc est presque entièrement déglacé aujourd'hui. Ce secteur, avec le col de l'Iseran, est marqué par l'association typique des glaciers du Grand Pisailas et du Montet, «jumeaux glaciaires». Leur orientation respective ouest et est leur procure une morphologie assez symétrique. La limite sud-est du terrain d'étude est formée par la ligne de crête parcourant les sommets des pointes de Ronce et du Lamet, jusqu'à Rochemelon.

Parmi les glaciers présents dans l'espace du Haut Arc, le Baounet répond à des critères morphologiques favorables à un suivi en continu. L'instrumentation est basée sur des enregistrements à une haute résolution temporelle à l'aide d'une station de mesure automatique. Ce glacier est donc retenu pour l'étude de la structure interne d'un système glaciaire.

5- Organisation de l'étude.

Les reconstitutions des glaciers du Haut Arc depuis la fin du Petit Age Glaciaire sont l'objet de la première partie de cette étude. Les méthodes employées sont tout d'abord détaillées depuis la cartographie géomorphologique jusqu'à la mise en place d'un Système d'Information Géographique. Puis les résultats sont exposés et interprétés à l'aide d'une série de cartes d'extension des glaciers et d'un jeu de diagrammes des surfaces relatives. Une classification est alors établie sur ces observations afin de caractériser et de relativiser les évolutions récentes des glaciers.

Le deuxième volet se concentre sur le signal hydrologique proglaciaire à deux grandes échelles de temps. Les évolutions pluridécennales traduisent le transfert du forçage climatique vers les torrents proglaciaires, via les glaciers. C'est le prolongement direct des études sur les variations de surface développée dans la première partie. Puis les fluctuations de débit à haute résolution sont modélisées à partir des mesures en continu sur le glacier du Baounet. Cet aspect de l'étude concerne les mécanismes de structuration du système glaciaire, notamment le réseau de drainage hydrologique glaciaire.

Le retrait glaciaire s'accompagne d'impacts sur le milieu de haute montagne. Dans le troisième volet de cette étude, nous abordons les conséquences de la décrue post PAG sur le milieu glaciaire, notamment l'évolution de la dynamique des glaciers au cours du temps. D'autre part, ces transformations des glaciers induisent une évo-

lution des aléas d'origine glaciaire. Ces derniers sont inventoriés dans le bassin versant du Haut Arc. La dernière décennie est marquée par l'apparition et le développement de nouveaux types d'aléas, notamment les lacs supraglaciaires. Nous évoquerons à l'aide de deux cas particuliers la genèse du phénomène d'aléas et ses implications.



Les premières offensives de l'hiver sur la montagne englacée

Vue de la confluence entre le glacier de l'Autaret et le flux principal du Baounet. Ce site recoupe toutes les échelles de réflexion de cette thèse, depuis l'évolution des surfaces de glace au cours du XX^e siècle, jusqu'à la genèse des aléas glaciaires, en passant par le suivi hydrologique et météorologique en continu. Photo : S. Jobard, septembre 2005.

PREMIÈRE PARTIE

L'ÉVOLUTION DES GLACIERS DE HAUTE MAURIENNE AU COURS DE LA DÉCRUE POST-PETIT ÂGE GLACIAIRE

PREMIÈRE PARTIE : L'ÉVOLUTION DES GLACIERS DE HAUTE MAURIENNE AU COURS DE LA DÉCRUE POST-PETIT ÂGE GLACIAIRE

Les fluctuations glaciaires intriguent les glaciologues depuis les premiers balbutiements de cette discipline (R.C. Bachmann, 1983). Elles sont le plus souvent associées aux variations climatiques (Reynaud et al., 2002) mais elles sont plus rarement abordées sous un angle géographique. Pourtant, les fluctuations des glaciers façonnent le paysage et nous laissent des témoignages d'états bien différents de la situation actuelle (D. Sudgen et B. John, 1976 ; J. Menzie, 1995 ; Ballantyne C.K., 2002).

En référence aux concepts systémiques évoqués en introduction, la forme (surface, longueur, épaisseur) d'un glacier traduit directement l'état des interactions entre les conditions atmosphériques et le contexte topographique à une date donnée. Il intègre également les temps de réponse du système glaciaire. Les variations de surface du glacier sont donc un paramètre majeur pour traduire l'évolution du système, et indirectement

les modifications des interactions entre le contexte topographique et le climat. A l'échelle du bassin versant du Haut Arc, existe-t-il des modulations dans la décrue généralisée depuis la fin du Petit Age Glaciaire ? Le recul des glaciers au cours des années 2000 est-il totalement inédit au cours des 150ans de la décrue post-PAG ? Comment qualifier les types de retrait glaciaire ? Pour répondre à ces interrogations, nous nous concentrons dans un premier temps sur le phénomène du PAG, notamment à travers son extension spatiale et temporelle, mais également les liens existant avec le climat. Dans un deuxième temps, les témoins géomorphologiques du PAG en Haute Maurienne sont exploités pour reconstituer l'état des glaciers lors du dernier maximum du PAG, daté à partir d'un croisement avec les documents d'archives. Ensuite, la méthode de reconstitution de l'état des glaciers au cours du XXe siècle est détaillée. Nous terminons par une présentation des résultats, leurs interprétations et leurs significations.

1- L'ENREGISTREMENT CLIMATIQUE DU P.A.G. PAR LES GLACIERS ALPINS.

Depuis les premières mesures glaciologiques au début du XXe siècle (R.C. Bachmann, 1983), les fluctuations des glaciers sont associées à des variations climatiques. Le Petit Age Glaciaire représente une étape fondamentale dans l'étude des fluctuations glaciaires car c'est le dernier épisode significatif de crue glaciaire. La fin

du PAG marque aussi l'amorce de la décrue contemporaine des glaciers, toujours active de nos jours. Ce chapitre débute par la question de la définition spatio-temporelle du Petit Age Glaciaire. Ensuite, les caractéristiques d'enregistrement climatique des glaciers sont évoquées succinctement. Enfin, la traduction géomorphologique locale du PAG en Haute Maurienne est détaillée.

1.1- Le Petit Âge Glaciaire, un phénomène planétaire.

1.1.1- Définition du PAG : extension spatio temporelle

Le terme Petit Âge Glaciaire désigne une série d'avancées des glaciers à partir du XVIe siècle jusqu'au milieu du XIXe siècle.

Il correspond à une période climatique plus favorable à la croissance des glaciers notamment par des températures de l'air plus froides et des précipitations plus importantes qu'actuellement (J-M. Grove, 1990). Ces modifications du climat sont également appelées «péjoration climatique» .

Les dates exactes du début de cette période constituent toujours une source de débat, mais les travaux sur les archives historiques accréditent un début au cours du XVIIe siècle (E. Le Roy Ladurie, 2004). L'ampleur de ce phénomène climatique est planétaire comme le montrent les traces de cette crue visibles partout sur la planète, depuis l'Alaska (E.R. Lachapelle et A. Post, 2003) jusque dans les Alpes (A. Zrid, 2001), en passant par les Andes (C. Vincent et al., 2005) ou le Svalbard (scènes Landsat, site nasa.org, 2000). Les outils de visualisation en ligne sur Internet (Google Earth par exemple) des images satellites offrent la possibilité de vérifier ce constat sur la grande majorité des glaciers dans le monde. Toutefois, quelques singularités existent dans le détail, comme par exemple des dates différentes pour l'extension maximale de la crue entre les Alpes et les Andes.

En Europe, la dernière pulsation du PAG, datée du milieu du XIXe siècle correspond au stade d'extension maximum. La crue glaciaire associée à ce stade a donc généralement effacé les marqueurs géomorphologiques des stades précédents. Seuls les documents d'archives nous apportent des éléments sur des états du glacier plus anciens que la dernière pulsation. Depuis la fin du PAG, les glaciers suivent une décrue quasi continue qui se matérialise sur le terrain par de petits arcs morainiques lors des réavancées ou des stagnations.

Au contraire, dans les Andes, le stade d'extension maximal se situe au milieu du XVIIe siècle (A. Rabatel, 2005). Les états des glaciers suivant ce maximum sont caractérisés par des extensions toujours plus petites, comme les vagues à marée descendante marquant le sable sur un estran. Il est ainsi possible de visualiser une dizaine de cordons morainiques marquant cette période plus favorable aux glaciers. Le glacier du Charquini (Bolivie) illustre cette situation. Une telle configuration, associée à des conditions climatiques peu agressives, conserve les petites moraines et permet d'enregistrer de fluctuations internes à la crue du PAG.

1.1.2- Le PAG en Haute Maurienne

Les glaciers de Haute Maurienne ont enregistré comme tous les glaciers de l'Arc alpin la péjoration climatique du Petit Âge Glaciaire. Cette période favorable à l'accumulation a conduit à l'avancée du front des glaciers. Les glaciers occupent alors un espace qui a été déglacé pendant plusieurs millénaires, souvent couvert par des sols bien développés. La transition est alors très nette entre les sols couvrant les moraines récentes édifiées lors de la crue du PAG et les formations pédologiques plus anciennes.

Le maximum du PAG peut cependant être daté par des documents cartographiques établis au milieu du XIXe siècle. La carte d'Etat Major, *type 1889*, Feuille de Bonneval, nous offre une description détaillée de la situation glaciologique à la date des levés (1864). Nous reviendrons plus loin sur ce document et ses origines. Les glaciers sont bien représentés sur cette carte et la position de leur front correspond dans la majorité des cas à l'emplacement des moraines frontales les plus externes du PAG, reconnaissables sur le terrain. En croisant ce document d'archive avec les cartes géomorphologiques, ces moraines sont datées des années 1850-1860, c'est-à-dire le maximum du Petit Âge Glaciaire (*Fig. 1.1*). Nous évoquerons dans le deuxième chapitre de cette première partie les techniques de comparaison et les méthodes de réalisation des cartes géomorphologiques.

1.1.3- Les liens entre le PAG et les changements climatiques.

Le phénomène de crue glaciaire au cours du PAG et le retrait qui s'en suit sont clairement attribués à des modifications des conditions climatiques (G. Kukla et J. Gavin, 2003 ; R.J. Motyka, 2003). La période du PAG est expliquée sans ambiguïté par des modifications « naturelles » du climat (B.E. Berglund, 2003). La période post-PAG s'explique par une augmentation moyenne de la température de l'air de 0,5°C.

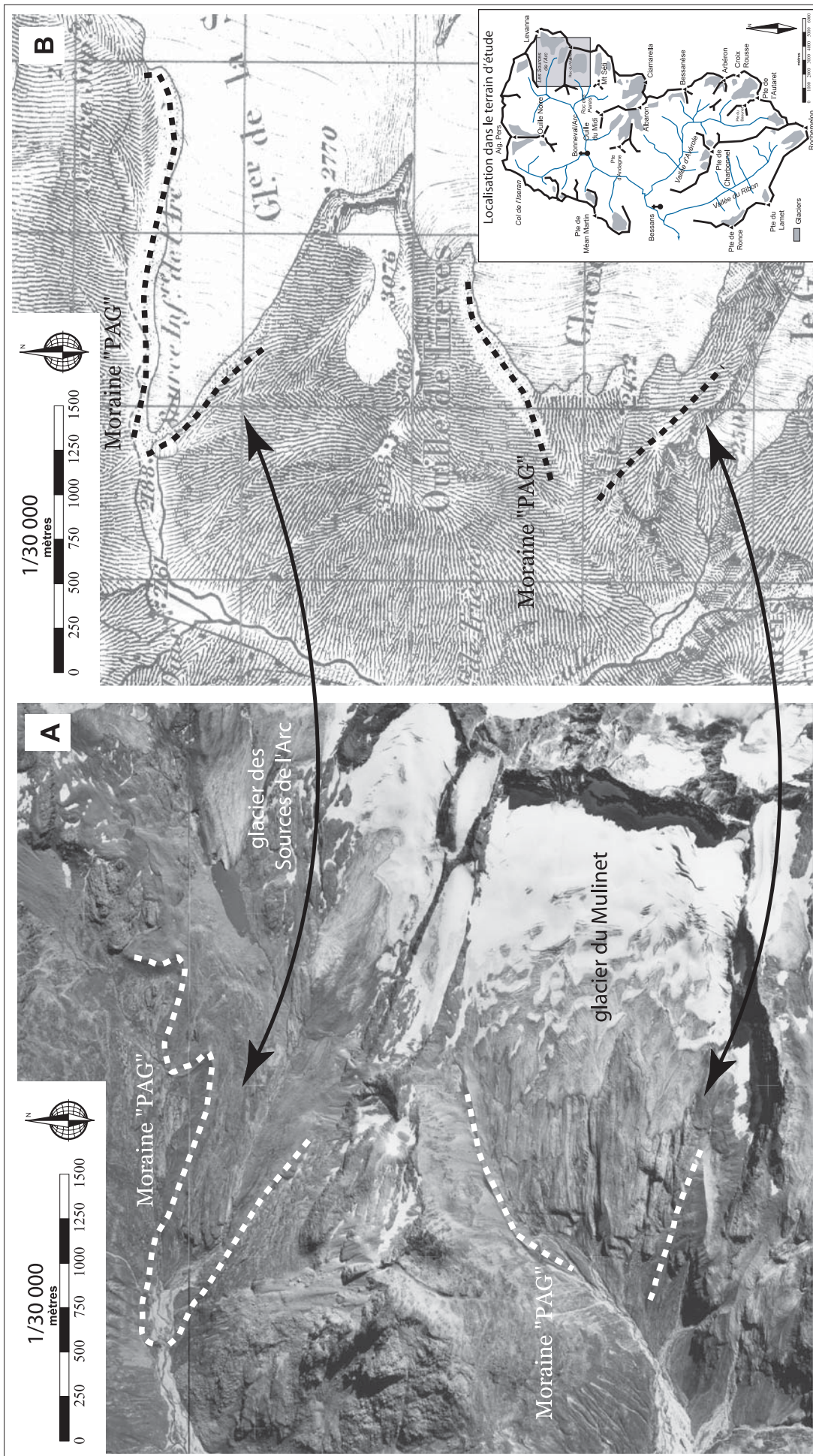


Fig. 1.1 : Comparaison de la position des moraines PAG sur le glacier des Sources de l'Arc et du Mulinet avec un document d'archive

A : Orthophotographie des glaciers des Sources de l'Arc et du Mulinet en 1996 (d'après cliché IGN FD73 1996-1481).
 B : Carte d'Etat Major "type 1889" levée en 1864. Feuille N°179, « Bonneval SO et NE », Service Géographique de l'Armée

En revanche, les rejets de gaz à effet de serre sont en forte augmentation avec la croissance des moyens de production induits depuis la révolution industrielle. Les taux mesurés dans l'atmosphère depuis 1957, année géophysique internationale, montrent une croissance continue (C.D. Keeling et al., site internet consulté en 2004, Fig. 1.2). Les taux de gaz à effet de serre observés dans les carottes de glace indiquent que les quantités

de CO₂ atmosphériques n'ont jamais été aussi élevées depuis 400 000 ans.

Les modifications du climat semblent en partie liées aux activités anthropiques, même si les mécanismes de liaison restent très largement inconnus, ainsi que les conséquences à moyen et long terme sur les conditions climatiques régnant sur les différentes régions concernées (S. Joussaume, 1999).

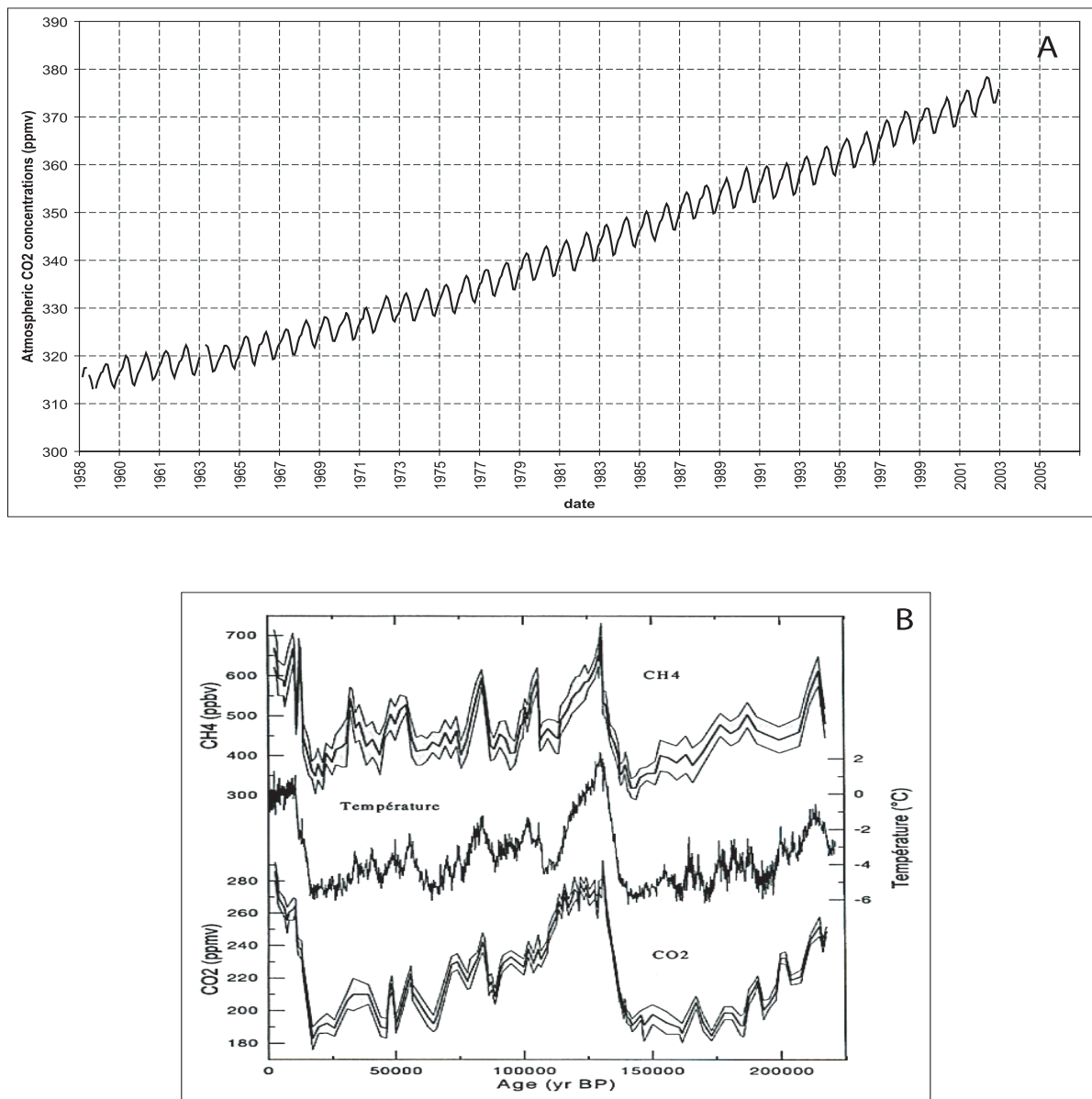


Fig. 1.2 : Le taux de CO₂ atmosphérique, un indicateur des changements climatiques

A: Evolution du taux de CO₂ atmosphérique depuis 1958 à la station de Mauna Loa (Hawaï, USA).

Les oscillations sont liées aux émissions saisonnières de CO₂, les sources étant principalement localisées dans l'hémisphère Nord. La tendance générale traduit le forçage anthropique induit par ces rejets sur le taux de CO₂ "normal". (d'après C.D. Keeling, T.P. Whorf, and the Carbon Dioxide Research Group - University of California)

B: Evolution des taux de CO₂, CH₄ et de la température de l'air à partir des carottes de glace de la station de Vostok. (source : Jouzel et al., 1993, Nature)

1.2- Les glaciers, enregistreurs climatiques intégratifs

Les glaciers sont qualifiés d'enregistreurs climatiques «intégratifs» car ils incorporent dans leurs variations un ensemble de paramètres atmosphériques sur un pas de temps donné.

1.2.1- Exploitation des mesures de bilan de masse

Les glaciers possèdent un temps de réponse propre, contrôlé par la vitesse d'écoulement de la glace dépendant des conditions locales (topographie, géologie, exposition). Les différents temps de réponse des glaciers déphasent le signal climatique enregistré. Les corrélations entre les longueurs de plusieurs glaciers sont donc difficiles à établir. Lorsque l'on compare des glaciers de toutes expositions, tailles, situations géographiques, de grandes tendances se dégagent (M. Aellen, 1995 ; L. Reynaud et al., 2001). Par exemple, si les séries de bilans de masse cumulés, ou de variations de longueur, sont superposées, on observe les faits suivants:

- La plupart des glaciers alpins sont en décreue discontinue depuis un siècle.

- Ils présentent tous des oscillations dans les réponses de bilans de masse ou de position du front. Une méthode consiste à n'étudier que les bilans de masse. Ils sont formés d'une composante climatique (β_t), dépendante du temps, et d'une composante géographique (β_j) propre au site (exposition, dimensions, forme et type de glacier). Pour s'affranchir de cette dernière, on étudie le bilan de masse spécifique centré sur la moyenne de toute la série de bilans.

Le but de cette méthode est de comparer la composante climatique du bilan de masse des différents glaciers (L. Reynaud, 1980). Ce discours est synthétisé sous la forme d'une expression mathématique simple.

$$\beta_t = b_{j,t} - (\beta_j + \beta_{jt})$$

$b_{j,t}$: mesure de bilan de masse à la date t et sur le site j

β_j : composante « géographique », variable selon la localisation et indépendante du temps

β_t : composante « climatique », variable dans le temps et indépendante de la localisation

β_{jt} : Résidu, variable dans le temps et l'espace

Cette méthode corrèle les réponses de glaciers éloignés de plusieurs centaines de kilomètres. L'exploitation des longues séries de bilan de masse avec cette technique montre une forte corrélation entre les différents types de glaciers. Par exemple, la comparaison des résultats obtenus sur cinq glaciers (Sarennes, Saint Sorlin, Limmern, Hintereisferner et Aletsch) indique des corrélations élevées entre les séries de bilans centrés (*Fig. 1.3*), alors que ces glaciers sont caractérisés par d'importantes différences de taille, exposition et localisation.

1.2.2- Les liens entre les bilans de masse et les variables climatiques

En 2001, D. Six et al. comparent les enregistrements de bilan de masse à un indice caractérisant le climat zonal de l'Atlantique Nord. Il s'agit de l'indice NAO (North Atlantic Oscillation) qui a été superposé aux mesures du bilan de masse de quelques glaciers alpins et scandinaves. L'indice NAO est calculé par la différence de pression des moyennes journalières entre la zone anticyclonique des Açores (Lisbonne ou Gibraltar) et la zone dépressionnaire de l'Islande (Stykkisholmur ou Reykjavik), normée par l'écart type de la période de mesure.

Cette publication montre de fortes relations entre les séries de bilans de masse des glaciers et l'indice NAO, démontrant un lien entre les glaciers et le climat. Cependant, les grandeurs physiques considérées ne sont pas du même type (bilan de masse et pression atmosphérique) et elles ne sont pas liées par un processus physique : il s'agit donc

de co-variations entre deux phénomènes. Il est encore difficile d'établir des relations de causalité entre ces deux mesures physiques.

Une piste d'interprétation est guidée par la traduction de l'indice NAO en terme d'intensité de la cyclonicité dans l'espace Atlantique Nord. Lorsque l'indice est positif, cela signifie qu'il y a de forts contrastes de pression sur la zone climatique de l'Atlantique Nord, avec des dépressions très creusées ou inversement de puissants anticyclones (M. Leroux, 2000). Inversement, lorsque le NAO est négatif, les contrastes de pression sont faibles et les flux climatiques plus constants. Ces variations des flux atmosphériques expliqueraient un lien entre l'indice NAO et les bilans de masse par des modifications des conditions atmosphériques à proximité des glaciers.

Les phénomènes de liaison entre les conditions atmosphériques et les glaciers sont étudiés par les bilans d'énergie à la surface du glacier (P. Wagnon et al., 1999). Les modélisations de ces phénomènes de surface montrent que les conditions d'ablation au cours de la saison estivale sont étroitement liées aux variables atmosphériques. Un lien entre la température de l'air et les rythmes d'ablation est également démontré par les modèles « degrés-jour » (C. Vincent, 2002) Cependant, la répartition spatiale des paramètres météorologiques reste largement problématique : la variabilité spatiale est très forte en haute montagne rendant difficile la réalisation de bilans globaux. Ces travaux apportent des éléments de réponse pour relier les indices climatiques comme le NAO avec les fluctuations glaciaires.

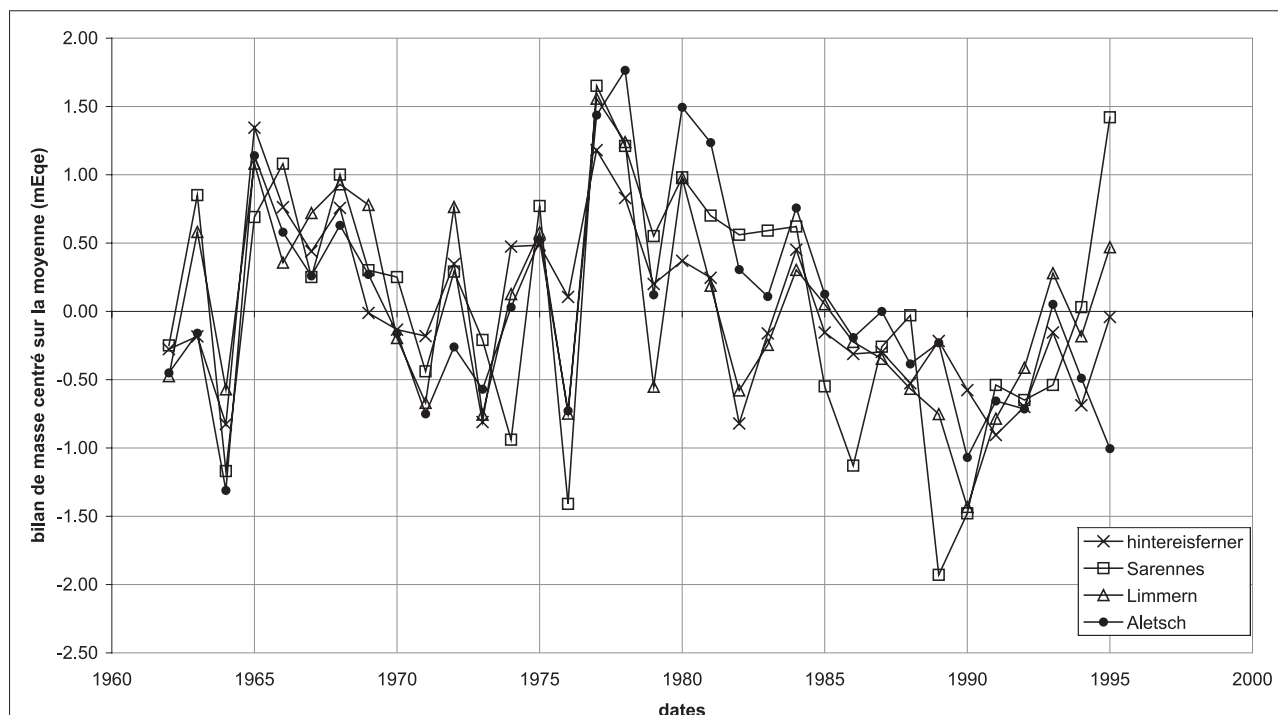


Fig. 1.3 : Corrélation entre les bilans de masse centrés de quatre glaciers alpins. D'après Dyrgerov, 2002; Reynaud, 1986.

Le Petit Age Glaciaire est un phénomène global et touche toute la planète. Les glaciers du Haut Arc ont également enregistré cette péjoration climatique, matérialisée sur le terrain par des complexes morainiques caractéristiques. Les travaux basés sur les mesures de bilans de masse indiquent qu'il existe des liens physiques étroits et complexes entre le glacier et son environnement atmosphérique. Nous évoquons maintenant les enregistrements locaux de ces fluctuations climatiques à l'aide des travaux basés sur différentes mesures et observations dans le bassin du Haut Arc au cours du XXe siècle.

1.3- L'enregistrement local des fluctuations glaciaires : le cas de la Haute Maurienne.

L'enregistrement des fluctuations glaciaires en Haute Maurienne est basé sur l'exploitation chronologique de différentes sources d'informations. Ces dernières sont détaillées afin d'évaluer la qualité des données et les utilisations potentielles qui peuvent en découler.

1.3.1 – Le premier demi-siècle de la décrue post-PAG (1850-1900)

Les sources d'informations sont disparates à cette époque et seuls les documents cartographiques constituent une source d'information utilisable pour reconstituer l'état des glaciers à la fin du PAG. Les documents manuscrits concernent exceptionnellement les glaciers. La haute montagne glaciaire est alors considérée comme un milieu hostile et les témoignages relatent rarement les évolutions des glaciers au cours du temps. De plus, les fronts des glaciers haut maurienais menacent faiblement les activités humaines, même lors des maxima de crue du PAG. Les axes de passages de la dorsale frontalière, comme le col de l'Autaret, restent déglacés et sont toujours utilisés au cours de cette période. C'est probablement pour cette raison que la Mappede Sarde (XVIIIe siècle) ne contient aucune information sur les glaciers de Haute Maurienne. Ce secteur est donc assez mal documenté, en comparaison de massifs comme le Mont Blanc ou l'Oisans. La situation dans ces deux derniers cas est alors bien différente : les glaciers ont détruit des alpages, voire des habitations, marquant les mentalités et les archives. En Maurienne, seuls quelques événements catastrophiques comme des avalanches ou des crues torrentielles ont pu être mentionnés dans les cahiers de raison. Ces derniers n'ont pas été retrouvés sur les communes de Bessans et Bonneval, nous coupant d'une source potentielle d'informations sur les risques naturels d'origine glaciaire lors du PAG.

Le rattachement de la Savoie à la France en 1860 incite l'État Français à cartographier ce secteur stratégique en raison de la présence de la frontière franco-italienne. Le Service Géographique de l'Armée Française remplit cette mission sous la forme de deux familles de cartes, appelées cartes d'Etat Major. La première série de cartes est levée dans les années suivant directement le rattachement de la Savoie. Ces documents sont édités quelques années plus tard sous la forme d'une appellation «Carte d'Etat Major, Type 1889». Pour la Haute Maurienne, ce document est intitulé « Carte de la France, feuille de Bonneval au 1/80 000 », dont la date des levées est 1864 (*Fig. 1.4*).

Cette carte topographique est éditée au 1/50 000 ou au 1/80 000 et elle représente la topographie sous la forme de figurés. Les courbes de niveau ne sont pas encore apparues à cette date et impliquent une utilisation limitée aux contours des glaciers dans cette étude. Les levés de la feuille de Bonneval SO et NO, n° 179bis datent de 1864, c'est-à-dire à une époque très proche du dernier maximum du PAG. Le document original ne comporte pas de carroyage interdisant une exploitation informatique dans un SIG. Elle a été rééditée en 1927 avec un carroyage en Lambert III sud.

Cependant, il s'avère que les contours de certains glaciers ne se superposent pas sur les deux documents. Une mise à jour partielle a été opérée sur certains glaciers de la carte éditée en 1927. Par exemple, ce type de situation se rencontre sur le glacier des Evettes ainsi que sur les glaciers des Roches et de la Jave. L'analyse conjointe des deux documents est donc indispensable pour reconstituer les extensions des glaciers à la fin du Petit Âge Glaciaire et éviter les aberrations temporelles sur les documents cartographiques.

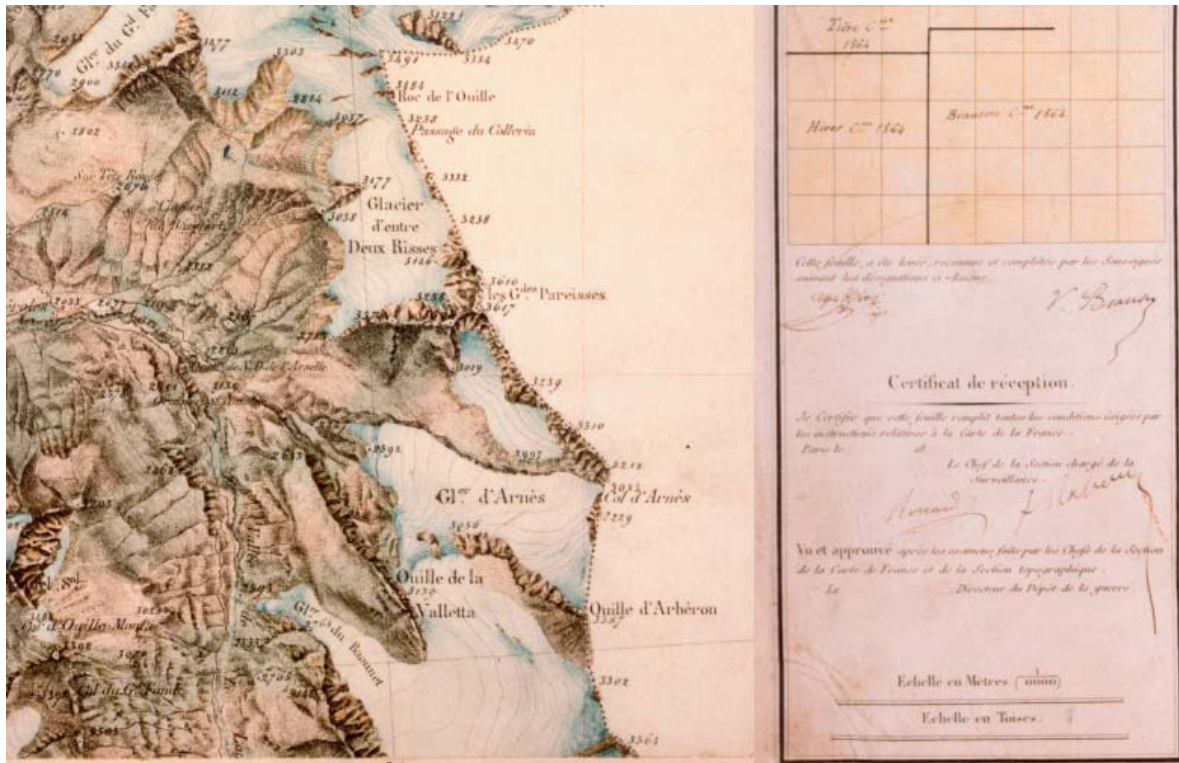


Fig. 1.4 : Extrait des levés de la carte de la France, Feuille de Bonneval, levée en 1864. Ces levés forment la base de la carte d'Etat Major type 1889, éditée par le Service Géographique de l'Armée.

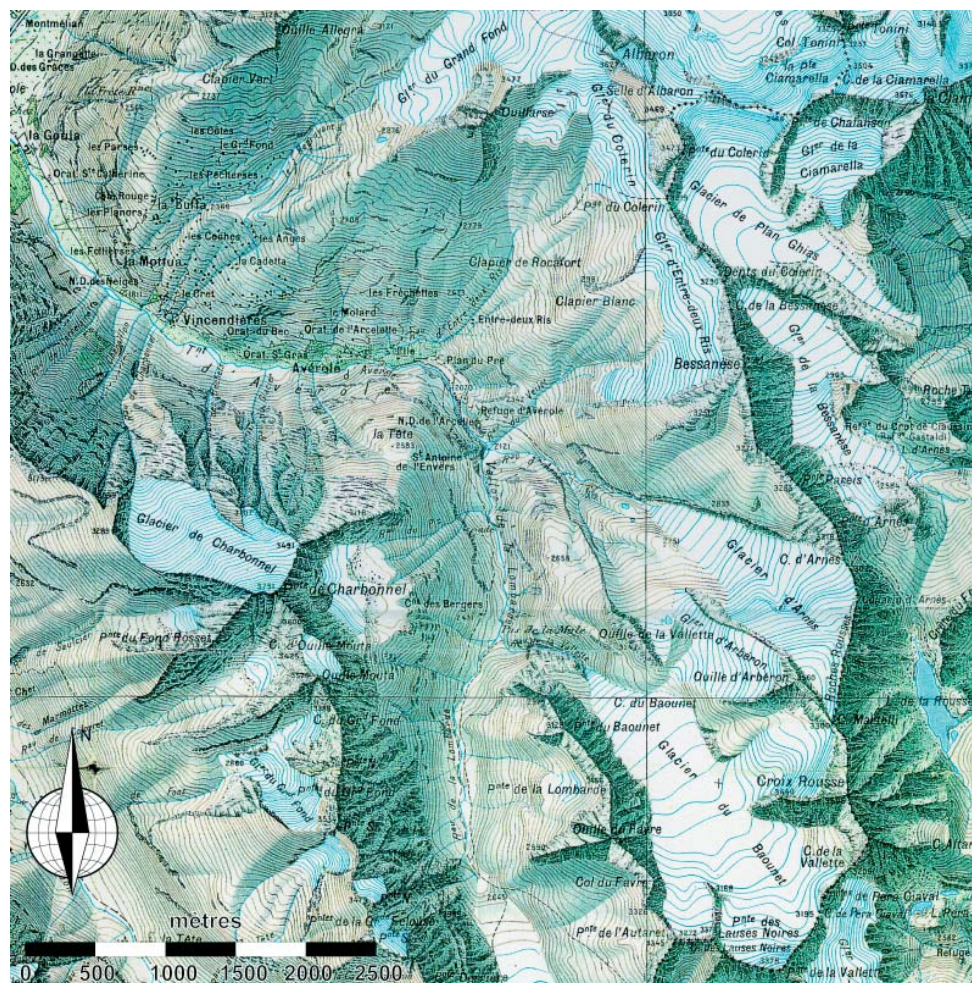


Fig. 1.5 : Extrait de la carte d'Etat Major type 1922, levée en 1902 par le Service Géographique de l'Armée.

Ces cartes nous offrent un témoignage de l'englacement à cette époque. Les glaciers sont alors dans leur extension maximale, c'est-à-dire le stade le plus avancé du Petit Âge de Glace. Nous avons évoqué précédemment l'intérêt de ce document pour dater les cordons morainiques frontaux du PAG sur tous les glaciers du Haut Arc.

1.3.2- La première décennie du XXe siècle

La deuxième génération de cartes d'Etat Major est basée sur des levés effectués à partir des années 1900. Cette série de cartes est éditée en 1927 mais elle prend le nom officiel de « Carte d'Etat Major, *Type 1922* ».

Ces documents constituent la toute première source d'information en ce début de XXe siècle. Sur le plan graphique, ces cartes ne sont pas comparables aux précédentes (Carte d'Etat Major, *Type 1889*) : la topographie est représentée en courbes de niveau basées sur des levés précis, avec une impression des figurés en couleur. La projection utilisée est conique conforme Lambert III. Ce sont les premières cartes topographiques modernes, exploitables quantitativement, dont la fidélité est surprenante en rapport avec les moyens disponibles à l'époque (*Fig. 1.5*). Pour la Haute Maurienne, le document s'intitule « Carte de la France au 1/50 000, type 1922, feuille XXXVI-34, Lanslebourg ». Les levés datent de 1902 et 1903.

Ce document est exploitable pour créer un MNT des glaciers du Haut Arc en ce début de XXe siècle. La comparaison avec un MNT plus récent (1970 ou 2000) aboutit à une mesure du bilan de masse cumulé entre ces deux dates. Ce travail est réalisable sur de nombreux appareils du terrain d'étude mais présente peu d'intérêt par rapport à la problématique retenue. Entre 1902 et la carte IGN Top 25, dont la mise à jour glaciologique remonte à 1970, il n'existe pas de documents cartographiques. Cette lacune temporelle peut être partiellement comblée par les photographies aériennes.

Deux auteurs ont également apporté une très précieuse contribution à la connaissance des glaciers de Haute Maurienne. Pierre Girardin et Charles Rabot ont parcouru les glaciers de ce secteur lors de l'été et de l'automne 1903 (P. Girardin et C. Rabot, 1903). Ils ont dressé un inventaire et une description détaillée des glaciers à cette époque. Quelques sites mesurés au cours du demi-siècle 1850-1900 sont évoqués, mais de nombreux repères ont déjà disparu en 1903. Il se pose alors le problème des réseaux de mesures et de leur pérennité au cours du temps. Les descriptions détaillées des glaciers exposées dans cet ouvrage donnent une image fidèle de la situation glaciologique dans les années 1900.

Ce début de XXe siècle est également marqué par le passage de P. Helbronner qui a photographié les paysages de Haute Maurienne par des panoramas depuis les principaux sommets. Son ouvrage, édité en 1932, reproduit fidèlement les images des glaciers du Haut Arc entre 1907 et 1910. La précision de ces documents est suffisante pour tirer des observations sur la position des fronts et la dynamique des glaciers.

La décennie des années 1900 est ainsi marquée par un foisonnement d'information, depuis la description manuscrite des glaciers jusqu'à la carte en courbe de niveaux en passant par les clichés de terrain.

1.3.3- L'Entre-Deux-Guerre.

Au cours du XXe siècle, les glaciers sont l'objet d'études ponctuelles à un instant donné et sur un secteur donné. Il existe rarement des études plus générales, à quelques exceptions près. C'est le cas par exemple de l'ouvrage intitulé « La Maurienne et la Tarentaise » d'Henri Onde, édité en 1938. Son auteur évoque les problèmes du retrait glaciaire à travers des analyses descriptives précises, sans toutefois quantifier le recul. Les seules données chiffrées sont des surfaces de glaces obtenues par planimétrie.

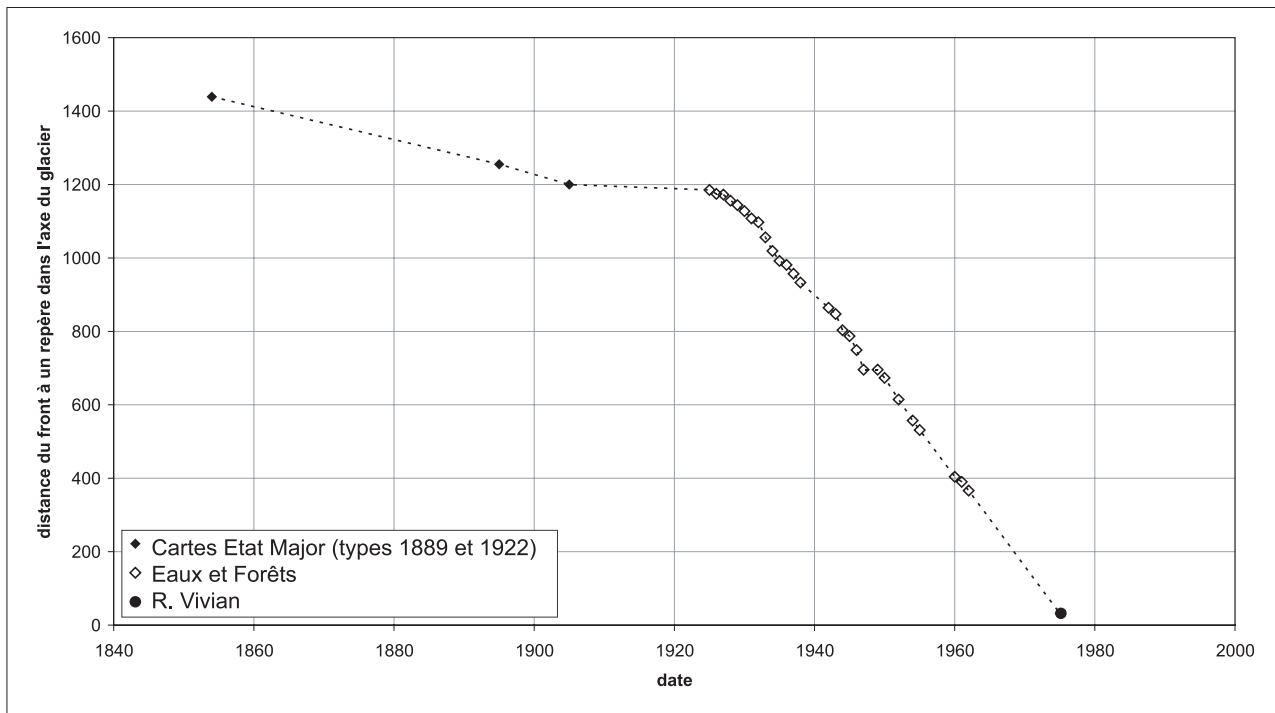


Fig 1.6 : Fluctuations du front du glacier des Evettes entre 1850 et les années 1970. (D'après les Cartes d'Etat Major; Eaux et Forêts; R. Vivian, 1975).

La comparaison avec les cartes d'Etat-major (Carte de Bonneval au 1/80 000, type 1889, feuille 179bis, levée par le Service Géographique de l'Armée Française) délivre des vitesses de recul intéressantes car elles sont assez proches des observations réalisées au cours des années 2000. Henri Onde consacre un chapitre entier de son étude à la description des variations glaciaires au cours des années 1930. Il est particulièrement préoccupé par les effets de l'ablation sur les différents appareils glaciaires de Haute Maurienne et Haute Tarentaise. Cet ouvrage pose des bases solides pour une étude des variations séculaires des réponses glaciaires. Toutefois, les descriptions et les données quantitatives ne concernent que des paramètres de surface difficiles à interpréter : surface de glace, ligne d'équilibre, variations de longueur.

Cette époque d'Entre Deux Guerre est aussi marquée par l'apparition des mesures systématiques du front de quelques glaciers. Les services des Eaux et Forêts sont chargés de cette mission et ils ont suivi de nombreux glaciers dans les Alpes Occidentales

Françaises. En Haute Maurienne, le glacier des Evettes en est le plus bel exemple avec une série entre les années 1920 et 1960 quasi continue, même pendant la Seconde Guerre Mondiale (Fig. 1.6).

1.3.4- De 1940 aux années 2000.

À partir des années 1940, les photographies aériennes verticales de l'Institut Géographique National font leur apparition. Ces documents sont extrêmement précieux : ils peuvent être traités par un logiciel spécifique pour redresser l'image et l'intégrer à un Système d'Information Géographique (SIG). Les campagnes de prises de vue s'échelonnent toutes les décennies. Mais seules quelques missions sont exploitables sur le plan glaciologique car la date de prise de vue doit être proche de la fin de la saison d'ablation, c'est-à-dire de fin juillet à début octobre. C'est l'époque où les glaciers sont bien visibles, lorsque les zones périglaciaires sont libres de neige.

Au final, les campagnes retenues pour le secteur d'étude sont 1939, 1953, 1988, 1996 et 2000. Seules les campagnes de 1939 et 1996 sont exhaustives pour le bassin-versant étudié.

Depuis les années 1980, plusieurs familles de satellites d'observation ont été placés en orbite (Landsat, NOAA, Aster, Spot, Envisat). Ces capteurs délivrent des images suffisamment précises, d'une résolution de 15 à 30 mètres, pour être exploitables dans un SIG et apporter de nouvelles informations sur les évolutions récentes des glaciers.

En 1989, J-L. Édouard a publié une étude portant sur la formation des lacs dans le massif de la Vanoise, à la suite du retrait glaciaire. Il évoque alors les phénomènes de fluctuations glaciaires et il présente à travers les lacs une facette du retrait glaciaire depuis un siècle. Ces lacs se forment dans les dépressions formées par l'érosion des glaciers ou dans l'espace libéré lors de la décrue. En ce qui concerne la Vanoise, cet auteur s'est concentré sur deux secteurs principaux, avec au total cinq lacs. Il s'agit du versant oriental du dôme de Chasseforêt, avec le lac de l'Arpont, et les secteurs du Haut Arc, avec notamment les lacs des Sources de l'Arc et des Evettes. Il tente de dater la formation de ces lacs à partir de documents anciens (cartes, photographies...). Il présente ensuite des tables et des cartes de variations de surface des glaciers et des lacs associés au cours du temps. Le résultat prend la forme de cartes d'extension glaciaires et lacustres sur les cinq sites étudiés. Cette approche comparative montre les similitudes et les différences de réactions entre différents appareils glaciaires. Cependant, ces études restent très ponctuelles car elles ne concernent que des situations bien précises : lacs et glaciers en recul.

La démarche adoptée par l'auteur de ces travaux est applicable plus généralement à tous les glaciers du Haut Arc. Cette technique d'observation des marges proglaciaire est donc un axe méthodologique majeur pour une étude sur le bassin versant du Haut Arc.

Au cours des années 1990, quelques études universitaires ont été menées sur les glaciers de Haute Maurienne, notamment par N. Quesnel (1995), J-Y. Maugendre et H. Mansoux (1997). Ces travaux aboutissent à des cartes de l'extension glaciaire et à des descriptions des relations entre les glaciers et les marges proglaciaires. De même, les transferts de sédiments et les flux hydrologiques depuis le système glaciaire vers les torrents proglaciaires sont étudiés par ces auteurs.

Il existe une source d'information, pas toujours facile à centraliser ou à recouper. Il s'agit des documents de pratiquants de la montagne, professionnels ou amateurs (guides, militaires, alpinistes, randonneurs). Ces éléments sont souvent dispersés et il arrive bien souvent que les descendants de leurs auteurs ignorent leur existence ou leur valeur. Le travail d'enquête est alors soumis à une forte part de chance au gré des discussions et rencontres. Par ailleurs, la plupart de ces documents sont des photographies obliques de terrain. Elles ont une grande valeur qualitative mais il est souvent difficile de les exploiter de manière quantitative, comme on le ferait avec une photo aérienne verticale. Nous aborderons un exemple plus en détail dans la troisième partie de cette thèse avec le cas du lac supraglaciaire du Baounet. Sur cet exemple, il existe une photographie de terrain permettant de dater la première vidange du lac.

Le problème de la disponibilité des sources d'information sur l'état des glaciers à la fin du Petit Age Glaciaire a été évoqué. Les documents d'archives sont difficilement exploitables quantitativement mais servent de base à la datation des cordons morainiques formés lors du dernier maximum du PAG. Ces témoins géomorphologiques sont toujours présents sur le terrain et peuvent ainsi être levés avec précision. La cartographie géomorphologique des marges proglaciaires s'avère être une piste privilégiée pour reconstituer l'extension des glaciers lors du dernier maximum du PAG.

2- LA MÉTHODE DE CARTOGRAPHIE GÉOMORPHOLOGIQUE POUR RECONSTITUER L'ÉTAT DES GLACIERS LORS DU DERNIER MAXIMUM DU PAG.

La péjoration climatique du Petit Age glaciaire a bien été enregistrée par les glaciers du Haut Arc sous la forme de moraines caractéristiques. Ces témoins géomorphologiques s'inscrivent dans un contexte glaciaire et périglaciaire favorable au développement de sols par une pédogenèse active (A.P. Allen, 1997 ; C.K. Ballantyne, 2002). Les cordons morainiques anté-PAG sont caractérisés par des sols plurimillénaires, tranchant clairement avec les moraines peu ou pas végétalisées formées lors du PAG. La cartographie géomorphologique s'impose alors naturellement comme un outil de reconstitution des glaciers (M-F. André, 1993) lors du dernier maximum du PAG (1850).

Cette date est caractéristique car elle marque le début de la décrue post-PAG.

Nous débutons donc ce deuxième chapitre par un aperçu du contexte géomorphologique local, notamment par la description des processus en jeu dans cet espace de haute montagne et son cadre géologique. Ensuite, la méthodologie retenue pour réaliser la cartographie géomorphologique des marges proglaciaires est évoquée. Enfin, les résultats de cette cartographie sont confrontés aux documents d'archive, en particulier la carte d'Etat Major- type 1889, dans le but de dater le dernier maximum du PAG en Haute Maurienne.

2.1- Le contexte géomorphologique local.

2.1.1- Les processus géomorphologiques associés au milieu glaciaire.

Un glacier est défini par l'association d'une masse de glace et d'un mouvement, dont les traces sont observables par la morphologie de surface du glacier, avec les crevasses, les séracs, ou encore la rimaye (*Photo 1.1*). Cette définition permet de distinguer un glacier d'une lentille de glace morte. Dans le

même temps, le glacier est la résultante d'une configuration topographique et d'un climat suffisamment humide et froid pour aboutir à la conservation d'une année sur l'autre des névés. Ce climat favorable au glacier joue également un rôle dans les processus de surface environnant du glacier.



Photo 1.1 : Crevasses sur le glacier du Baounet. Ces structures sont créées par le mouvement du glacier, ici dans la zone d'accumulation. Photo : S. Jobard, août 2004.

Le principal facteur intervenant ici est la présence d'un grand nombre de jours de gel/dégel dans l'année, constituant un des moteurs principaux de l'érosion par gélifraction des parois rocheuses proches du glacier (D. Sudgen et B. John, 1976). Lorsque les parois surplombent un glacier, elles libèrent des débris qui tombent sur le glacier et sont ensuite transportés comme sur un tapis roulant à la surface de la glace (D. Benn et D. Evans, 1998).

Photo 1.2 : Couverture de débris sur le glacier Inférieur du Vallonnet (Bonneval/Arc).

Cette strate de débris est liée à la faible dynamique du glacier et à une fourniture abondante de matériaux provenant des escarpements le surplombant. Les chutes de séracs du glacier supérieur érodent les parois. Photo : S. Jobard, août 2000.

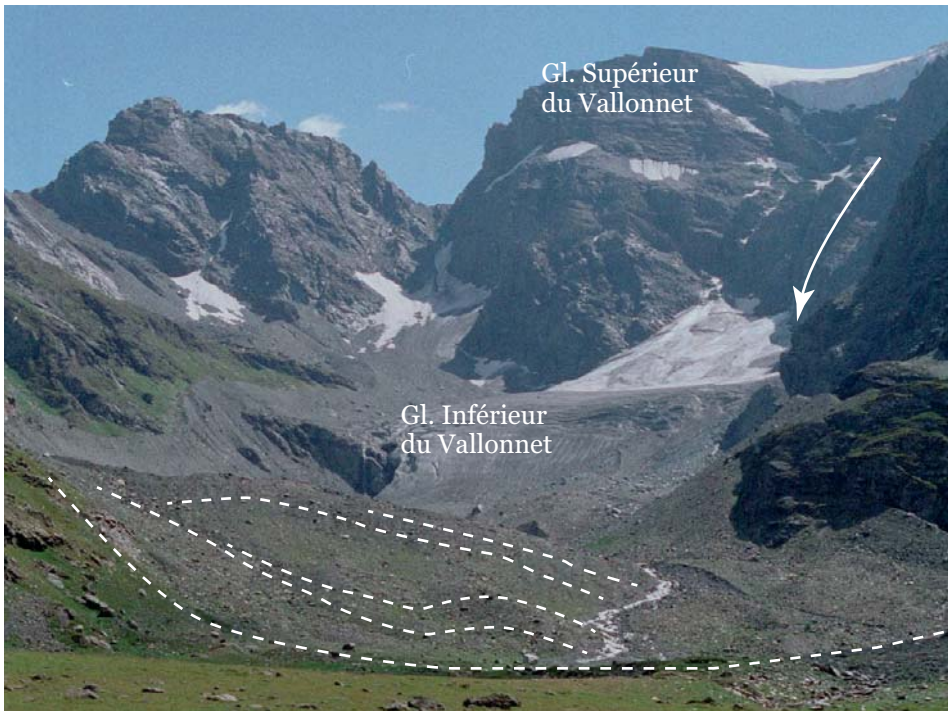


Photo 1.3 : Vue générale du glacier du Vallonnet Inférieur et des moraines «PAG».

Le glacier Supérieur du Vallonnet alimente le glacier Inférieur par des chutes de séracs régulières qui forment une couverture neigeuse au pied des escarpements. Le complexe morainique au premier plan est formé par l'accrétion de plusieurs moraines «intra-PAG». Photo : S. Jobard, août 2000.

Dans certaines configurations, la dynamique du glacier n'est pas suffisante pour évacuer tous les matériaux (P. Deline, 2005). La surface du glacier se couvre alors de débris et l'appareil glaciaire devient un glacier noir (Photo 1.2). Les sédiments supraglaciaires transportés par le glacier sont déposés sur les flancs du glacier, en zone d'ablation, et au front.

Le glacier édifie alors au fil des années et des siècles d'imposantes moraines.

Ces dernières forment parfois des édifices complexes, enregistrant ainsi les fluctuations du glacier, comme par exemple l'amphithéâtre morainique du glacier du Miage sur le versant Italien du Mont Blanc (P. Deline, 1999). En Haute Maurienne, le glacier Inférieur du Vallonnet présente ce type de dynamique lors de la crue PAG (Photo 1.3). A cette époque, le glacier a créé un grand nombre de cordons morainiques collés entre eux, constituant par accrétion la forme apparente d'une seule moraine « PAG ».

Les processus géomorphologiques liés au moins en partie au glacier se divisent en quatre catégories. Le domaine glaciaire est conditionné directement par la dynamique du glacier et concerne toutes les formes et les dépôts façonnés par le mouvement de la glace. Dans l'environnement du glacier, le domaine périglaciaire sculpte le paysage sous l'action principale de la gélifraction (J. Tricard et A. Cailleux, 1962). Entre les domaines glaciaires et périglaciaires, il est possible de définir un groupe de processus qualifiés de paraglaciaires, concernant les formes issues de la remobilisation des formations glaciaires par des mécanismes périglaciaires (C.K. Ballantyne, 2002). Enfin, il existe un domaine où l'eau liquide domine : les milieux fluvio-glaciaires et glacio-lacustres (A.P. Allen, 1997).

Dans cette superposition de processus, il se dégage une caractéristique fondamentale pour la reconstitution des états des glaciers. Ces derniers, lors d'une stagnation ou d'une réavancée, même légère, forment un cordon morainique. En traçant la position sur une carte des moraines trouvées sur le terrain, il est possible de reconstituer des enveloppes d'extension du glacier (P. Schoeneich, 1998). Cette méthode ne nous donne pas la date des stades ainsi identifiés et il faut recourir à des techniques de datation comme les méthodes isotopiques, lichénométriques (V. Jomelli,

1999), ou encore à des documents d'archives. La technique ainsi décrite fonctionne sur un domaine temporel large, la limite étant la conservation des formes et l'existence de moyens de datation.

L'enregistrement géomorphologique des fluctuations glaciaires depuis le PAG en Haute Maurienne représente une voie largement exploitable et a déjà été initié par de nombreux auteurs (N. Quesnel, 1995 ; J-Y Maugendre et H. Mansoux, 1997). Cependant, il n'existe pas de cartographie détaillée et complète des marges proglaciaires sur le bassin-versant du Haut Arc. Il n'existe que des études ponctuelles sur quelques glaciers, à des dates variables. C'est la raison pour laquelle un essai de synthèse et de cartographie complète est mené dans le cadre de cette thèse.

2.1.2- Les héritages glaciaires quaternaires

Le bassin du Haut Arc, a connu de nombreuses fluctuations glaciaires au cours du quaternaire et la forme des vallées est partiellement issue du passage des grands glaciers. Les grands glaciers des hautes latitudes actuelles sont de précieux objets pour imaginer le contexte glaciaire de cette époque (*Photo 1.4*). Ils sont utilisés par analogie avec les grands glaciers quaternaires alpins reconstitués par les géomorphologues.

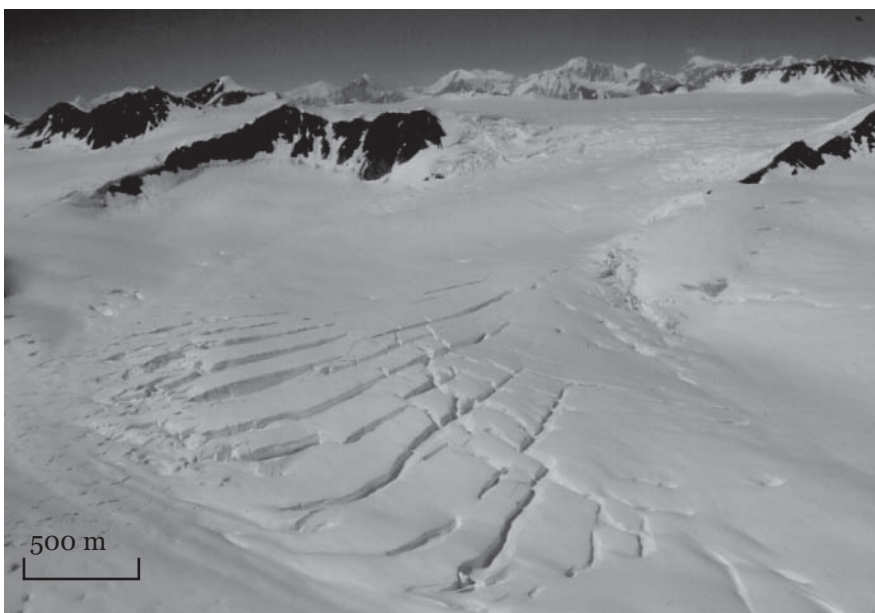


Photo 1.4 : Kaskawulsh Glacier.

Un exemple lointain d'un grand glacier (longueur totale d'environ 80km), comme il est possible de l'imaginer pour le secteur du Haut-Arc. Cette photo de la zone d'accumulation correspond au type de paysage qui devait exister lors des grandes glaciations quaternaires sur la Haute Maurienne et la Vanoise. Photo : S. Jobard, Yukon (Canada), juillet 2003.

Les grands appareils glaciaires alpins ont modifié à ces époques un cortège de formes largement préexistantes liées à la constitution lithologique du secteur et à l'histoire tectonique des roches constituant le bedrock (présence de failles majeures). Le passage des grands glaciers a émoussé les reliefs et surcreusé les vallées. Le modelé glaciaire de détail prend l'aspect de roches émoussées, arrondies et striées, fréquentes dans le Haut Arc (*Photo 1.5*).

Par ailleurs, les parties les plus élevées des massifs n'ont pas subi l'action de rabot de la glace et ont été soumises plus longtemps aux phénomènes périglaciaires, notamment la gélifraction. Il en résulte des formes découpées et anguleuses, s'opposant nettement avec le modelé glaciaire (S. Coutterant, 2005).

Entre ces deux domaines, il est parfois possible de reconstituer une ligne de séparation, la « trimline », dans le paysage (S. Coutterant, 2005). Lors de la décrue de ces grands glaciers, le secteur de la Haute Maurienne est passé d'une situation de zone d'accumulation, peut-être sous une forme proche d'un icefield (calotte de glace), à un statut de zone d'ablation, proche du front du glacier. Cette transition est également accompagnée d'une transformation des types de formes glaciaires : ce ne sont plus des formes purement d'abrasion, mais des formes de dépôt (moraines, blocs erratiques...). Cette situation s'est prolongée durant l'holocène à la

faveur de péjorations climatiques, conduisant à des stades d'avancée des glaciers, comme P. Deline (2005) l'a observé sur le versant italien du Massif du Mont Blanc. À l'aide de cette superposition temporelle des processus, il est possible de trouver sur les versants de Haute Maurienne des roches moutonnées, masquées par des matériaux morainiques.

Les moraines plaquées sur les versants sont aujourd'hui remobilisées par des processus périglaciaires ou gravitaires, créant des instabilités locales sous forme de glissements de terrain, débris-flows, éboulis actifs.

2.1.3- Le contexte géologique

2.1.3.1- Le cadre litho – structural.

La partie occidentale du bassin-versant du Haut Arc est constituée en majorité par des roches appartenant à la couverture sédimentaire mésozoïque des unités Liguro-piémontaises (*Fig. 1.7*). Ce sont principalement les calcschistes qui dominent la lithologie de ces terrains. Le substratum des unités liguro piémontaises affleure sur la bordure orientale, formé en grande partie d'ophiolites. La rhéologie de ces roches très résistantes à l'érosion contribue à l'existence d'escarpements surplombant l'est de la plaine de Bessans.



Photo 1.5 : Roches moutonnées au dessus du hameau de l'Ecot, en montant au glacier des Evettes.

C'est une des formes de témoignage du passage du glacier de l'Arc.
Photo : S. Jobard, Août 2003.

La bordure orientale du bassin-versant de l'Arc est formée par des roches appartenant au socle anté-alpin de l'unité du Grand Paradis. La lithologie est alors dominée par les gneiss. Le contact entre les unités liguro-piémontaises et l'unité du Grand Paradis est un chevauchement majeur souligné par des cargneules et des gypses, bien visible dans le paysage, en particulier au col de l'Iseran.

2.1.3.2- Les formations superficielles.

Le fond de la vallée de la Maurienne est marqué au niveau de Bessans par une plaine, formée par le comblement d'un paléo-lac (Fig. 1.8). Ce lac a été généré par un barrage apparu à la suite d'un écroulement majeur affectant le versant ubac de la vallée, à l'amont de Lanslevillard. Ce dernier forme

aujourd'hui le col de la Madeleine et a été, depuis, profondément incisé par l'Arc. La lithologie et la structure du versant ont visiblement joué un rôle majeur dans la mise en place de cet écroulement, en particulier avec des calcschistes dont la schistosité est conforme à la pente topographique.

Le lac de barrage formé à la suite de cet évènement a été partiellement comblé par des sédiments glacio-lacustres et des apports des torrents latéraux, notamment le Ribon et l'Avérole qui ont édifié des deltas dans ce lac, puis des cônes de déjection (G. Nicoud et A. Marnézy, 1997). L'âge de l'écroulement est postwürmien car il n'est pas affecté par les formations glaciaires de la dernière grande glaciation. Une date plus précise est difficile à établir, en l'absence de datation dans le dépôt d'écroulement.

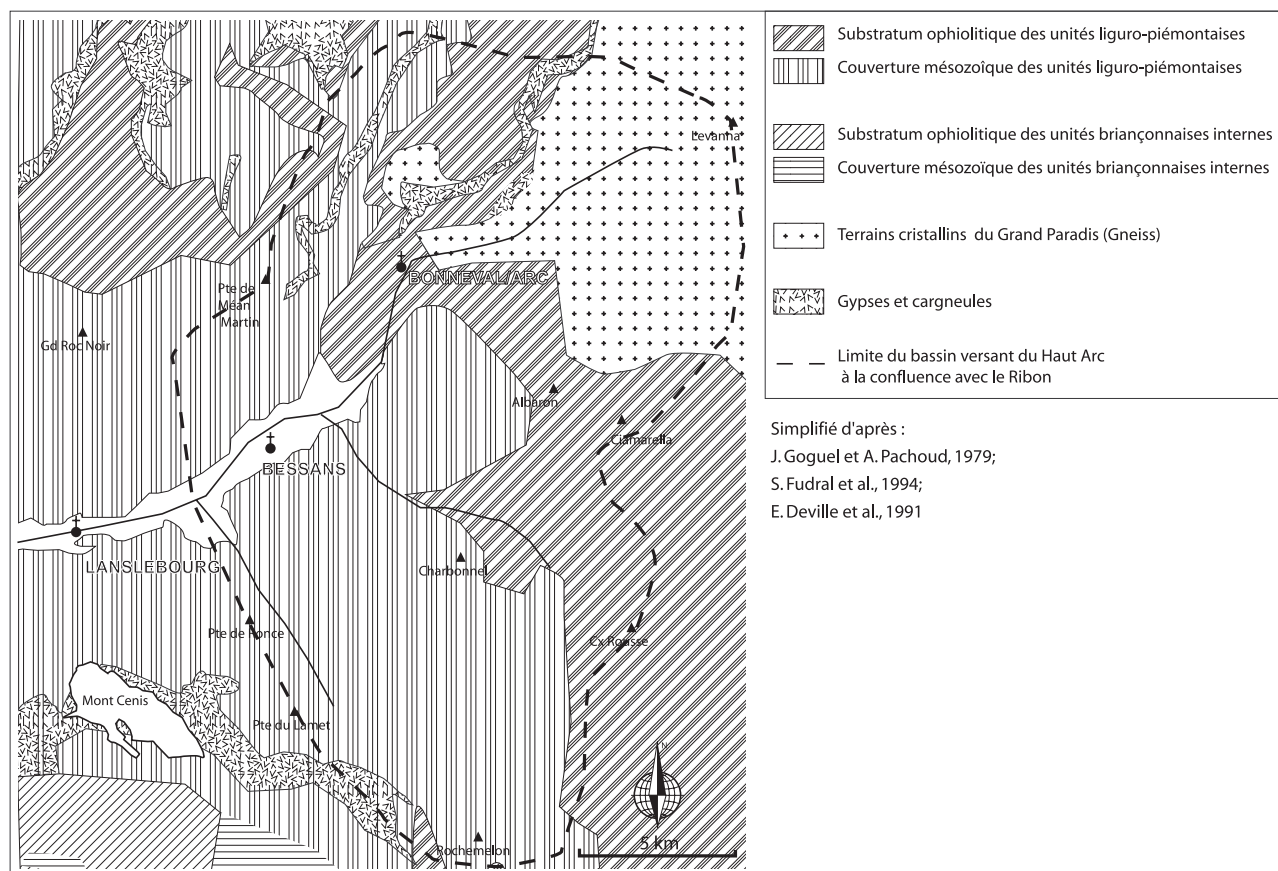


Fig. 1.7 : Schéma structural simplifié du bassin versant du Haut-Arc.

Le contexte litho-structural est un élément majeur dans l'expression des processus géomorphologiques. La production de matériaux est directement liée à la rhéologie des roches et à leur degré de fracturation. Ces paramètres se combinent avec le contexte topographique du versant. Ces paramètres sont fondamentaux pour

comprendre les agencements des grandes formations géomorphologiques, notamment l'édification de cordons morainique et leur commandement. En effet, un glacier animé par une dynamique très active ne construit pas de grandes moraines si le bedrock n'est pas favorable à des apports conséquents de matériaux.

2.2- La méthodologie de la cartographie géomorphologique

L'utilisation des documents d'archive, des cartes anciennes ou encore des photos aériennes aboutit à la reconstitution de l'extension à des dates particulières (levés sur le terrain ou campagne de photogrammétrie). Ces dates correspondent exceptionnellement à une phase de crue glaciaire marquant le paysage par un cordon morainique. En revanche les moraines correspondent toutes à une réavancée du glacier ou à une phase de stagnation. Elles ont donc un rôle d'enregistreur des pulsations des glaciers. Cependant, si le glacier avance trop, il efface une partie des moraines précédemment déposées avant de reprendre un cycle de décrue. Il peut exister ainsi des lacunes dans les séries de moraines. Par ailleurs, il existe un écueil majeur avec la datation de ces cordons. La méthode lichénométrique (V. Jomelli, 1999) est performante mais elle reste assez lourde à mettre en œuvre et nécessite un contexte lithologique peu présent en Haute Maurienne. Nous allons donc mettre en place une chronologie relative et un recoupement avec les documents d'archive afin d'identifier le stade d'extension maximale du PAG.

2.2.1- Le choix de la légende

Il existe aujourd'hui un large panel de légendes existantes pour la cartographie géomorphologique (J. Tricart, 1965 ; F. Joly, 1997 ; P. Schoeneich, 1998). En effet, aucune codification internationale n'existe actuellement dans ce domaine. Dans le cadre de cette étude centrée sur les fluctuations glaciaires récentes, le choix de la légende est guidé par la nécessité de transcrire correctement les processus actifs

ou subactifs liés aux glaciers. Par ailleurs, les moraines formées par les forçages climatiques sont de précieux indices sur la paléo-dynamique du glacier et ses évolutions à une échelle séculaire. La cartographie est donc principalement centrée sur les marges pro glaciaires actuelles et sub-actuelles. Les domaines glaciaires et périglaciaires dominent cette cartographie géomorphologique. Le choix de la légende suisse de l'Institut de Géographie de l'Université de Lausanne (IGUL) s'est rapidement imposé en raison de ses aspects pratiques, notamment son codage des processus. La lisibilité des documents est un objectif majeur pour ce travail et les autres légendes existantes en Europe occidentale répondent mal à ces critères de forme.

Les cartes obtenues avec cette légende de l'IGUL exposent sommairement les formations issues des principaux processus géomorphologiques, soulignant les emprises spatiales de chacune d'elles. Cependant, l'information recherchée est surtout liée à la position des cordons morainiques. Des simplifications ont donc été opérées, notamment sur les formes de détails, peu pertinentes par rapport à la problématique de recherche guidant ce travail. La légende utilisée est exposée sur la *figure 1.9* dans laquelle les formations sont groupées en grandes familles.

2.2.2- Méthode de levé.

La plupart des formations sont cartographiées à l'aide de l'interprétation des orthophotographies. Nous reviendrons dans le chapitre suivant sur l'élaboration de

ces documents. Ces clichés se présentent avec l'apparence de photographies aériennes « classiques », mais à la différence de ces dernières, toutes les distances sont utilisables car l'orthophotographie se superpose parfaitement à la carte topographique. Les objets identifiés sur le cliché sont directement intégrés au fond topographique. Ainsi, une première cartographie a été réalisée en laboratoire, avant une confrontation des résultats avec le terrain. Cette démarche est guidée par les difficultés de détection de nombreuses formations sur le terrain. Or la vision d'ensemble obtenue sur les clichés aériens facilite ce travail d'identification des formations et des processus en jeu. Inversement, des ambiguïtés existent toujours sur certaines formations et seule la vision sur place nous offre une validation satisfaisante.

La position des formations sur le terrain est repérée avec un GPS absolu. Les données sont directement importées dans un logiciel SIG, afin de reporter les informations le plus précisément possible sur le fond topographique. Les incertitudes de mesures sont de l'ordre du décimètre, ce qui est amplement satisfaisant pour une cartographie au 1/25 000. Par exemple, les erreurs sur la position d'un cordon morainique sont de l'ordre de grandeur de l'épaisseur du trait le représentant sur la carte. Par ailleurs, lorsqu'il est nécessaire de positionner précisément une formation, la méthode consiste à enregistrer plusieurs dizaines de points pour cet objet. La moyenne des coordonnées de ces points aboutit à un résultat avec une incertitude de l'ordre de grandeur de quelques mètres (Cf. Annexes métrologie). La mesure d'une vingtaine de points est suffisante pour atteindre une exactitude inférieure à 10 m.

Un test avec la mesure d'un grand nombre de points, plusieurs centaines, indique que l'indication de résolution de l'appareil est assez proche de la valeur de deux écart-types. Cette valeur correspond en réalité à la fidélité de l'appareil : les coordonnées d'un point mesurées dans un intervalle de temps restreint

sont bien reproductibles. En revanche, ce résultat ne nous donne pas la valeur « vraie » de la position du point. Cette dernière caractéristique, appelée justesse, est donc assez médiocre avec ce type d'instruments.

2.2.3- L'échelle

Les allers-retours entre le terrain et les clichés aériens aboutissent à des documents comportant toujours une large part d'interprétation et sont toujours sujets à améliorations. Le choix de l'échelle est un problème complexe à résoudre et il a été choisi ici d'établir des documents au 1/25 000. C'est le meilleur compromis pour représenter la quantité d'informations recueillies. Une échelle plus petite comme le 1/50 000 masque les données recherchées, notamment sur le Petit Âge Glaciaire. À l'inverse, quelques tests ont été réalisés sur des marges proglaciaires actuelles avec une échelle de 1/10 000 pour cartographier de manière exhaustive toutes les formations observées sur le site. La quantité d'information est alors extrêmement importante mais le plus souvent inexploitable en terme de datation.

En pratique, la cartographie est réalisée sous un logiciel de DAO, gérant le dessin vecteur. Les documents sont calés en référence à la carte IGN Top 25. Pour le document final, il se pose le problème du fond topographique. Les documents « source » au 1 / 10 000 sont bien souvent surchargés en informations parasites et par conséquent difficiles à utiliser. Un nouveau fond est donc généré à partir du Modèle Numérique de Terrain, avec une équidistance de 10 m. La toponymie et l'hydrographie sont ajoutées à ce fond. Il a été choisi de ne pas réaliser la cartographie finale sur un logiciel de Système d'Information Géographique en raison de la qualité peu satisfaisante des modules de dessin. De plus, la partie « base de données » n'est pas exploitée lors de la réalisation d'une carte géomorphologique telle qu'elle est conçue ici.

2.3- Les résultats de la cartographie géomorphologique en Haute Maurienne.

La totalité de la dorsale frontalière a été cartographiée en raison de la forte densité de glaciers et de leurs bonnes qualités d'enregistreurs géomorphologiques. Les glaciers de la vallée d'Avérole intègrent généralement bien les modifications climatiques en laissant de nombreuses moraines. La vallée a donc été quasiment entièrement cartographiée, à l'exception des secteurs à l'aval du refuge d'Avérole, non concernés par les glaciers.

Les secteurs nord et nord-ouest sont d'une part moins riches en glaciers et sont d'autre part souvent de moins bons enregistreurs. Par exemple, la géomorphologie du secteur du Col de l'Iseran n'a pas été cartographiée car les glaciers présents dans cet espace s'avèrent être de mauvais enregistreurs des variations de surface. Seul le glacier de l'Ouille Noire, aujourd'hui à l'état de relique, a construit un complexe morainique riche. Inversement, le front du glacier des Roches formait une barrière de séracs lors du maximum du Petit Âge Glaciaire. Il n'a donc pas laissé de moraine frontale caractérisant cette époque et son retrait régulier au cours du XXe Siècle n'a quasiment pas laissé de moraines. Cette situation s'explique aussi par un contexte géologique et topographique peu favorable à la fourniture de matériaux.

2.3.1- La vallée d'Avérole

Le secteur de la vallée d'Avérole a été presque totalement cartographié avec l'objectif d'identifier les enregistrements géomorphologiques de la décrue glaciaire et de déterminer les extensions des grands processus morphogénétiques.

La cartographie est basée sur les photographies aériennes de 1996, dont la qualité est satisfaisante pour identifier les principales formes géomorphologiques présentes dans la vallée. La cartographie s'étend en altitude des lignes de crêtes jusque dans les alpages. Une partie de cette cartographie n'est pas directement exploitée dans cette étude, car les témoins morphologiques relevés datent d'une époque bien antérieure à 1850. Concernant le domaine glaciaire actuel au sens strict, la vallée d'Avérole, et dans une moindre mesure celle du Ribon, sont caractérisées par de très nombreux cordons morainiques antérieurs au Petit Âge Glaciaire, pluri millénaires. Cette vision du contexte géomorphologique général relativise l'évolution des glaciers depuis la fin du PAG. Ce travail de fond n'a pas été poursuivi sur le reste du terrain d'étude, car il s'avère très difficile d'exploiter les moraines récentes pour établir des reconstitutions des glaciers au cours du XXe siècle. Les figures 1.10 à 1.12 présentent ces cartes géomorphologiques de la vallée d'Avérole.

Les cartes illustrent les phénomènes de mémoire et d'héritage avec des cordons morainiques très nombreux le long du vallon de la Lombarde. Le domaine périglaciaire est bien développé et tend à réoccuper l'espace libéré par les glaciers depuis 150 ans par le biais de processus paraglaciers. Il s'agit de la remobilisation de matériaux d'origine glaciaire par des phénomènes périglaciaires. Par exemple, les moraines plaquées sur les versants sont souvent érodées par des avalanches, appartenant au milieu périglaciaire.

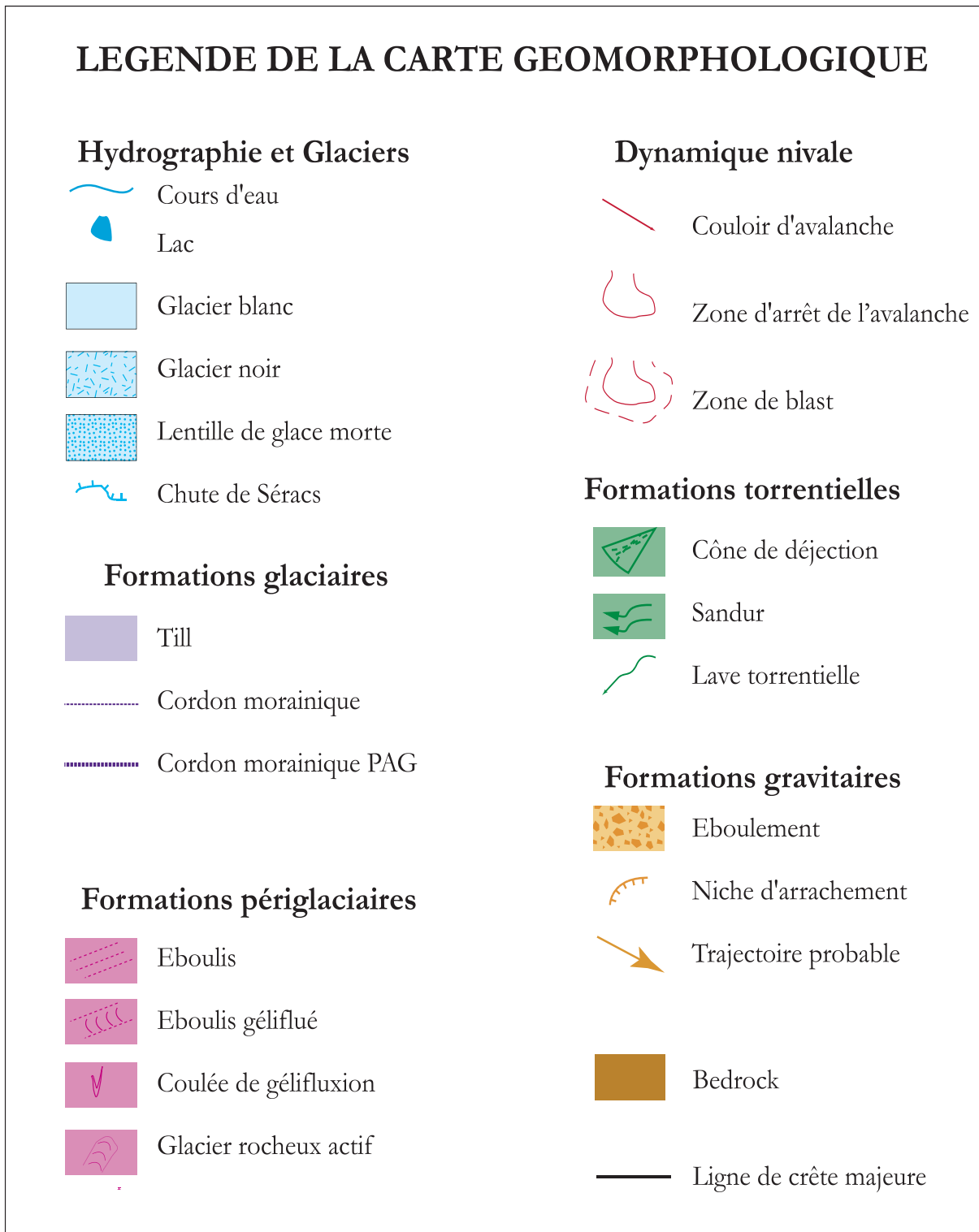


Fig. 1.9 : La légende de la carte géomorphologique.

Adaptation au contexte de la Haute Maurienne de la légende géomorphologique mise au point par l'Institut Géographique de l'Université de Lausanne (d'après P. Schoeneich, 1998).

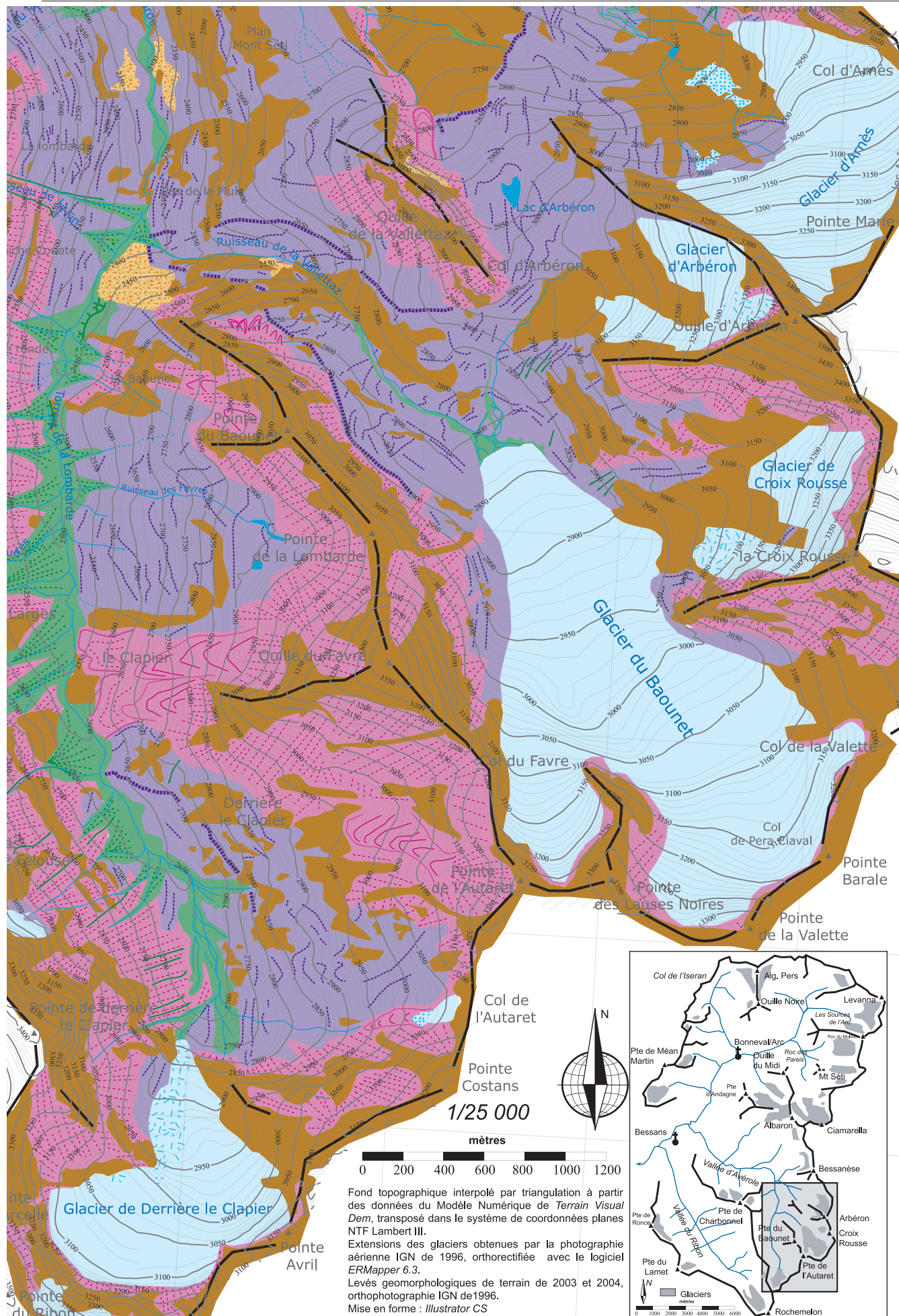
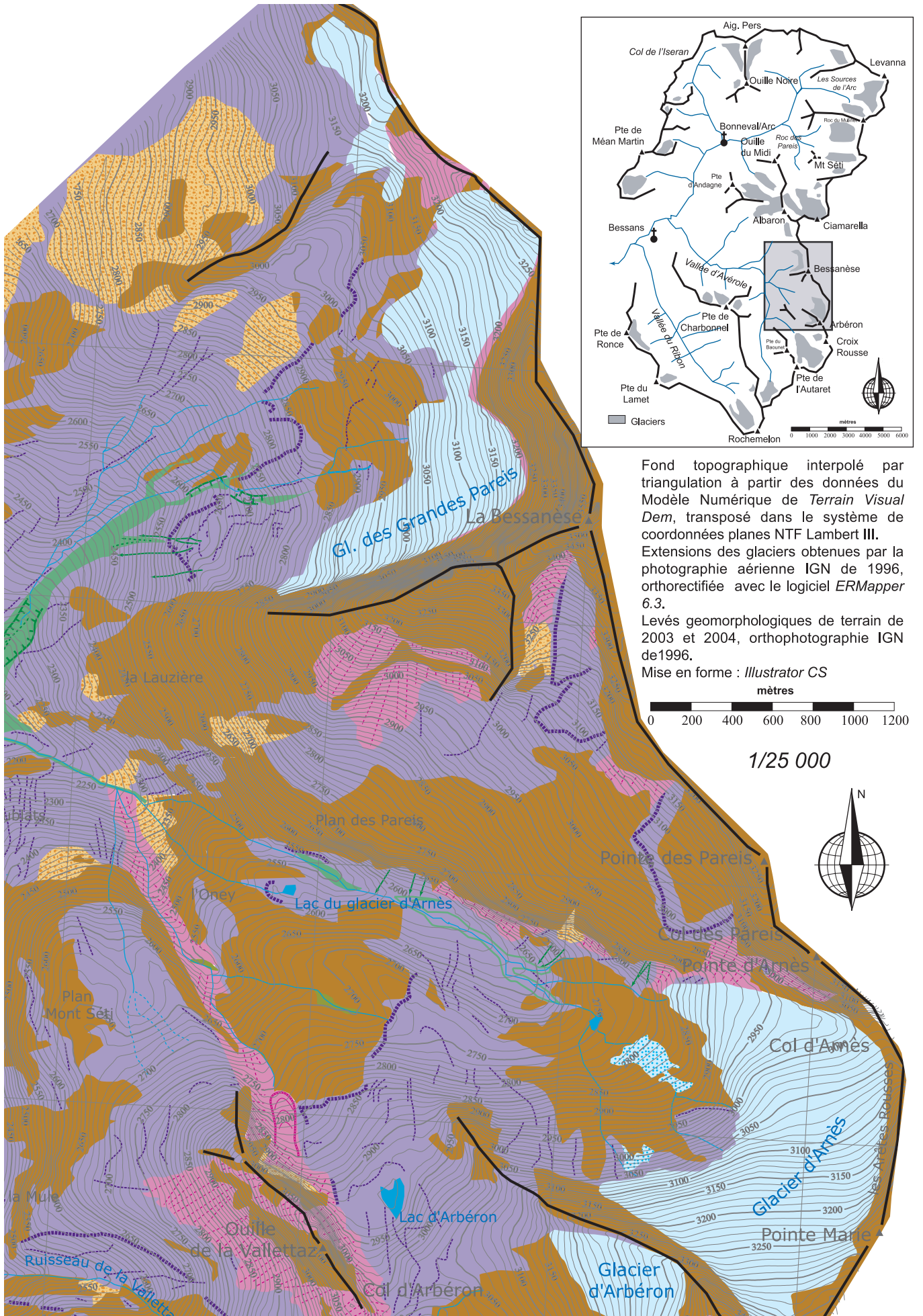


Fig. 1.10 : Schéma géomorphologique de la vallée d'Avérole-Sud



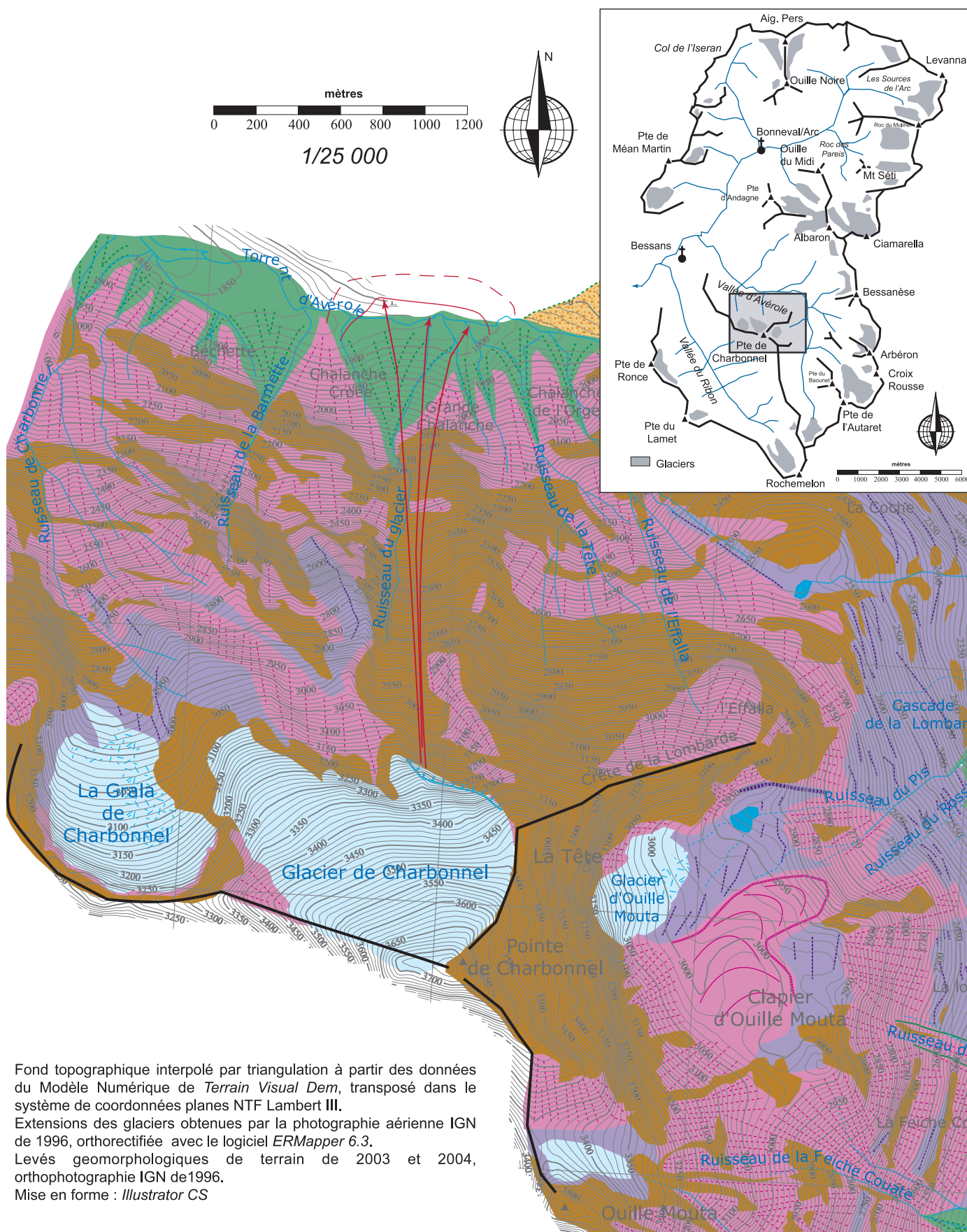
Fond topographique interpolé par triangulation à partir des données du Modèle Numérique de Terrain *Visual Dem*, transposé dans le système de coordonnées planes NTF Lambert III. Extensions des glaciers obtenues par la photographie aérienne IGN de 1996, orthorectifiée avec le logiciel *ERMMapper* 6.3.

Levés géomorphologiques de terrain de 2003 et 2004, orthophotographie IGN de 1996.

Mise en forme : *Illustrator CS*

1/25 000

Fig. 1.11 : Schéma géomorphologique de la vallée d'Aveyron-Nord



Fond topographique interpolé par triangulation à partir des données du Modèle Numérique de Terrain Visual Dem, transposé dans le système de coordonnées planes NTF Lambert III.
 Extensions des glaciers obtenues par la photographie aérienne IGN de 1996, orthorectifiée avec le logiciel *ERMMapper 6.3*.
 Levés geomorphologiques de terrain de 2003 et 2004, orthophotographie IGN de 1996.
 Mise en forme : *Illustrator CS*

Fig. 1.12 : Schéma géomorphologique du secteur Avérole Nord – Charbonnel

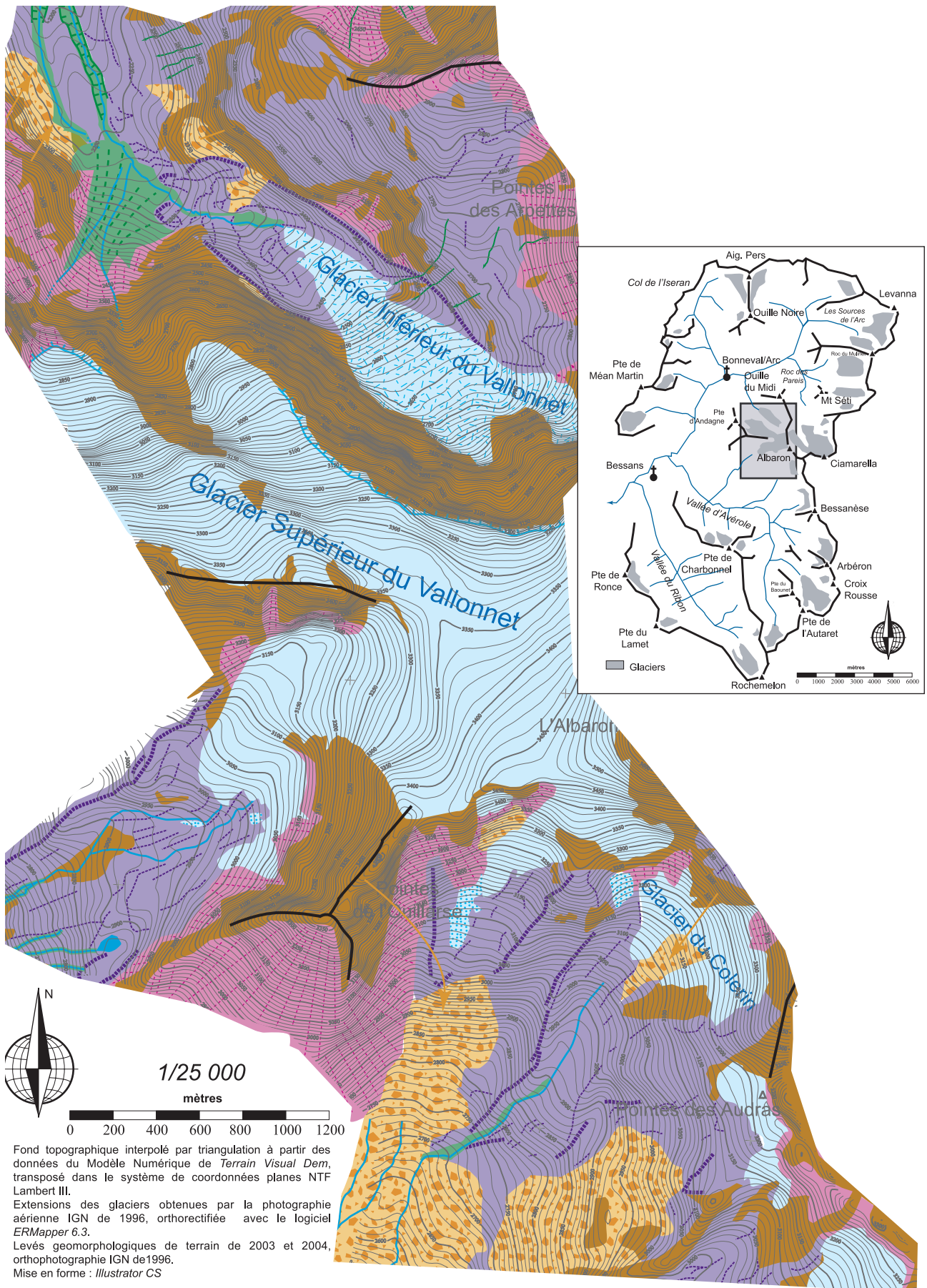
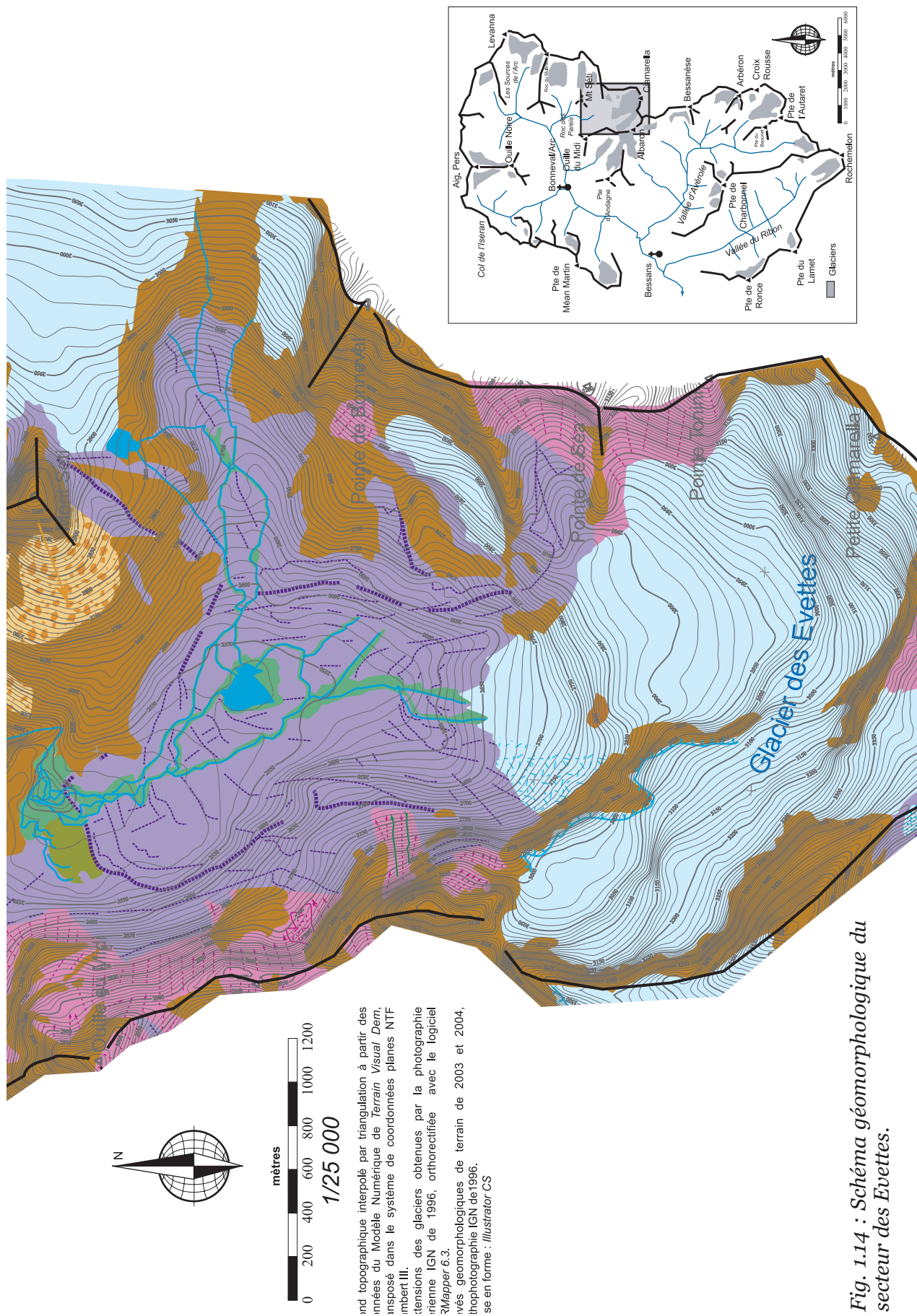
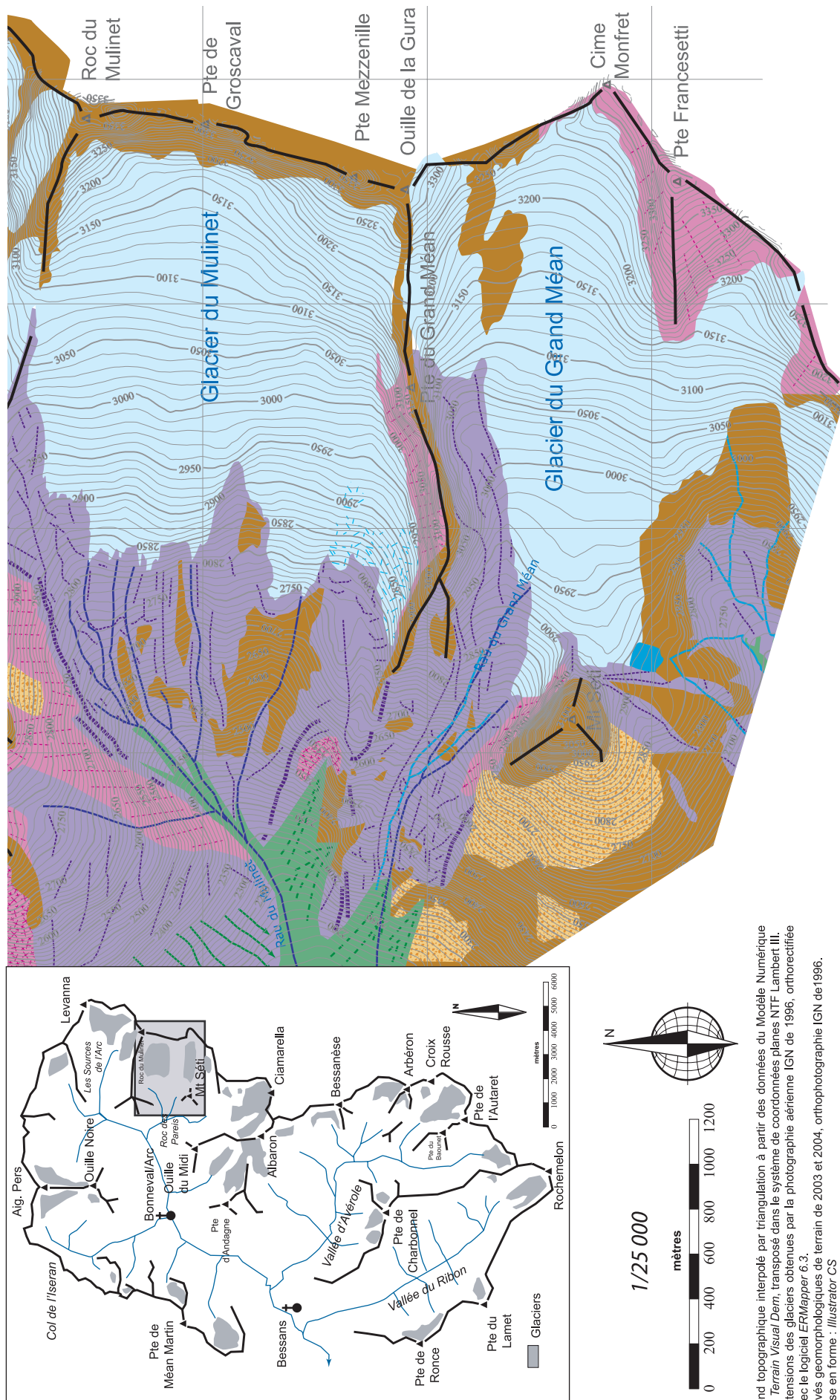


Fig. 1.13 : Schéma géomorphologique du massif de l'Albaron



nd topographique interpolé par triangulation à partir des
nnées du Modèle Numérique de Terrain Visual Dem,
insposé dans le système de coordonnées planes NTF
mbert III.
tensions des glaciers obtenues par la photographie
rienne IGN de 1996, orthorectifiée avec le logiciel
MMapper 6.3.
vés géomorphologiques de terrain de 2003 et 2004,
topographie IGN de 1996.
se en forme : Illustrator CS

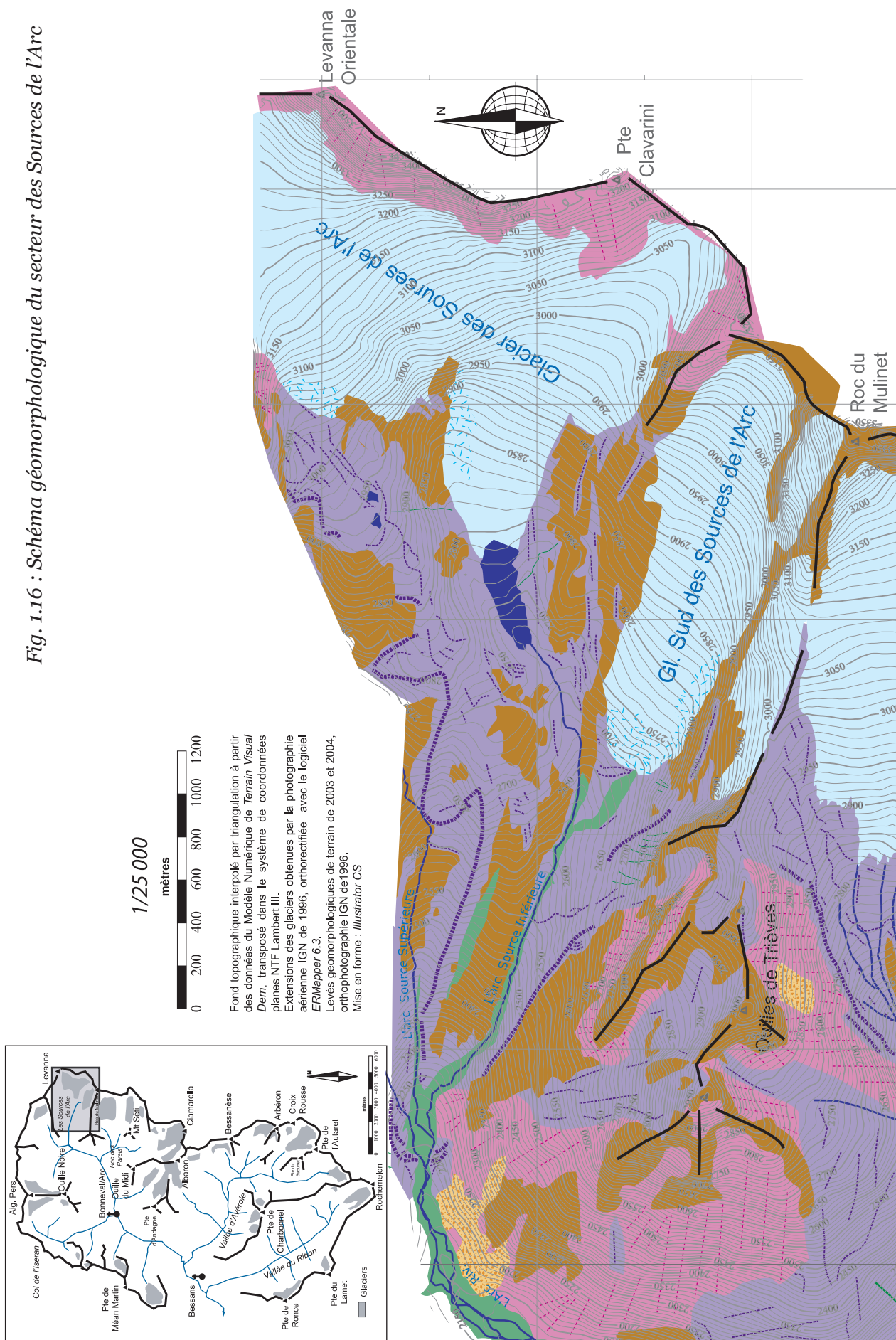
Fig. 1.14 : Schéma géomorphologique du secteur des Evettes.



Fond topographique interpolé par triangulation à partir des données du Modèle Numérique de Terrain Visual Dem, transposés dans le système de coordonnées planes NTF Lambert III. Extensions des glaciers obtenues par la photographie aérienne IGN de 1996, orthorectifiée avec le logiciel ERMapper 6.3. Levés géomorphologiques de terrain de 2003 et 2004, orthophotographie IGN de 1996. Mise en forme : Illustrator CS

Fig. 1.15 : Schéma géomorphologique du secteur du Mulinet

Fig. 1.16 : Schéma géomorphologique du secteur des Sources de l'Arc



2.3.2- Des Evettes aux glaciers des Sources de l'Arc

La deuxième série de cartes (*Fig. 1.13 et 1.16*) concerne le secteur nord de la dorsale frontalière, du glacier du Vallonnet au glacier de Derrière les Lacs en passant par les Evettes et les Sources de l'Arc. La cartographie montre une densité importante de cordons morainiques sur la majorité des marges proglaciaires. L'enregistrement géomorphologique de la décrue depuis la fin du PAG, notamment les stades de réavancées, est bien intégré par les glaciers du secteur.

Parmi la douzaine de glaciers présents dans cet espace, deux cas se démarquent particulièrement : le glacier Inférieur du Vallonnet et les Evettes. Le glacier Inférieur du Vallonnet est le seul appareil glaciaire à avoir enregistré les fluctuations internes au Petit Âge Glaciaire avec une moraine PAG constituée d'une multitude de petits cordons agglomérés entre eux. La raison principale est certainement que ce glacier est caractérisé par une épaisse couverture détritique, également présente au Petit Âge Glaciaire. En effet, la carte d'Etat Major (type 1889) suggère fortement la présence d'une couverture détritique sur le glacier. Cette dernière modifie les interactions avec l'atmosphère et induit des temps de réaction beaucoup plus lents que ses voisins. C'est le seul glacier noir de ce secteur, quasi entièrement couvert de débris. À la faveur des dernières décennies du XXe siècle, particulièrement défavorables aux glaciers, quelques-uns d'entre eux se couvrent de débris et tendent à devenir des glaciers noirs. Le glacier du Vallonnet Inférieur s'avère un très mauvais intégrateur des variations à haute fréquence du climat et il ne traduit que des modifications climatiques majeures. Cette hypothèse coïncide avec les reconstitutions de grandes pulsations internes au PAG (A. Rabatel, 2005). Depuis la fin du Petit Âge Glaciaire, seuls quelques cordons morainiques ont été édifiés par cet appareil. Par ailleurs, il existe de nombreuses moraines anté-PAG en aval de la marge proglaciaire actuelle, caractérisant différentes positions du glacier au cours de l'Holocène.

Le glacier des Evettes fera l'objet de développement plus loin dans cette étude, mais il apparaît sur les cartes géomorphologiques comme un excellent enregistreur des variations climatiques. En effet, la marge proglaciaire est parsemée de cordons morainiques, déposés par le glacier au cours de la décrue. Cependant, il s'avère qu'il existe sur ce site deux familles de moraines. La première génération est formée d'une dizaine de cordons morainiques, déposés entre 1850 et 1950. La deuxième série s'est formée après les années 1950. Au cours de ce dernier demi-siècle, le glacier génère quasiment un cordon par an, plus ou moins bien conservé. Leur grand nombre, associé à un démantèlement important, rend difficile l'exploitation de cette période.

L'interprétation de ces deux générations de cordons morainiques est la suivante :

- La première partie de la décrue, jusque dans les années 1950, est ponctuée par des stagnations, voire des avancées du glacier. À cette occasion, le glacier dépose des matériaux morainiques sur le front, formant une moraine frontale. Les matériaux proviennent du transport par le glacier de sédiments intra et supra-glaciaires. La concentration des débris est issue de l'ablation de la glace, très importante au niveau du front du glacier. Lors de la saison froide, l'ablation de surface est totalement bloquée et ne compense plus l'avancée du glacier (*Fig. 1.17-A*). Le front progresse sur la marge proglaciaire et forme alors un petit cordon en poussant les matériaux abandonnés au cours de l'été.

L'été suivant est marqué par un recul du front (*Fig. 1.17-B*), avec une libération de matériaux sur la marge proglaciaire entre le cordon morainique formé au cours de l'hiver et la position du front. L'hiver suivant, le glacier avance de nouveau et remobilise les matériaux abandonnés au cours de l'été jusqu'à atteindre une position proche ou supérieure à l'hiver précédent (*Fig. 1.17-C*). Le cordon morainique est alors renforcé par cet apport de matériaux, augmentant ainsi le commandement de la moraine. Ce processus d'accrétion pendant quelques années aboutit à la construction d'un cordon morainique

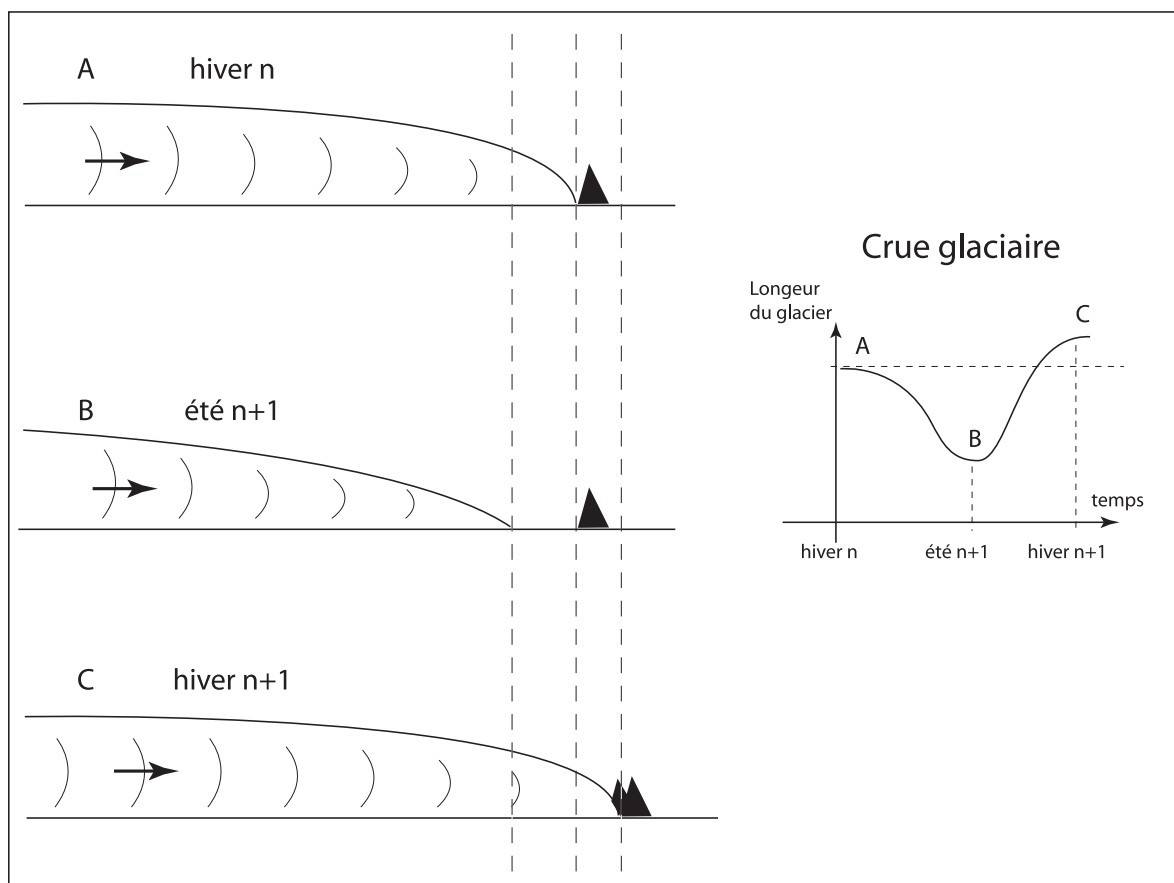


Fig. 1.17 : Schéma théorique de la formation des moraines en phase de crue glaciaire. D'après les observations de terrains sur la marge pro glaciaire des Evettes de 2002 à 2005.

avec un commandement proche du mètre. L'observateur de passage à chaque automne pour lever la position du front du glacier note alors une stagnation du glacier. En réalité, les pulsations existent toujours mais se compensent d'une saison à l'autre. Les moraines ainsi formées correspondent à des «stades de stagnation» du glacier.

- Dans la deuxième partie de la décrue, le glacier semble reculer très régulièrement, « sans stagnation », à l'exception de la petite crue des années 1980. Le glacier inscrit alors sur la marge proglaciaire des petits cordons par remobilisation très légère du till lors de son avancée hivernale (Fig. 1.18). Cette dynamique n'est active que si le glacier repose sur une strate de till peu compacté et que le glacier apporte suffisamment de matériaux pour constituer un cordon. Le till de fond peut alors être remobilisé par le glacier et mélangé avec les apports sédimentaires intra et supra glaciaires. Les agents météoriques jouent ensuite un rôle de démantèlement de ces édifices de petite taille. Après quelques

décennies, il ne reste qu'un épandage de till, sans morphologie marquée.

Ces deux types de cordons morainiques n'ont donc pas la même signification. Dans les deux cas, ils sont liés à un forçage climatique induisant une modification globale de la position du front du glacier. Ils traduisent le fonctionnement « normal » du glacier, avec les pulsations à haute fréquence du front. Mais, dans le premier cas, les cordons morainiques sont formés par des accrétions pluri-annuelles de matériaux, alors que dans le second cas, ce sont des accrétions saisonnières. L'évolution de l'enregistrement géomorphologique au cours des années 1950 est certainement liée à une modification de la dynamique du glacier lors de la décrue générale depuis la fin du PAG. Le fractionnement et la diminution de la surface de glace modifient les qualités d'enregistreur du glacier, induisant une interaction plus étroite avec l'atmosphère. Nous évoquerons plus en détail cette conséquence du retrait glaciaire sur la dynamique du glacier dans le troisième chapitre de cette partie.

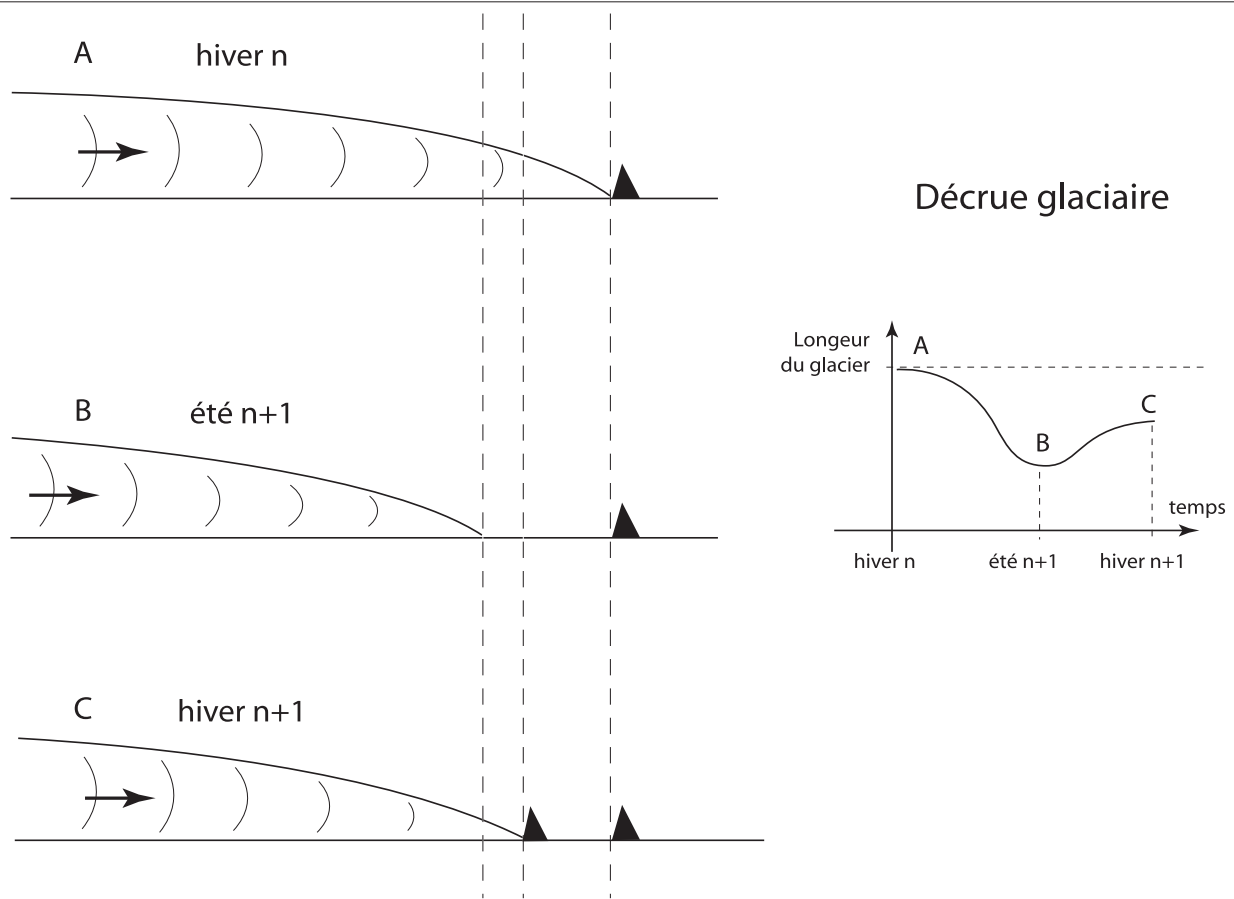


Fig. 1.18 : Schéma théorique de la formation des moraines en phase de décrue glaciaire. D'après les observations de terrains sur la marge pro glaciaire des Evettes de 2002 à 2005.

2.4- L'analyse croisée des documents d'archives et des témoins géomorphologiques : la datation du dernier maximum du PAG

L'enregistrement géomorphologique du Petit Âge Glaciaire est bien individualisé sur les marges proglaciaires de Haute Maurienne. Cependant, leur datation exacte reste difficile. Les techniques de lichénométrie restent mal adaptées aux espèces de lichens croissants sur les roches présentes dans cet espace. Les datations au Carbone14 posent le problème des échantillons de matière organique et les résultats obtenus sont entachés de trop grandes erreurs sur des dates aussi jeunes.

Le recours à une autre information est nécessaire pour établir des recoupements. Il s'avère que les documents d'archive sont des sources d'informations exploitables pour cette opération. Par exemple, la carte d'Etat Major-type 1889, feuille de Bonneval. En pratique, il s'avère que la précision de ce document est insuffisante pour établir formellement une

corrélation entre ces objets dans un logiciel SIG. Ces comparaisons constituent plutôt une aide à la datation de ces cordons morainiques frontaux du PAG. En effet, la qualité graphique de la carte est satisfaisante pour établir visuellement des comparaisons avec un fond topographique moderne comportant les levés des moraines ou avec des clichés aériens.

Il apparaît alors que le front des glaciers est très proche des moraines frontales repérées sur le terrain (Fig. 1.19). Celles-ci sont les plus externes à la marge proglaciaire actuelle avec un état de fraîcheur bien visible. Par abus de langage, ces moraines sont appelées «moraine PAG», mais elles sont probablement le produit de la remobilisation par le glacier de plusieurs petites moraines formées au cours de tout le PAG, déplacées et agglomérées en un seul cordon lors de la dernière pulsation de cet épisode de crue glaciaire.

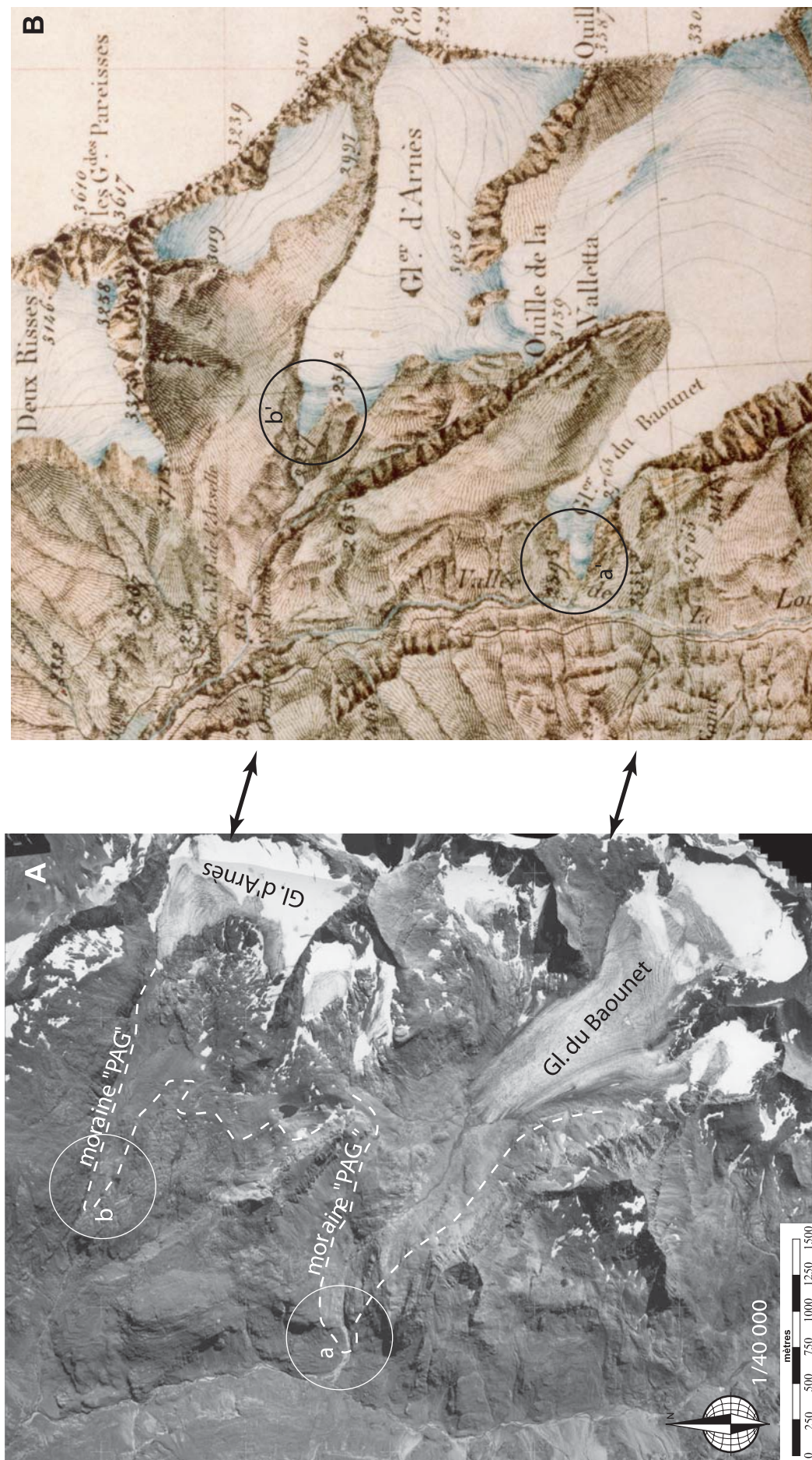


Fig. 1.19 : La datation du dernier maximum du PAG dans la vallée d'Avérole
 Comparaison entre les moraines frontales de deux glaciers et un extrait de la carte de la France, Feuille de Bonneval (levée en 1864).
 Les cercles soulignent les moraines et fronts de glaciers.
 A : Orthophoto des glaciers d'Arnès, Arbéron et Baounet.; B : extrait de la carte de la France, feuille de Bonneval,, levée en 1864.
 a : moraine frontale du PAG sur le glacier du Baounet; b : moraine frontale du PAG sur le glacier d'Arnès.
 a' : front du gl. du Baounet en 1864; b' : front du gl. d'Arnès en 1864.

En quelques mètres vers l'aval, les formations sont généralement couvertes par un sol bien développé, marquant nettement une rupture temporelle entre ces deux générations de moraines.

Sur la carte de 1864, la plupart des glaciers sont représentés en léger retrait de la position de ces moraines les plus externes. Les glaciers ont donc déjà débuté leur décrue à la date des levés. Le maximum du PAG est donc antérieur à cette date, probablement vers 1850. La plupart des glaciers ont une position similaire par rapport aux moraines frontales

du PAG, montrant un certain synchronisme entre eux dans ce début de décrue. Le dernier stade du PAG en Haute Maurienne est bien considéré comme le plus grand en extension, daté de 1850, avec l'appui des documents d'archive croisés avec les observations de terrain. Ce résultat est conforme à la réaction générale des glaciers alpins lors de la crue du PAG (J.M. Grove, 1990). Depuis ce stade bien renseigné sur le terrain par les témoins géomorphologiques, les glaciers suivent une décrue continue au cours du XXe siècle, aboutissant à de fortes disparités spatiales.

La cartographie géomorphologique conduit à une identification du dernier maximum du Petit Age Glaciaire et à sa datation par des sources documentaires. Le stade d'extension ainsi reconstitué pose les bases d'une étude de la décrue post-PAG dans le bassin du Haut Arc. Pour étudier les modalités de cette décrue selon les différents appareils glaciaires, nous établissons des reconstitutions de l'extension des glaciers au cours du XXe siècle à l'aide de différents types de documents. Nous détaillons dans le chapitre suivant les méthodes utilisées pour exploiter ces différentes sources d'information.

3- LA MÉTHODE DE RECONSTITUTION CARTOGRAPHIQUE DES GLACIERS ENTRE LA FIN DU PAG (1850) ET LES ANNÉES 2000.

Le travail de cartographie géomorphologique et glaciologique des glaciers de Haute Maurienne a pour but principal d'établir des reconstitutions de l'englacement lors du dernier maximum du PAG.

Les cartes géomorphologiques ne marquent qu'une étape dans la reconstitution de la décrue post-PAG. Afin de poursuivre l'étude de la décrue, nous allons détailler la méthode de reconstitution de l'état des glaciers au cours du XXe siècle à partir de diverses sources d'information. Les origines principales des documents traduisant

l'extension des glaciers à une date donnée sont les cartes anciennes, les photographies de terrain et les prises de vues aériennes. À ces trois catégories, il faut adjoindre les scènes satellites apparues au cours des vingt dernières années. Toutes ces sources ne traduisent que partiellement les évolutions en raison de leur caractère très disparate dans le temps. Ces documents ne reflètent pas une configuration particulière des glaciers. Ce ne sont que des visions instantanées à une date donnée, et les contours des glaciers ne correspondent pas à une dynamique particulière, comme une crue aboutissant à la formation d'un cordon morainique que l'on pourrait trouver sur le terrain (D.K. Hall et al., 2003).

3.1 – Les apports des documents cartographiques

3.1.1- Une carte ancienne

Le document utilisé est la carte d'Etat Major-type 1922 car c'est la première carte en courbe de niveau projetée dans le système Lambert III. Afin de comparer ce document aux autres sources d'information, il faut géoréférencer la carte en repérant des points connus (G. Dos Santos, 2003). Le plus souvent, les amorces de carroyage sont utilisées, mais dans le cas de cette carte, elles sont difficiles à lire et à utiliser. Il faut donc recourir à d'autres points de références. La solution choisie a été de caler la carte avec une dizaine de sommets principaux. Les erreurs sont alors minimisées en ajustant graphiquement les points les plus ambigus.

3.1.2- La carte topographique « moderne »

Le document le plus précis et le plus récent sur ce secteur est la carte de l'IGN Top 25 au 1/25 000. La topographie est

issue des restitutions photogrammétriques à partir des clichés de 1974 et les contours des glaciers sont issus de la même campagne. La toponymie est héritée, la plupart du temps, des cartes du Service Géographique de l'Armée Française mais des nuances ont été introduites, notamment avec le fractionnement des glaciers.

Depuis, les cartes de cette série sont régulièrement mises à jour et actualisées avec les modifications des informations touristiques. En revanche, les glaciers n'ont pas été actualisés depuis les années 1970 alors que la majorité d'entre eux a totalement changé d'aspect. L'IGN a également créé un Modèle numérique de Terrain à partir de ces documents topographiques, avec un pas de 50 mètres. Ce document graphique est donc la base de la mise en place d'un SIG sur ce secteur car elle comporte le plus de détail dans la topographie et toutes les informations pour un géoréférencement précis (J. Steinberg, 2000).

3.2- Exploitation des photographies verticales aériennes : le traitement par orthophotographies

Les photographies aériennes des domaines de haute montagne contiennent une masse d'informations géomorphologiques très importante. Dans les Alpes, à partir de 2000 m environ, la végétation herbacée domine, puis tend à diminuer lorsque les altitudes augmentent.

En Haute Maurienne, l'absence d'une strate ligneuse continue à des altitudes inférieures à 2400 m est le résultat des conditions climatiques et d'une pratique pastorale encore active de nos jours. Cette pression anthropique limite la présence d'une végétation arbustive et perturbe l'étagement climacique de la végétation. L'étage subalpin comporte normalement une large part d'arbustes, comme les aulnes verts, lorsqu'il n'existe pas d'intervention anthropique. Ce sous-étage est dominé par les landes à éricacées, également réduit par la pression du pastoralisme.

La transition est donc nette entre les altitudes boisées et les zones d'alpage avec des pelouses rases. Cette situation est particulièrement favorable à une observation détaillée de la géomorphologie de ce secteur par photographie aérienne et sur le terrain. Elle permet notamment de localiser très précisément les éléments relevés sur les minutes de terrain. Cependant, l'utilisation des photographies aériennes est limitée par les déformations de la prise de vue. Classiquement, les clichés sont exploités par stéréoscopie de manière à restituer le relief. Cette technique a été peu utilisée dans le cadre de cette thèse en raison des limitations dans la précision de la cartographie ainsi réalisée. Nous avons traité par informatique les clichés pour les rendre exploitables directement en terme de cartographie. La technique la plus simple consiste à corriger les déformations de prise de vue pour réaliser une orthophotographie. Sur un cliché brut, seuls les angles par rapport au centre de la photo sont justes alors que toutes les distances sont déformées. À la suite

de ce traitement, la photographie se superpose parfaitement avec la carte topographique et le MNT.

L'intérêt principal du document obtenu, l'orthophotographie, est sa parfaite intégration dans un logiciel de Système d'Information Géographique (SIG), et son exploitation pour l'interprétation des clichés aériens. En pratique, lorsque l'on dessine le contour d'un objet, par exemple un glacier, sur l'orthophotographie, il est directement représenté sous sa forme correspondant au système de projection choisi. On peut alors calculer sa surface, sa pente moyenne, son exposition, ..., ce qui est faux si le travail se fait directement sur la photographie aérienne verticale (conservation des angles par rapport au nadir, mais pas des distances).

3.2.1- Préparations initiales

La base du traitement informatique des photos aériennes (Fig. 1.20) commence par le rassemblement de trois composantes : les photographies aériennes (avec les paramètres de prise de vue), la carte topographique détaillée (IGN, 1/25 000) et le Modèle Numérique de Terrain (MNT), exprimé dans le système de coordonnées de travail (dans notre cas : coordonnées planes NTF-Lambert III). Le logiciel utilisé est normalement dédié à la télédétection et au traitement de clichés aériens et satellitaires. Il s'agit d'utiliser ici une infime partie des possibilités de cet outil en exploitant les modules de traitements des photos aériennes (G. Dos Santos, 2003).

La photographie aérienne est issue du « contact papier 23x23 » de l'IGN. Il s'agit de documents noirs et blancs dont les paramètres de prise de vue sont connus. Ils sont scannés à une haute résolution, c'est-à-dire 1000 points par pouce, avec un codage des couleurs en niveaux de gris.

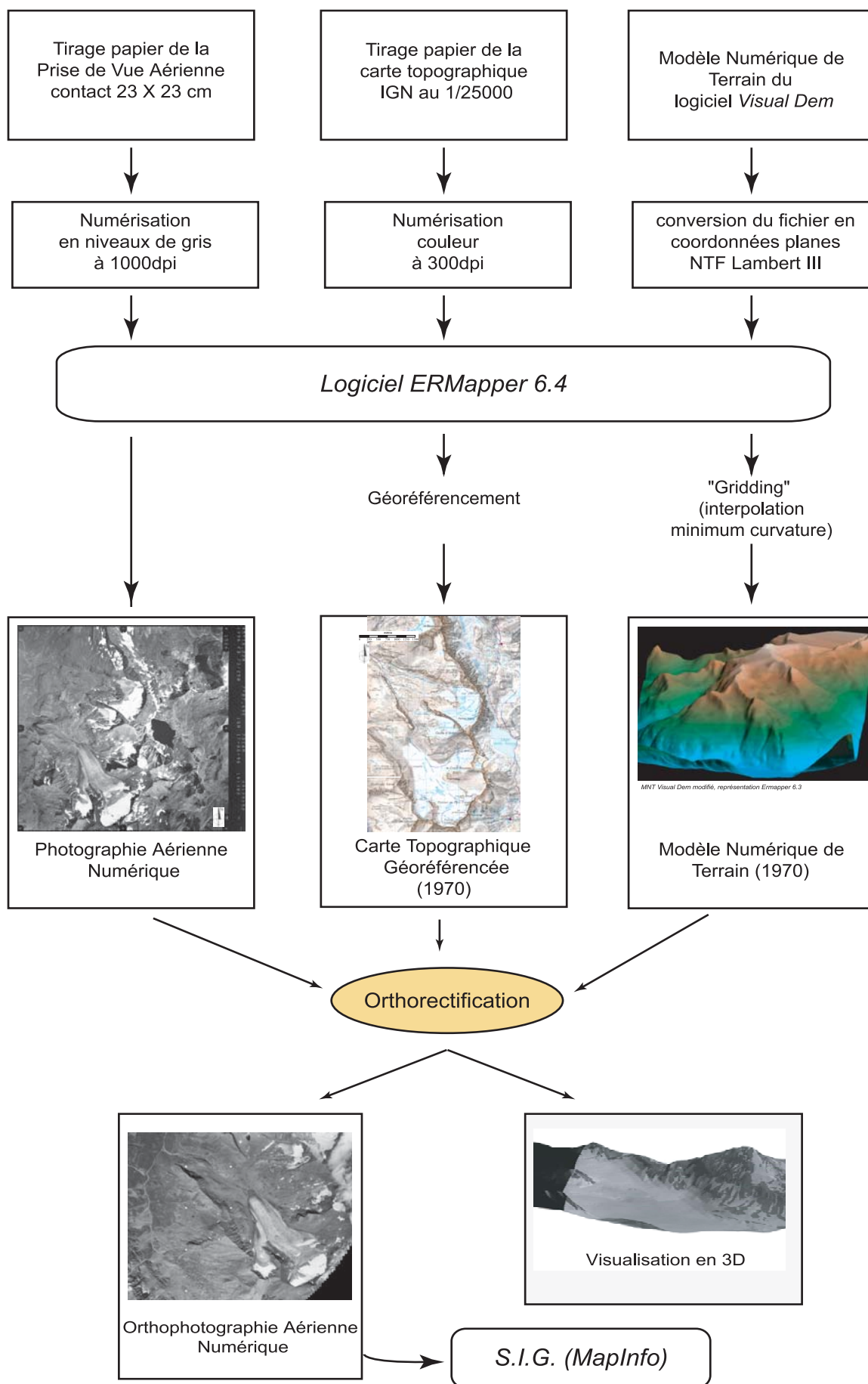


Fig. 1.20 : Schéma de la chaîne de traitement pour l'orthorectification des photographies aériennes

Le fichier numérique n'est pas compressé pour garder la meilleure résolution possible. Ce fichier est converti en image avec une extension typique du logiciel de traitement utilisé.

Le deuxième élément, le MNT, est au départ un fichier x, y, z comportant les coordonnées du terrain avec un point tous les 50 mètres. Le système de coordonnées initial est différent de celui de la carte. Le fichier est donc converti en coordonnées planes Lambert III à l'aide du logiciel « Circe » de l'IGN. La totalité du terrain est ainsi extraite du fichier initial afin de minimiser les manipulations. À partir du logiciel ErMapper, le fichier x, y, z est interpolé pour réaliser le MNT avec un maillage régulier toujours à 50 m. Deux fichiers ont été générés : un premier pour l'orthorectification proprement dite et un deuxième pour la réalisation de drappages. Dans le premier cas, la méthode d'interpolation utilisée est une simple triangulation de Delaunay, dont le principal avantage est d'introduire peu d'artefacts. L'inconvénient est son aspect en facettes, peu esthétique lors des visualisations. Pour cette raison, un deuxième fichier est généré avec la méthode d'interpolation nommée « Minimum Curvature », donnant un résultat plus souple mais comportant quelques artefacts.

Le troisième élément, la carte topographique de l'IGN, est numérisé à partir des tirages papier en planches 1/25 000. Les fichiers informatiques ont une résolution de 300 dpi. De la même manière que pour les clichés aériens, ils sont convertis en fichier raster. Ensuite, ils sont géoréférencés à l'aide des amorces de carroyage dans le système de coordonnées Lambert III.

3.2.2- Principe du traitement.

Le traitement informatique du cliché consiste à étirer l'image pour la rendre parfaitement superposable au fond

topographique servant de référence. Pour parvenir à ce résultat, une série de points remarquables sont sélectionnés sur la carte et sur la photo. Plusieurs tests empiriques ont été réalisés pour déterminer le nombre optimal de points de calage. Il s'avère qu'un nombre de points compris entre 20 et 30 aboutit à un résultat satisfaisant. Au-delà, la qualité s'améliore peu et il faudrait un MNT plus précis pour affiner la précision. Ensuite, le logiciel extrait l'altitude des points avec le MNT.

La dernière étape est réalisée par l'ordinateur qui déforme l'image. Les incertitudes finales sont de l'ordre de 10 à 15 mètres, liées aux erreurs de positionnement des points analogues sur les deux documents et à la qualité moyenne du MNT. Une rapide validation est réalisée en dessinant quelques lignes de crête ou des cours d'eau sur l'orthophotographie et en vérifiant les écarts sur le fond topographique.

3.2.3- Visualisation en trois dimensions

La fonction de drappage d'un objet (carte topographique, géologique, géomorphologique, ou même orthophotographie et scène satellite...) sur un MNT joue un rôle important dans la visualisation en trois dimensions des informations traitées. Si on applique cette fonction à une orthophotographie ancienne, il est possible de reconstituer un paléopaysage glaciaire. Le drappage de l'orthophotographie de 1953 sur le MNT nous en donne l'exemple.

Il est possible de valider le résultat si, par chance, il existe une photographie de terrain à la date de l'orthophotographie. Ce travail est possible sur la branche latérale occidentale du glacier du Baounet au cours de l'été 1939. En effet, l'orthophoto du secteur date de juillet et il existe un cliché de terrain oblique en août de cette même année (*Fig. 1.21*).

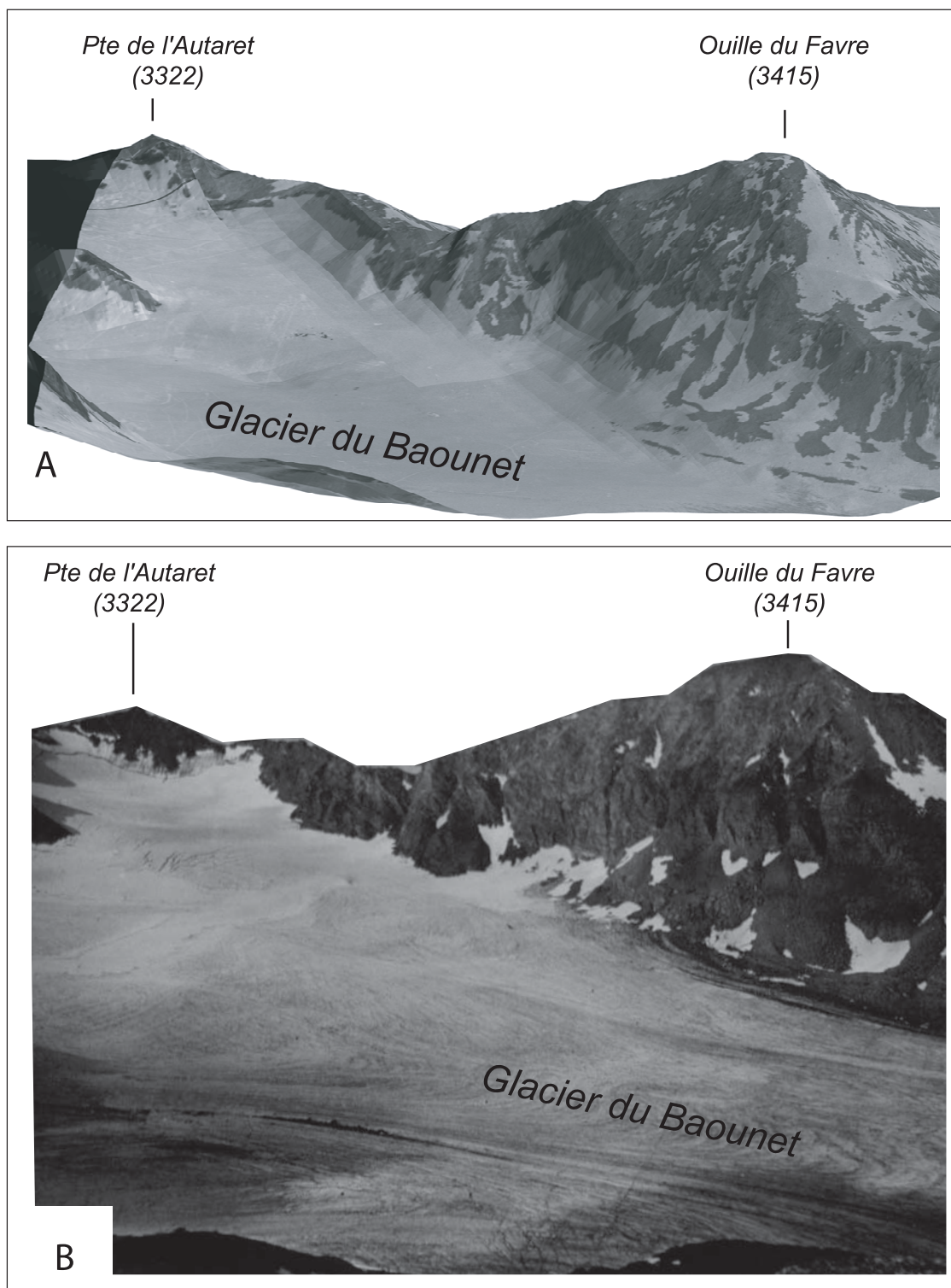


Fig 1.21 : Validation des reconstitutions 3D par comparaison avec un document de terrain.

A : Visualisation en trois dimensions de l'orthophotographie de 1939 «drappée» sur le Modèle Numérique de Terrain de 1970.

L'aspect de détail de la topographie est donc celui représenté sur la carte IGN au 1/25 000, mais la vue d'ensemble forme une illustration de la situation glaciologique à la date du cliché aérien.

B : Photographie de terrain du glacier du Baounet en août 1939

Ce document de terrain a pour but de valider les traitements sur les photos aériennes. La comparaison visuelle entre les deux clichés (terrain et PVA drapée sur le MNT) illustre la qualité du traitement numérique.

Source du document inconnue.

3.3- L'exploitation des scènes satellites : Landsat et spot

Depuis quelques décennies, il existe une collection de clichés satellitaires, obtenus avec différentes plates-formes, dont certains d'entre eux sont exploitables sur le plan glaciologique. L'utilisation de ces documents dans cette thèse consiste à extraire les contours des glaciers à la date du cliché afin de reconstituer des états d'englacement au cours du temps. Il s'agit notamment de combler les lacunes de données de la dernière décennie. En effet, la dernière campagne de photographie aérienne en noir et blanc date de 1996. Les scènes satellitaires ont une résolution d'une quinzaine de mètres pour LandSat 7 ou Spot et de 25 mètres pour LandSat 5. Les incertitudes absolues lorsque l'on dessine le front d'un glacier sont donc proches de celles obtenues lors d'un levé de terrain avec un GPS absolu. La rapidité de traitement permet d'exploiter plusieurs campagnes. Ainsi, il est possible d'utiliser les documents en accès libre sur le site Web de la Nasa. Deux campagnes sont ainsi disponibles : le 21 juillet 1989 et le 30 juillet 2001, issues respectivement des satellites Landsat-5 et Landsat-7 (Tab. 1).

Le satellite Landsat-5 a été lancé le 1er mars 1984. La figure 12-5 montre que cet appareil est équipé des capteurs MSS (Multi-Spectral Scanner System) et TM (Thematic

Mapper). Son successeur Landsat 7, lancé le 15 avril 1999, est pourvu du capteur ETM+ (Enhanced Thematic Mapper-plus). Les compositions colorées accessibles sur Internet sont formées à partir des bandes spectrales 2, 4 et 7 (Tab. 2).

En collaboration avec le CNES, deux images supplémentaires sont utilisées : scènes Spot 2, prises le 18 septembre 1987 et le 22 août 2003. Quatre campagnes récentes sont exploitables pour extraire les surfaces de glace et établir une cartographie des glaciers en 2004. Les images sont des documents orthorectifiés et géoréférencés dans le système UTM WGS84. Ils sont ainsi directement exploitables et intégrables dans un SIG. Ces images ont un avantage énorme sur les photographies aériennes car elles couvrent l'intégralité du terrain d'étude, simplifiant considérablement les manipulations informatiques (Fig. 1.22 et 1.23). En revanche, leur résolution reste un frein à l'utilisation plus en détail de ces documents.

La nouvelle génération de plate-forme, en particulier Ikonos, ouvre la possibilité dans quelques années de réaliser des travaux similaires à ceux menés à partir des clichés aériens.

Satellite	Date de lancement	Fin du service	Instruments
Landsat-1 (ERTS-1)	23 juillet 1972	Janvier 1978	RBV, MSS
Landsat-2	22 janvier 1975	Juillet 1983	RBV, MSS
Landsat-3	5 mars 1978	Septembre 1983	RBV, MSS
Landsat-4	16 juillet 1982	Juin 2001*	MSS, TM
Landsat-5	1 ^{er} mars 1984		MSS, TM
Landsat-6	5 octobre 1993	5 octobre 1993	ETM
Landsat-7	15 avril 1999		ETM+

Tab. 1 : La famille des satellites Landsat , avec leurs périodes opérationnelles.

* Les capteurs du satellite Landsat-4 ne sont plus opérationnels à partir de juillet 1987, mais le satellite est utilisé pour des essais de manœuvre jusqu'en 2001. (Traduit d'après le site : <https://zulu.ssc.nasa.gov>)

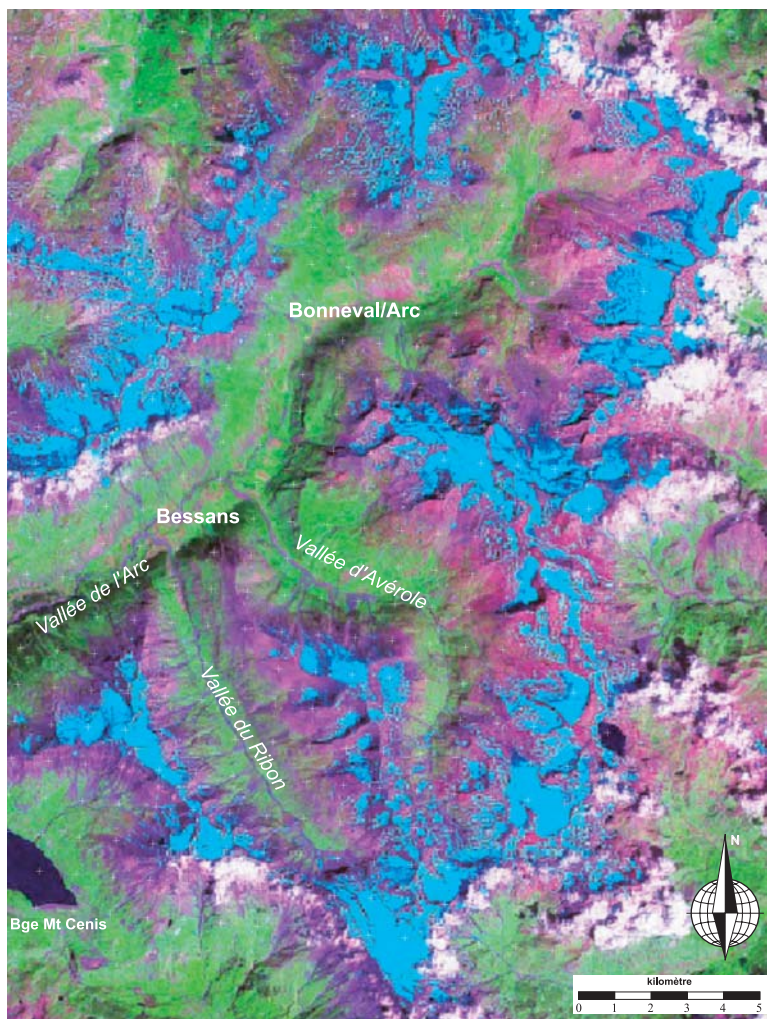


Fig. 1.22 : Extrait d'une scène Landsat 7 sur la Haute Maurienne.

Composition colorée à partir des bandes spectrales 7, 4 et 2 . source : Nasa, juillet 2001.

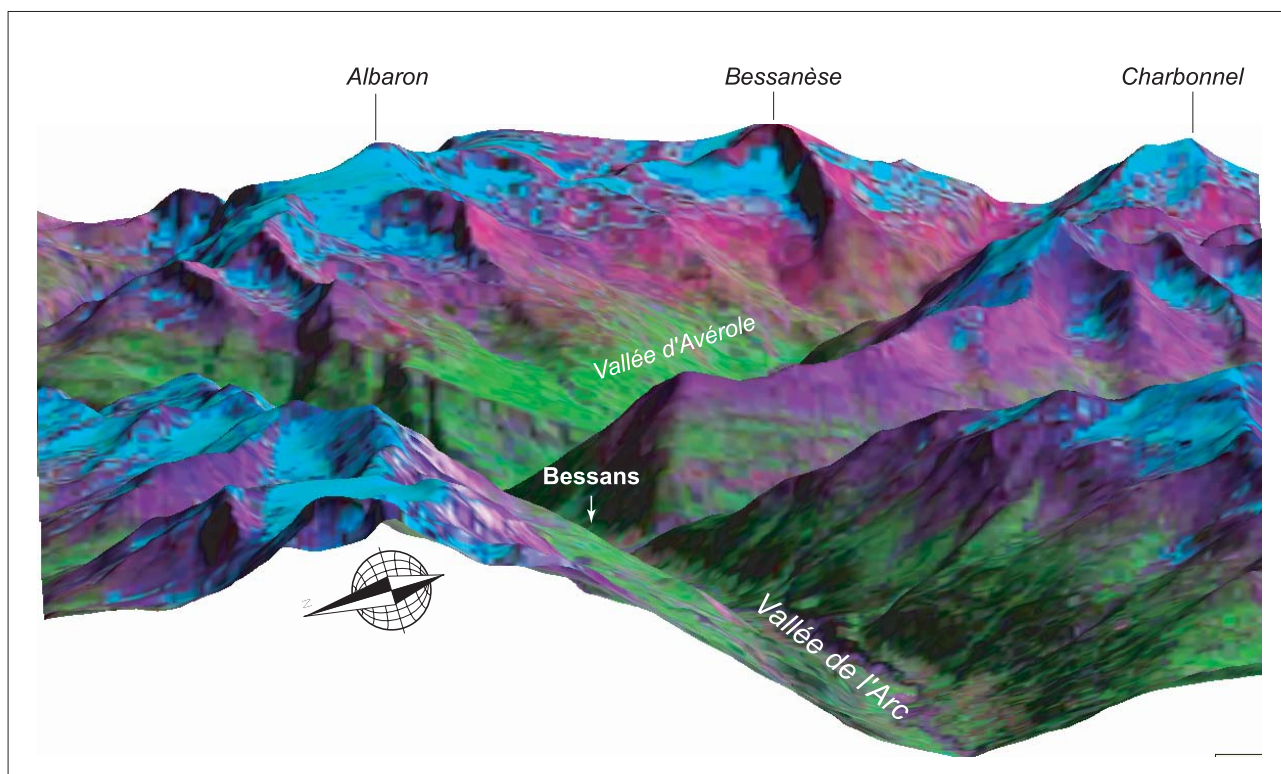


Fig. 1.23: Scène Landsat 7 drappée sur le Modèle Numérique de Terrain.

Composition colorée avec les bandes spectrales 7,4 et 2. Landsat 7 datée de 2001 (Source : Nasa)
Modèle Numérique de Terrain Visual Dem Alpes

Bande	RBV	MSS	TM	ETM+
1	0.48-0.57 µm vert		0.45-0.52 µm bleu	0.45-0.52 µm bleu
2	0.58-0.68 µm rouge		0.52-0.6 µm vert	0.53-0.61 µm vert
3	0.69-0.83 µm IR		0.63-0.69 µm rouge	0.63-0.69 µm rouge
4		0.5-0.6 µm vert	0.76-0.9 µm NIR	0.75-0.9 µm NIR
5		0.6-0.7 µm rouge	1.55-1.75 µm SWIR	1.55-1.75 µm SWIR
6		0.7-0.8 µm IR	10.4-12.5 µm TIR	10.4-12.5 µm TIR
7		0.8-1.1 µm IR	2.08-2.35 µm SWIR	2.1-2.35 µm SWIR
8				0.52-0.9µm panchromatic

Tab. 2 : Bandes spectrales des instruments Landsat

IR : Infrarouge ; NIR : Proche Infrarouge ; SWIR : Courtes longueurs d'ondes Infrarouge; TIR : Infrarouge Thermique (Traduit d'après le site : <https://zulu.ssc.nasa.gov>)

	Vraies Couleurs rouge: Bande 3 vert: Bande 2 bleu: Bande 1	Fausse couleurs rouge: Bande 4 vert: Bande 3 bleu: Bande 2	SWIR (GeoCover) rouge: Bande 7 vert: Bande 4 bleu: Bande 2
Arbres et arbustes	Vert Olive	Rouge	nuances de vert
Cultures et champs	Vert tendre	Rose à rouge	nuances de vert
Végétation humide	Vert sombre à noir	Rouge sombre	nuances de vert
eau	Bleu-vert	Bleu	Noir à bleu sombre
Zones urbaines	Blanc à bleu	Bleu à gris	Lavande
Champs labouré	Blanc à gris	Bleu à gris	Magenta, Lavande, ou rose pâle

Tab. 3 : Apparences des compositions colorées issues des scènes satellites

(Traduit d'après le site : <https://zulu.ssc.nasa.gov>)

Il existe un autre avantage aux scènes satellites avec les possibilités de codages des couleurs. En effet, les capteurs enregistrent plusieurs canaux dont certains en Infrarouge. En combinant les codes de couleurs Rouge – Vert – Bleu avec les bandes spectrales, les

clichés apparaissent soit en «vraies couleurs», soit en fausses couleurs. Ainsi, des objets avec des signatures spectrales particulières, comme par exemple l'eau solide, deviennent plus visibles et faciles à détecter (*Tab. 3*).

3.4- Le centralisation des données par un Système d'Informations Géographiques

Les divers documents doivent être triés et traités sur le plan cartographique. Les Systèmes d'Informations Géographiques (SIG) remplissent parfaitement ce rôle en regroupant des couches d'origine très diverse par le jeu des géoréférences (*Fig. 1.24*). Il s'agit de logiciels dont la caractéristique

commune est de permettre la superposition de plusieurs couches d'informations cartographiques en lien avec des tables de données associées. Les différentes strates sont calées entre elles par le géoréférencement dans un système de coordonnées. Le choix du logiciel a été guidé par la simplicité

d'utilisation, associée à de rapides limitations, et la compatibilité des formats d'échange. MapInfo est l'outil retenu pour cette étude, notamment en raison de son interfaçage avec ErMapper. Ainsi les orthophotos créées sous ErMapper sont directement transférées dans le SIG. Il centralise donc toutes les informations relatives à l'extension des glaciers, depuis la carte d'État-major, jusqu'aux scènes satellites. Il se forme alors une sorte de mille-feuille numérique sur lequel les extensions des glaciers sont enregistrées aux dates des strates. L'étape suivante consiste à digitaliser sur une nouvelle couche les extensions des glaciers aux différentes dates. À chaque nouvel objet, une ligne est créée dans la table associée. Cette dernière comprend le nom du glacier, la date de l'extension et sa surface. La superficie est calculée automatiquement par le logiciel.

3.4.1 – Réalisation des cartes d'extension des glaciers

Le SIG est un outil de centralisation et de digitalisation des contours de l'extension glaciaire mais il n'est pas dédié au dessin vectoriel. Pour cette raison, la mise en forme des cartes est réalisée sous Illustrator. En résumant, le SIG sert à fabriquer le squelette de la carte alors que le logiciel de DAO l'habille.

Le terrain d'étude est découpé en secteurs dont la superficie au 1/50 000 est compatible avec une page A4. Un jeu de cartes est donc édité pour rendre compte des variations de surface des glaciers. Il a été choisi de représenter les glaciers dans leur contexte topographique général avec un fond cartographique généré à partir du MNT. Le code de couleurs créé pour ces représentations graphiques n'est pas vraiment conventionnel avec les règles classiques de sémiologie graphique (J. Bertin, 1977). Ces cartes sont spécifiques et le nombre important d'états ne permet pas de respecter ces règles. L'objectif est de dessiner un document facilement exploitable, aussi bien de manière théorique que sur le terrain.

Ce résultat graphique montre l'ampleur des phénomènes mais les comparaisons entre les différents glaciers sont difficiles à établir. Pour parvenir à ce but, la table des surfaces est exploitée sur le plan statistique. Les données sont exportées vers un tableur.

3.4.2 - Les diagrammes de surfaces relatives

Le traitement par SIG aboutit à la constitution de cartes, outils fondamentaux pour la visualisation des variations de surfaces. Certes, ce résultat graphique forme une image qualitative de ces fluctuations, mais la quantification et les comparaisons restent subjectives. Pour résoudre ce problème, la table numérique associée au document graphique est exploitée par une méthode particulière: à partir des données brutes, les valeurs de surfaces sont converties en superficies relatives par rapport à l'aire des glaciers en 1850. Avec cette technique, la surface en 1850 de tous les glaciers est égale à 100 %. Ensuite les valeurs mesurées aux différentes années sont exprimées en pourcentage de cette valeur de référence. Ainsi, il est possible de comparer les vitesses de décrue des différents glaciers. Il se dessine alors un faisceau de courbes partant du point 100 % en 1850, divergeant ensuite au cours du temps.

Les travaux de reconstitution des extensions des glaciers conduisent à une série de résultats graphiques et numériques (cartes et tables). Les interprétations sont axées sur une logique d'explication globale des résultats, sans rechercher à argumenter sur les mécanismes de fonctionnement des glaciers. Ces derniers sont le plus souvent un enchevêtrement de mécanismes et d'interactions pour lesquels la quantité d'information disponible est bien souvent insuffisante à l'élaboration de modèle exploitant les propriétés physiques du milieu.

Nous allons donc évoquer quelques grandes pistes d'interprétation en se référant à la logique systémique sous-jacente à cette étude qui privilégie le rôle des mécanismes de liaison aux interfaces entre le système glaciaire et les compartiments atmosphérique et hydrographique.

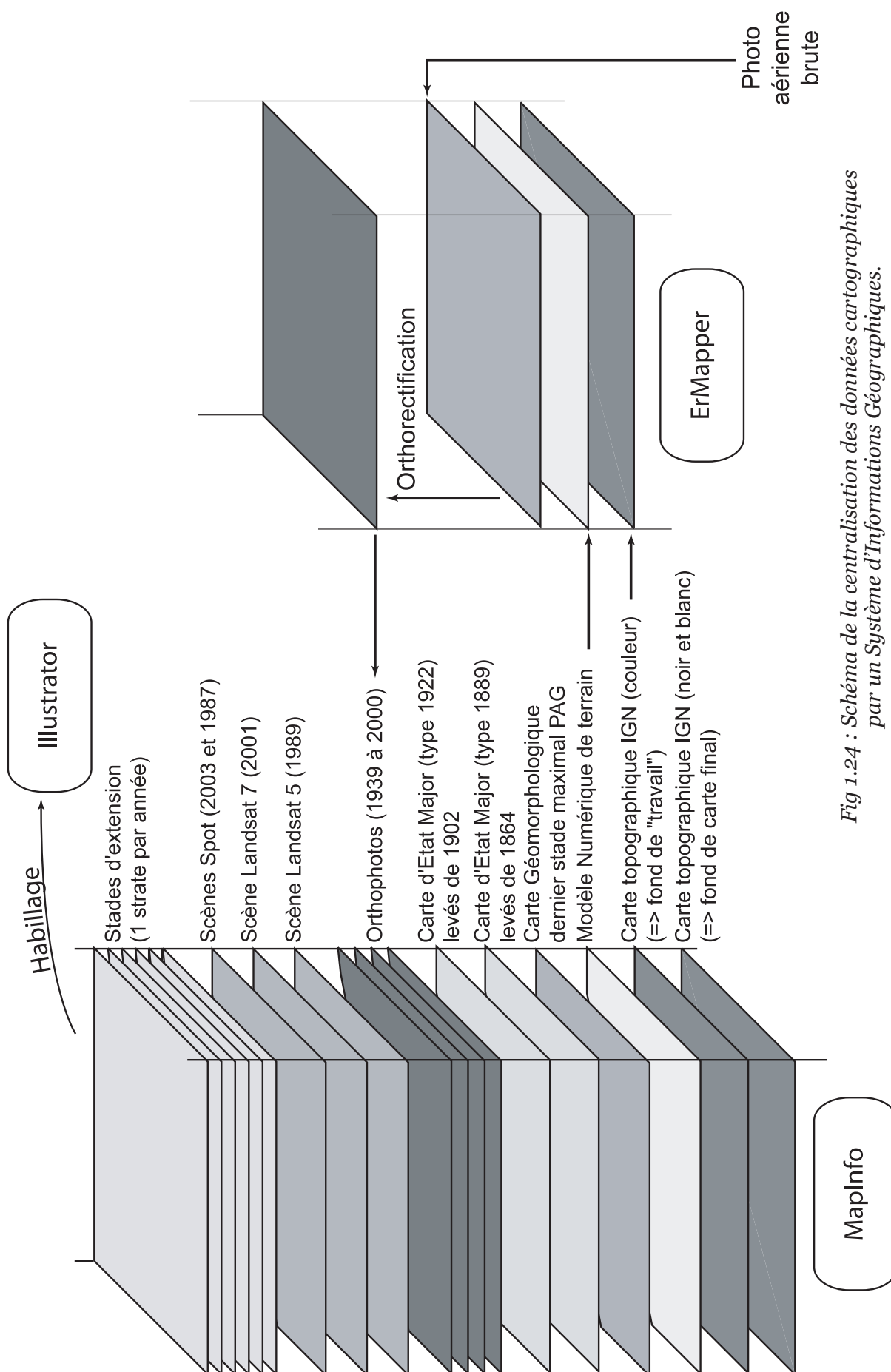


Fig 1.24 : Schéma de la centralisation des données cartographiques par un Système d'Informations Géographiques.

L'objectif est de reconstituer l'état des glaciers sur le bassin versant du Haut Arc au cours du XXe siècle.

4- RÉSULTATS ET INTERPRÉTATIONS : UNE TYPOLOGIE DE LA DÉCRUE GLACIAIRE POST-PAG EN HAUTE MAURIENNE.

4.1- La notion de pic de crue glaciaire

Vers 1850, au moment du dernier maximum du Petit Âge Glaciaire, les glaciers sont tous en contact avec leurs moraines frontales, aujourd'hui bien marquées dans le paysage (*Photos 1.6 et 1.7*). Cependant, quelques glaciers se distinguent dans ce schéma général. Il s'agit des appareils dont le front est tronqué par une chute de séracs, bloquant la formation d'une moraine frontale bien identifiée. Malgré tout, la dynamique des glaciers semble généralement homogène dans l'espace.

Une telle situation nous sert de référence pour les glaciers, en considérant que 1850 correspond au pic de crue. Sur la carte de la France de 1864 (feuille de Bonneval), la toponymie est particulièrement instructive : de nombreux glaciers actuels sont coalescents à cette date et ne porte alors qu'un seul nom. Par ailleurs, les petits glaciers formés au cours du PAG ont aujourd'hui disparu. Ces évolutions illustrent les modalités d'adaptation des petits glaciers et leurs temps de réaction aux forçages climatiques. Cette méthode de travail utilisant le pic de crue comme point de départ doit cependant être utilisée avec précaution.

4.2- Les « trajectoires » des systèmes glaciaires au cours du XXe siècle : une classification des types de décrues glaciaires.

Le terme « trajectoire » est utilisé pour traduire les évolutions des systèmes glaciaires. Cette appellation est dérivée de la description en mécanique de l'évolution d'un mobile dans l'espace (vitesse et accélération).

Comme nous l'avons évoqué précédemment, le traitement en SIG délivre deux documents : un jeu de carte d'extension des glaciers et une table de données. Les cartes ont surtout un rôle de visualisation des résultats alors que la table de données est exploitée quantitativement sous la forme de diagrammes et d'analyses statistiques.

Cet état n'est qu'un point dans une évolution à long terme. Ce n'est pas non plus l'état « normal » des glaciers, donnant une dimension catastrophique à la décrue du XXe siècle. Ce travail est guidé par une vision « hydrologique » des fluctuations glaciaires dans laquelle le retrait des glaciers depuis 1850 est assimilé à une décrue sur un cours d'eau.

À l'aide de la carte géomorphologique, les contours des glaciers sont reconstitués à partir du stade d'extension maximale visible sur le terrain. Ce stade correspond topographiquement à la position des glaciers en 1864 à la date de la carte de Bonneval. Une exception existe cependant. Il s'agit du glacier Inférieur du Vallonnet dont la dynamique lors du PAG aboutit à l'édification d'un empilement de cordons morainiques.

La position du glacier lors du dernier stade de 1850 est difficile à identifier clairement parmi l'ensemble des cordons morainiques, en raison principalement de la faible précision de la carte de 1864.

Les cartes des extensions glaciaires révèlent des évolutions bien différentes entre des glaciers parfois très proches (*Fig. 1.25 à 1.28*). L'aspect des successions d'état constitue une signature du type de décrue affectant un glacier particulier. Lorsque le retrait est régulier, les auréoles sont régulièrement espacées, sans chevauchement entre plusieurs contours. Par exemple, le glacier des Evettes montre une succession de contours concentriques (*Fig. 1.26*).

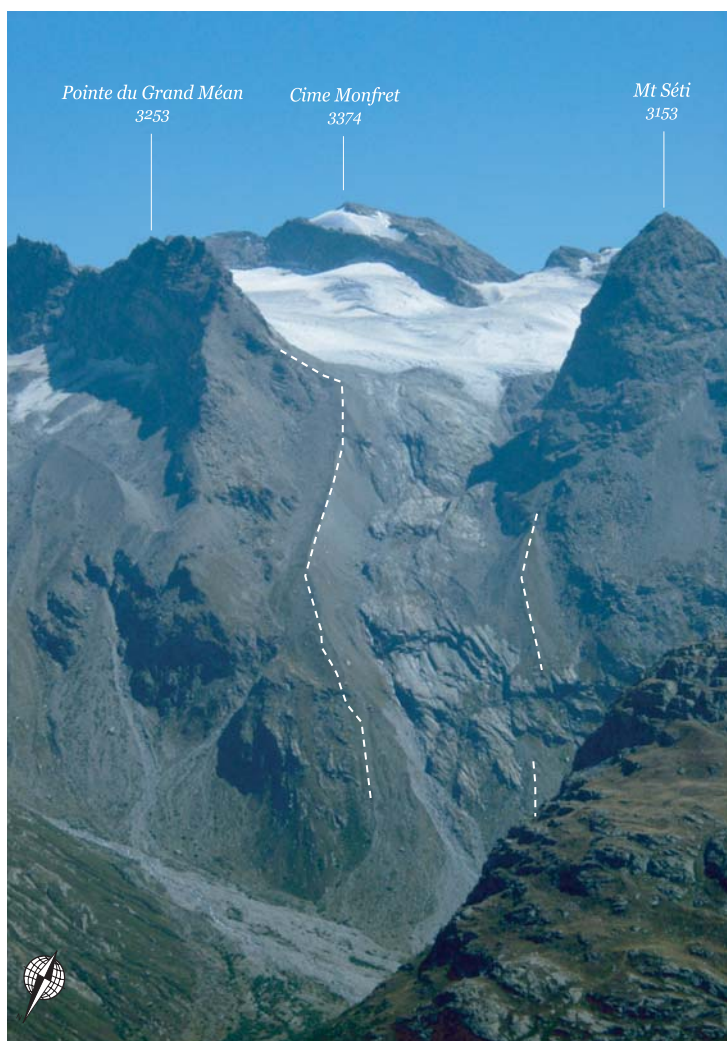


Photo 1.6 : Cordons morainiques latéraux «PAG» du glacier de Grand Méan.

La moraine frontale est tronquée par le torrent proglaciaire du glacier du Mulinet venant de la gauche de la photo.

Photo : S. Jobard, juin 2003.

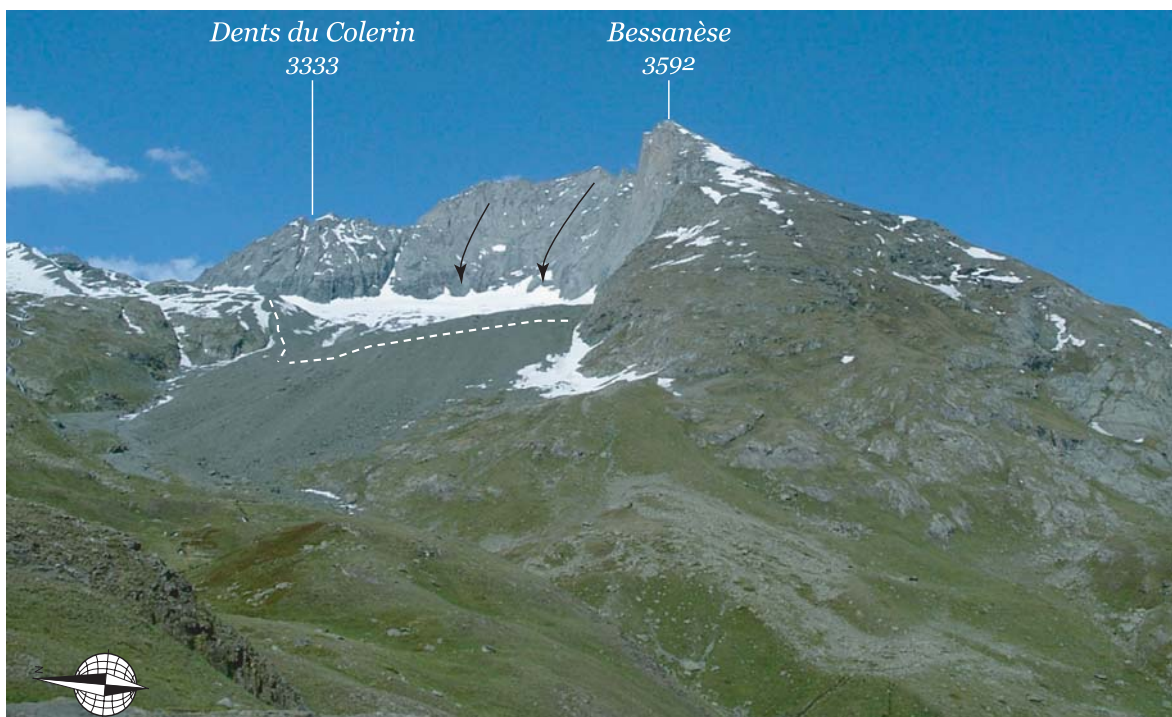


Photo 1.7 : Moraine latéro-frontale «PAG» du glacier des Grandes Pareis.

Les flèches noires dans la paroi soulignent la dynamique de versant très active, fournissant beaucoup de matériaux au glacier pour édifier d'imposantes moraines. Photo : S. Jobard, juin 2005

Au contraire, le glacier de Derrière le Clappier (*Fig. 1.25*), au fond de la Vallée d'Avérole, est marqué par une décrue stabilisée à partir des années 1970 avec des contours se superposant. Dans ce dernier cas, la distinction entre les extensions est difficile car les variations de superficie du glacier entre deux dates sont proches de la valeur des erreurs commises des reconstitutions (exactitudes des mesures). Les variations de surfaces ne sont alors pas significativement différentes.

Les cartes illustrent également l'agencement des types de décrue des glaciers d'un même secteur géographique. Pour les analyses ultérieures, nous nous concentrerons sur les diagrammes d'évolution des surfaces de glace issus de ces cartes (*Fig. 1.29 à 1.31*). Le but est alors d'établir des comportements généraux sur le bassin-versant, de manière à estimer les enregistrements par différents systèmes glaciaires d'un même signal climatique.

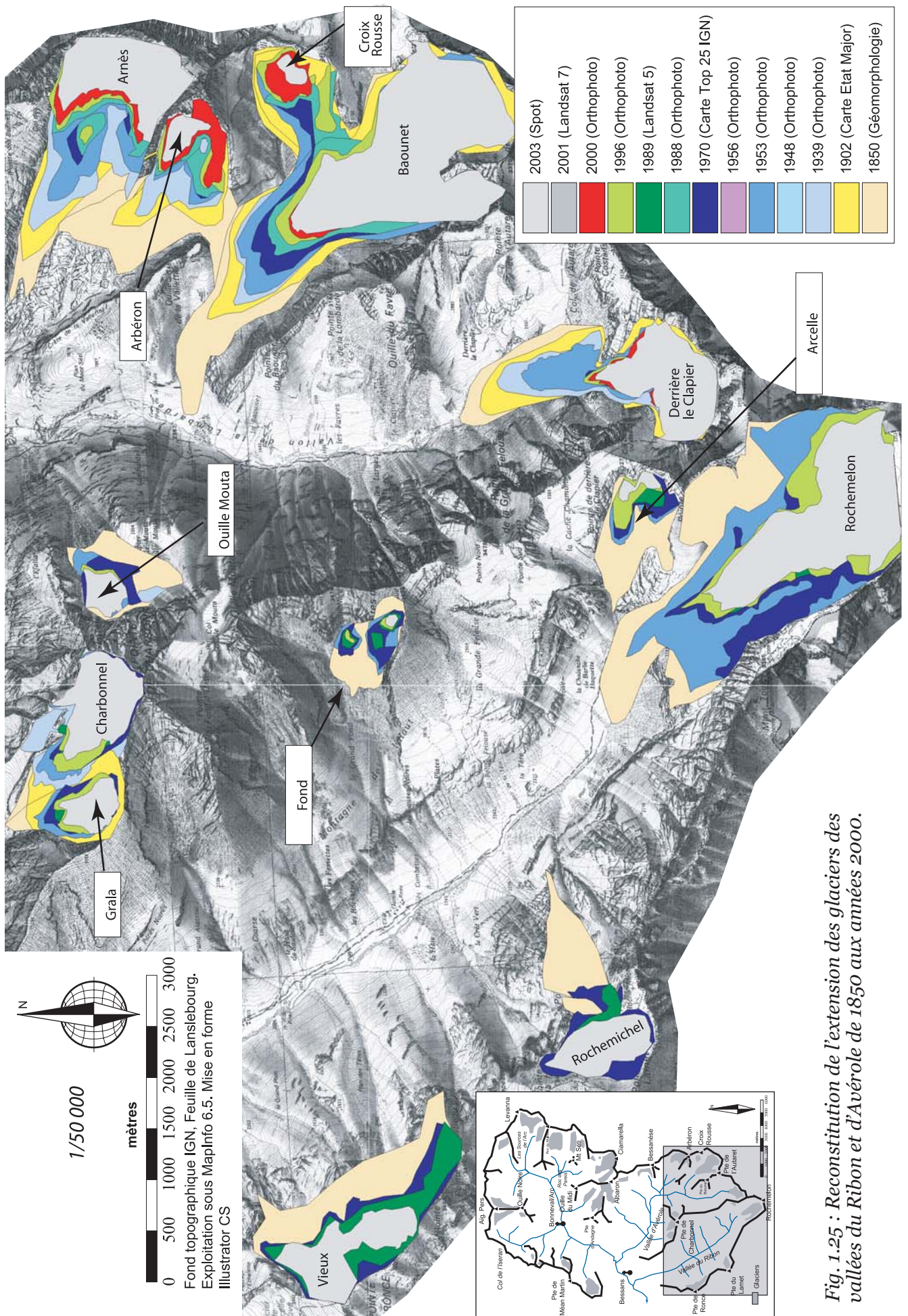
Les évolutions des surfaces de glace sont interprétées comme des adaptations des systèmes glaciaires aux forçages climatiques. Des différences dans les réponses sont alors considérées comme des indicateurs des modalités d'ajustement des glaciers. Cependant, il n'est pas possible d'établir de corrélations dans les réponses des glaciers obtenues par cette méthode : les temps de transfert de la glace dans le système glaciaire déphasent les signaux et empêchent toutes corrélations sur les résultats.

Cependant, cette technique est utilisée dans le développement des prochains paragraphes pour établir une classification des types de décrues glaciaires. Chaque glacier est comparé à l'ensemble de ses homologues, mais le nombre important d'appareils nous conduit à fractionner les résultats en quelques figures, organisées selon les secteurs géographiques du terrain d'étude. Les résultats des mesures de variations de surface sont tracés sur une série de diagrammes dont les dates s'étendent de 1850 à 2005. Les courbes montrent deux grands types de tendances : linéaires ou ponctuées de ruptures (*Fig. 1.32*).

Les *trajectoires linéaires* sont notées «L» alors que les évolutions comportant des ruptures sont appelées «R». Cette dernière catégorie associe souvent deux ruptures et forme une courbe en paliers. L'ensemble des évolutions des glaciers est classé avec cette terminologie. Par exemple, sur la *fig. 1.32*, les glaciers des Sources de l'Arc, de Grand Méan ou des Evettes adoptent des trajectoires de type L. Au contraire, les glaciers de Bonneval et de Piatou sont classés dans la catégorie R.

La courbe du glacier de la Levanna montre une rupture de pente dans les années 1970. Par ailleurs, les glaciers des Trois Becs et de Séa sont aussi dans cette catégorie, avec une disparition complète dans les années 1990. Cette dernière catégorie est alors notée Rd. Ces « paléo-glaciers » offrent une image de l'évolution extrême d'un système inadapté aux nouvelles conditions climatiques. Pour interpréter ces résultats, il convient tout d'abord d'évaluer les modalités de la décrue sur le contexte topographique. En effet, une variation de la surface de glace est liée tout d'abord aux conditions climatiques. Cependant, au fil de la décrue, le contexte topographique change et modifie la sensibilité du glacier aux variations des paramètres météorologiques. Cette « mutation » est rarement prise en compte dans l'analyse des séries de bilan de masse.

Par exemple, dans le cas du glacier de Derrière le Clappier, la décrue est associée à une remontée au-dessus d'un verrou rocheux et elle est marquée par une vitesse de retrait très rapide. Ensuite, une stabilisation intervient lorsque le front du glacier passe au dessus du verrou. Cette position « refuge » lui permet alors de retrouver temporairement des conditions climatiques moins défavorables. La décroissance de la superficie s'atténue, mais le bilan de masse reste certainement déficitaire : le glacier perd alors de la masse par amincissement, et cette donnée est indétectable avec le mode d'étude choisi. Cependant, il existe des glaciers dont le profil du bedrock est irrégulier et qui suivent une décrue linéaire. Au contraire, un profil régulier est parfois lié à une décrue glaciaire par à coup.



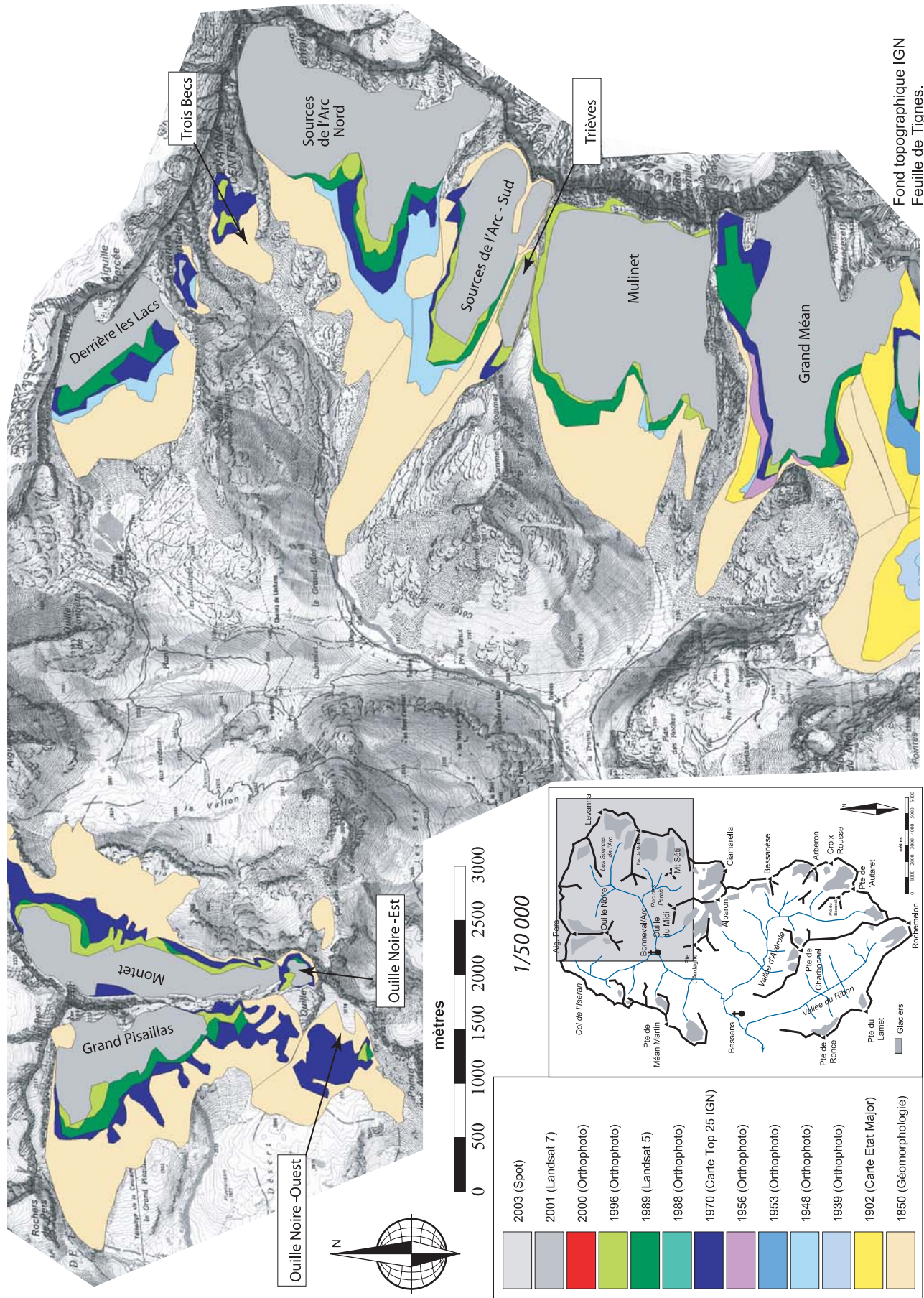


Fig. 1.27 : Reconstitution de la superficie des glaciers des secteurs des Sources de l'Arc et de l'Iseran au cours de la décrue glaciaire post-PAG

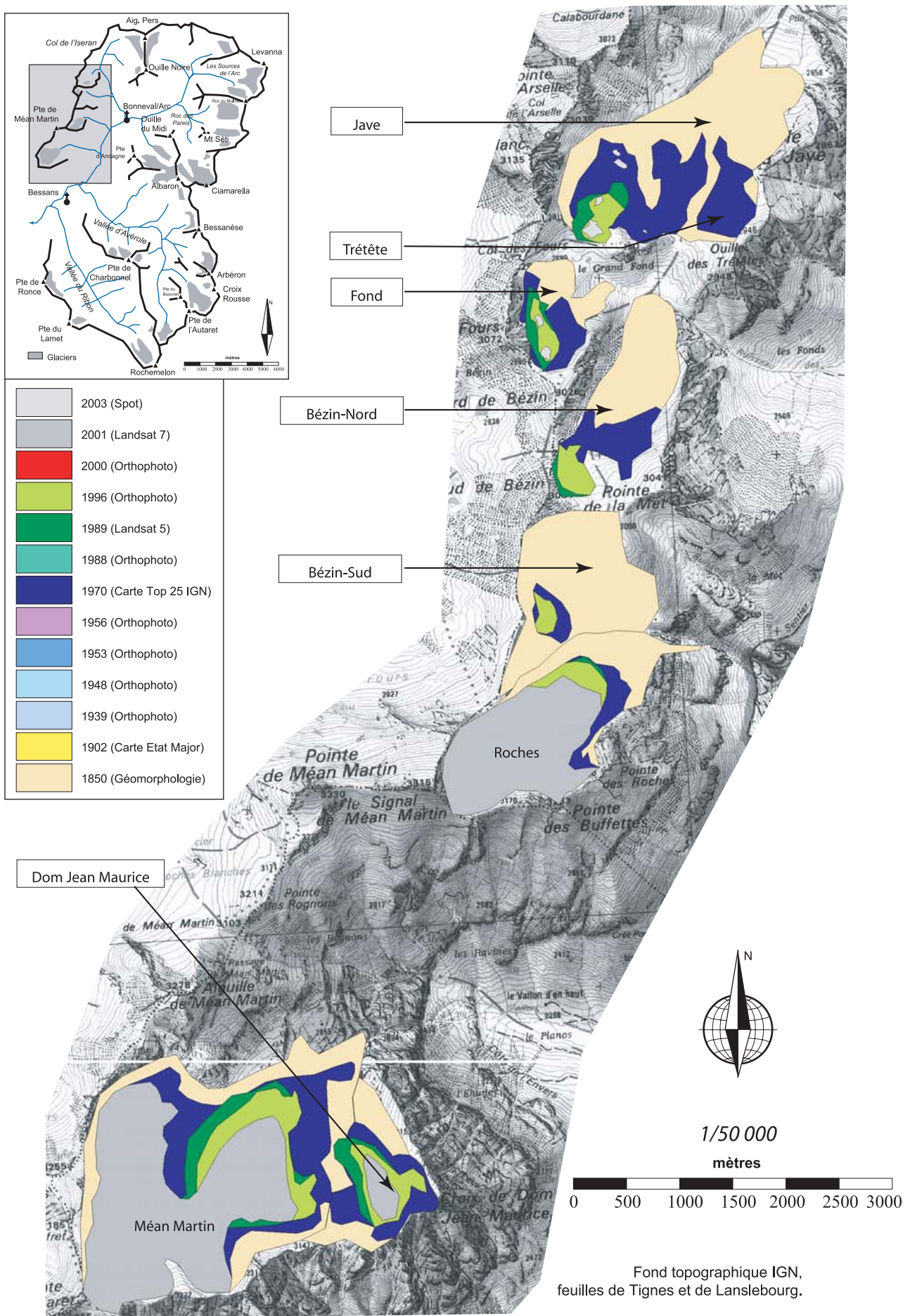


Fig. 1.28 : Reconstitution de la superficie des glaciers du secteur Jave - Méan Martin au cours de la décrue glaciaire post -PAG

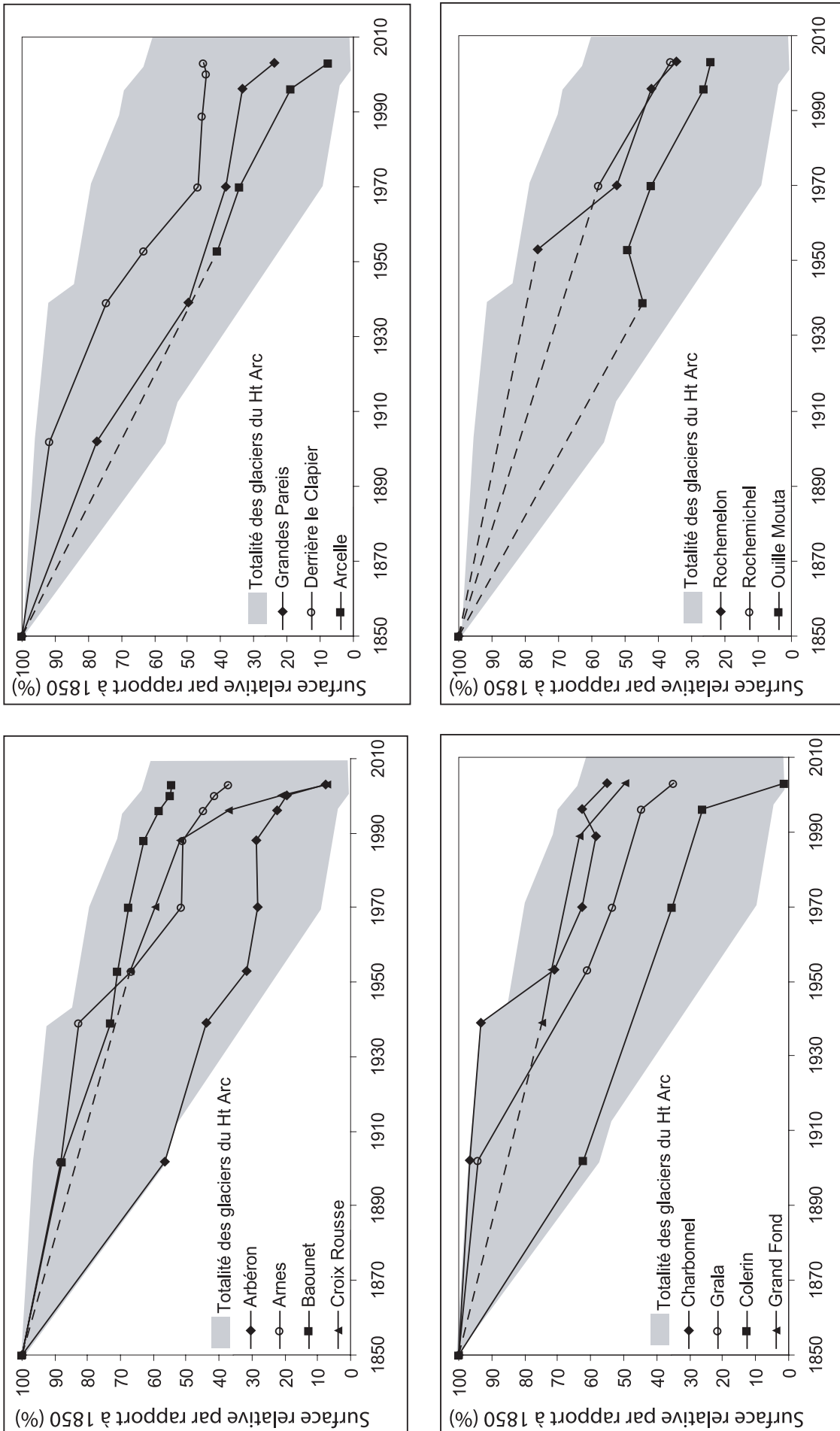


Fig. 1.29 : Diagrammes des surfaces relatives des glaciers de 1850 à 2000 - Vallons d'Avérole et du Ribon

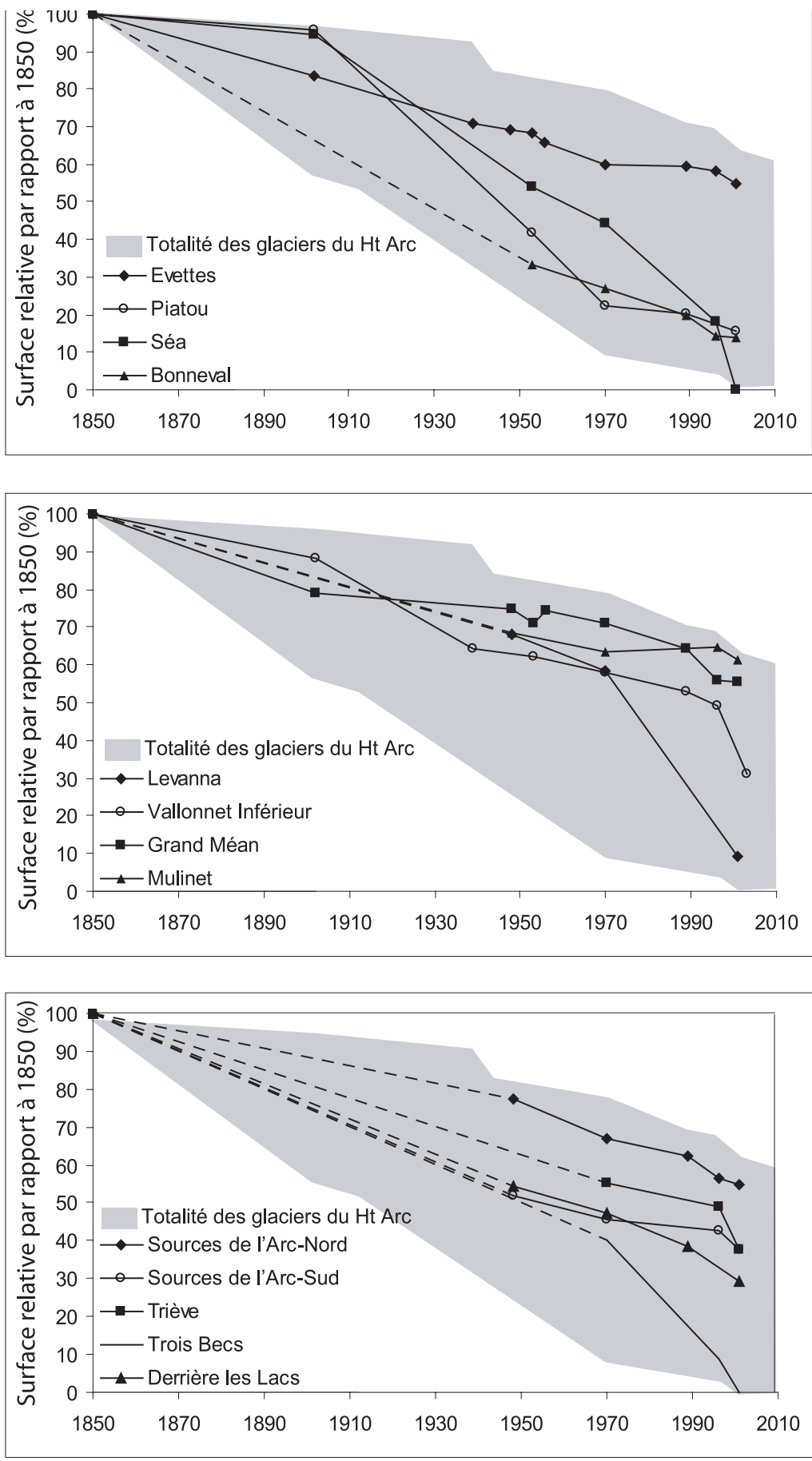


Fig. 1.30 : Diagrammes des surfaces relatives des glaciers de 1850 à 2000
Secteur Evettes et Sources de l'Arc

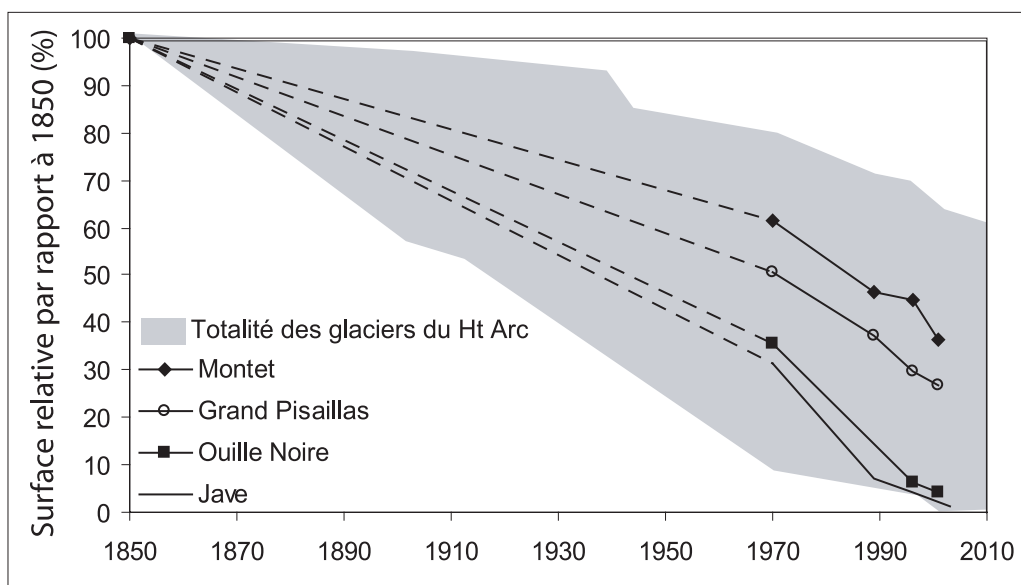
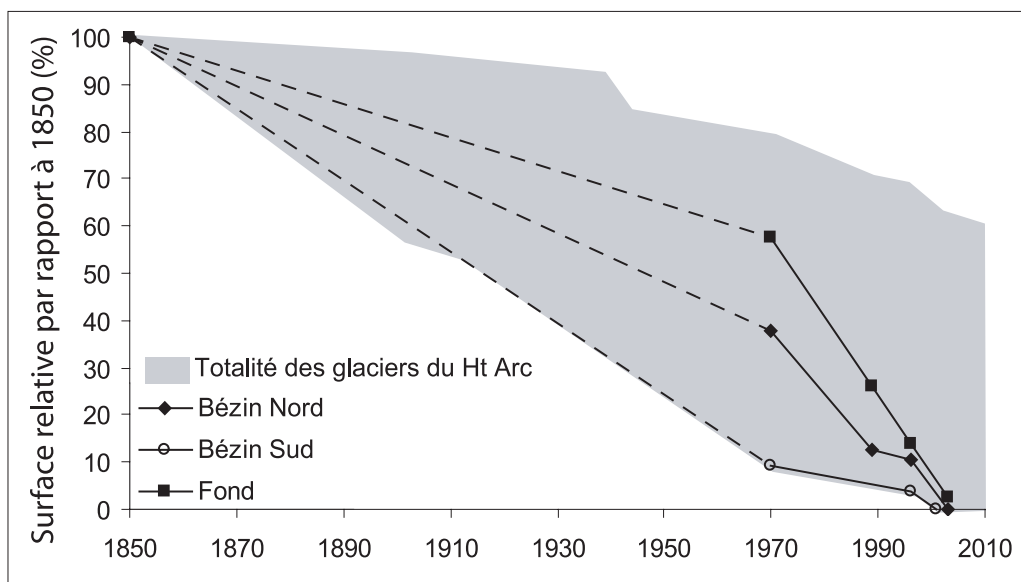
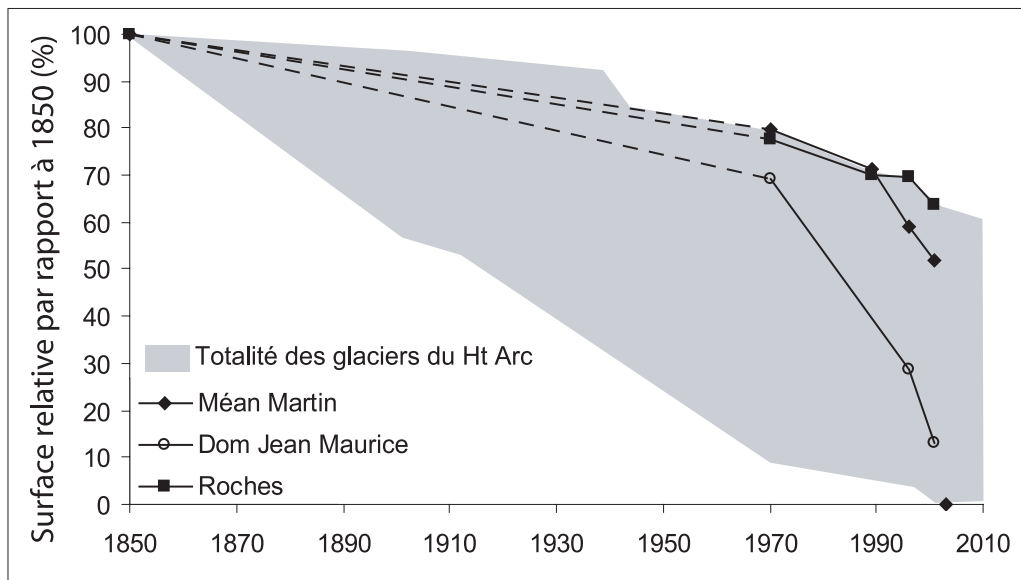


Fig. 1.31 : Diagrammes des surfaces relatives des glaciers de 1850 à 2000
Secteur Iseran et Méan Martin

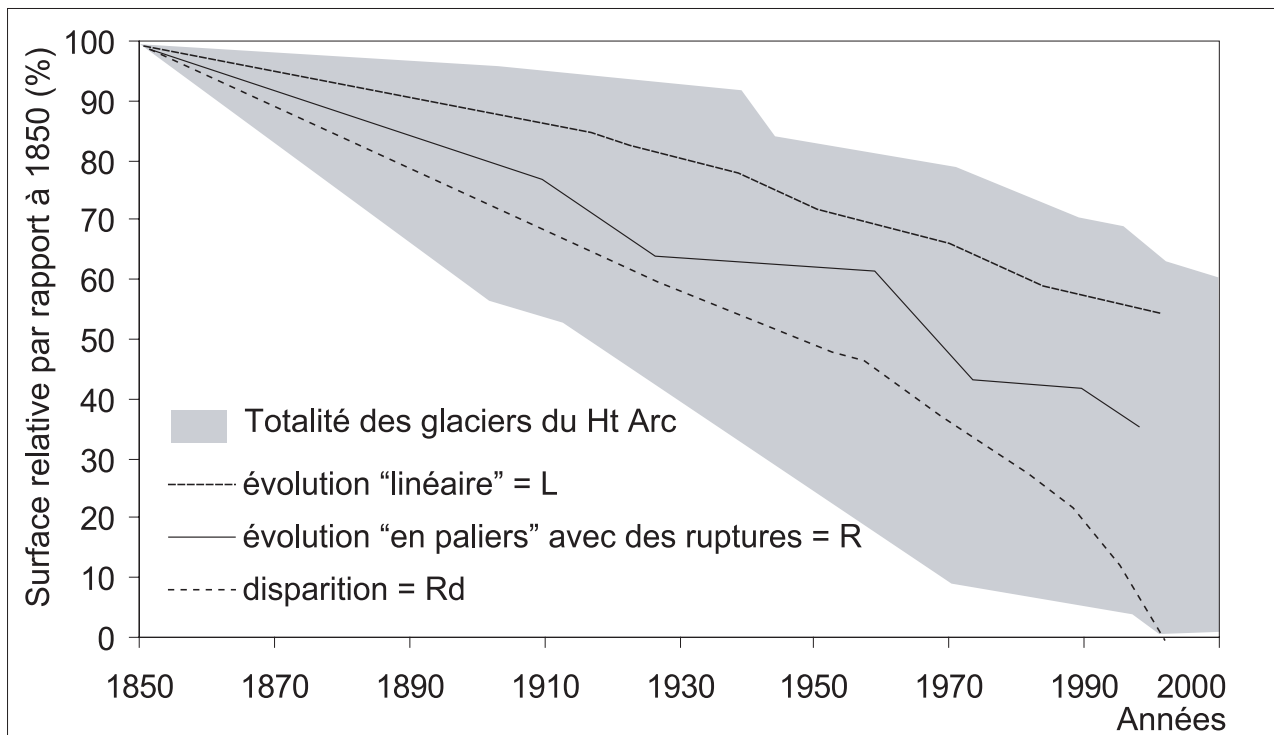


Fig. 1.32 : Les grands types de trajectoires au cours de la décrue post-PAG

Deux principaux types d'évolution suffisent à décrire le retrait de ces glaciers : les décrues "linéaires" et les décrues "en paliers". Les évolutions en paliers sont typiques de ruptures dans le fonctionnement des glaciers (retrait au dessus d'un verrou, modification de la dynamique du glacier, ...)

Cependant, ces mesures des variations de surfaces ne permettent pas de retrouver l'enregistrement du climat par les glaciers. L'outil habituellement utilisé pour ce suivi du lien climat-glacier est le bilan de masse.

4.2.1- Les adaptations régulières : type « linéaire »

Au cours de la décrue, certains glaciers suivent une adaptation régulière aux forçages climatiques, induisant une décroissance linéaire de leur surface. La configuration topographique associée à ces glaciers est souvent un profil longitudinal régulier, avec de faibles ruptures de pente. Le recul du front n'est donc pas perturbé par des effets d'accélération liés au profil topographique.

Les effets des temps de retard dans le transfert de la masse de glace atténuent les pulsations sur de courtes périodes du front. La courbe est alors presque linéaire, avec la signification d'un couplage efficace entre le glacier et l'atmosphère. Les exemples sont nombreux et présents dans toutes

les orientations du bassin-versant : Grand Pissailas, Derrière les Lacs, Evettes, Arcelle, Baounet (Fig. 1.29 à 1.31).

Les trajectoires linéaires indiquent que le système garde une capacité d'adaptation suffisante pour absorber le forçage climatique sans atteindre un seuil de rupture. Le terme « forçage climatique » traduit une modification des paramètres atmosphériques, principalement la température de l'air et les précipitations. Dans une analyse sur 150 ans, à l'échelle d'un bassin versant, nous considérons que ce forçage climatique est lié à un phénomène planétaire, sous la forme d'un changement global depuis la fin du PAG. Les formes de ces modifications des conditions atmosphériques sont variables selon le type de paramètre et l'emplacement des stations de mesure. Par exemple, la série

de précipitations du Mt Aigul (France) ne montre pas de tendance majeure sur les précipitations sur une série de 1896 à 1999 (Fig. 1.33). Cependant, la série de température de cette même station montre clairement une rupture dans les années 1970 avec une augmentation des températures moyennes annuelles.

Pour observer une tendance plus longue sur les températures, nous utilisons une série issue d'une station sous des latitudes plus élevées, en Sibérie orientale à Olekminsk (Fig. 1.34). Le choix de cette station est guidé par la longueur importante de la série, indisponible pour une station en France. La courbe des températures moyennes annuelles

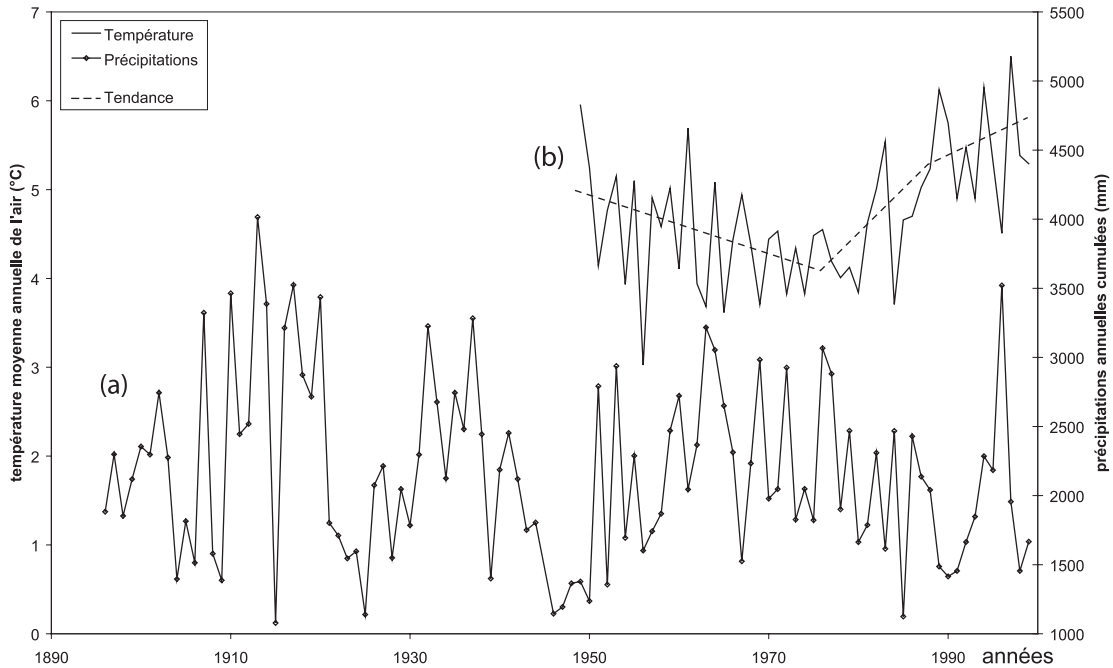


Fig 1.33 : Evolution de la température de l'air et des précipitations à la station du Mont Aigul (France)

a: précipitations mensuelles cumulées; b: Température moyenne mensuelle.

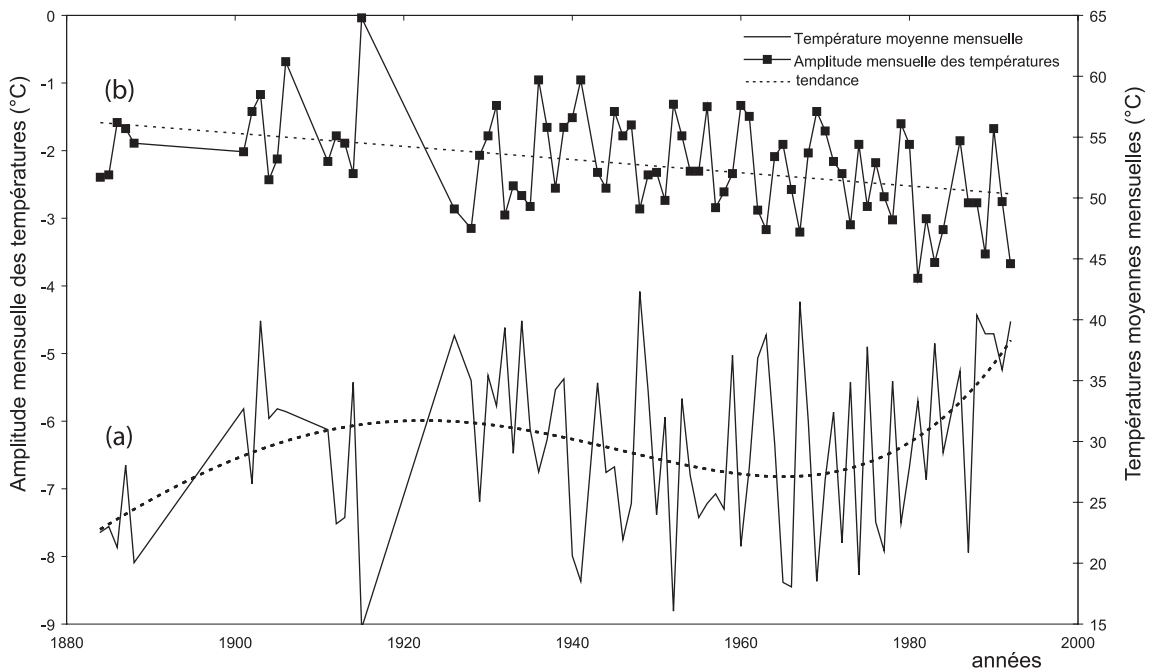


Fig 1.34 : Evolution de la température de l'air à la station de Olekminsk (Sibérie orientale)
a: Température moyenne mensuelle; b: Amplitude mensuelle des températures

indique également une rupture au cours des années 1970. Cependant, le diagramme montre également des oscillations dans le signal, avec une décennie 1930 assez chaude et un refroidissement au cours des années 1950. La courbe des amplitudes annuelles est plus explicite avec une tendance globale à la baisse.

Ces illustrations d'un forçage climatique général sont trompeuses car liées à des techniques de mesures évolutives au cours du XXe siècle et à un mode d'analyse basé sur la moyenne, outil statistique souvent mal adapté aux systèmes naturels. Les modifications du climat sont certainement plus subtiles, avec une modification de la nébulosité et donc de l'ensoleillement. Cependant, il n'existe pas de mesures permettant de vérifier ces hypothèses sur une série d'un siècle.

4.2.2- Les ruptures et leurs significations : type « R »

Les ruptures indiquent que le glacier n'arrive pas à s'adapter aux variations trop

rapides du climat et passe un seuil au-dessous duquel la vitesse de décrue s'accélère fortement jusqu'à rejoindre un nouvel état plus proche d'un mode d'adaptation régulière. Cette notion de seuil prend plusieurs formes.

- Le seuil est parfois lié au contexte topographique, comme par exemple une rupture de pente dans le profil topographique, conduisant le front du glacier à remonter au-dessus de cette limite (Cf. Glacier de Derrière le Clappier, Fig. 1. 26).

- Le seuil peut aussi être assimilé à une rupture dans la dynamique du glacier, notamment avec une forte diminution des vitesses de la glace. Le passage sous ce seuil est associé à un net ralentissement du glacier, se traduisant par la formation d'une couverture détritique et une fossilisation de la masse de glace (*Photo 1.8*). La rupture associée à un seuil dans les vitesses de retrait du glacier intervient également lorsque le glacier passe en dessous d'une masse critique et qu'il n'est pas protégé par une couverture détritique.



Photo 1.8 : Un exemple de glacier résiduel : le glacier de la Jave
Secteur du Col de l'Iseran, Parc National de la Vanoise. Les traces de dynamique sont de plus en plus rares (Crevasses ou moraines). Photo : S. Jobard, septembre 2003.

Les diagrammes de surface relative indiquent une rupture quasi généralisée sur les glaciers du Haut Arc ou cours de la dernière décennie (1990-2000). Cette évolution majeure est synchrone sur l'ensemble des glaciers de cet espace.

Elle est interprétée comme une intensification du forçage climatique, moteur de la décrue post-PAG. Les systèmes glaciaires présents en Haute Maurienne se modifient alors pour essayer d'atteindre un état plus proche d'un pseudo-équilibre avec les conditions climatiques.

4.2.3- La disparition et les paléo-glaciers : type « Rd »

Le cas extrême de la décrue glaciaire est illustré par les glaciers dont la disparition totale est effective ou très proche. Le système a atteint alors une limite et ne peut plus s'adapter, bien souvent après avoir franchi

un seuil de rupture. La masse de glace perd son mouvement et devient une lentille de glace morte, ou fond brutalement à la suite d'un été particulièrement chaud. Ce type de configuration se rencontre régulièrement en Haute Maurienne. Les glaciers laissent alors une empreinte caractéristique dans le paysage, avec des cordons morainiques latéro-frontaux et une topographie à l'amont suggérant la présence d'un volume de glace disparu (*Photo 1.9*). Quelques cas de disparitions récentes se sont produits lors de la dernière décennie, notamment avec les glaciers de la Jave ou encore des Trois Becs.

En extrapolant dans le temps à partir des empreintes géomorphologiques, quelques autres sites émergent, avec des dates d'extinction beaucoup plus anciennes, dans le siècle suivant la fin du PAG. L'exemple d'un petit glacier sur le versant sud de la Bessanèse illustre une telle configuration avec une date de disparition probable dans les années 1930. De même, le glacier d'Andagne (*Fig. 1.35*) est

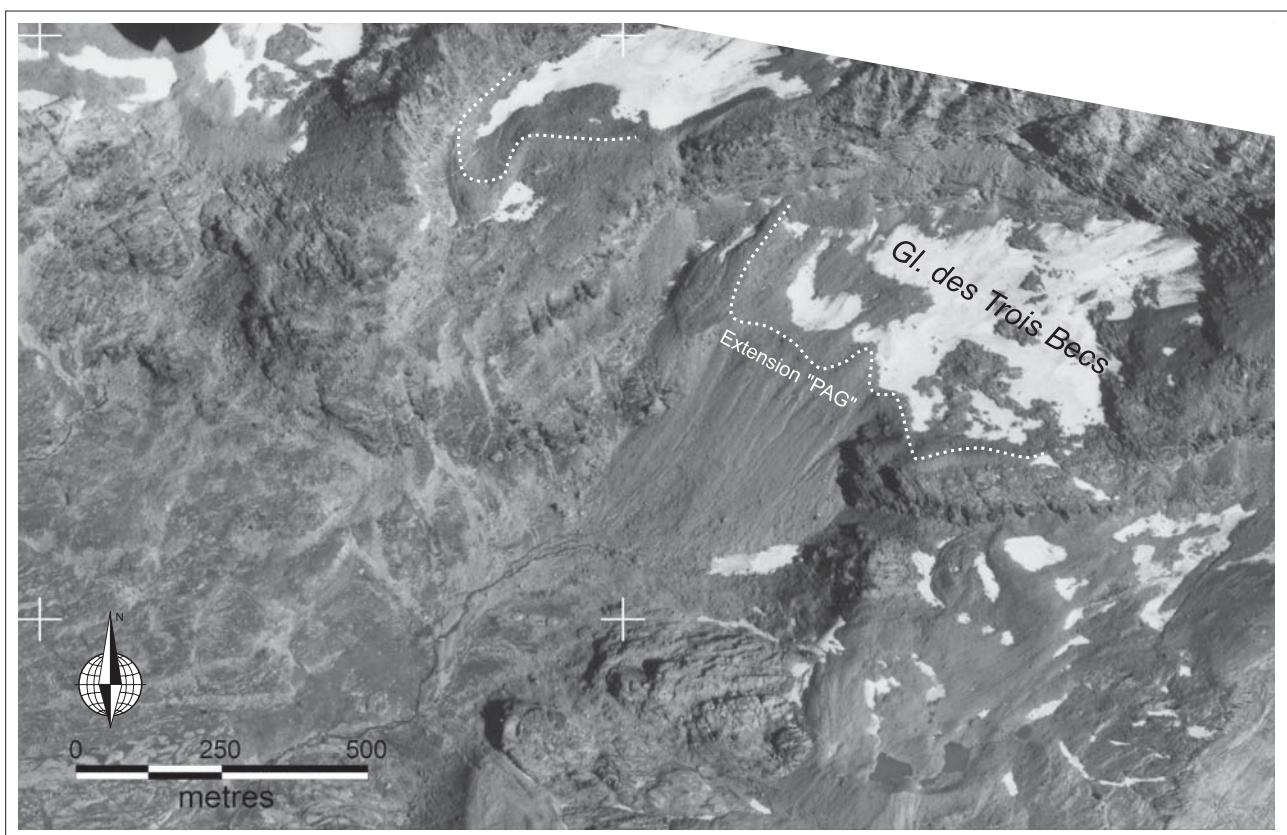


Photo 1.9 : Orthophotographie des paléo-glaciers de la Levanna et des Trois Becs. Les cordons morainiques «PAG» sont encore visibles et délimitent l'enveloppe du glacier lors du maximum du PAG. D'après cliché IGN FD73 1996-1481

un paléo-système glaciaire avec d'évidentes traces de mouvement de glace. Un complexe de moraine marque la limite en dessous de laquelle la dynamique du glacier n'est plus suffisamment active pour permettre le dépôt de moraine (vitesse du glacier trop lente). La carte de 1864 confirme la présence de glace à

la fin du PAG, ce qui suppose que les moraines les plus à l'amont du cirque sont associées à la crue du Petit Âge Glaciaire (Fig. 1.35).

En aval du front, le glacier se transforme en un glacier rocheux, bien identifié sur le terrain à partir des orthophotos.

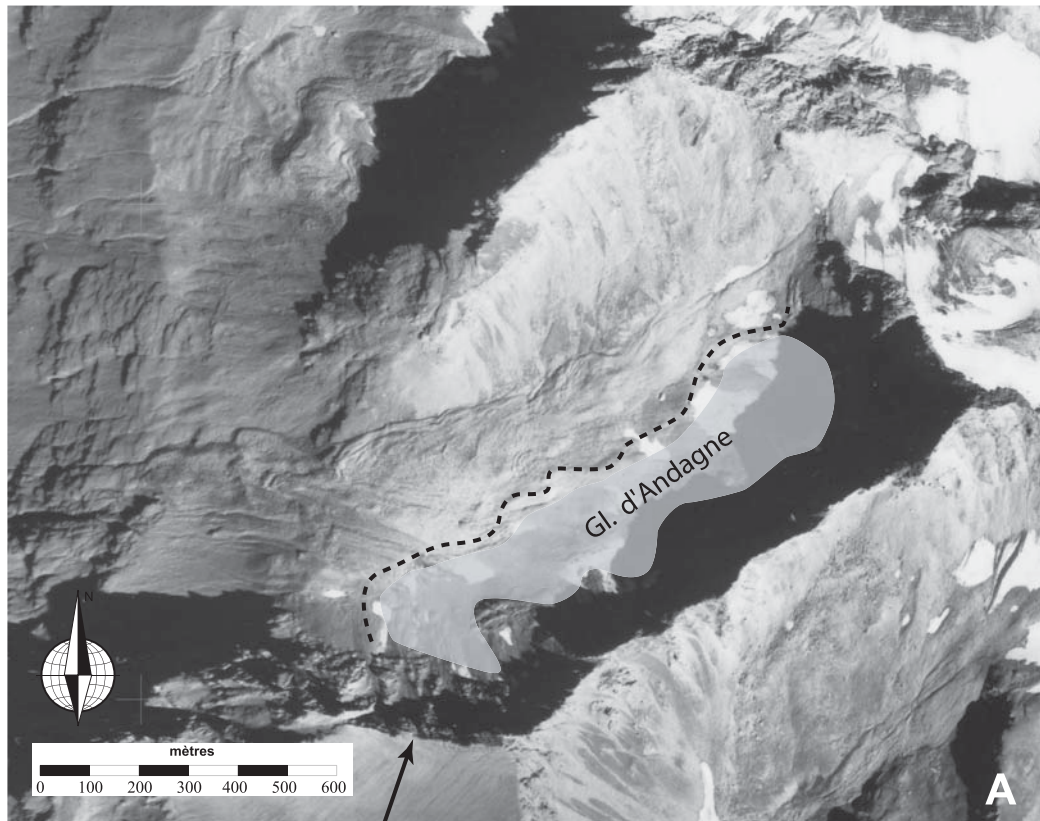


Fig. 1.35 : Illustration du «paléo-glacier» d'Andagne et les indices de la présence de glace pendant le Petit Age Glaciaire.

A: Orthophoto de 1996, d'après cliché IGN FD1996-1491.

B: Extrait des levés de 1864 de la carte d'Etat Major «type 1889».

4.2.4- Le rôle de l'orientation dans les évolutions des glaciers.

Pour évaluer l'influence de l'orientation dans les types de décrues des glaciers, nous avons réalisé une expérience sur les glaciers de la vallée d'Avérole. Les résultats des variations relatives de superficie ont été reportés sur un diagramme en rosace, intégrant ainsi l'orientation des glaciers (Fig. 1.36). Les valeurs mesurées aux différentes dates dessinent une ligne brisée autour de la rosace.

Le résultat selon ce critère est peu nuancé, montrant un rôle assez secondaire de ce paramètre sur les fluctuations glaciaires. L'interprétation formulée à partir de ce résultat est de considérer que les variations des conditions climatiques ont une incidence

similaire sur toutes les orientations du bassin-versant. La forme et la dynamique des glaciers intègrent déjà cette notion d'exposition lors de la crue du PAG. L'enregistrement des variations climatiques est donc déjà pondéré par les paramètres d'orientation, ce qui explique un faible rôle de ce dernier dans les types de décrue.

Les variations des glaciers liées au climat sont indépendantes de l'orientation de ceux-ci. Le seul impact suspecté de l'orientation serait un rôle dans le passage de seuil pour les systèmes glaciaires. La majorité des glaciers orientés vers le sud et le sud-ouest sont marqués par des ruptures alors que les glaciers adoptant des trajectoires linéaires sont le plus souvent présents dans des orientations nord-ouest.

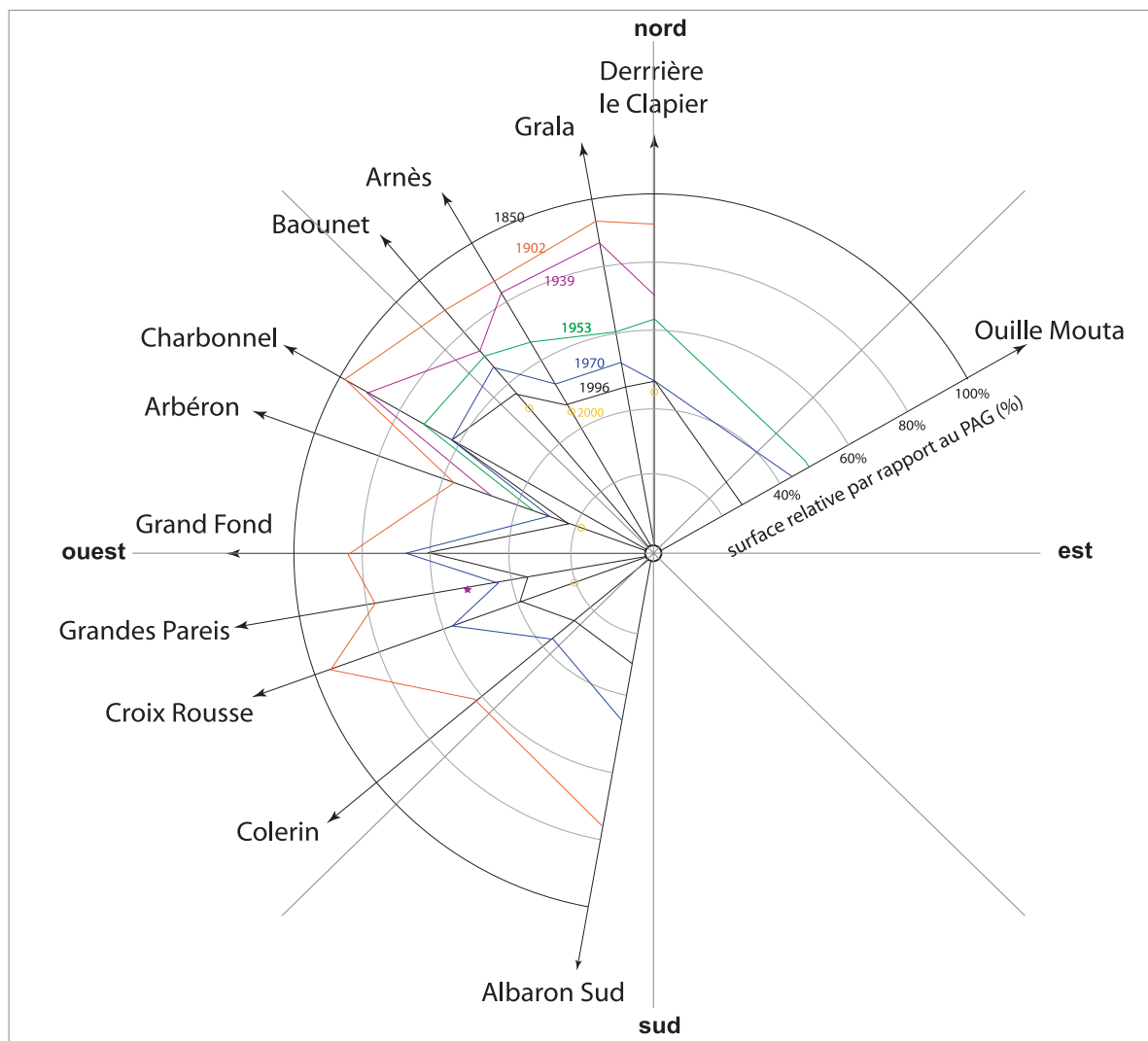


Fig. 1.36 : Evolution des superficies des glaciers de la Vallée d'Avérole de 1850 à 2000 selon leur orientation.

4.3 – Les glaciers du Haut Arc : « reliques » du Petit Âge Glaciaire ?

La typologie développée dans les paragraphes précédents montre qu'il ne se dégage pas un type de réponse dominante dans l'ensemble des glaciers de Haute Maurienne. L'interprétation climatique de ces variations de surface reste problématique en raison du temps de retard lié à chaque glacier. Il n'est donc pas possible d'établir des corrélations dans les réponses des glaciers car le signal est déformé et filtré différemment par chaque système glaciaire. En revanche, l'aspect général des courbes est exploitable. La présence de ruptures est un indice d'évolution des systèmes, même s'il est difficile de corrélérer les ruptures sur les différents glaciers.

4.3.1- Hypothèse n° 1 : l'extension actuelle des glaciers est une relique du Petit Âge Glaciaire.

Cette hypothèse signifie que les glaciers ne parviennent pas à s'adapter au forçage climatique et apparaissent comme des objets soumis à un environnement en décalage avec leurs conditions d'existence. Le glacier est alors une forme héritée du PAG, avec une dynamique actuelle liée à la situation glaciologique de la crue du PAG. Une telle hypothèse suppose que le glacier possède une inertie très grande par rapport aux variations climatiques.

Dans cette logique, la décrue n'est qu'une course vers un état d'équilibre très lointain de la forme actuelle du système. Dans une telle dynamique, les glaciers subissent un recul très rapide et accéléré avec la formation de culots de glace morte. Quelques glaciers ont été marqués par ces phénomènes dans les 100 premières années de la décrue. Le glacier d'Arbéron est un exemple de ce type de situation, avec un fragment de glacier isolé sur le versant oriental de l'Ouille de la Valettaz. Ce dernier a bénéficié d'un effet d'abri et de

suralimentation par le versant très raide le surplombant. La séparation est en revanche un effet de recul très rapide du glacier pour atteindre un nouvel équilibre. La vitesse de modification climatique est alors supérieure aux capacités d'adaptation du glacier. Ensuite, le glacier retrouve une adaptation cohérente avec les modifications climatiques.

4.3.2- Hypothèse n° 2 : le système glaciaire est en interaction active avec le climat et il s'adapte régulièrement au forçage climatique.

Ce mode d'interprétation est très différent du précédent et suppose que le climat évolue suffisamment lentement pour que le temps de réaction du glacier permette une adaptation aux nouvelles conditions climatiques. L'inertie du système gomme les effets d'extrêmes et tamponne les petites fluctuations des surfaces du glacier mais reste suffisamment faible par rapport aux variations globales du climat. Cette vision est compatible avec les évolutions des glaciers du Haut Arc. En effet, la cohabitation de deux types d'évolutions, avec et sans ruptures, montre que ces glaciers s'adaptent rapidement et restent proches d'un fonctionnement en interaction avec l'atmosphère.

Les ruptures sont interprétées comme des seuils où le glacier quitte une dynamique d'adaptation ou au contraire retrouve un état de pseudo - équilibre. Les évolutions depuis les années 1990 traduisent une modification majeure dans le fonctionnement des glaciers. L'accélération brutale de la décrue entraîne la disparition de quelques petits glaciers et provoque des ruptures quasi généralisées sur tous les glaciers étudiés. Ce synchronisme serait une caractéristique de l'intensification actuelle du forçage climatique.

CONCLUSION DE LA PREMIÈRE PARTIE

Cette première partie a été consacrée à la description qualitative et quantitative de la décrue des glaciers de Haute Maurienne. La cartographie géomorphologique sert de base à la reconstitution des glaciers lors du dernier maximum du Petit Age Glaciaire. A partir de cet état de référence, la décrue post-PAG est caractérisée sur l'ensemble des glaciers du Haut Arc par des cartes des extensions glaciaires et des diagrammes de surface relative.

Deux grandes familles de décrues sont ainsi identifiées:

- les évolutions régulières sur 150 ans
- les décrues ponctuées de paliers.

Ces dernières sont parfois liées à un contexte topographique particulier mais une composante interne aux systèmes glaciaires semble exister. En effet, deux glaciers similaires peuvent suivre des évolutions différentes dans un contexte topographique homogène.

Les ruptures sont assimilées à des franchissements de seuils dans le fonctionnement du système glaciaire. La cohabitation entre les deux types de décrue

glaciaire est interprétée comme un fort couplage des glaciers avec leur environnement direct.

Sur la base de ce constat, l'inertie des glaciers est considérée comme bien inférieure à celle du climat. Les effets de mémoire depuis le Petit Âge Glaciaire sont supposés faibles par rapport aux effets de l'environnement actuel. Cependant, les évolutions des surfaces de glace au cours de la dernière décennie montrent un franchissement généralisé d'un seuil, avec une violente accélération de la décrue à partir des années 1990.

Les effets induits sont difficiles à appréhender avec des techniques basées sur la géomorphologie et l'analyse d'image. La représentation systémique du milieu glaciaire nous conduit à exploiter le signal hydrologique proglaciaire comme un outil de suivi de la structure du glacier. La deuxième partie de cette thèse se concentre sur le traitement de données hydrologiques à différentes échelles de temps afin de déceler des effets de la diminution des surfaces de glace au cours de la deuxième moitié du XXe siècle et une signature de l'accélération de la décrue au cours de la décennie 1990.

DEUXIÈME PARTIE

L'HYDROLOGIE DES TORRENTS PRO-GLACIAIRES, UN MARQUEUR DU RETRAIT DES GLACIERS

DEUXIÈME PARTIE : L'HYDROLOGIE DES TORRENTS PRO-GLACIAIRES, UN MARQUEUR DU RETRAIT DES GLACIERS

La première partie de cette étude s'est attachée à décrire les variations des glaciers au cours des 150 dernières années. La méthode est axée sur une analyse des variations relatives des superficies englacées de Haute Maurienne. Deux grands types de trajectoires apparaissent: une évolution régulière et linéaire, ou une décrue ponctuée de ruptures. Ces dernières sont des marqueurs du passage de seuils dans la dynamique des glaciers. Au contraire, les évolutions régulières marquent un retrait en interaction avec le climat. Dans les deux cas, les répartitions hypsométriques des surfaces de glaces évoluent avec d'importantes vitesses de recul au cours de la période d'étude. Dans quelle mesure ces modifications majeures du taux d'englacement se répercutent-elles sur les caractéristiques des cours d'eau proglaciaires? La première partie de cette étude indique la présence d'une rupture majeure dans la décennie 1990-2000. Cet événement est-il transmis et enregistré dans l'hydrologie des torrents proglaciaires? Quels sont les mécanismes de cette rupture actuelle? Quels en sont les impacts sur la structure interne des glaciers?

Les mesures de débits pendant une cinquantaine d'année sur un torrent influencé par la présence d'une dizaine de glaciers constituent une source d'information majeure. Ce volet est axé sur la détection d'un impact de la modification des systèmes glaciaires au cours de la décrue sur le système torrentiel proglaciaire. Dans un second temps, un changement d'échelle de réflexion est opéré afin d'étudier un impact du forçage climatique sur la structure interne d'un système glaciaire. L'approche systémique nous conduit à utiliser le signal hydrologique pour rechercher des informations sur les variations à haute résolution du forçage climatique sur le glacier et les impacts sur sa structure interne. Le glacier du Baounet est instrumenté dans cet objectif au cours des années 2002 à 2005. Les mesures sont modélisées pour suivre les évolutions du système glaciaire à une échelle infra-annuelle.

1- LES VARIATIONS PLURI-DÉCENNALES DE L'HYDROLOGIE DU TORRENT PROGLACIAIRE DE L'AVÉROLE.

Le bassin versant d'Avérole a suivi le recul généralisé des surfaces de glace au cours de la décrue post-PAG. Les superficies des glaciers ont ainsi fortement diminué au cours du XXe siècle. A l'aval des glaciers, les torrents subissent un forçage important de la part des glaciers, se traduisant par un régime de type glaciaire. Le torrent d'Avérole transmet-il les modifications de l'environnement de la haute montagne glaciaire ? Si c'est le cas, ce dernier est probablement affecté par des modifications dans son fonctionnement et son régime (J-P. Bravard et F. Petit, 2000). Le système hydrologique proglaciaire est donc étudié comme un révélateur des impacts des changements environnementaux sur les glaciers.

A la suite d'une présentation du bassin versant et des mesures disponibles, le traitement des données a pour but de valider ou d'infirmer une hypothèse de non-stationnarité du système au cours de la période de mesure. Il s'agit de mettre en évidence une

évolution des régimes sur quelques décennies (Y. Lin et L.M. Lye, 1994).

Dans un premier temps, nous utilisons les outils classiques d'analyse des séries hydrologiques. Nous supposons alors que les caractéristiques du bassin versant ont évolué au cours du temps par une modification des surfaces englacées. Les analyses ont pour but de rechercher un impact sur l'hydrologie des torrents proglaciaires, notamment les régimes. Une seconde approche est basée sur le traitement du signal formé par les débits au cours du temps (M. Radziejewski et Z.W. Kundzewicz, 1997 ; A. Davis et al, 1994 ; O. Kärner, 2001 ; J. Max, 2004). Elle est principalement basée sur une analyse spectrale par Transformées de Fourier Rapides, plus généralement appelée *Fast Fourier Transformations* (FFT). Cette technique a pour objectif d'étudier la série avec une approche plus fine que les techniques basées sur la moyenne. Elle apporte des indications sur les périodes de temps portant des informations.

1.1- Présentation du bassin versant d'Avérole et de la problématique.

Le torrent d'Avérole, au niveau de la prise d'eau de Plan du Pré, est formé par la confluence des torrents proglaciaires d'une dizaine de glaciers (*Fig. 2.1*). Ce cours d'eau intègre les réponses de tous ces appareils glaciaires, formant un « système hydro-glaciaire ». Le bassin-versant de l'Avérole, à l'amont hydrologique de la prise d'eau de Plan du Pré, est donc un terrain propice à une étude sur les impacts du retrait glaciaire sur l'hydrologie des cours d'eau proglaciaires. Les enregistrements de débits couvrent plusieurs décennies en ce point de mesure.

La courbe hypsométrique du bassin versant de l'Avérole indique que 65% de sa superficie est au dessus de l'altitude du front des glaciers, c'est-à-dire 2800m (*Fig. 2.2*). Cette même figure illustre le déséquilibre actuel des glaciers avec une ligne d'équilibre moyenne (ELA mean) proche de 3200m alors que sa position théorique selon un taux AAR (Ablation-Accumulation Ratio) de 60% est 3050m. La forme actuelle des glaciers ne correspond pas à une situation d'équilibre et explique en partie un recul rapide au cours de ces dernières années.

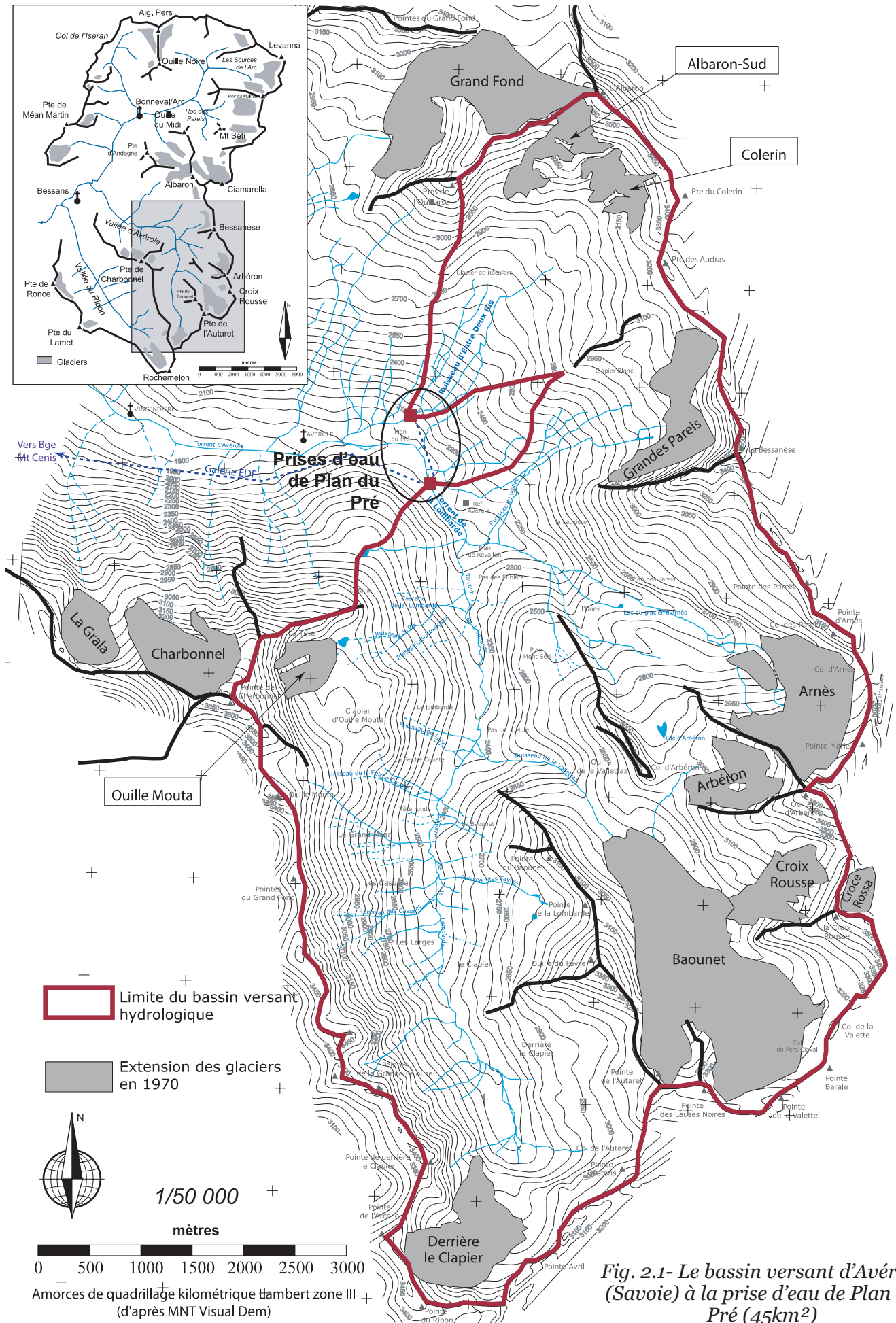


Fig. 2.1- Le bassin versant d'Avérole (Savoie) à la prise d'eau de Plan du Pré (45km²)

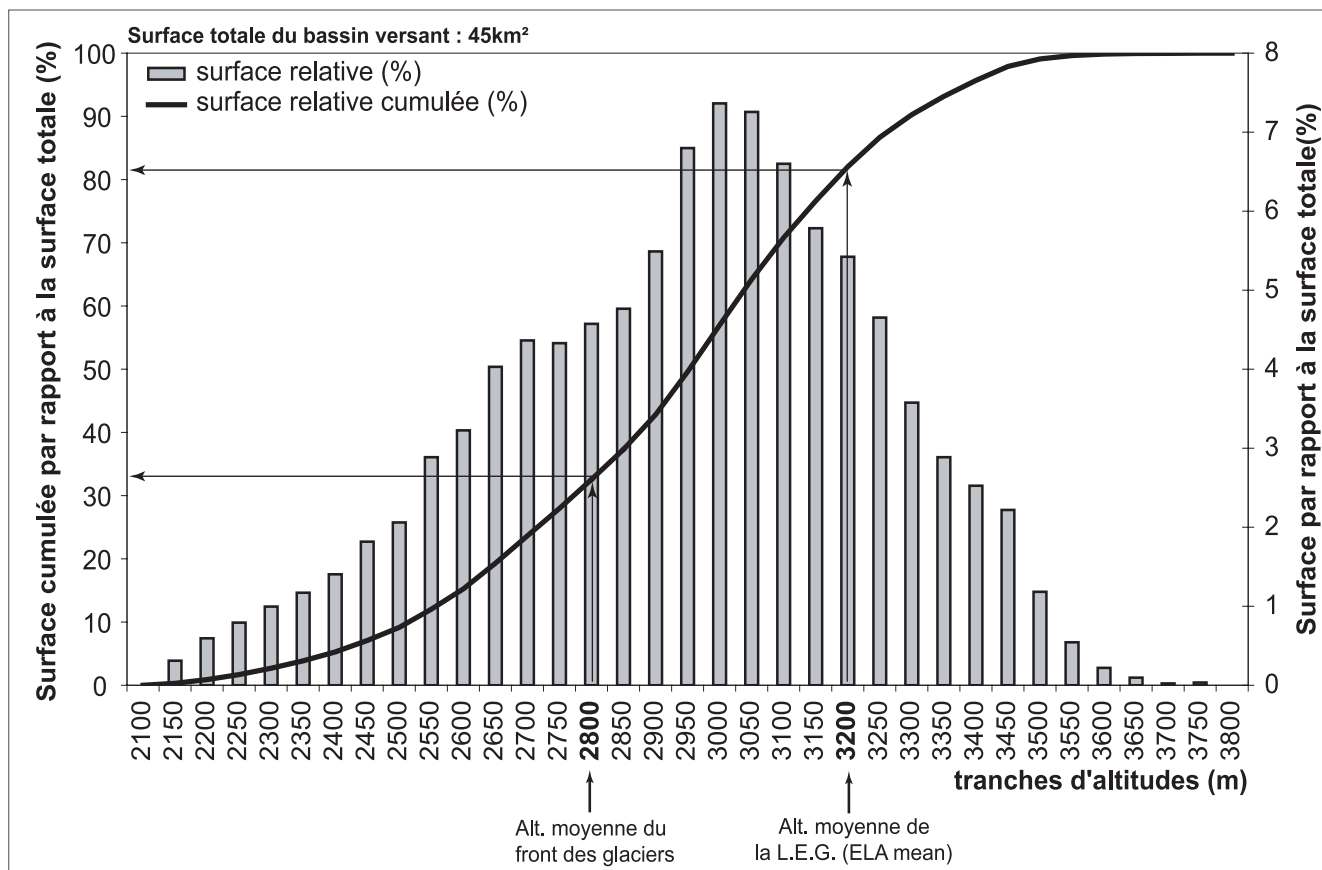


Fig. 2.2 : Courbe hypsométrique du bassin versant de l'Avérole à la prise d'eau de Plan du Pré (2100m)
(D'après les données du MNT Visual Dem "Alpes")

Le taux d'englacement dans les années 2000 est de l'ordre de 15 % sur ce bassin-versant de 45 km² (Fig. 2.3). Cette valeur est faible alors que le torrent d'Avérole reste clairement influencé par la présence des glaciers, notamment sous la forme de pulsations journalières pendant la saison d'ablation.

Malgré tout, les glaciers jouent un rôle de régulateur du cycle hydrologique de la vallée et induisent un régime glaciaire sur le torrent d'Avérole. Au printemps, la plus grande partie de la fusion nivale est concentrée sur quelques semaines, comme le montre l'enneigement des cinq dernières années à la balise Nivose de Bonneval, 2700m (Fig. 2.4).

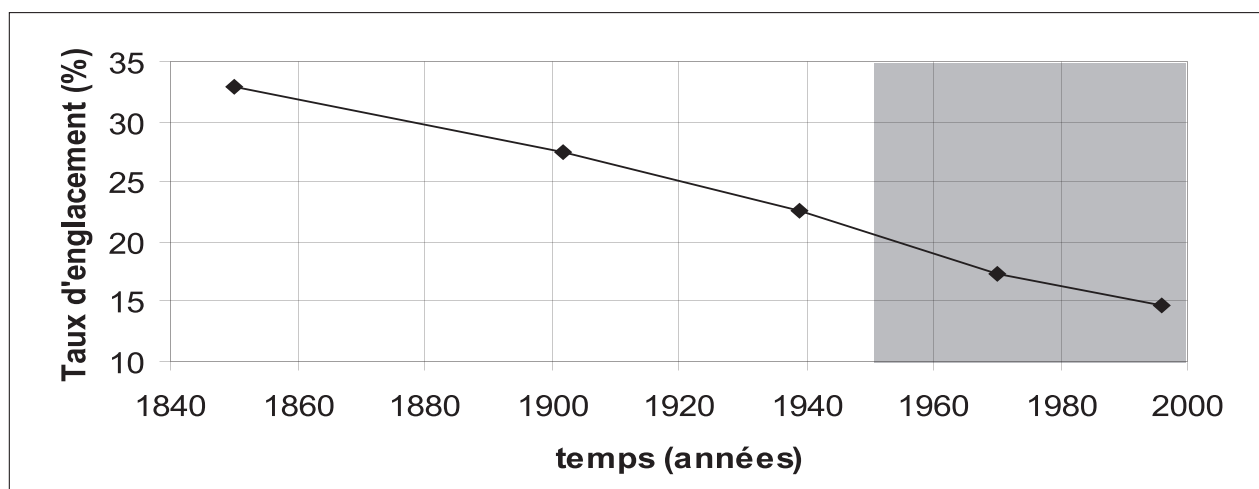


Fig. 2.3 : Evolution du taux d'englacement sur le bassin versant d'Avérole au cours de la décrue post-PAG. La période couverte par les mesures de débits à la prise d'eau d'Avérole est représentée en gris sur le diagramme.

En fin de saison estivale, la part de la fusion nivale se réduit au névé encore présent à haute altitude. L'ablation glaciaire est alors prépondérante avec d'importantes surfaces de glace nue. Ces deux composantes entretiennent efficacement les débits des torrents proglaciaires, soutenant l'étiage normalement présent en été sur les torrents de montagne.

Le taux d'englacement du bassin versant a beaucoup évolué au cours de la

décennie post-PAG, mais les variations au cours de la période de mesures hydrologiques (1952-2003) restent faibles, inférieures à 5% (Fig. 2.3). Ces modifications glaciologiques se répercutent-elles sur les régimes des torrents de montagne associés aux glaciers ? Dans un premier temps, le type de données et la problématique sont évoqués. Ensuite nous traitons les mesures selon deux approches statistiques complémentaires afin de déceler une évolution sur la série chronologique explorée.

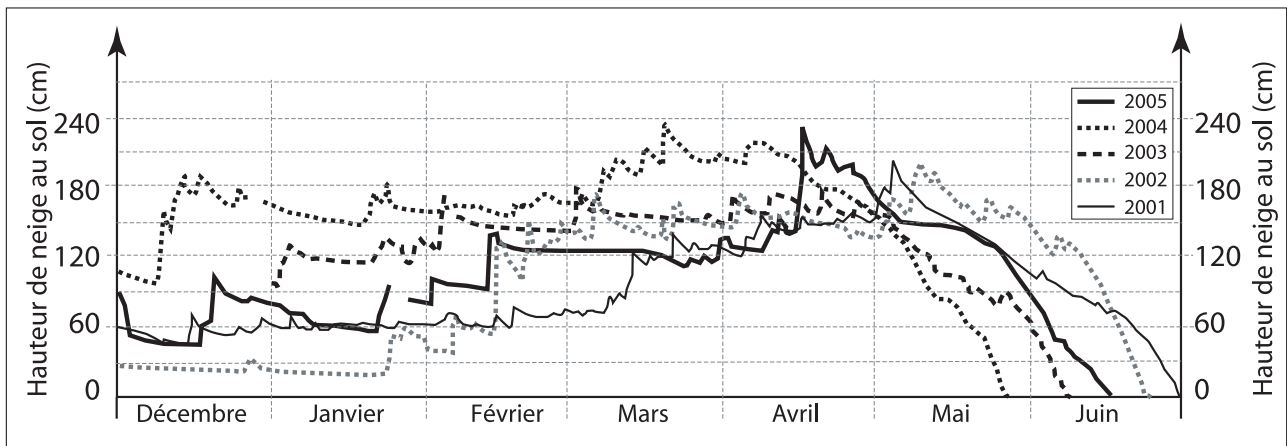


Fig. 2.4 : Illustration à la station Nivose de Bonneval (2700m) de la variabilité interannuelle du manteau neigeux et de sa fusion printanière entre 2001 et 2005. D'après les données Météo France.

1.2- Description des stations d'enregistrement et des mesures

1.2.1- Les mesures hydrométriques

Les données hydrométriques sont des mesures de débits moyens journaliers, formant plusieurs séries temporelles continues : de 1953 à 1965, de 1971 à 1995 et de 1998 à 2003. La fréquence de mesure ne permet pas d'étudier les fluctuations sur des périodes très courtes, notamment les pulsations journalières. En revanche, les évolutions saisonnières sont bien enregistrées par ces mesures. L'objectif de cette étude est de dresser le cadre général de ce secteur en utilisant les outils classiques d'analyse des séries hydrologiques (C. Guyot, 1966). Les mesures sont réalisées par EDF sur deux captages dans les torrents de la Lombarde et d'Entre-Deux-Ris (Fig. 2.1). Les débits journaliers sont donc le résultat de la

reconstitution à partir de ces deux captages. Les données utilisées sont des «débits naturels reconstitués» à partir des débits dérivés et déversés (D'après la fiche de la Banque Hydro pour la station d'Avérole). La qualité des mesures reste inconnue et nous supposons que le résultat est entaché d'une déviation standard de 15 à 20 %. Cette fourchette de valeur correspond à la marge d'erreur généralement rencontrée sur les mesures de débits (G. Remenieras, 1980). La méthode de mesure et le type d'instrumentation sont inconnus, probablement basés sur le tarage d'un canal avec une section géométrique bien définie.

1.2.2- Les mesures climatiques

A proximité du bassin versant de l'Avérole, il existe la station climatique de Bessans dont les premières mesures datent de 1952. Elle est située dans le fond de la vallée de la Maurienne, à une altitude de 1715m et n'appartient donc pas directement au bassin versant, mais elle en est très proche.

Deux séries de mesures sont issues de cette station : une chronique de précipitations cumulées mensuelles depuis 1952 et une chronique de températures moyennes mensuelles depuis 1971. Le diagramme des précipitations cumulées annuelles ne montre pas d'évolution majeure au cours de la période 1952-2003 et se caractérise par une forte variabilité interannuelle (Fig. 2.5).

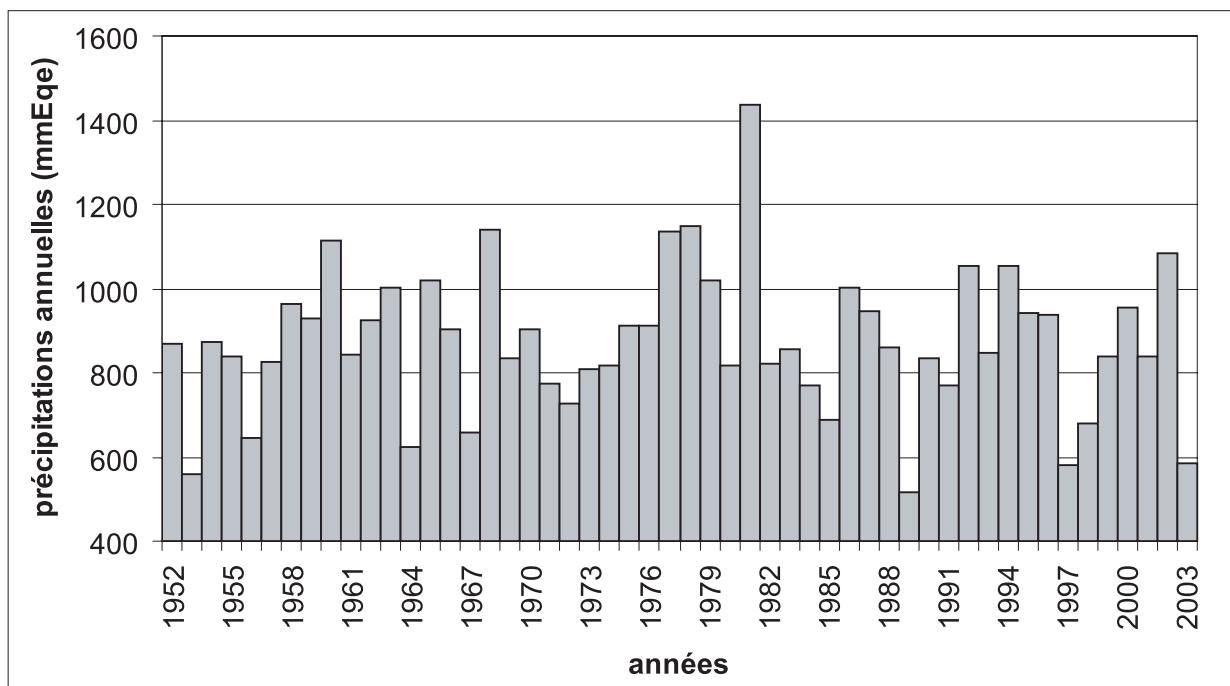


Fig. 2.5 : Evolution des précipitations cumulées annuelles à la station de Bessans (1740m) au cours de la période 1952-2004 (d'après données Météo-France).

1.3- Méthode de traitement des données.

1.3.1- Techniques classiques d'analyse hydrologique

1.3.1.1- Le module

Le module, parfois appelé abondance, est calculé avec la moyenne des débits journaliers sur une période de mesure, si possible supérieure à 30 ans.

Les données de la station de jaugeage de l'Avérole (Plan du Pré) ont été l'objet d'une fiche de synthèse de la DIREN Rhône-Alpes, n°W1006010. Cette dernière indique des résultats de calculs sur toute la série, c'est-à-dire sur 10954 valeurs de débits journaliers. Nous

essayons d'affiner cette vision synthétique des régimes du torrent à l'aide des deux premières parties de la série, de 1953 à 1965 et de 1971 à 1989. La troisième période, de 1998 à 2003, a été écartée en raison d'une longueur trop petite de la série. Le but est de mettre en évidence une éventuelle modification de l'hydrologie de ce cours d'eau qui se traduirait par une modification du module.

Dans un premier temps, le module est calculé pour chacune des deux sous périodes. Les résultats montrent une évolution très faible entre ces échantillons, avec une augmentation globale de 3 % du module passant de 1.9 m³.s⁻¹ à 2.0 m³.s⁻¹.

Dans un deuxième temps, pour valider ce premier constat, nous comparons les deux séries par un test sur les variances de grands échantillons ($n > 30$ individus). La première période 1953-1965 est indiquée par l'indice A et la deuxième période 1971-1989 par B. Les moyennes des deux groupes sont notées μ_A et μ_B calculées sur n_A et n_B individus. De même, nous notons les variances : σ_A^2 estimée sur n_A individus et σ_B^2 estimée sur n_B individus. Le risque α est choisi égal à 5% (H. Chamussy et al., 1994).

On calcule :

$$e = \frac{\mu_A - \mu_B}{\sqrt{\frac{\sigma_A^2}{n_A} - \frac{\sigma_B^2}{n_B}}}$$

Le *tableau 4* résume les valeurs calculées dans ce test. Or d'après le test de comparaison des variances au seuil $\alpha = 5\%$, une valeur de $|e| < 1,96$ indique que les deux séries ne sont pas significativement différentes. Ce résultat confirme donc qu'il **n'existe pas d'évolution importante du module entre les deux sous périodes.**

1.3.1.2- Les débits journaliers classés

Afin de déceler une modification dans la répartition des débits, nous traçons une

μ_a (52-66) =	1.9
σ^2_a =	6.4
na =	5112
μ_b (69-88) =	2.0
σ^2_b =	7.7
nb =	6939
e =	1.2

Tableau 4 : Synthèse du test de comparaison des variances.

nouvelle figure pour les deux séries (1953-65 et 1971-89) à partir d'un calcul de fréquences d'occurrence cumulées sur des classes de débits prédéfinies (*Fig. 2.6*). La lecture indique rapidement quelle est la fréquence d'observation d'un débit. Par exemple, 50 % des débits sont inférieurs à 1,5 m³.s⁻¹. La forme de cette courbe est liée au régime du torrent, avec des mois d'étiage sévère en hiver, soit sur plus de six mois, et des crues parfois très violentes liées à des orages en été. Toute une classe de débits est associée aux apports des glaciers qui soutiennent les débits d'été, en particulier sur la gamme 4 à 8 m³.s⁻¹. La comparaison des débits journaliers classés montre deux courbes très proches, n'indiquant pas de modifications majeures entre les deux sous-périodes.

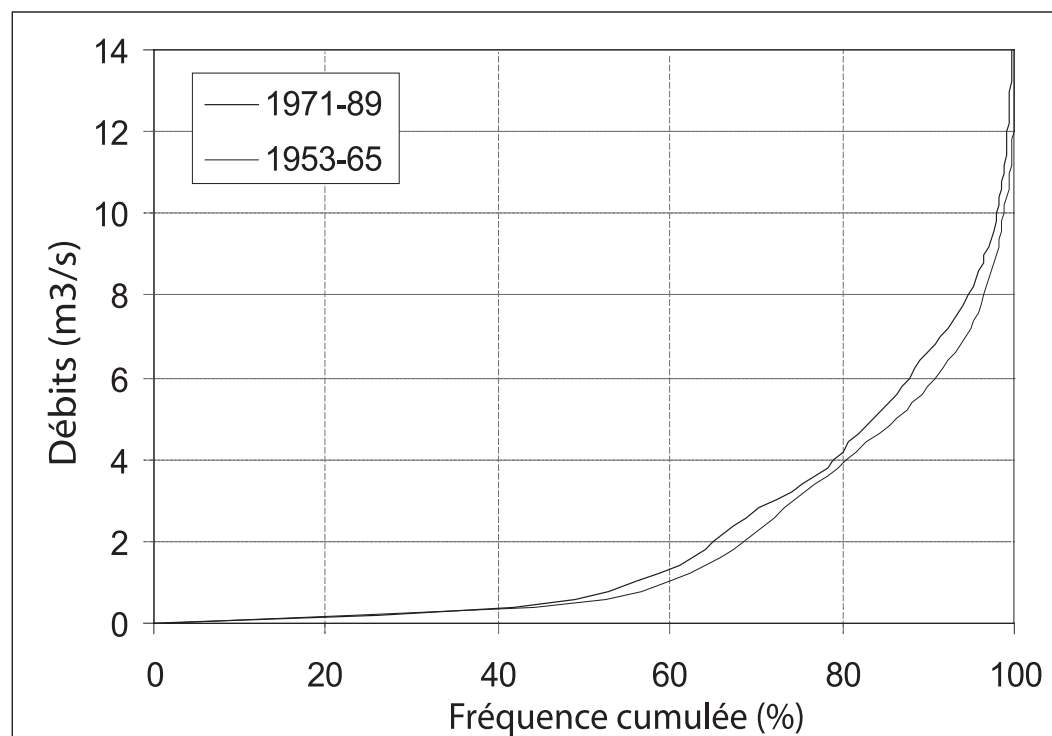


Fig. 2.6 : Débits journaliers classés pour les deux périodes (1953 à 1965 et 1971 à 1989).

D'après données EDF-DTG.

1.3.1.3- Le débit moyen annuel

Cet indicateur reflète le volume d'eau écoulé et l'intensité des écoulements au cours de l'année hydrologique. Dans notre cas, nous avons choisi une année hydrologique s'étendant du 1er janvier au 31 décembre car l'étiage se trouve en hiver et le maximum des débits en été. Pour faciliter la lecture, nous avons centré le débit moyen annuel sur le module de toute la période de mesure. Ainsi les écarts à la valeur normale apparaissent plus nettement (Fig. 2.7). Ce diagramme n'indique pas de tendance claire et il montre une très forte variabilité interannuelle. Cette figure illustre un paradoxe car elle met en évidence une absence de lien entre la diminution du stock de glace dans le bassin versant et les volumes d'eau écoulés.

1.3.1.4- Les débits moyens mensuels et le régime du torrent

Pour déterminer une modification du régime du torrent, nous traçons le diagramme des débits moyens mensuels pour les trois périodes de mesure, 1953 à 1965, 1971 à 1989 et 1998 à 2003 (Fig. 2.8). Entre les deux premières périodes, il n'apparaît pas de modification majeure du régime, toujours de

type « glaciaire mitigé » (F. Gaudet, 1973). En effet, le rang occupé par les mois de la saison d'ablation n'évolue pas entre les séries 1953-1965 et 1971-1989. La séquence est toujours « Juillet-Juin-Août-Septembre ». En revanche, la troisième période, 1998-2003, montre **une évolution vers un régime plus nival avec un décalage de juillet vers juin du mois marqué par les plus forts débits**. Le classement des mois avec les plus forts débits devient une séquence «juin-juillet-août-mai», **typique d'un régime nivo-glaciaire** (Cf Annexes). Cependant, cette troisième période est très courte et ce résultat peut apparaître comme un artéfact de cette méthode. Pour valider cette évolution, un nouveau diagramme est tracé, illustrant la différence entre les débits de juin et de juillet sur l'ensemble de la période de mesure (Fig. 2.9). Ce document confirme un basculement du pic de débit sur les dernières années de juillet vers juin. Pour s'assurer de l'indépendance de ce phénomène avec les précipitations, nous traçons un diagramme avec les séries de précipitations mensuelles de juin et juillet de 1952 à 2003 (Fig. 2.10). Il n'apparaît pas d'évolution majeure des précipitations de ces deux mois qui permettrait d'expliquer le changement de régime du torrent. Cette évolution du régime illustre donc bien l'amorce d'une rupture majeure dans le fonctionnement du système hydro-glaciaire de la vallée d'Avérole.

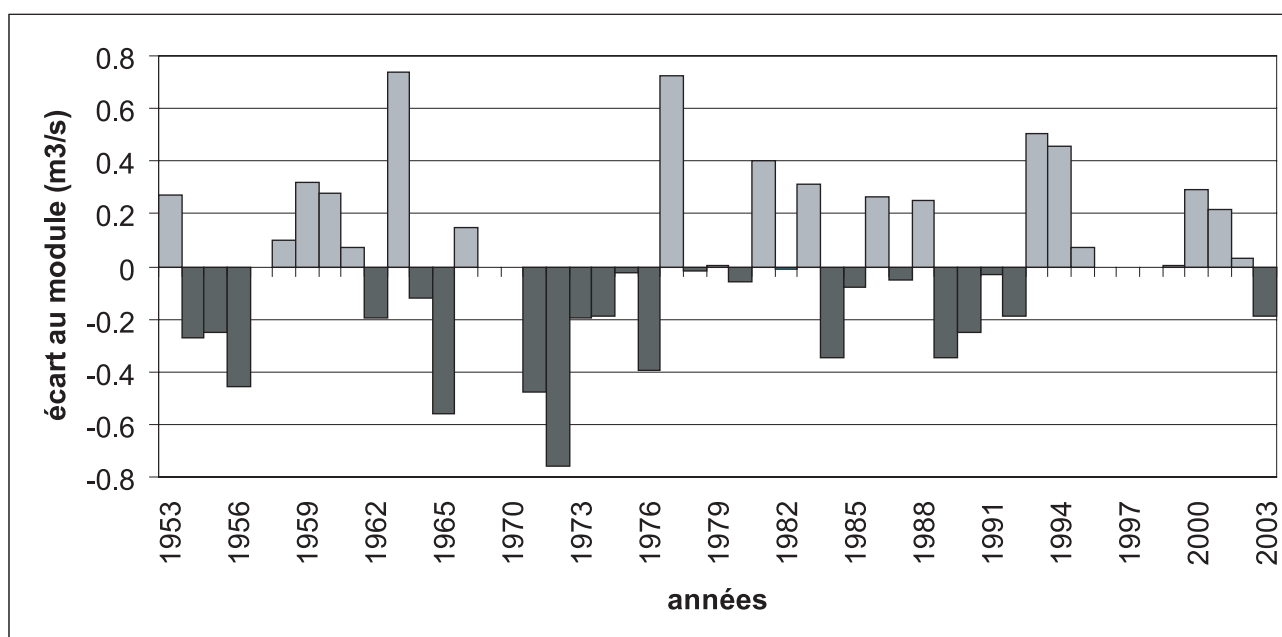


Fig. 2.7 : Evolution du débit moyen annuel sur la période 1952-2003.
D'après les données EDF-DTG.

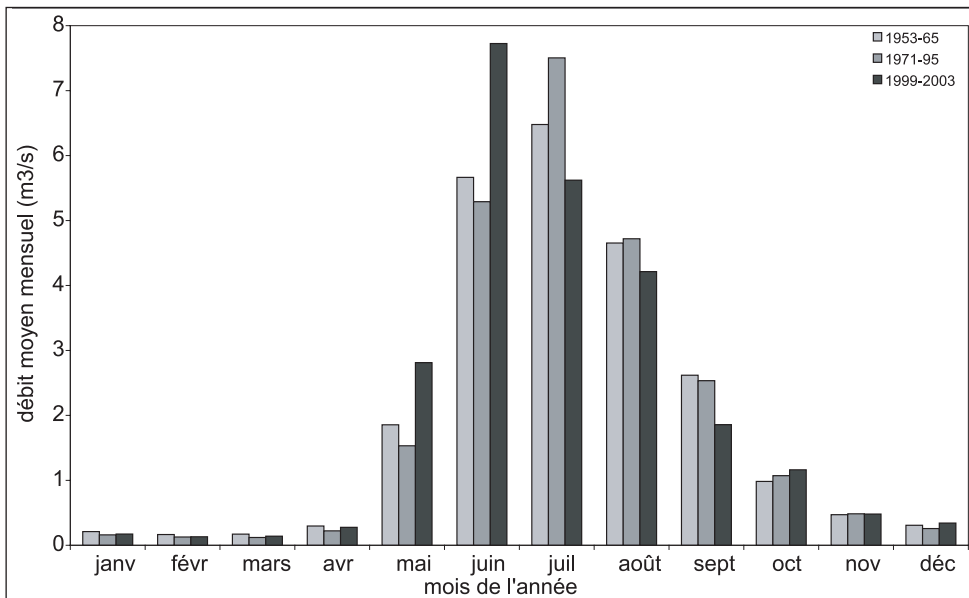


Fig. 2.8 : Evolution du régime du torrent de l'Avérole entre les trois périodes de mesures continues

(d'après les données EDF-DTG).

Fig. 2.9 : Evolution des débits moyens mensuels de juin et juillet à la prise d'eau d'Avérole.

La courbe représente la différence entre les débits moyens des mois de juin et de juillet. Le basculement vers des valeurs négatives de cette différence traduit une augmentation des débits de juin au détriment de juillet (d'après les données EDF-DTG)

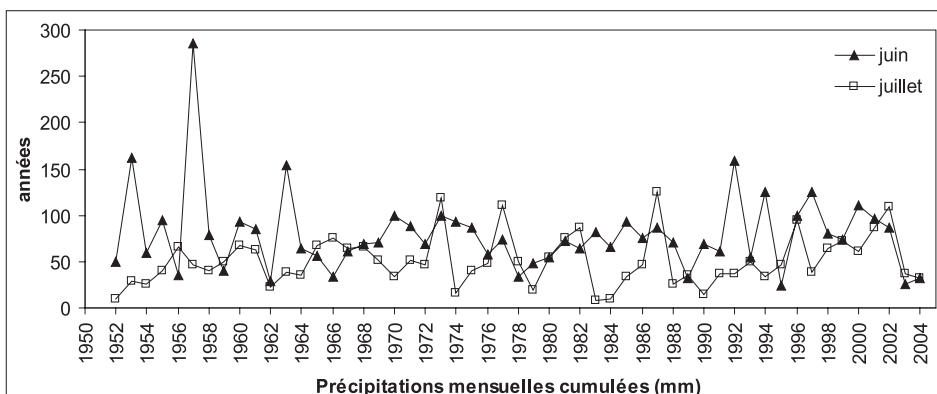
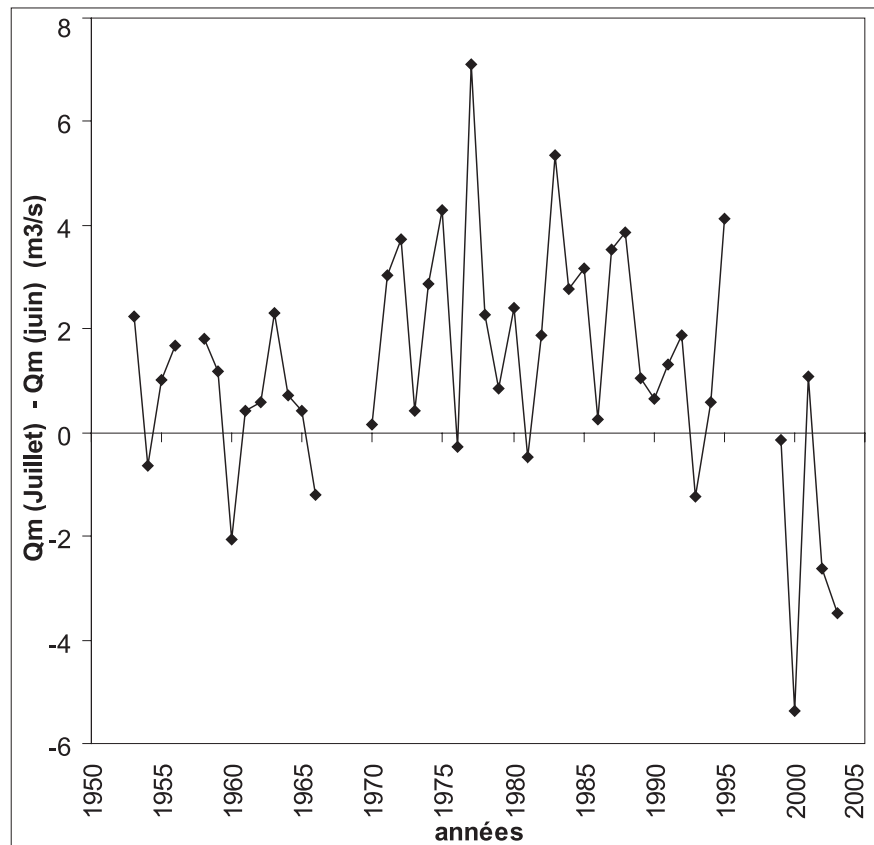


Fig. 2.10 : Les précipitations moyennes mensuelles de juin et juillet à la station de Bessans (1740m).

(d'après les données Météo-France)

1.3.1.5- Les débits caractéristiques annuels

Les débits caractéristiques s'échelonnent classiquement sur des périodes de 3 mois à un an (F. Gaudet, 1973). Les périodes les plus fréquentes pour les débits caractéristiques sont :

- DCM (Débit Caractéristique Maximum) = débit atteint ou dépassé 9 jours par an

- DC3 = débit atteint ou dépassé 91 jours par an, soit 3 mois

- DC6 = débit atteint ou dépassé 182 jours par an, soit 6 mois

- DC9 = débit atteint ou dépassé 274 jours par an, soit 9 mois

- DCE (Débit caractéristique d'Etiage) = débit atteint ou dépassé 347 jours par an

Le diagramme de la figure 2.11-A montre une légère augmentation de DCM sur les 50 années de mesure, signifiant une augmentation de l'intensité des pics de crue au cours de l'année. Les explications de ces augmentations ne sont pas simples a priori et il faut relativiser ce résultat avec la très forte variabilité interannuelle du DCM. Les débits DC6, DC9 et DCE ne montrent pas de tendance significative sur la même période de mesure (Fig. 2.11-B).

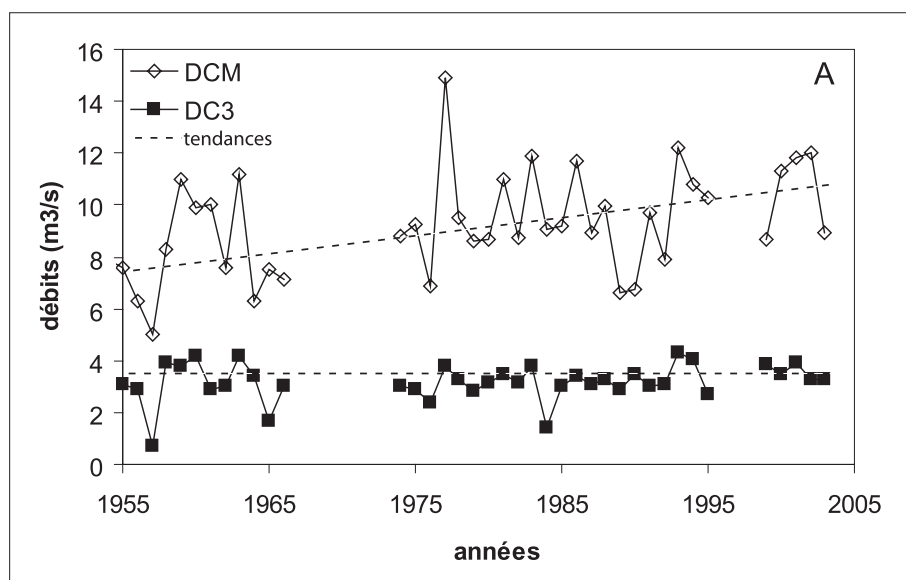
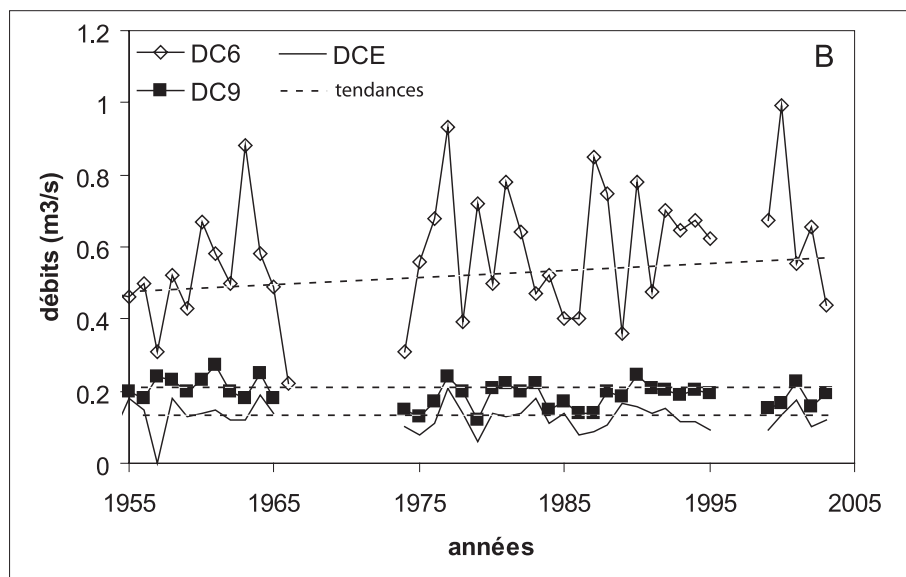


Fig. 2.11 : Évolution des débits caractéristiques à la prise d'eau de Plan du Pré.

(d'après les données EDF-DTG)

A: - DCM (Débit Caractéristique Maximum) = débit atteint ou dépassé 9 jours par an

- DC3 = débit atteint ou dépassé 91 jours par an, soit 3 mois



B: - DC6 = débit atteint ou dépassé 182 jours par an, soit 6 mois

- DC9 = débit atteint ou dépassé 274 jours par an, soit 9 mois

- DCE (Débit caractéristique d'Etiage) = débit atteint ou dépassé 347 jours par an

1.3.2- Analyses des données par traitement du signal.

1.3.2.1- L'outil FFT : le passage du domaine temporel au domaine fréquentiel.

L'objectif d'une analyse spectrale est de révéler, dans la série de données, la présence de phénomènes cycliques. La signature de ces cycles de fonctionnement prend la forme de fréquences particulières.

L'analyse spectrale transpose le signal du domaine temporel au domaine fréquentiel afin de caractériser un type de fonctionnement (Fig. 2.12). L'algorithme employé dans notre étude est une Transformée Rapide de Fourier (FFT), appliquée sur une partie du signal composée d'un nombre dyadique de mesures, c'est-à-dire égal à 2^n valeurs (M. Lagrange, 2004). Lors de l'utilisation de cet outil, nous n'utilisons donc pas toute la série existante et nous n'exploitons qu'un extrait de la série composée d'un nombre dyadique de mesures.

Pour réaliser ce calcul, une application informatique est utilisée et elle délivre une représentation graphique double logarithmique, appelée spectrogramme de puissance. Il s'agit d'un diagramme conventionnel représentant les puissances spectrales en fonction des fréquences standardisées (Fig. 2.12). Les périodes ont été ajoutées à cette figure afin de faciliter la lecture des graphiques. Nous représentons ici deux exemples extrêmes : un signal issu d'un phénomène aléatoire (généralisé ici artificiellement) et un signal bien structuré avec une période fixe de 24 heures (obtenu par répétition de mesures d'irradiance d'une journée bien ensoleillée). Les diagrammes a et c représentent les signaux bruts dans le domaine temporel.

La structure aléatoire du graphe (a) et le caractère cyclique du graphique (c) sont clairement visibles. Les diagrammes (b) et (d) représentent les puissances spectrales en fonction des fréquences standardisées. Pour faciliter la lecture, nous avons ajouté

un deuxième axe des abscisses avec les périodes correspondantes. La conversion des fréquences spécifiques en période est également obtenue par la formule suivante :

$$T = I \cdot 1/f$$

avec :

T : période

I : intervalle de mesure

f : fréquence standardisée

Les spectres de puissance (Fig 2.12 (b) et (d)) sont interprétés sur la base d'un abaque indiquant le degré de structuration du signal selon la pente de la courbe (J. Max et al., 2004). Le signal aléatoire représenté sur le graphe (b) est typique d'un « bruit blanc », caractérisé par une pente globale nulle de la courbe. Il n'existe pas de fréquence dominante dans ce signal. Au contraire, le graphique (d) montre une nette structuration avec une pente marquée de la courbe. Le premier pic sur la gauche du graphique indique un fonctionnement avec une période de 24h, les autres pics étant liés à des phénomènes d'harmoniques.

En résumé, lorsqu'il existe une pente sur la courbe, cela signifie que le signal est structuré sur un domaine de fréquences bien définies et donc qu'il contient des informations sur le système qui l'a généré. Sur les systèmes naturels, il est fréquent d'obtenir des spectres avec un premier tronçon de courbe horizontal et une deuxième partie marquée par une pente. Le point de rupture de la courbe indique le seuil à partir duquel le signal contient des informations structurées. L'utilisation de cet outil devient particulièrement intéressant dans le cas de cycles invisibles sur les données brutes, ce qui est souvent le cas pour des séries hydrologiques (D. Labat et al., 2000).

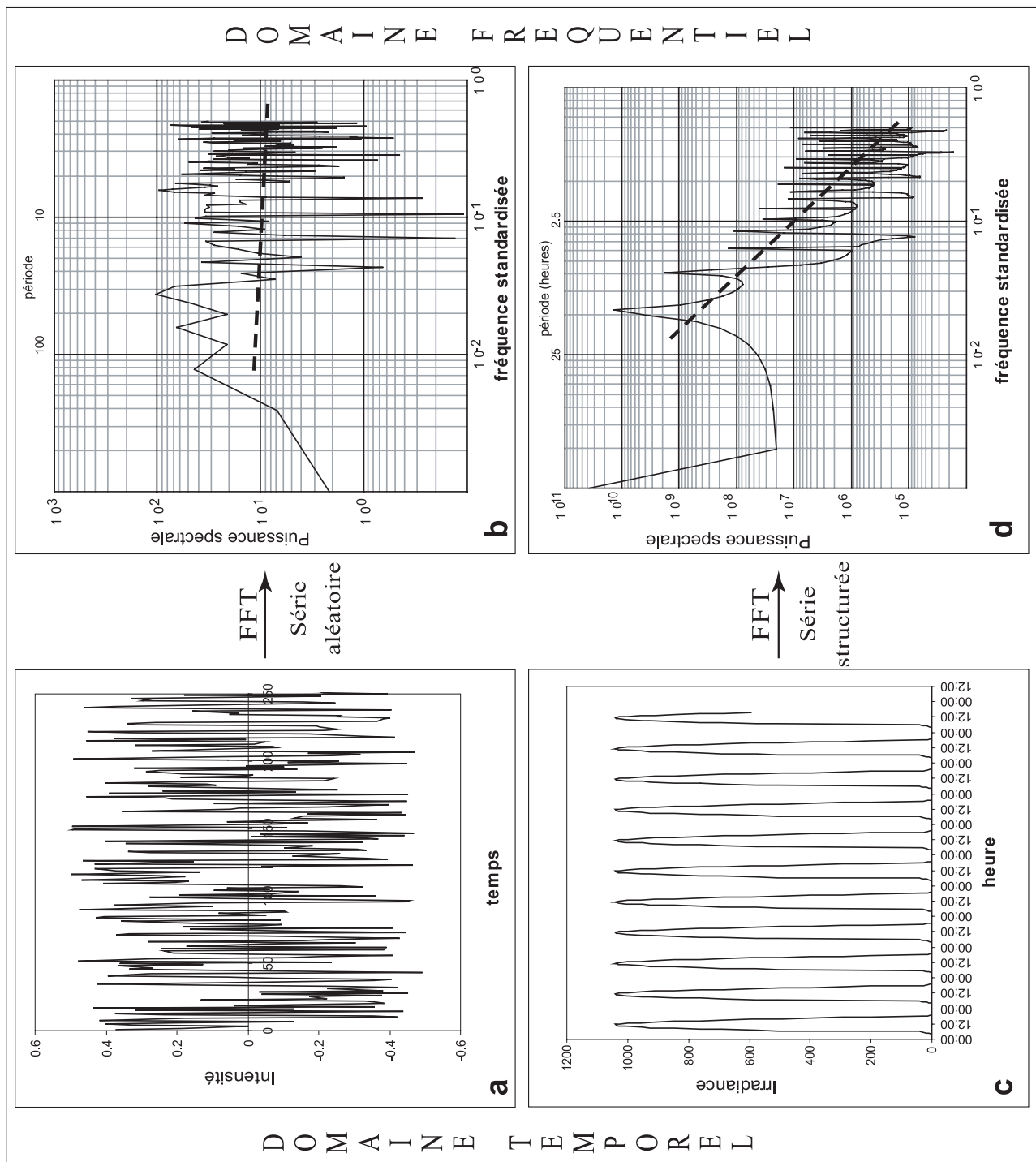
Nous allons maintenant appliquer cet outil aux séries dont nous disposons sur le bassin versant du Haut Arc au cours des cinquante dernières années. Le but est de compléter les approches hydro-climatiques classiques par caractérisation en fréquence des signaux lorsqu'ils sont organisés.

Fig. 2.12 : Principe de la représentation des données dans les domaines temporels et fréquentiels.
Exemple de deux séries artificielles typiques.

a: représentation temporelle d'une série aléatoire composée de 256 valeurs d'intensité oscillant entre -0.5 et +0.5
b: représentation dans le domaine fréquentiel de la même série aléatoire.

c: représentation dans le domaine temporel d'une série structurée avec un pas de temps de 0.25 heures.

d: représentation dans le domaine fréquentiel de la même série structurée.
Les séries de mesures dans les systèmes naturels sont généralement composées d'un mélange de ces deux situations extrêmes.



1.3.2.2- La structure des précipitations à Bessans

L'analyse des séries de précipitations pose souvent le problème de la structure du signal car il est difficile de déceler une organisation à partir de la représentation des données brutes. La série de la station de Bessans suit ce schéma général (Fig. 2.13). Les pics correspondant aux précipitations mensuelles ne semblent pas apparaître avec des fréquences particulières. Pour confirmer ce dernier point, une analyse spectrale en FFT est réalisée sur cette chronique entre les mois de janvier 1953 et août 1995, soit 512 = 29valeurs de

précipitations mensuelles cumulées (Fig. 2.14). La pente horizontale de la courbe indique que le signal est composé d'un bruit blanc, caractéristique d'un phénomène aléatoire, ce qui correspond bien aux observations intuitives sur les données brutes. Ce résultat pose le problème d'une échelle d'analyse pour cette chronique car aucune période n'est privilégiée. Par exemple, des analyses à des échelles semestrielles ou annuelles sont toutes les deux aussi peu pertinentes. Ce résultat confirme les observations réalisées sur les séries de précipitations moyennes mensuelles (Fig. 2.10) : il n'existe pas de tendances significatives sur ces deux séries au cours des cinquante dernières années.

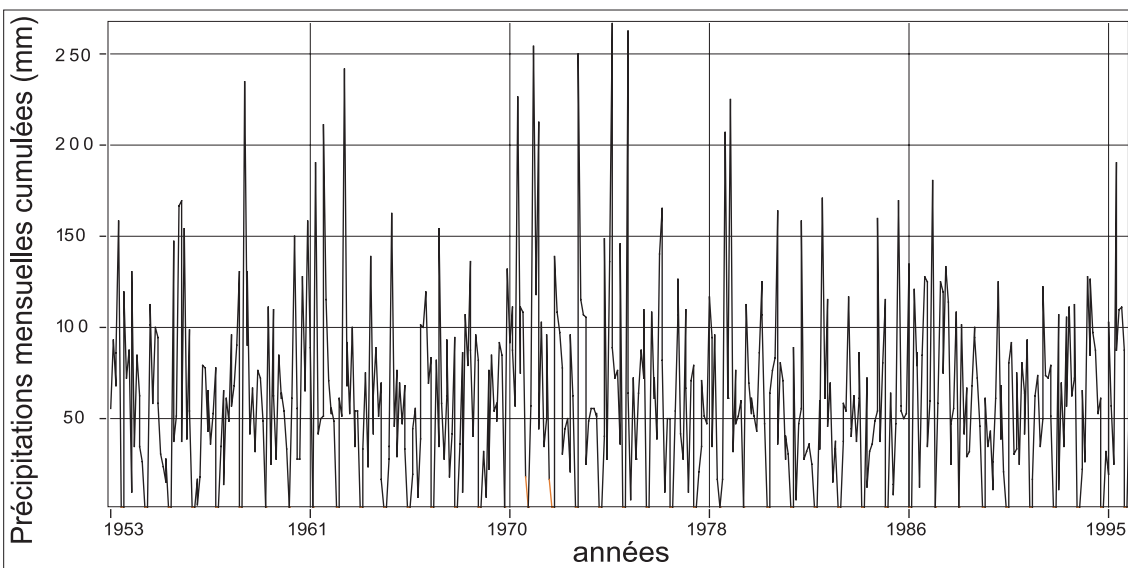


Fig. 2.13 : Le signal brut des précipitations mensuelles cumulées à la station de Bessans (Savoie, 1740m) d'après les données Météo-France

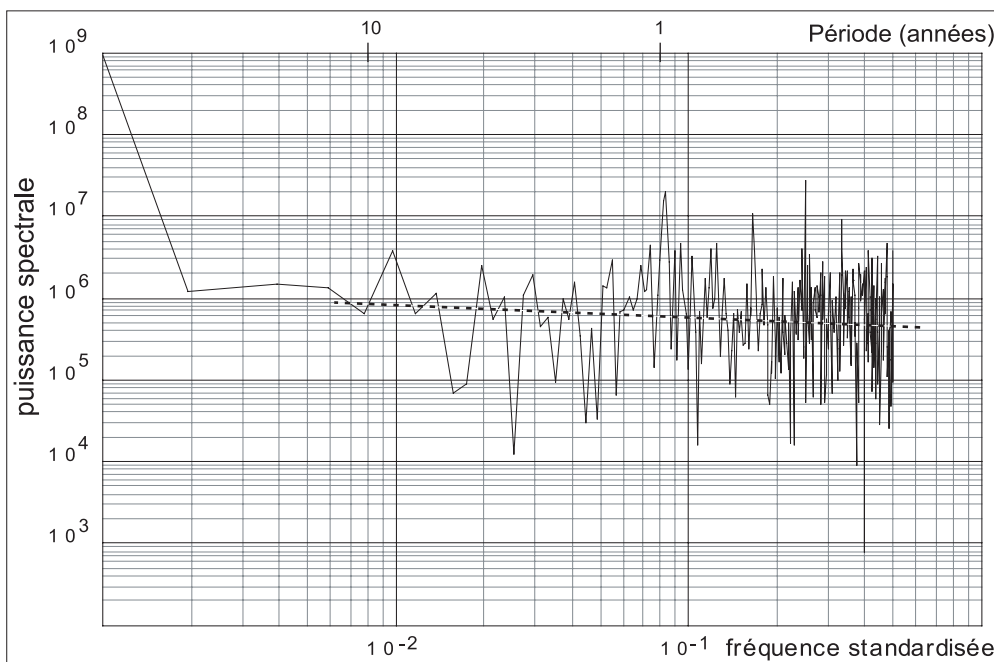


Fig. 2.14 : Analyse spectrale des précipitations mensuelles cumulées à la station de Bessans (Savoie, 1740m) 512 valeurs mensuelles de 1952 à 1995. D'après les données Météo-France.

1.3.2.3- La structure d'une série de température de l'air

La température de l'air est un paramètre particulièrement complexe à mesurer. En effet, les protocoles de mesure restent assez flous et souvent contradictoires. Météo France utilise un réseau de mesure basé en partie sur des relevés manuels par des bénévoles sur des stations installées dans des abris à lattes de bois. Ces observations restent entachées de larges incertitudes expérimentales. Dans le cadre de cette thèse, nous appliquons sur les mesures de température de l'air du réseau Météo France une ETM (Erreur Maximale Tolérée) égale à 1 °C. Ces contraintes sont

intégrées aux interprétations des résultats afin d'écarter les conséquences des artéfacts de mesure. Cependant, les données disponibles sont des moyennes mensuelles, ce qui limite une part importante des problèmes de métrologie mais pose des hypothèses fortes sur les séries (choix d'utiliser la moyenne).

La représentation graphique des données montre un signal structuré avec des oscillations annuelles liées à l'alternance des saisons (Fig. 2.15). Nous analysons par FFT un tronçon de la série, constituée par 128 valeurs mensuelles, de janv.1971 à août 1981. Le spectre de puissance (Fig. 2.16) nous montre une courbe dont la pente est légèrement négative, indiquant une structuration du signal à partir d'un an.

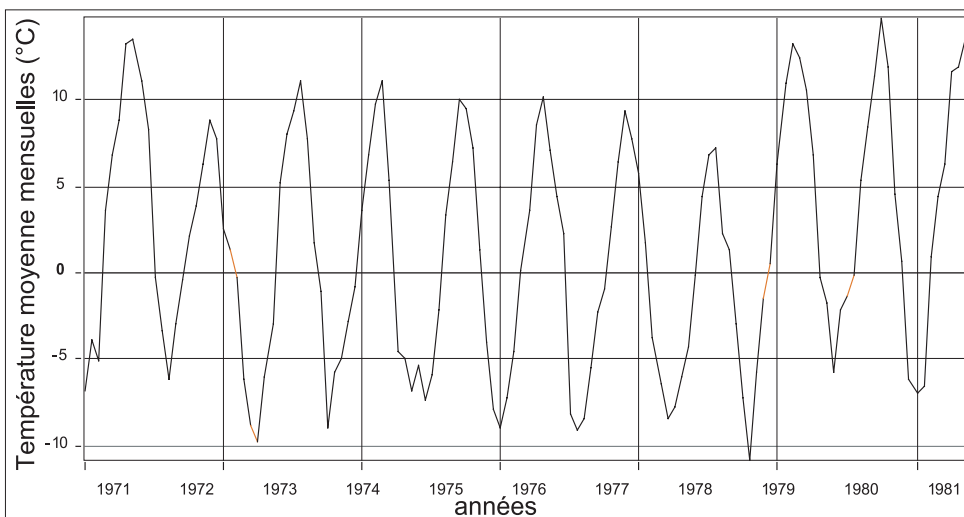


Fig. 2.15 : Les températures de l'air mensuelles à la station de Bessans (Savoie, 1740m).

Série de janvier 1971 à août 1981. D'après les données Météo-France.

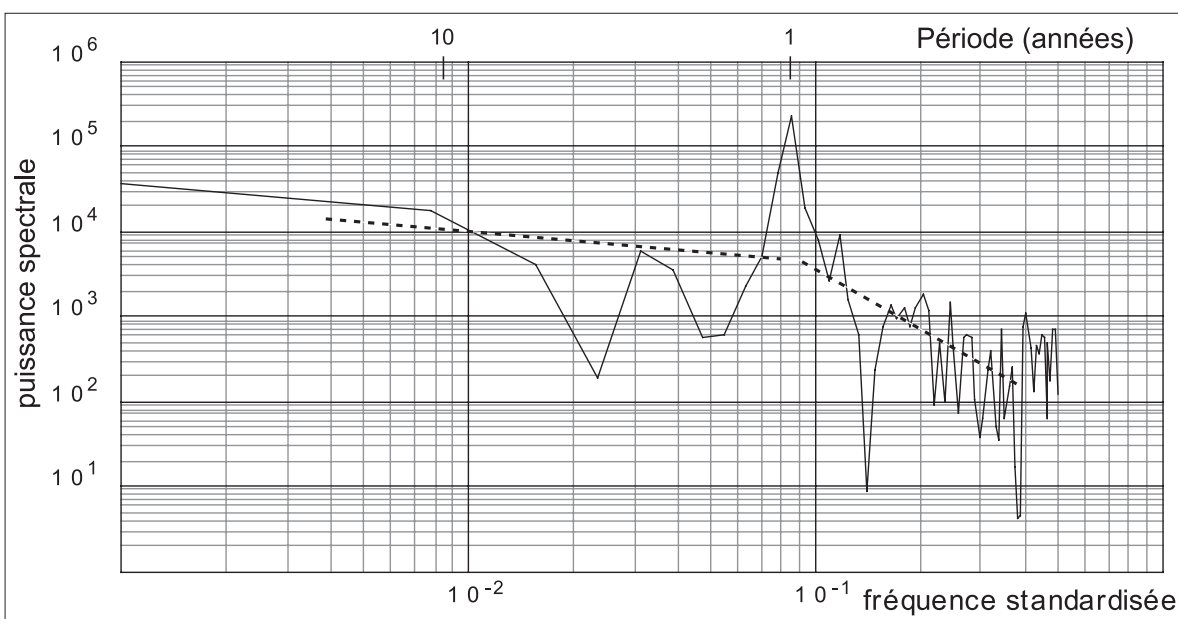


Fig. 2.16 : Analyse spectrale des températures de l'air mensuelles à la station de Bessans (Savoie, 1740m)

128 valeurs de température moyenne mensuelles (janv.1971 à août 1981). Données Météo-France

Cette figure est également caractérisée par un pic dans les densités spectrales à une période de 12 mois, signature des alternances saisonnières. À plus haute fréquence, il n'existe pas de structure dans le signal et les variations sont liées à des phénomènes aléatoires (variations climatiques). Ce résultat signifie que l'analyse des températures de l'air est pertinente à une échelle de temps infra-annuelle. En revanche, il est difficile de conclure sur des modifications des températures de l'air à une échelle pluriannuelle avec cette série de données. Par exemple, il n'est pas possible de rechercher une tendance sur plusieurs décennies.

1.3.2.4- La structure d'une série hydrologique, les débits à la prise d'eau d'Avérole

L'observation des données brutes révèle une structuration saisonnière du signal avec des pulsations lors de la saison d'ablation (Fig. 2.17). Il reste difficile d'identifier une organisation au sein de la période estivale, avec des pics de crue dont l'apparition semble assez désordonnée. L'analyse par FFT ne s'applique que sur des séries continues. Or les enregistrements de la prise d'eau sont lacunaires de 1965 à 1971, interdisant un calcul sur une série plus longue.

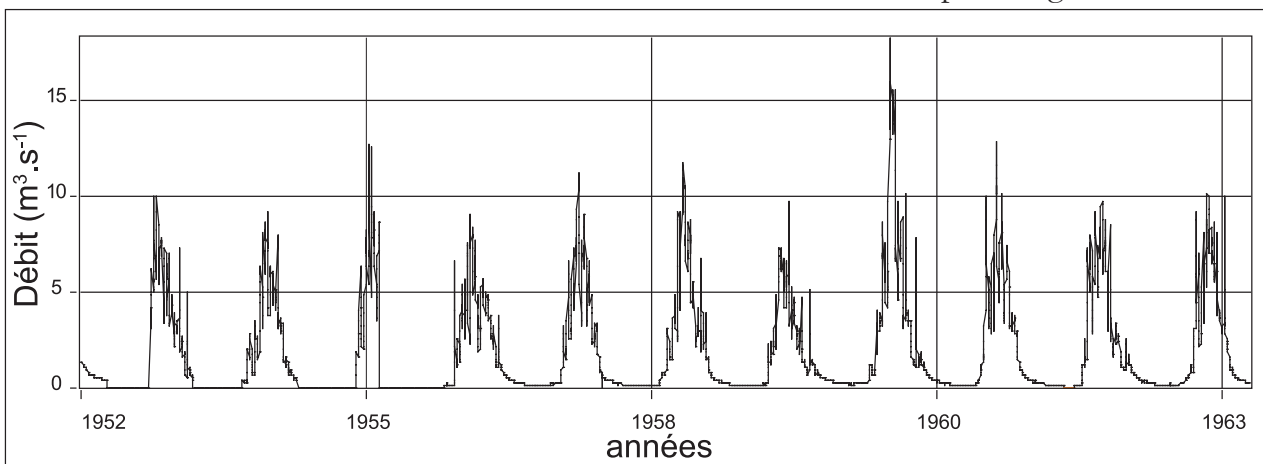


Fig. 2.17 : Le signal brut des débits moyens journaliers à la prise d'eau d'Avérole (Savoie, 2100m)
Série du 01/10/1952 au 20/12/1963. Données EDF-DTG.

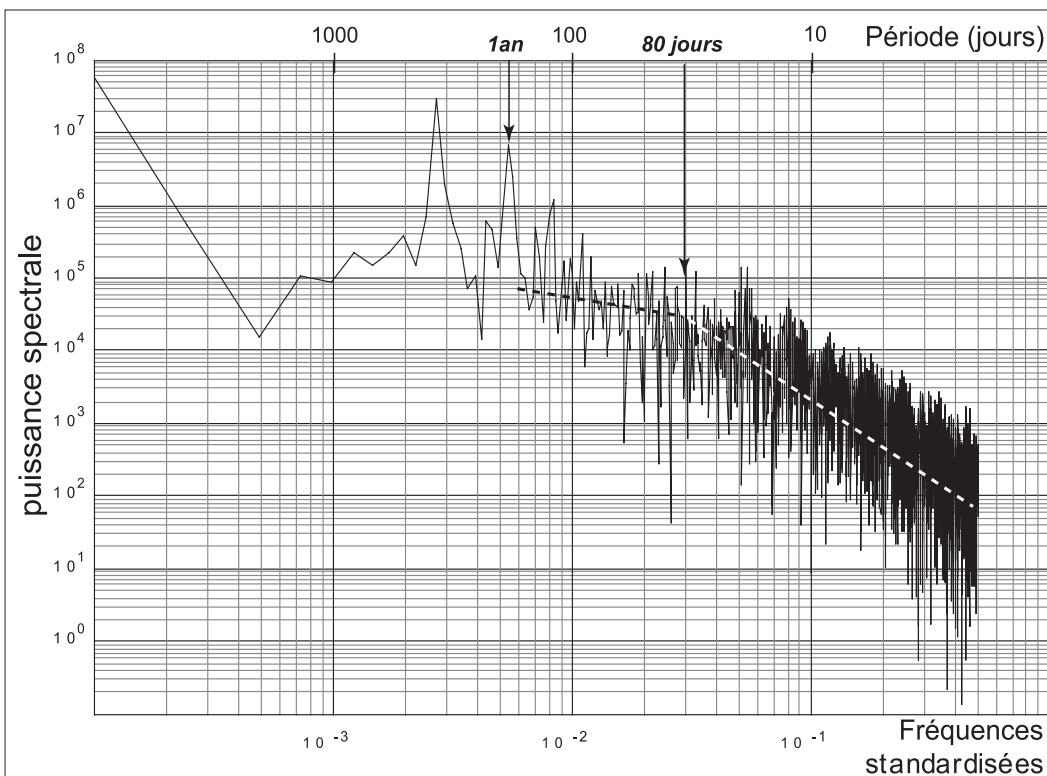


Fig. 2.18 : Analyse spectrale des débits moyens journaliers à la prise d'eau d'Avérole.
4096 valeurs de débits journaliers entre le 1er octobre 1952 à 20 décembre 1963. Données EDF-DTG.

Nous avons donc utilisé une série de débits journaliers entre 1er octobre 1952 et le 20 décembre 1963, soit 4096 valeurs (Fig. 2.18). C'est la longueur maximale de la série pour obtenir un nombre dyadique de valeurs, condition indispensable pour réaliser un spectre de puissance par FFT. Le spectre indique un système bien structuré pour des périodes inférieures à 80 jours. Dans les basses fréquences, il existe un pic correspondant à une période d'un an, révélant l'organisation

annuelle du signal. Pour des périodes supérieures à 80 jours, le signal n'est plus structuré, de type bruit blanc. Ce résultat indique qu'il n'existe pas de cycles à des échelles pluri annuelles, ce qui signifie qu'il est quasiment impossible de détecter des tendances au cours des quelques décennies d'enregistrement. En revanche, les analyses à des pas de temps inférieurs à l'année sont pertinentes, comme par exemple des moyennes décennales ou mensuelles.

1.4- Synthèse des résultats et discussions

1.4.1- L'amorce d'une modification de régime du torrent de l'Avérole.

Les indicateurs hydrologiques classiques (débits moyens annuels, débits journaliers classés et débits caractéristiques) ne montrent pas de tendance particulière sur les cinquante ans de mesure et n'indiquent pas de changements majeurs. La série de précipitations de la station de Bessans située à proximité ne montre pas non plus de tendance particulière au cours du demi-siècle 1950-2000. En revanche, l'analyse des régimes montre une amorce de rupture avec un décalage du pic de débits maximum du mois de juillet vers le mois de juin. Le torrent tend à se caractériser par un régime « nivoglacière », perdant une partie de son régime « glaciaire mitigé ». Cependant, cette rupture n'est observée que sur quelques points à partir de la fin des années 1990. Ce constat incite à la prudence sur les conclusions évoquées ici et il reste indispensable de poursuivre les observations dans les prochaines années.

La diminution des surfaces englacées semble influencer très récemment sur l'hydrosystème de la vallée d'Avérole à l'aval des glaciers, malgré de faibles taux d'englacement. A une échelle pluri annuelle, l'évolution des glaciers ne joue pas un rôle majeur dans les réponses fréquentielles du système hydrologique de la vallée d'Avérole. Nous interprétons les résultats par une conservation des propriétés des glaciers à structurer les paramètres atmosphériques (précipitations et température de l'air)

alors que leurs superficies diminuent. La dynamique du système hydro-glaciaire de la vallée d'Avérole observée sur la série de débits journaliers enregistrés à la prise d'eau de Plan du Pré semble stable jusqu'à la fin des années 1990 car le rythme de la décrue généralisée ne se modifie pas au cours de cette période. Seule la décennie 1990-2000 apporte des caractéristiques hydrologiques interprétées comme une intensification significative de la décrue post-PAG.

1.4.2- Prévision des conséquences hydrologiques d'une modification du régime des torrents proglaciaires.

Pour évaluer les effets d'une disparition totale des glaciers sur les régimes des cours d'eau, nous avons comparé deux bassins versants : l'un est partiellement englacé alors que l'autre est totalement dépourvu de glacier. Le principe de conservation du bilan hydrologique après la disparition des glaciers est utilisé, ceux-ci ne jouant pas sur les quantités de précipitations annuelles. En effet, le glacier ne joue qu'un rôle de régulateur du débit en stockant et en libérant une certaine lame d'eau. Les précipitations tombées en hiver sous forme de neige sont libérées par le névé au printemps, puis par la fusion de glace au cœur de l'été. La situation extrême où les glaciers disparaissent totalement devrait induire un décalage des débits vers le printemps et le début de l'été par le biais d'un transfert du domaine glaciaire vers le domaine nival de la lame d'eau associée aux glaciers.

Pour valider cette hypothèse, la comparaison entre le bassin-versant de l'Avérole et celui de la Bissorte est illustrée par un histogramme à deux séries (Fig. 2.19). Le bassin versant de la Bissorte est situé au Sud est de Modane (Savoie), dans un secteur totalement dépourvu de glaciers. Les altitudes sont globalement moins élevées mais comparables à celles du bassin versant de l'Avérole. La figure 2.19 montre nettement un décalage du maximum des débits vers le printemps lorsque le bassin versant ne comporte pas de glaciers. Cette observation concorde parfaitement avec les résultats sur la série hydrologique d'Avérole et la modification de régime observée au cours des années 2000.

Les résultats de cette comparaison concernent aussi l'exploitation des captages hydroélectriques. En effet, une augmentation des débits au printemps par le basculement vers un régime purement nival induit des problèmes de dimensionnement des ouvrages conçus dans les années 1950 pour un régime glaciaire. En pratique, il est probable qu'une part non négligeable des débits échappe aux prises d'eau par saturation et déversement d'une lame d'eau normalement captée dans l'été.

À l'aval, ce phénomène pourrait induire des problèmes de remplissage des barrages (Mont Cenis, Aussois et Bissorte).

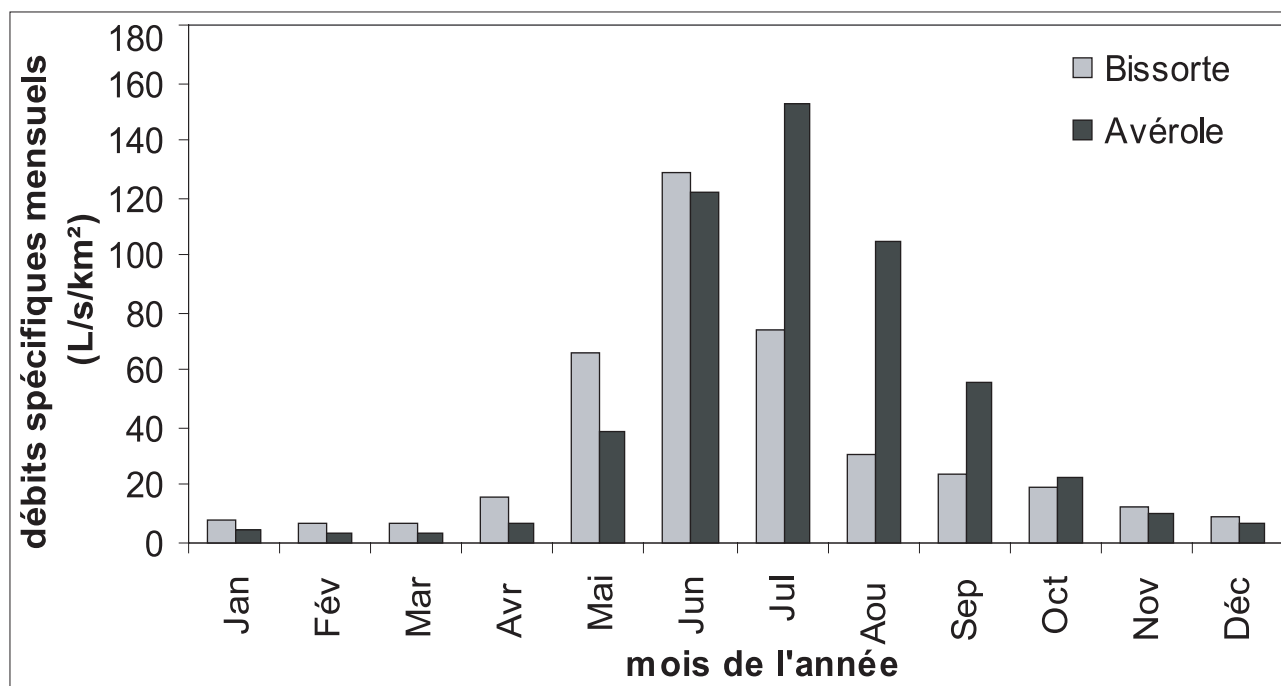


Fig. 2.19 : Comparaison des régimes nivo-glaciaire et nival.

D'après données EDF-DTG et Diren Rhône-Alpes : fiches de la banque Hydro des stations d'Avérole (w1006010) et de Bissorte (w1036210).

Or, la fabrication de neige de culture est basée en partie sur une alimentation par les barrages hydroélectriques (Aussois, la Norma, Termignon, Val Cenis). Une limitation de ces ressources se répercuterait inévitablement sur ces activités grandes consommatrices d'eau et d'énergie. Une telle modification des régimes

hydrologiques des torrents proglaciaires induirait donc des effets économiques assez éloignés de l'espace de la haute montagne glaciaire par le biais de l'exploitation hydroélectrique et de l'exportation des eaux de fusion glaciaire vers d'autres bassins versants.

1.4.3 – Les apports des analyses spectrales.

L'analyse spectrale de la série de précipitations indique une absence de structure dans le signal. Il se pose donc le problème du choix d'une méthode de traitement adaptée concernant cette donnée d'entrée du système hydro-glaciaire de la vallée d'Avérole. Les spectres de puissance des signaux de températures de l'air et des débits montrent qu'il n'existe pas de structure au-delà d'une période annuelle dans ces données. Ce résultat souligne l'absence de cycles caractéristiques à l'échelle d'une cinquantaine d'année. Cette période est gouvernée par des processus aléatoires de type « bruit blanc ». Une telle conclusion concorde avec les observations réalisées à l'aide des outils classiques d'analyse hydrologique, en particulier sur l'absence d'une tendance globale sur la série hydrologique.

De même, les analyses spectrales justifient à posteriori les résultats obtenus sur les régimes s'opérant à une échelle infra-annuelle. En revanche, la rupture apparaissant dans les années 2000 n'est pas détectable par l'analyse spectrale, faute d'une série continue suffisamment longue.

Les spectres de puissance des chroniques des températures de l'air et des débits indiquent que seule une analyse à une échelle infra annuelle est pertinente. Mais les croisements entre les séries de données restent difficiles à établir en raison des différences dans les pas de mesures (débits journaliers, précipitations et températures mensuelles).

Les analyses des chroniques hydrologiques confirment les observations réalisées dans la première partie de cette étude concluant qu'une rupture majeure s'est produite dans la décennie 1990-2000. Cette évolution est attribuée à une intensification du forçage climatique sur les glaciers, et donc sur l'hydrosystème proglaciaire. Le chapitre suivant est guidé par un changement d'échelle afin d'étudier les variations infra-annuelles des conditions atmosphériques et ses conséquences sur l'hydrologie proglaciaire.

2- L'ÉVOLUTION SAISONNIÈRE DU RÉSEAU HYDROLOGIQUE GLACIAIRE

La plupart des études actuelles sont basées sur les mesures de bilans de masse annuels des glaciers. Le bilan de masse est utilisé comme un enregistreur climatique et constitue un outil pour l'étude du changement global et de ses conséquences (L. Reynaud et al., 2001; C. Vincent et al. 2004). Avec cette approche, il est difficile de relier le bilan de masse avec les impacts des fluctuations de l'hydrologie pro-glaciaire sur les débits des rivières à l'aval (P. Ribstein et al., 1995; Wagnon et al., 1999). L'utilisation du bilan de masse concerne des sites suivis sur plusieurs décennies, afin de pouvoir appliquer des méthodes statistiques pour relier ces mesures aux variables climatiques, comme par exemple l'indice NAO (D. Six et al., 2001). Cette approche est difficile à utiliser pour un site dont les mesures débutent seulement et dont la pérennité n'est pas assurée.

Pour cette raison, nous recherchons d'autres méthodes d'analyse et de suivi du glacier avec un pas de temps fin pour une série s'étendant sur quelques années. Or, des études concernant le fonctionnement hydrodynamique des glaciers ont été menées en les assimilant à des aquifères. Les débits dans les torrents émissaires sont influencés par la fusion nivale et l'ablation de la glace, ainsi que par le système de drainage glaciaire. Le transfert de sédiments (D. A. Swift et al., 2002), les essais de traçages glaciaires (S.I. Hasnain et al., 2001), et les mesures dans les forages (B. Hubbard and P. Nienow, 1997), confirment l'existence d'un réseau de drainage plus ou moins développé avec des vitesses de transfert à travers le glacier variables selon son degré d'efficacité.

La structure physique des chenaux sous glaciaires est organisée comme un système de cavités plus ou moins liées entre elles (W.S.B. Paterson, 1994). Ce réseau évolue au cours de la saison d'ablation par une optimisation des interconnexions entre les cavités. L'augmentation de l'efficacité des trajectoires entre la surface et les chenaux sous glaciaires modifie les modalités de transfert à travers le

glacier (D.A. Swift, in press). Les fluctuations des débits dans une journée sont caractérisées par des variations d'amplitude et de fréquences. La chronique de débits au cours d'une saison d'ablation est donc divisée en sous périodes relativement uniformes (A.M. Gurnell, 1987). Récemment, Swift et al (in press) proposent une caractérisation des sous périodes basée sur la forme des hydrogrammes journaliers.

L'approche systémique pour l'étude des réponses hydrologiques glaciaires implique de tenir compte de l'intensité des processus d'ablation de surface et de la structure des écoulements glaciaires (D.I. Benn and D.J.A. Evans, 1998). Une analogie entre la forme et l'hydrologie des circulations dans le milieu karstique et les glaciers a déjà été conduite (J. Leszkiewicz and M. Pulina, 1997). En effet, les glaciers sont marqués par une morphologie similaire aux karsts avec un réseau de surface, les bédrières (Photo 2.1), des pertes avec les moulins (Photo 2.2) et un réseau de cavités intra et sous glaciaires (Photo 2.3). De nombreuses correspondances ont été mises en évidence entre l'évolution du système de drainage à une courte échelle de temps et le développement des karsts sur le long terme. Dans cette logique, nous proposons d'étudier l'évolution des cycles journaliers des débits par une analyse systémique reliant les paramètres atmosphériques et les débits pro-glaciaires. Au final, ces développements aboutissent à suivre les variations de l'ablation au cours d'une saison estivale. Derrière cette vision de détail, nous recherchons des éléments d'explication sur les mécanismes de la décrue post-PAG décrits dans la première partie de cette thèse.

L'efficacité du drainage sous-glaciaire est évaluée à l'aide de méthodes déjà appliquées aux aquifères karstiques pour caractériser leur degré de développement et les types de circulations. Cette méthodologie est appliquée au glacier du Baounet sur plusieurs cycles de mesures hydrologiques estivales, de 2002 à 2005.

Ce chapitre débute par une présentation du glacier du Baounet et des méthodes utilisées pour ce suivi à courte période. Ensuite, nous abordons le traitement des données et les résultats aboutissant au

développement d'un outil de suivi du réseau de drainage intra glaciaire. Nous terminons ce volet analytique par les perspectives découlant de cette méthode de suivi à haute fréquence de l'hydrosystème glaciaire.

Photo 2.1: Une bédrière sinueuse illustrant le réseau d'écoulement supraglaciaire.

Glacier du Baounet, 22 septembre 2004.
Photo : S. Jobard.

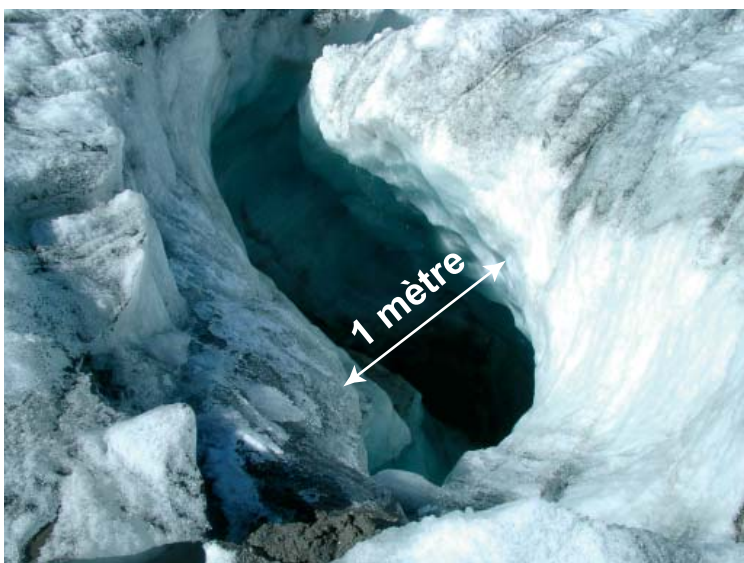


Photo 2.2 : Un moulin sur le glacier du Baounet.

Ce type de structure assure l'interface entre les réseaux supraglaciaire et sous glaciaire.
22 septembre 2004. Photo : S. Jobard.

Photo 2.3 : Une visualisation du réseau sous glaciaire.

Le torrent en étiage, à quelques dizaines de mètres du front du glacier du Baounet.

22 septembre 2004. Photo : S. Jobard.



2.1- La méthode de suivi en continu des évolutions saisonnières d'un réseau hydrologique glaciaire

Le montage et le maintien d'une station climatique en haute montagne posent de très nombreux problèmes et nécessitent une attention toute particulière (G. Bocquet et A. Thomas, 1989; G. Bocquet, 2001). Dans le cas du glacier du Baounet, le but est d'étudier conjointement les paramètres atmosphériques et hydrologiques. Ces deux types de mesures ne comportent pas les mêmes contraintes. Les mesures météorologiques ne nécessitent pas une grande exactitude en raison de l'hétérogénéité spatiale des paramètres. Par exemple, une valeur à quelques % est largement satisfaisante pour la mesure des précipitations. En revanche, une mesure de débit par le biais d'un capteur de pression différentielle nécessite une chaîne de mesure avec une exactitude proche du ‰ en pleine échelle. Ces contraintes sont connues et prises en compte lors de l'équipement du site.

2.1.1 – Objectifs et justification des mesures en continu in situ

L'objectif des mesures en continu sur le site du Baounet est d'étudier avec un pas de temps très fin l'intégration par le glacier des évolutions des conditions atmosphériques. Le glacier est considéré comme une boîte noire transformant les signaux d'entrée (variables atmosphériques) en un signal de sortie (les débits du torrent émissaire). Ce dernier est considéré comme un vecteur d'information sur les conditions extérieures au système mais aussi sur sa structure interne. Ces objectifs théoriques nous conduisent à mesurer conjointement les débits du torrent émissaire et quelques paramètres atmosphériques, judicieusement choisis. Le traitement des données issues de ces instrumentations a pour

but d'établir des liens entre les variables afin de caractériser les réponses du système glaciaire face aux évolutions de son environnement au cours de quelques saisons d'ablation.

2.1.2 – La présentation du glacier du Baounet et de ses caractéristiques

Le site expérimental a été choisi lors du travail préparatoire en DEA au cours du cycle hydrologique 2001-2002. Un inventaire le plus exhaustif possible des glaciers déjà étudiés par les différents organismes de recherche avait alors été réalisé. Les conclusions ont abouti à choisir un site «vierge», le glacier du Baounet. Cet appareil glaciaire peut être qualifié de glacier de vallée, avec une longueur maximale de 2,5 km. Sa surface est peu crevassée et peu encombrée de débris morainiques. L'orientation globale est Nord-Ouest et les altitudes s'échelonnent entre 2800 m et 3400 m.

Le front débouche sur un sandur libéré par le retrait glaciaire depuis les années quatre-vingt. L'objectif retenu est une étude conjointe des conditions météorologiques et des débits du torrent émissaire. Pour implanter une seule station d'acquisition, un site proche du torrent émissaire a été retenu, à quelques centaines de mètres à l'aval du front du glacier (*Fig. 2.20*). Le bassin-versant hydrologique ainsi défini a une superficie d'environ 6 km². Il contient deux petits glaciers en recul très prononcé, les glaciers d'Arbéron et de Croix Rousse, confluant avec le glacier du Baounet lors du dernier maximum du Petit Age Glaciaire (*Fig. 1.25*, première partie).

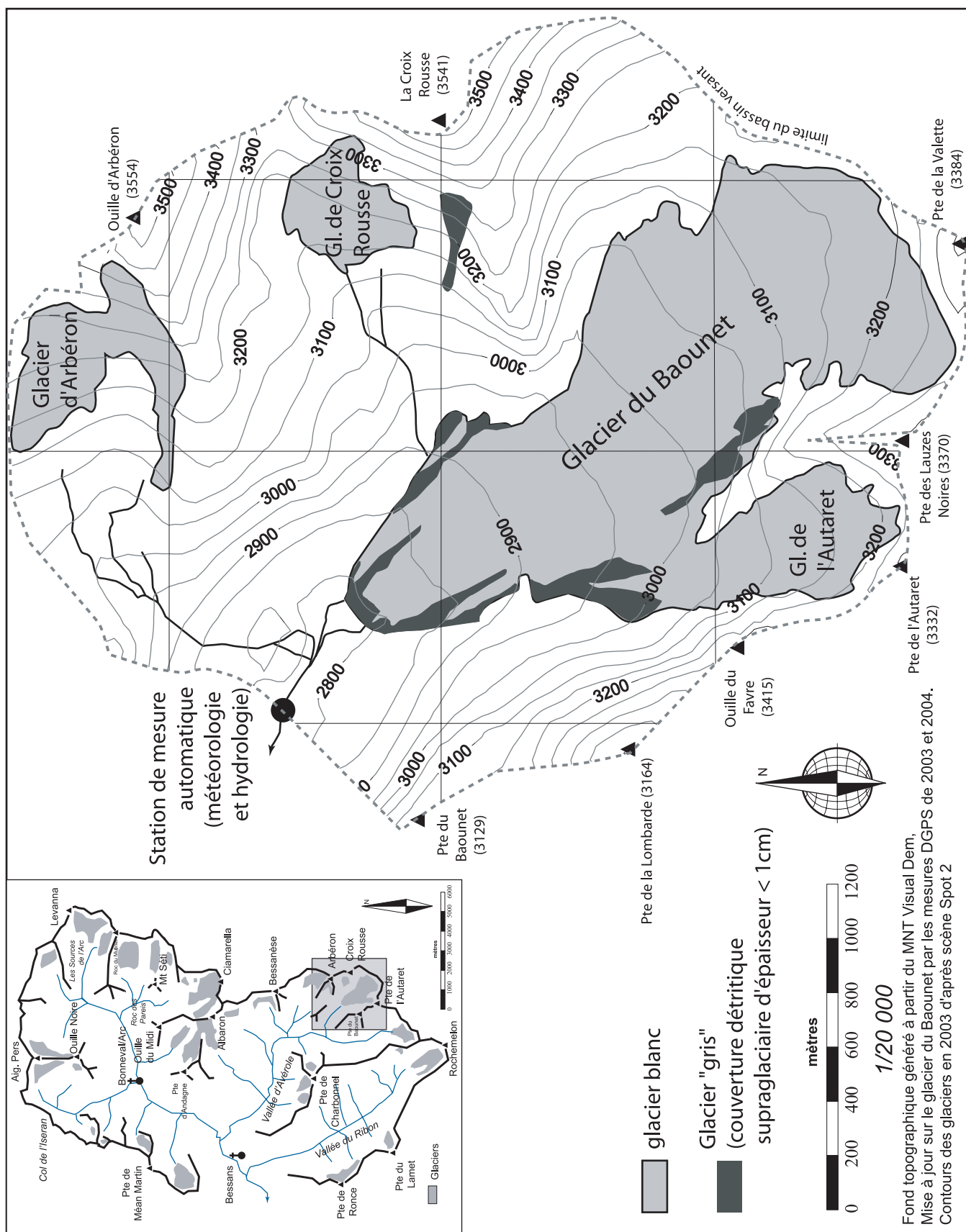


Fig. 2.20 : Le bassin versant instrumenté (6 km²) du glacier du Baounet et la localisation de la station de mesure hydro-météorologique.

2.1.3- La métrologie environnementale appliquée aux milieux de montagne

2.1.3.1- Les difficultés liées à l'environnement

L'objectif de l'instrumentation sur le terrain est de recueillir des informations sur les paramètres du milieu, comme par exemple la température de l'air ou les précipitations. Ces approches pratiques ont depuis de longues décennies été l'objet de discussions et de développements technologiques (H. Halot et al., 2002; M. Leroy, 2002; M. Renaudin, 1991). Les normes en matière de mesures météorologiques restent floues et laissent une large part d'appréciation technique à l'expérimentateur. Avant toute installation ou choix de matériel, un tour d'horizon des résultats attendus doit être mené, puis confronté aux contraintes d'utilisation pratiques.

Le choix du site d'implantation est un élément crucial sur la qualité des mesures (Ph. 2.4). L'hétérogénéité de l'espace à échan-

illonner induit des erreurs expérimentales par rapport à une «valeur réelle» de la variable à mesurer. Pour minimiser ces écarts, l'environnement de la station est donc choisi pour être le plus représentatif du milieu d'étude. La méthode de conditionnement des capteurs influence également le résultat, comme par exemple l'abri pour les sondes de température de l'air, ou encore la forme du pluviomètre pour les précipitations.

Dans le même temps, la qualité de la chaîne de mesure intervient sur l'exactitude finale du résultat, notamment par ses capacités à ne pas trop dériver en fonction des conditions du milieu (dérive thermique principalement). Tous ces paramètres influencent les mesures (F. Authouard, 2004) et nous définissons une Erreur Tolérée Maximale (ETM) pour chacun des paramètres (Annexe métrologie).

Le milieu de haute montagne est caractérisé par une forte agressivité sur les matériaux par les effets d'un rayonnement solaire intense et par de grandes variations



Ph. 2.4 : La station de mesure hydrométéorologique
a : pluviomètre; b : station d'acquisition et capteurs atmosphériques; c : limnigraphe
(Photo : S. Jobard)

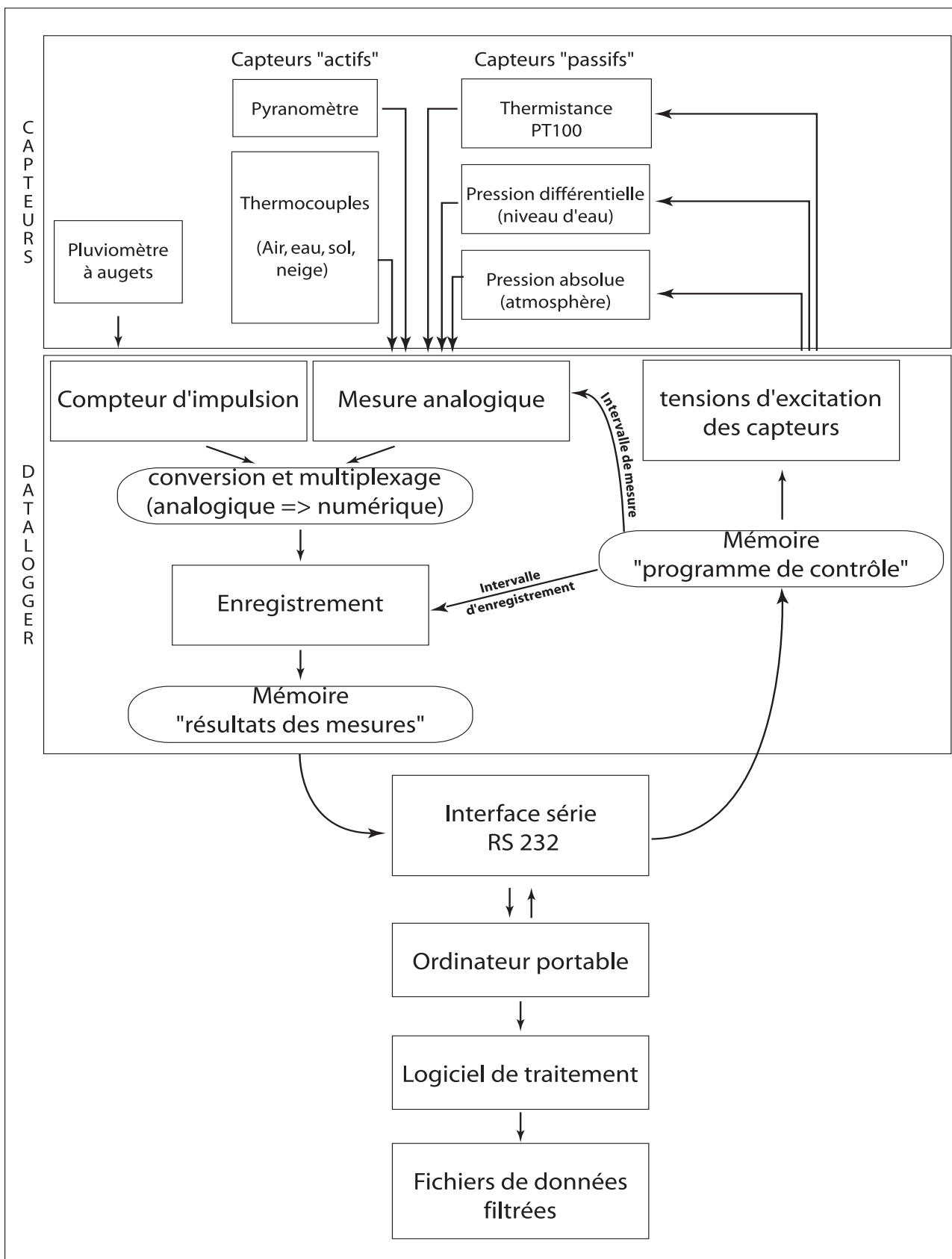


Fig. 2.21 : Schéma de la chaîne de mesure utilisée pour le monitoring du glacier du Baounet

de températures. Ce constat nous incite à rester prudent sur les matériaux utilisés sur le site de mesure : les métaux sont galvanisés et les matières plastiques sont évitées le plus possible (dégradation par le soleil). Les contraintes thermiques sont également prises en compte, notamment pour les batteries, avec une isolation dans le boîtier de la station.

Enfin, il existe une importante contrainte d'accès sur le site, avec une période d'environ six mois où il est impossible de se rendre sur place en raison des risques d'avalanche importants dans la vallée d'Avérole.

La station est donc complètement autonome sur une telle durée, aussi bien en énergie qu'en espace mémoire pour les données. Les conditions d'accès en été (accès à pied en 3 heures de marche et 1000 mètres de dénivelé) interdisent toute installation de seuil pour une mesure « normalisée » des débits. Il faut se contenter d'une section naturelle, rectiligne et avec un chenal unique. Par ailleurs, les conditions météorologiques ne doivent pas être influencées par le microclimat du torrent et la station est implantée à une dizaine de mètres du bord du lit (Annexes techniques).

2.1.3.2 - Terminologie utilisée

La métrologie est une science caractérisée par un vocabulaire précis afin de limiter les erreurs de compréhension et les malentendus. Les notions principales sont explicitées ci-dessous.

L'ensemble des opérations dont l'objectif est de déterminer une valeur d'une grandeur physique est appelé « **mesurage** ». Le résultat d'un mesurage prend le nom de **mesurande**.

L'**erreur** de mesure est l'écart existant entre le résultat du mesurage et la « vraie » valeur du **mesurande**.

Une **correction** est une opération visant à compenser une erreur systématique par l'addition algébrique d'une valeur au résultat brut d'un mesurage.

L'**incertitude** de mesure est un paramètre associé au résultat d'un mesurage caractérisant la dispersion des valeurs attribuée au mesurande. Elle correspond le plus souvent à une loi de probabilité caractérisant la dispersion des valeurs autour de la « vraie » valeur. L'**exactitude** caractérise l'étroitesse de l'accord entre le résultat d'un mesurage et la vraie valeur du mesurande. La notion de « **précision** » de mesure est maintenant écartée car elle est la source de trop nombreuses confusions.

L'**étalonnage** consiste à comparer les résultats d'un mesurage à un étalon dans des conditions déterminées. La **vérification** se résume à l'étape de décision lors de la confrontation d'un résultat d'étalonnage à une prescription (en général l'Erreur Tolérée Maximale, ETM). Le **raccordement** consiste à comparer indirectement un instrument à un étalon national ou international. Cette opération est liée à la **traçabilité** des opérations de métrologie par la hiérarchisation des chaînes de mesures et des étalons, en général garantie par une accréditation COFRAC.

2.1.4 – L'instrumentation et la chaîne de mesure

L'ensemble de la chaîne de mesure se résume par le schéma de la *figure 2.21*. Le « cœur » du système est le datalogger qui a pour rôles de mesurer les informations délivrées par les capteurs, de les numériser et de les sauvegarder sur une mémoire informatique. Dans ce chapitre, nous détaillons les différents volets de la chaîne de mesure et leurs caractéristiques. Ce volet est justifié par un souci de rigueur sur les méthodes utilisées car les raisonnements sur les résultats n'ont de valeur que si la qualité des mesures est connue.

2.4.1.1- La centrale d'acquisition (datalogger)

La centrale d'acquisition est un datalogger Campbell Scientific, modèle CR10X – 2 Mo. Cet instrument regroupe les fonctions de conditionneur des tensions d'alimentation des capteurs, mesure électrique des grandeurs, multiplexage et numérisation du signal analogique en un signal digital (Fig. 2.21). Les données sont ensuite stockées dans une mémoire EEPROM non volatile.

Cette mémoire est circulaire, c'est-à-dire que les premières données enregistrées peuvent être écrasées lorsque toute la mémoire est pleine. Il faut donc régler un pas de mesure selon la vitesse de remplissage de la mémoire, en gardant une période de sécurité afin d'éviter toute perte de données par écrasement. Une programmation par instructions préprogrammées permet de régler toutes les caractéristiques de la chaîne de mesure (tensions d'alimentation, gain, plage de mesure, pas d'exécution, pas d'enregistrement,...). Avec ce type de matériel, il est possible de programmer des corrections sur les capteurs ou encore de transformer les mesures dans les unités du Système International. Ainsi, les mesures issues du pyranomètre, du limnigraphe et de la sonde de référence de température sont converties dans les unités couramment utilisées. Ce système facilite le contrôle de la station par le biais des observations des résultats délivrés en temps réel. En revanche, le signal brut est alors impossible à reconstituer avec sa résolution initiale. Le pas de mesure est de 10 à 15 minutes en été selon les années et de 30 minutes en hiver (cf. annexes techniques). En hiver, les basses températures dégradent fortement les performances des batteries et du panneau solaire. Pour cette raison, les intervalles de mesure et d'enregistrement sont élargis pour diminuer

la consommation électrique. De même, le volume de données est plus restreint, ce qui permet d'allonger l'intervalle entre deux relevés des données. Les hivernages durent en moyenne 5 à 6 mois sans visites (d'octobre à mai).

La résolution du datalogger est de l'ordre de 0.01 % et l'exactitude de 0.1 %. Il s'agit donc de matériel de précision, malheureusement livré sans certificat d'étalonnage. Les mesures ne sont donc pas raccordées et sont donc théoriquement non comparables d'une station à l'autre ! Cependant, l'objet de ce suivi en continu est de relier les paramètres atmosphériques avec l'hydrologie du torrent émissaire. Toutes ces variables sont mesurées avec le même datalogger, ce qui crée une sorte de « raccordement » local.

2.1.4.2- Le nivo-pluviographe

Le système est basé sur un pluviomètre à augets. Il s'agit du capteur d'une station WS2300 « La Crosse Technologies ». Le système initial n'est pas satisfaisant, en particulier la forme de l'ouverture captant les précipitations. Pour cette raison, il a été choisi de modifier la structure de cet instrument pour se rapprocher des standards de mesures internationaux. Il s'agit d'un cylindre d'un diamètre de 20 cm, doté d'une réhausse de 30 cm, couronné par un deuxième cylindre

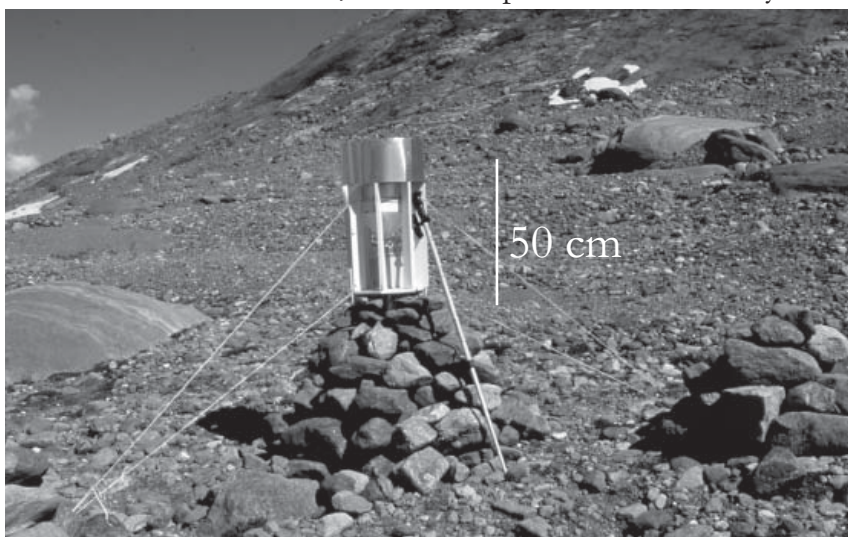


Photo. 2.5 : Le pluviomètre à augets.

L'ouverture est constituée d'une double couronne pour améliorer les mesures des précipitations neigeuses. (Photo : S. Jobard, 2004)

en tôle d'aluminium d'un diamètre de 30 cm et de 25 cm de hauteur (*Photo 2.5*). C'est en quelque sorte le système de captage d'un Nivo-Pluviomètre-Totalisateur «Mougin» miniaturisé. Cet appareil est installé depuis le printemps 2004 et il est doublé d'un totalisateur (Annexes).

L'étalonnage est réalisé en introduisant régulièrement une lame d'eau équivalente à 1 mm E_q dans le pluviographe. Le signal de sortie est noté à chaque pas de mesure. Plusieurs cycles sont réalisés pour apprécier la répétitivité de la mesure. Une fiche d'étalonnage est ensuite rédigée selon une procédure bien définie afin de calculer le coefficient de conversion, de caractériser l'exactitude et l'incertitude de la mesure (cf. annexes techniques). L'exactitude est égale à 0,5 mm et l'ETM est définie à 1 mm.

2.1.4.3 - Les mesures de température

- L'abri pour les sondes de température de l'air

Les mesures de températures sur le terrain posent de très nombreux problèmes de métrologie. Le plus compliqué est probablement la mesure de la température de l'air. C'est un paramètre majeur pour l'étude des conditions atmosphériques et le but est de la mesurer en limitant au maximum les artéfacts expérimentaux. Le premier problème est lié aux phénomènes de rayonnement qui modifient localement les températures de surface. Pour cette raison, les températures sont généralement mesurées sous abri, construit traditionnellement en bois avec des lattes. Aujourd'hui, les matières plastiques ont remplacé ces systèmes, mais il se produit toujours un échauffement par rayonnement sur les parois et sur les sondes. Il reste difficile de caractériser ces phénomènes, induisant de fortes erreurs sur les résultats (Annexes métrologie). Par exemple, pour faire un bilan d'énergie,

il est illusoire d'utiliser des mesures sous un abri standard non ventilé. En revanche, si c'est une application climatologique, il faut se plier aux standards habituels, même si la valeur mesurée est faussée par l'abri. Dans le cas de la station du Baounet, il a été retenu un abri en polyéthylène, avec des ailettes, pour protéger les sondes du rayonnement solaire direct. Le sommet est ouvert, en « chapeau de cheminée » pour éviter l'accumulation d'air chaud au sommet de l'abri (*Photo 2.6*). Le contrôle avec un abri ventilé nous indique un ordre de grandeur des écarts induits par ce type d'abri (Cf. Annexes Métrologie). Nous gardons à l'esprit que les températures de l'air mesurées à la station automatique ne sont qu'un ordre de grandeur de la température « vraie ». C'est en réalité un mélange de la température de l'air et d'un bilan radiatif dans l'abri utilisé.

- Les thermocouples : principe de la mesure

Il s'agit d'exploiter l'effet Seebeck, connu depuis le milieu du XIX^e siècle. Le phénomène est le suivant : lorsque deux métaux de nature différente sont mis en contact à des températures différentes (« soudure froide » et « soudure chaude »), il se crée une force électromotrice (f.e.m.) thermoélectrique.

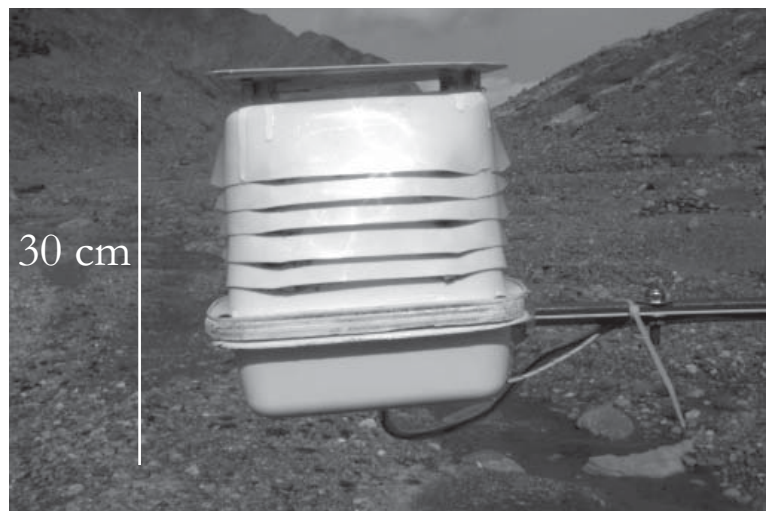


Photo 2.6 : Abri à lamelles pour les sondes de température de l'air.
L'ouverture sommitale limite la formation d'une lame d'air chaud. (Photo : S. Jobard, 2003)

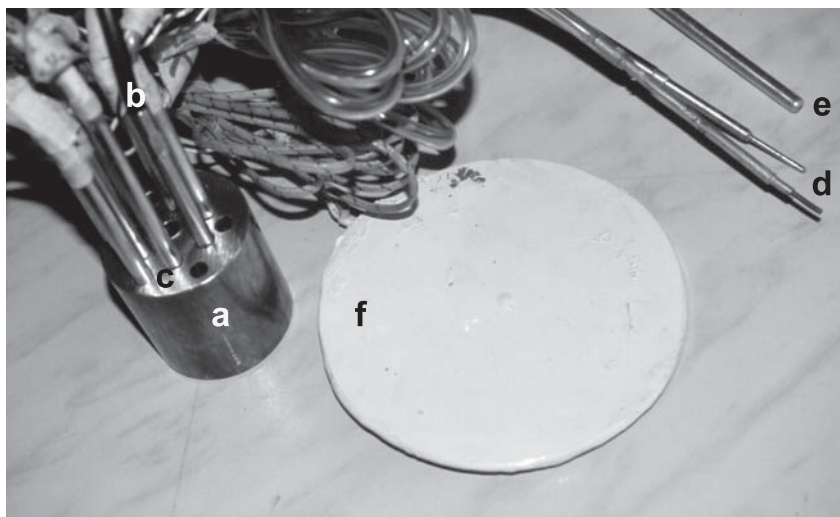
En associant deux conducteurs électriques de nature différente entre deux milieux à des températures différentes, nous créons un signal caractéristique de l'écart de température.

Les thermocouples délivrent une mesure relative de la température. La mesure absolue doit donc être référencée à une température connue, de la glace fondante par exemple, ou à une autre sonde de température absolue. Dans notre cas, une thermistance au platine (PT100) est sensée indiquer la température d'un bloc de laiton dans lequel sont rassemblées les jonctions froides de tous les thermocouples (*Photo 2.7*). La thermistance utilisée (fabriquée par Campbell Scientific ou de type PT100) a une exactitude proche de $\pm 0.1^\circ\text{C}$. À partir du mois de juin 2003, les jonctions froides et la sonde de référence ont été placées dans un bloc de laiton de 1 kg, lui-même emboîté dans un bloc de polystyrène intrudé. L'effet recherché ici est de réaliser un sorte de calorimètre dans lequel la température est à la fois stable et uniforme.

- Les types de thermocouples utilisés.

Deux types de thermocouples ont été utilisés (cf Annexes) : Fer – Constantan (type J) et Chromel – Alumel (type K). Ceux-ci sont bien adaptés aux mesures environnementales car leur sensibilité est forte et leur loi d'étalonnage est quasi linéaire sur la plage de température considérée. Le détail du montage de ces sondes et de leur conditionnement est détaillé en annexe.

Les signaux de température (en mV) sont enregistrés dans les tables de résultats, puis convertis en grandeur physique (en $^\circ\text{C}$)



Ph. 2.7 : Thermocouples pour les mesures de températures.
a : « bloc laiton »; b : sonde de référence; c : soudures froides; d : soudures chaudes à temps de réponse rapide; e : soudure chaude à temps de réponse long; f : soudure chaude pour les mesures de surface
Photo : S. Jobard, 2002

lors de l'analyse des données. Il est essentiel de conserver les données brutes pour garantir la traçabilité des résultats

2.1.2.4- Le rayonnement solaire direct

Le choix du capteur est guidé par son spectre de mesure et son prix. Le rayonnement provient directement du Soleil, mais aussi des matériaux environnant le glacier (nuages, surfaces rocheuses des versants entourant le glacier). En effet, tout corps, de température T (en K), émet un rayonnement dont la longueur d'onde maximale λ_m (en μm) est délivrée par la loi de Wien :

$$\lambda_m \cdot T = C$$

λ_m : longueur d'onde maximale (en μm)

T : Température (en K)

C : constante égale à $2898 \mu\text{m}\cdot\text{K}$

Le Soleil émet 95% de son énergie dans le spectre visible (0.25 à $0.6 \mu\text{m}$) et dans l'infrarouge (0.8 à $15 \mu\text{m}$). La longueur d'onde dominante est $0.5 \mu\text{m}$, ce qui correspond à

la température de surface d'un corps noir (émetteur parfait) à 5770 Kelvins (d'après la loi de Wien).

D'autre part, il est admis que 95% de l'énergie solaire est comprise dans un intervalle spectral de 0.25 μm et 2.5 μm , soit sur un ordre de grandeur des longueurs d'onde (C. Bissieux, 1995).

Les corps environnant le glacier, comme les nuages ou les surfaces rocheuses, sont à des températures «ambiantes», proches de 273 Kelvins. Les longueurs d'ondes correspondantes sont proches de 11 μm . La bande spectrale comportant 95% de l'énergie émise est comprise entre 2.7 μm à 55

μm . Pour mesurer la totalité du spectre nous intéressant, il faudrait utiliser un capteur dont la bande spectrale s'étalerait entre 0.25 μm et 60 μm .

Un capteur couvrant une telle gamme de longueur d'onde et évidemment très onéreux. Le budget disponible nous conduit à choisir le pyranomètre CM3 fabriqué par Kipp and Zonen. Son spectre de mesure s'étale de 0,305 μm à 2,8 μm (Photo 2.8 et Fig. 2.22). Les températures correspondantes sont comprises entre 9500 Kelvins à 1035 Kelvins (soit 9230°C à 760°C). Ce capteur ne prend donc pas en compte le rayonnement émis par les nuages.

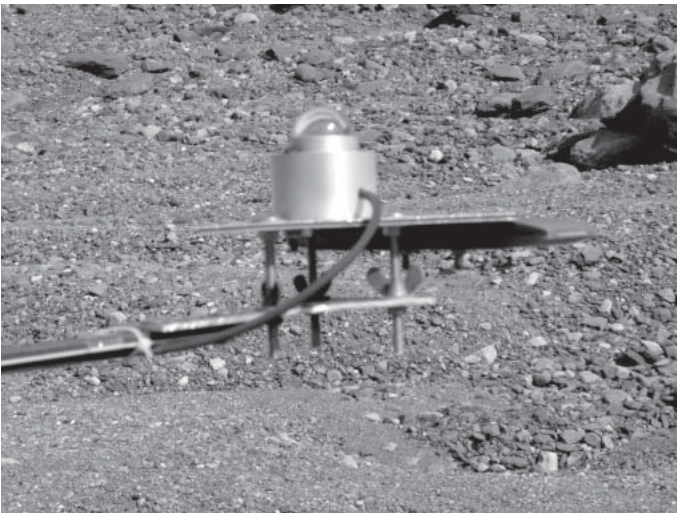
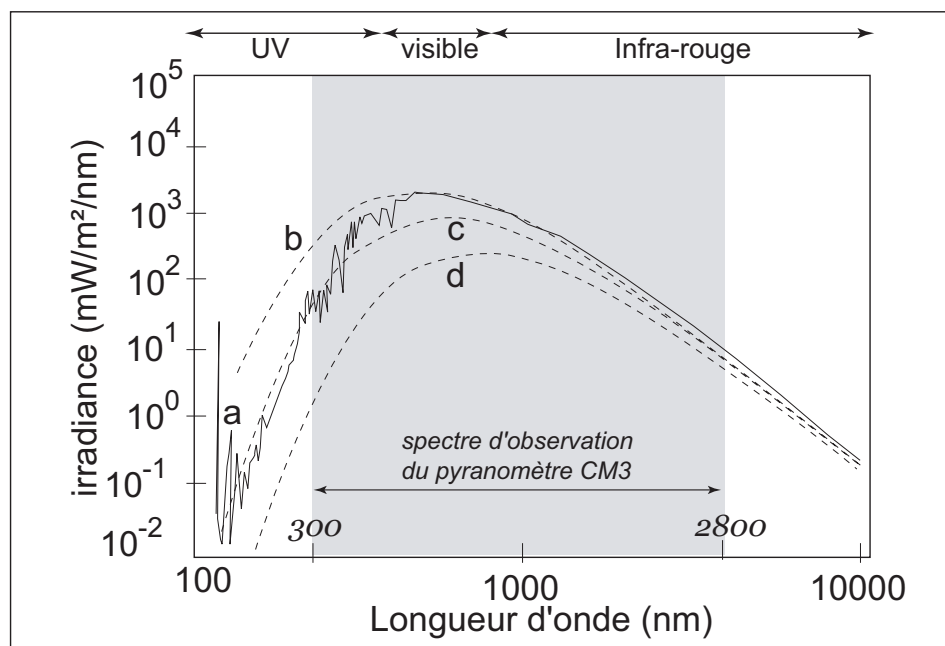


Photo 2.8 : Le pyranomètre CM3 Kipp and Zonen sur sa platine horizontale.

Fig. 2.22 : Spectre solaire et domaine spectral d'observation du pyranomètre CM3 Kipp and Zonen.

a: Soleil; b: corps noir à 6000 K; c: corps noir à 5000 K; d: corps noir à 4000 K.
En grisé : spectre d'observation du pyranomètre



Les mesures de ce capteur seront difficilement exploitables quantitativement sur les périodes de temps couvert puisque les effets de la couverture nuageuse sont occultés. En revanche, ce capteur est bien indiqué pour la mesure du rayonnement solaire direct car il mesure 95 % de l'énergie émise (Fig. 2.22). Le capteur CM3 est un instrument de classe II, ce qui signifie que son exactitude est de l'ordre de 0.5 à 1 %.

Nous retiendrons une ETM de 5 % pour cet instrument car le financement d'une procédure de réétalonnage n'est pas prévu dans le projet. Ainsi, avec cette ETM assez large, nous essayons d'intégrer dès le départ une dérive instrumentale normale mais qui restera inconnue.

La mesure en conditions hivernale est faussée lorsque le capteur est recouvert par de la neige. Cette couverture disparaît rapidement dès que la température remonte au-dessus de zéro degré Celsius, ou que la métamorphose des cristaux de neige ne lui assure plus son accroche sur la demi-sphère en plexiglas du capteur. La réponse en terme de signal enregistré est une atténuation de la quantité d'énergie mesurée.

2.1.4.5- Le niveau d'eau du torrent.

Le système installé est un capteur de pression différentielle (Photo 2.9) de marque Druck (modèle PDCR1860). L'étalonnage a été réalisé par le constructeur en usine et avec le câblage final. La validité du certificat établi ainsi est de deux ans. Normalement, il faudrait réétalonner le capteur, mais cela implique un démontage (avec problème de recalage) et la disponibilité d'un deuxième capteur. À ce jour, le système n'a pas été contrôlé en raison de l'absence de capteur étalon. Nous supposons que la dérive n'est pas trop importante. Cette

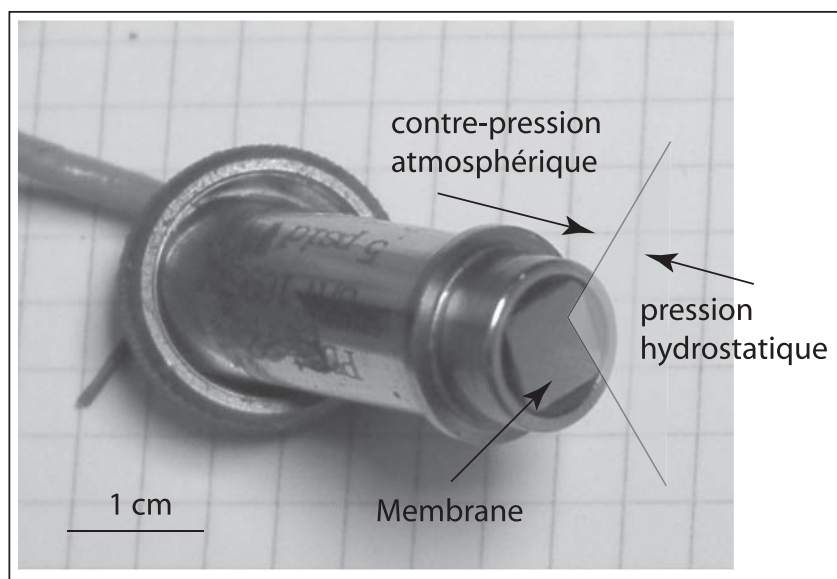


Photo 2.9 : Un capteur de pression différentielle Druck (PDCR22) Ce modèle est similaire au capteur PDCR1860 utilisé pour la mesure de niveau d'eau sur le limnigraphe. La membrane piézosensible séparant les deux milieux est visible. (photo: S. Jobard, 2005)

lacune est toute relative car il existe de très nombreuses autres raisons de modification de la fidélité des mesures. Le lit du torrent est une forme naturelle, largement évolutive. Le seul moyen de valider un éventuel changement de forme dans le seuil est de comparer les débits d'étiage et de réaliser régulièrement des jaugeages de contrôle. Par ailleurs, l'expérience sur ce type de capteur montre une durée d'utilisation supérieure à la dizaine d'année avec un bon entretien. Nous avons choisi pour cette mesure une ETM de 10 mm, valeur trois fois supérieure à l'exactitude de mesure annoncée par le constructeur.

2.1.4.6- Capteurs complémentaires

- la pression atmosphérique

Un capteur de pression atmosphérique absolue a été installé en 2003 pour mesurer les effets des passages des dépressions et des périodes anticycloniques sur les conditions météorologiques de haute montagne. Ce capteur, dont l'étalonnage est incertain, a été contrôlé en laboratoire avant son installation sur la station. Il a alors fonctionné quelques semaines en parallèle avec un deuxième capteur de référence.

- une station d'appoint (hygrométrie, pression atmosphérique, direction et vitesse du vent)

Une station météorologique d'appoint a été installée lors des étés 2003, 2004 et 2005. Il s'agit d'une petite station semi-professionnelle dont la précision des capteurs correspond largement aux besoins des mesures météorologiques. Elle comporte cinq capteurs : température de l'air, humidité relative, pression atmosphérique, direction et vitesse du vent.

Malheureusement, le principal défaut de ce matériel est la taille très restreinte de la mémoire informatique (seulement 175 lignes de résultats), nous conduisant à n'enregistrer que 4 points par jour. Avec ce pas de temps, les mesures aérologiques ont peu de valeur en raison de leur forte variabilité temporelle et ne sont donc pas exploitées dans ce travail.

2.1.4.7- Utilisation de la station : la notion de procédure

Les études utilisant des outils de mesure sont souvent associées à des opérations dont le cadre est défini selon un procédé strict. L'objectif premier est la capacité à reproduire les expériences sur le même site sur plusieurs années ou de les comparer aux travaux menés sur d'autres sites. Cette logique est largement répandue dans l'industrie à propos des chaînes de mesure pour suivre les processus de fabrications de produits soumis à des normes de qualité. Dans notre cas, il s'agit plus d'un état d'esprit sous-jacent à ce travail de métrologie en milieu extrême. La notion de qualité des mesures est fondamentale car ces dernières constituent la base des raisonnements scientifiques guidant cette étude. Comment garantir la pertinence d'un raisonnement sans avoir connaissance de la qualité des mesures qui le guide ? L'objectif est donc de se rapprocher des normes de qualité au titre d'indicateur de la transparence et de la rigueur indispensable pour ce type d'instrumentation.

Une série de documents succincts a été rédigée afin de formaliser les opérations intervenant sur la station, l'utilisation des capteurs, mais aussi les vérifications ou encore les étalonnages (Annexe métrologie). De même, la gestion informatique des résultats est incorporée à ce catalogue de fiches. Ces dernières prennent le nom de «procédures» car elles sont directement calquées sur les documents en vigueur dans les laboratoires de métrologie industrielle. En annexe, quelques-unes de ces procédures sont reproduites pour illustrer cette notion. Il a été choisi délibérément de ne pas intégrer la totalité de ces documents car ils feraient l'objet d'un ouvrage à eux seuls. Ils sont numérotés et classés par grandes familles (mesures de terrain, étalonnage, traitement des données, gestion informatique des données).

2.1.4.8- La mise en place de la station de mesure

La station a été mise en place le 22 juin 2002, lorsque l'enneigement a autorisé la mise en place d'ancrages au sol scellés par du mortier. Cette date est tardive dans la saison et correspond à des débits importants dans le torrent, bloquant la mise en place du limnigraphe. Ce dernier a été installé à la visite suivante, le 19 juillet 2002, lors d'une baisse de débit due à une période de refroidissement.

La structure de la station doit résister aux conditions difficiles du milieu de haute montagne, c'est-à-dire de forts vents et une fatigue des matériaux. L'ancrage du mât est renforcé par un système de haubanage pour résister aux rafales de vent (Annexes techniques).

Les capteurs atmosphériques sont placés sur une poutre métallique transversale au sommet du mât de la station, à 2 m de hauteur pour les deux premières saisons estivales de mesure, puis à 3,5 m à partir de l'automne 2003 (Annexes techniques). Le mât de la station est un profilé carré en Duralumin haubané.

La station a été démontée partiellement le 23 octobre 2002 jusqu'au printemps 2003, pour réaliser des tests d'hivernage à plus basse altitude tout en conservant la structure de la station sur place. L'ensemble du dispositif est de nouveau installé au printemps 2003 et fonctionne depuis sans interruption.

2.1.5- Les mesures hydrologiques : calibration du limnigraphe

2.1.5.1 - Utilisation d'une section naturelle

Le capteur de niveau d'eau est positionné dans un tube en PVC ancré à l'aval d'un bloc rocheux, dans une mouille (*Photo 2.10*). Cet emplacement n'est pas vraiment satisfaisant car ces zones sont fortement actives lors des épisodes de crue, malgré une apparente stabilité le reste du temps. Il est difficile d'installer ce matériel ailleurs dans le lit du torrent car le fond est formé de sédiments graveleux très meubles ne permettant pas un ancrage pérenne. Ce biais dans la mesure est limité car nous ne cherchons à comprendre finement que les variations de débits dans une gamme de débits bien définie. Les épisodes de crue majeure sont principalement liés aux

précipitations et non à l'ablation glaciaire. Les apports sont parfois très importants, notamment à l'occasion de situations météorologiques comme les « retours d'est ». Les cumuls journaliers peuvent alors devenir très élevés (A. Marnézy, 1999). Par exemple, lors de la crue de l'Arc en octobre 2000, la station pluviométrique du massif d'Ambin a mesuré environ 400 mm en 48 heures, ce qui est proche du cumul estival dans ce secteur.

La position de la station correspond à une ancienne moraine frontale datant des années 1980. Cette dernière a été démantelée dans sa partie centrale par le torrent. Seuls subsistent trois gros blocs rocheux formant une sorte de seuil comblé à l'amont par des sédiments fluvio-glaciaires. Un rocher divise le torrent en deux flux. Cette situation pose un problème lors des étiages car seule la branche gauche du lit est alimentée, laissant la mouille instrumentée, à droite, en eau mais sans apports (niveau constant sur le limnigraphe). Ainsi, le limnigraphe ne mesure pas les très faibles débits induisant ainsi une borne inférieure sur la plage de mesure. Néanmoins, la largeur de la gamme de mesure est suffisante pour étudier les débits d'été, toujours supérieurs à la borne inférieure du limnigraphe.

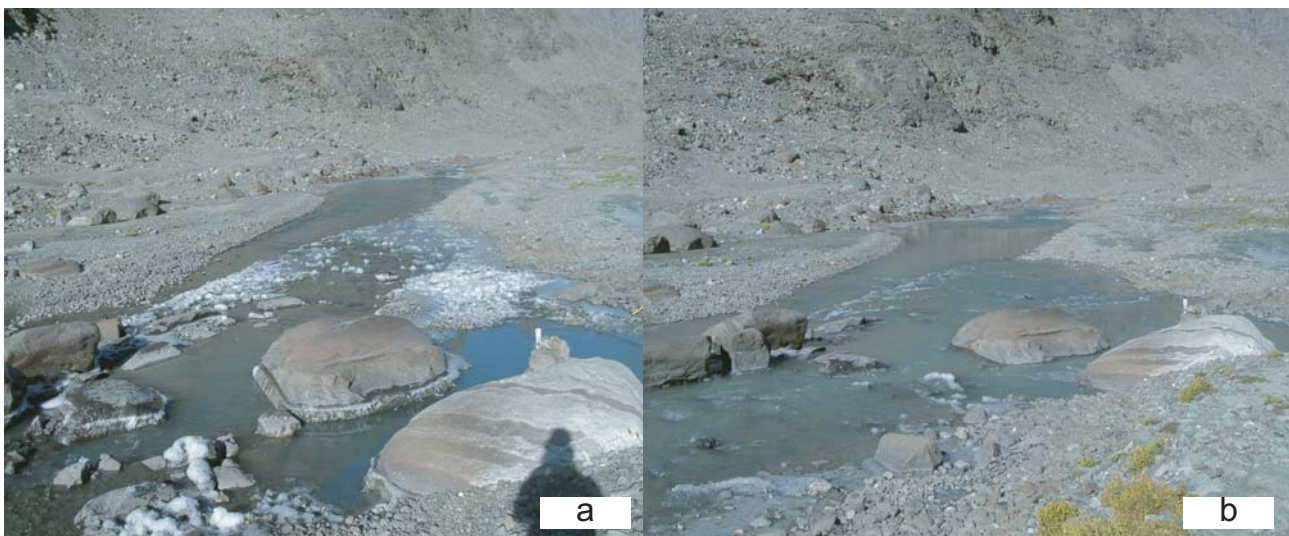


Photo 2.10 : Vue depuis l'amont sur la section de mesure du limnigraphe.
a : situation en étiage (hors plage de mesure); b : fonctionnement nominal. Photos : S. Jobard, 2004.

2.1.5.2 - Les jaugeages

L'objectif des jaugeages est de réaliser une courbe de tarage du limnigraphe pour convertir les mesures de hauteur d'eau du torrent en débits. Plusieurs méthodes existent pour atteindre cet objectif, mais seules quelques-unes sont utilisables sur le site instrumenté. La technique classique du micro-moulinet a été rapidement écartée en raison de la violence du courant dans le torrent. La profondeur est trop importante pour réaliser ce type de mesure. De plus, la température de l'eau est comprise entre 3°C et 6°C, ce qui induit des risques majeurs pour l'expérimentateur en cas de chute dans le torrent (temps de survie de quelques minutes et absence de moyen d'appel des secours).

Dans l'instrumentation de ce site, il a été choisi de travailler sur cette section naturelle en réalisant une courbe de tarage à partir de jaugeages par dilution d'un traceur chimique (NaCl).

La méthode retenue consiste donc à utiliser des jaugeages par injection instantanée d'un traceur chimique dont la masse m est connue (Fig. 2.23).

$$Q = \frac{m}{\int c \cdot dt}$$

Q : débit (L.s-1)

m : masse de traceur (g)

c : concentration en traceur dans le cours d'eau

dt : intervalle de temps (s)

Dans le cas présent, le traceur est du sel NaCl. La concentration dans le torrent est mesurée indirectement par un conductimètre et une courbe de correspondance concentration-conductivité équivalente à 25 °C, réalisée préalablement en laboratoire (cf. Annexes). Cette mesure est entachée de fortes erreurs (> 20 %) mais elle est très simple à mettre en œuvre, surtout sur un site isolé.

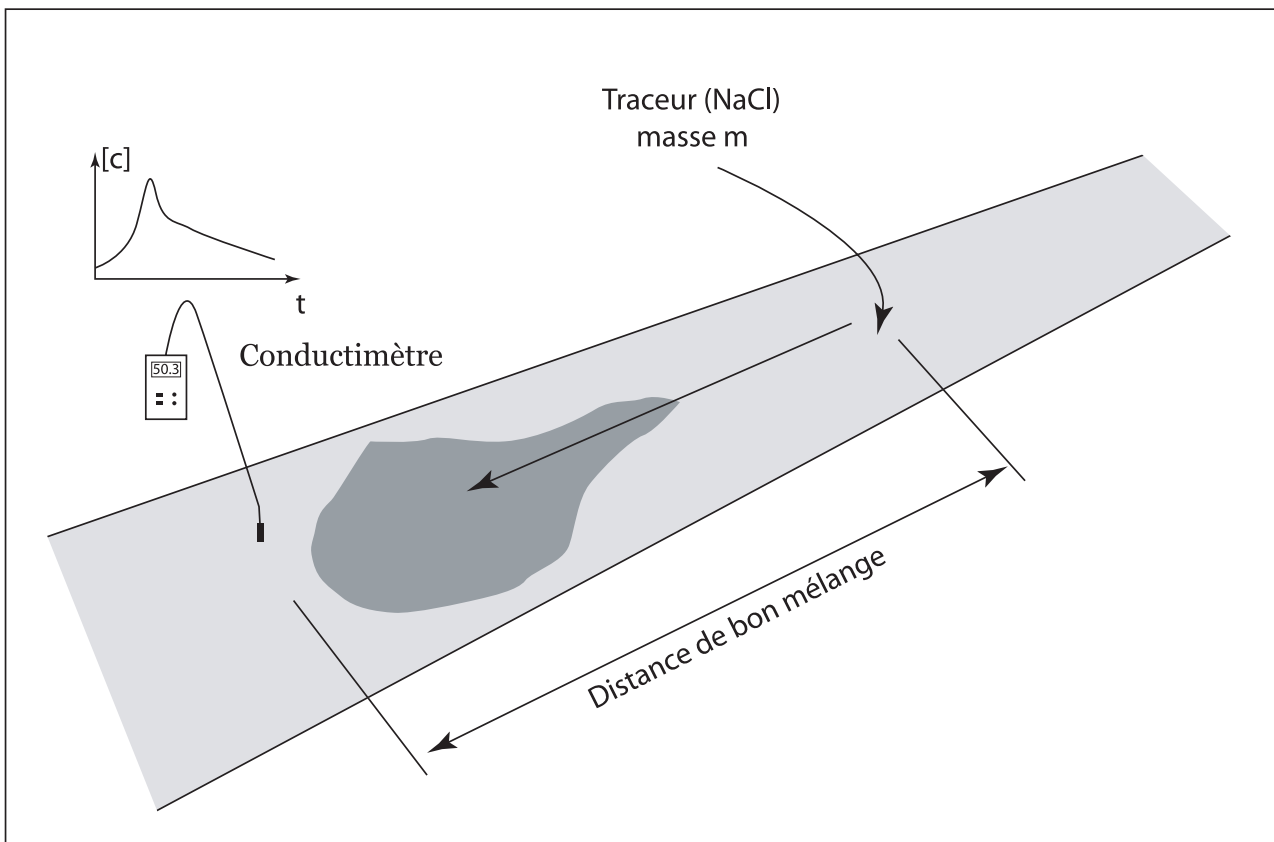


Fig. 2.23 : Le dispositif du jaugeage par dilution d'un traceur chimique (NaCl) par injection instantanée.

La distance de bon mélange est un paramètre crucial pour la qualité de la mesure, dans le cas du Baounet, elle est comprise entre 200 à 250 mètres.

La principale difficulté provient du mélange du traceur dans le torrent. En effet, toute la technique repose sur l'hypothèse d'une concentration homogène sur toute la section du cours d'eau, ce qui est rarement le cas. Sur le torrent proglaciaire du glacier du Baounet, cette distance de bon mélange devrait être supérieure à 200 mètres. Or, la configuration du lit du torrent ne permet guère de respecter cette distance entre le point d'injection (à l'exutoire du sandur) et le point de mesure (à l'aval de la station de mesure).

Une autre technique consiste à injecter une solution de concentration connue avec un débit constant dans le cours d'eau (Fig. 2.23). La mesure est réalisée lorsque la concentration au point de mesure atteint un palier signifiant que le torrent est « saturé » en traceur. L'inconvénient majeur provient de la relative complexité du dispositif d'injection (vase à niveau constant, pompe, réservoir,...) et de la masse importante de traceur. C'est

pour cette raison qu'une autre substance est utilisée, avec un seuil de détection beaucoup plus bas. Dans cette deuxième technique, c'est un colorant alimentaire (E110) qui est le plus adapté (B. Fanget et al., 2003), car il n'est pas polluant et peu sensible à l'adsorption sur les particules d'argiles. L'analyse des échantillons est réalisée par un spectromètre d'absorbance, appareil mal adapté à un terrain de haute montagne. Pour cette raison, la technique d'injection en continue n'a pas été employée sur ce site mais constitue une piste d'avenir pour améliorer la qualité des mesures.

2.1.5.3 - la courbe de tarage

Plus d'une vingtaine de jaugeages instantanés ont été réalisés, ce qui représente environ 15kg de sel apporté sur le site. Une dizaine de mesures ont été retenues pour établir la courbe de tarage reliant le débit du torrent à l'indication simultanée du limnigraphe (Fig. 2.25). Les points éliminés sont ceux pour

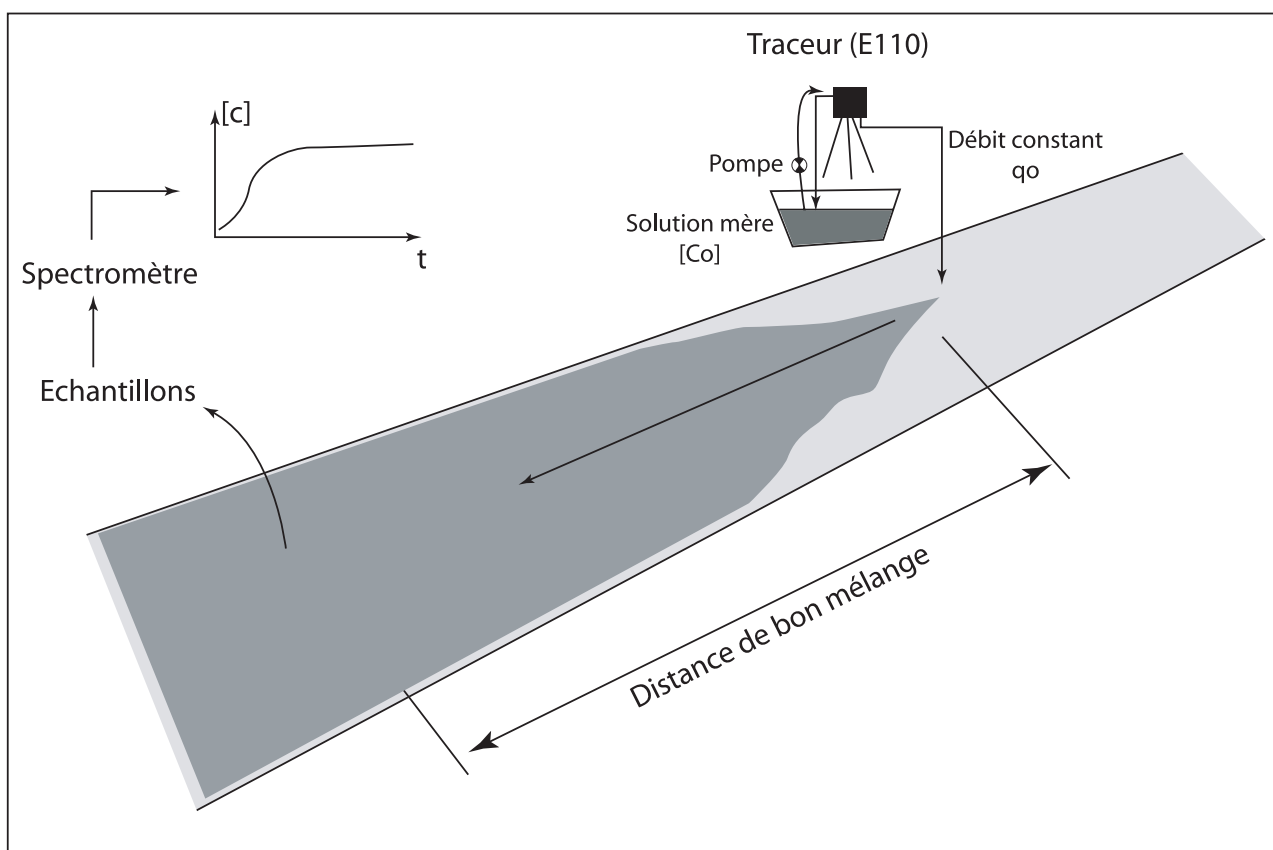


Fig. 2.24 : Dispositif du jaugeage par dilution d'un traceur chimique (E110) par injection continue.

lesquels les conditions expérimentales sont douteuses : dilution incomplète du traceur, point de prélèvement mal choisi, distance de mélange trop courte.

La courbe de tarage résulte d'une optimisation par la méthode des moindres carrés: elle est relativement fiable car elle est issue d'un grand nombre d'expériences qui sont individuellement toujours entachées d'une forte incertitude relative ($> 20\%$), en grande partie à cause de la faible exactitude des jaugeages.

Pour cette raison, la réalisation d'un bilan hydrologique est difficile à mettre en œuvre. Les erreurs de mesure cumulées sur une année représentent une part importante du débit, de l'ordre de grandeur du bilan de masse du glacier. De plus, l'extrapolation

spatiale des mesures de précipitations est largement problématique, d'autant plus que le glacier est situé derrière un col soumis à d'intenses effets de fœhn. Nous avons donc choisi de ne pas réaliser de bilan hydrologique « classique » à partir des données de débits et des paramètres climatiques (précipitations, température, hygrométrie). La solution retenue passe par l'élaboration d'un modèle basé sur les caractéristiques du réseau d'écoulement dans le glacier. Nous abordons cette méthode dans le troisième chapitre concernant le suivi quotidien de l'ablation. L'objectif principal de ces mesures de débits est d'extraire des informations sur la structure interne du glacier. A ce titre, la qualité absolue des mesures ne joue pas un rôle majeur et elle est compensée par une bonne reproductibilité des enregistrements.

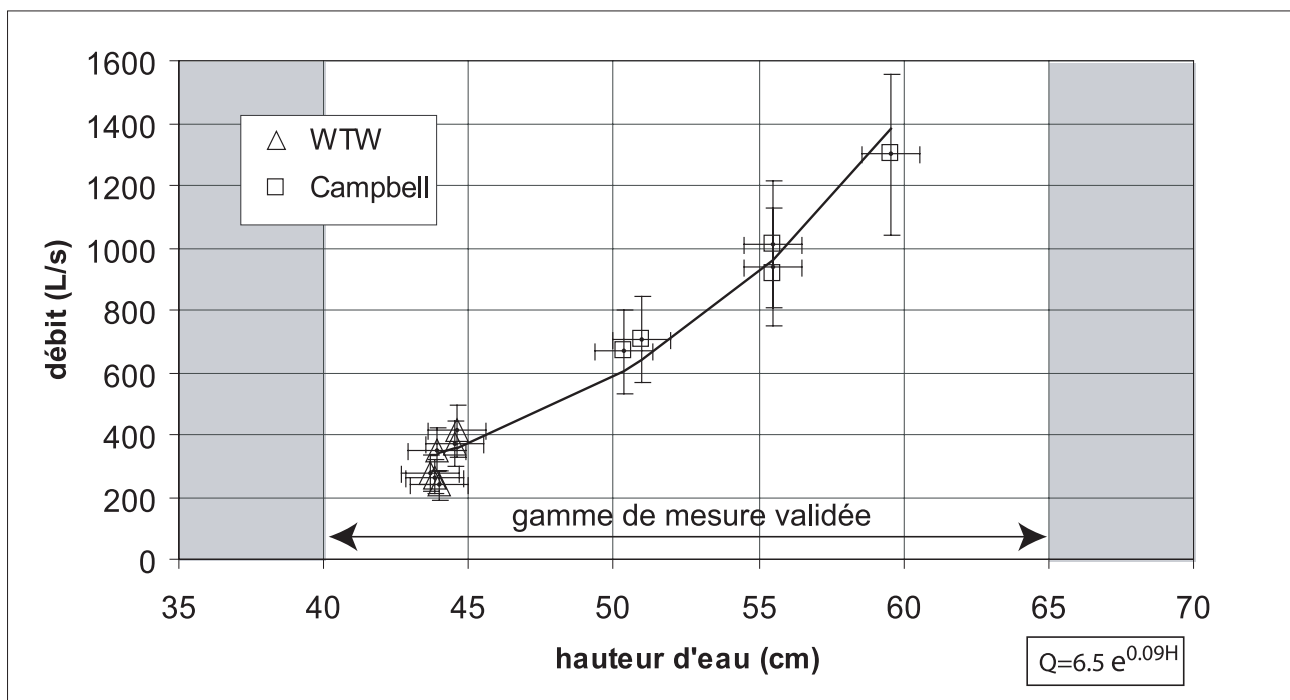


Fig. 2.25 : La courbe de tarage du limnigraphe de la station automatique du Baounet (torrent de la Vallettaz).

Les jaugeages ont été réalisés par dilution chimique instantanée (NaCl).

Deux types d'appareils ont été utilisés : conductivimètre de terrain WTW et datalogger Campbell Scientific.

(Mesures : G. Jobard, A. Barboiron, A. Guyomard, V. Varlet, S. Jobard, de 2003 à 2005).

2.2- Le traitement des mesures de débits du torrent pro-glaciaire du Baounet : un outil pour l'étude de la structure des écoulements glaciaires

2.2.1- Les observations sur les données brutes

Les enregistrements annuels des différents paramètres sont représentés sur une série de graphiques dans le but de détecter des sous périodes relativement homogènes. Les figures 2.26 à 2.29 illustrent les variations saisonnières dans la période de fusion de l'année 2004. L'irradiance (terme désignant le rayonnement solaire incident) décroît sensiblement entre le solstice de printemps et l'équinoxe d'automne, conformément aux variations astronomiques liées à l'inclinaison de l'axe de la Terre. Ce paramètre conditionne en grande partie la température de l'air et plus particulièrement ses variations. Température de l'air et irradiance sont considérées comme des signaux d'entrée, caractérisés par des oscillations régulières diurnes et saisonnières.

Les précipitations sont peu fréquentes et peu intenses, même à l'occasion d'année en apparence humide comme 2005.

Le diagramme représentant une analyse spectrale des températures de l'air et des débits montre que ces deux signaux sont bien structurés (Fig. 2.30). La pente du graphique est caractéristique d'un signal organisé (A. Davis et al., 1994 ; M. Radziejewski et Z.W. Kundzewicz, 1997 ; D. Labat et al., 2000). L'analyse spectrale sur les températures de l'air montre une structuration pour les périodes inférieures à 3 jours. Le signal des débits est structuré sur des périodes infra-journalières;

au delà d'un jour, il n'existe plus de structure organisée dans l'évolution des débits. Le glacier est alors considéré comme une boîte noire transformant les signaux d'entrée (température de l'air) en un signal de sortie (débit), comportant des informations sur l'intensité des processus de fusion et le degré de structuration du réseau de drainage. Le signal de débit est modulé en amplitude et fréquence au cours de la saison d'ablation. Les figures 2.26 à 2.29 montrent aussi une augmentation de l'amplitude des débits sur la fin de la saison. Les maxima et les minima sont de plus en plus extrêmes.

Les pulsations journalières sont connues depuis plusieurs années et elles ont déjà été décrites (F. Gaudet, 1973 ; R. Vivian, 1975). Cependant, l'exploitation de ces oscillations est récente (D.A. Swift et al., sous presse) et les calculs sont principalement basés sur la forme des hydrogrammes. Les informations portées par ces signaux restent peu ou pas exploitées. Une interrogation est alors formulée : quels sont les mécanismes aboutissant à ces modulations d'amplitudes? Le système est-il stationnaire à l'échelle d'une saison d'ablation? Quelles sont les conséquences d'une saison avec un bilan de masse fortement déficitaire comme 2003? Dans un premier temps, pour s'affranchir de ces modulations fréquentielles, la période d'ablation est analysée avec une échelle journalière dans le but de mettre en valeur les variations saisonnières.

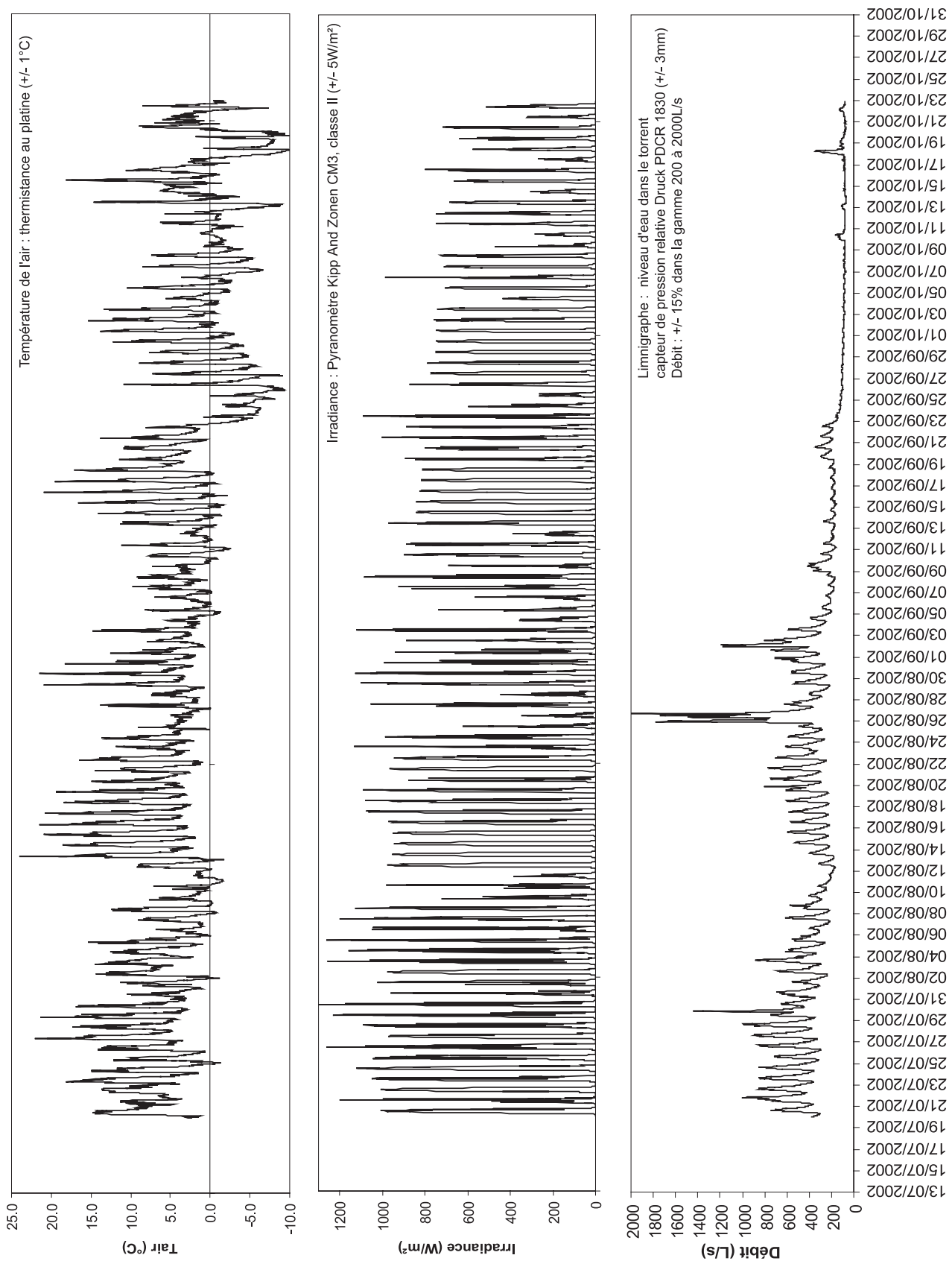


Fig. 2.26 : Représentation graphique brute des données à la station du Baoumet (2800m, Vallée d'Avérole, Savoie) pour la saison d'ablation 2002.

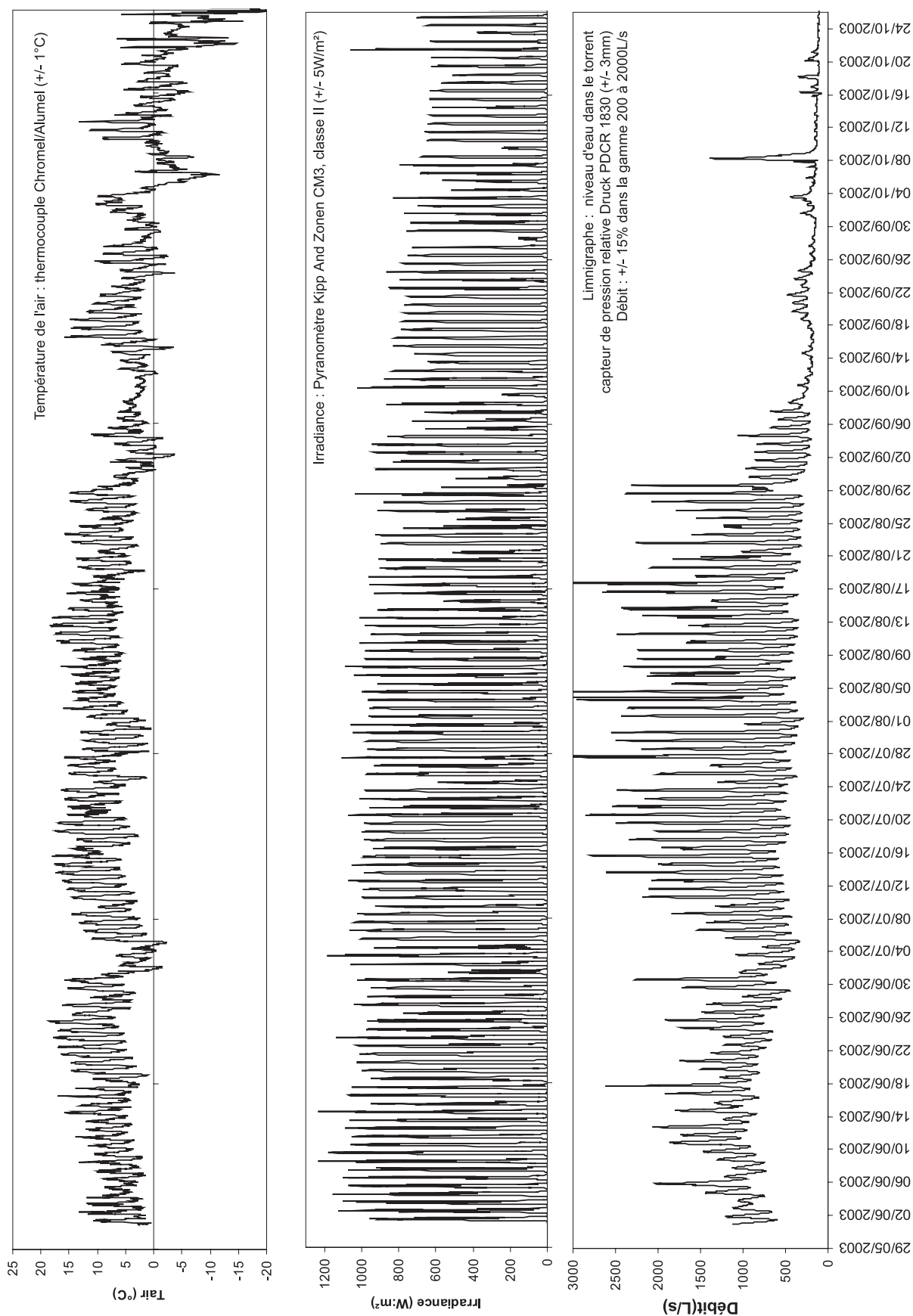


Fig. 2.27 : Représentation graphique des données brutes à la station du Baoumet (2800m, Vallée d'Avérole, Savoie) pour la saison d'ablation 2003.

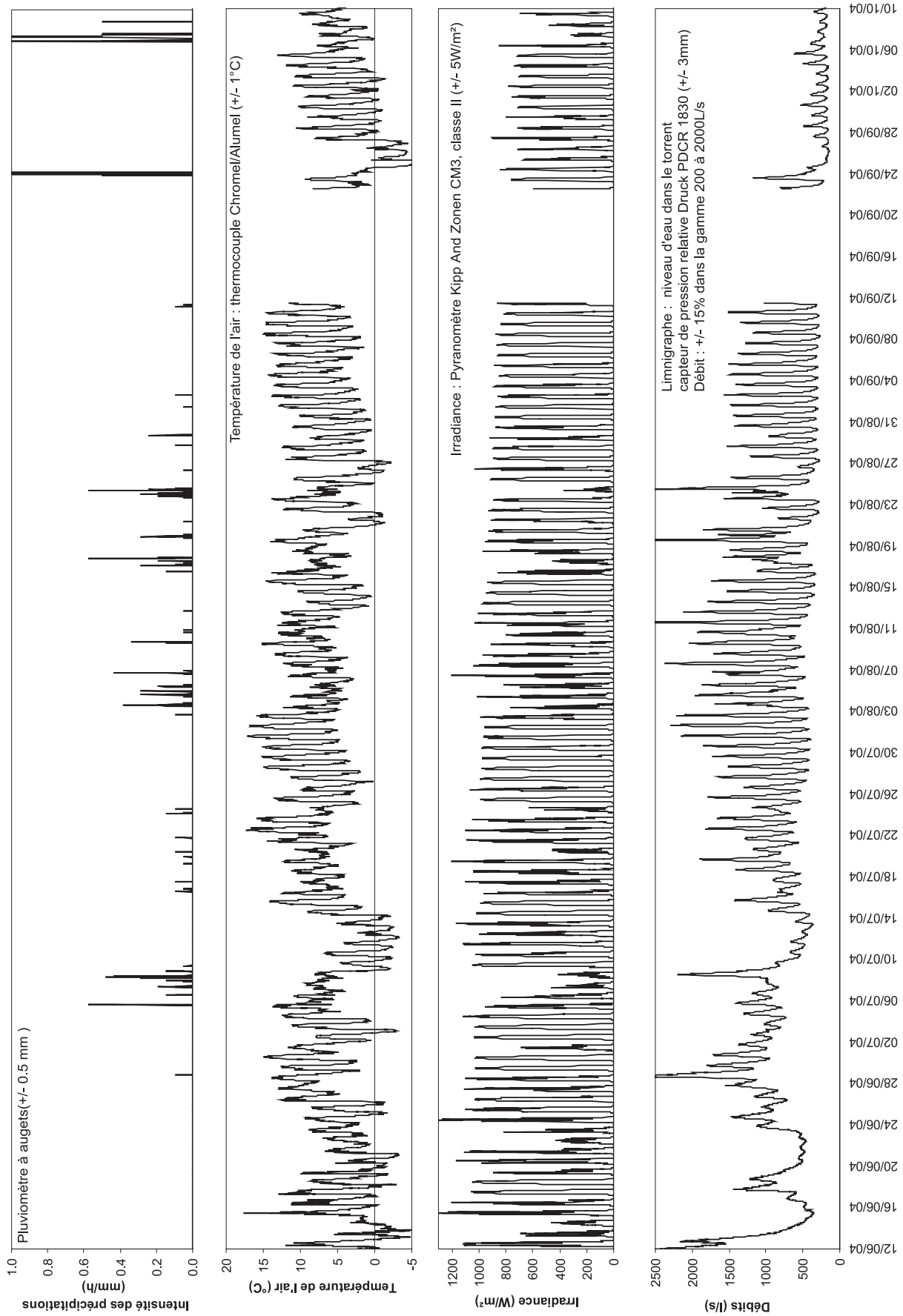


Fig. 2.28 : Représentation graphique des données brutes à la station du Baounet (2800m, Vallée d'Avérôle, Savoie) pour la saison d'ablation 2004.

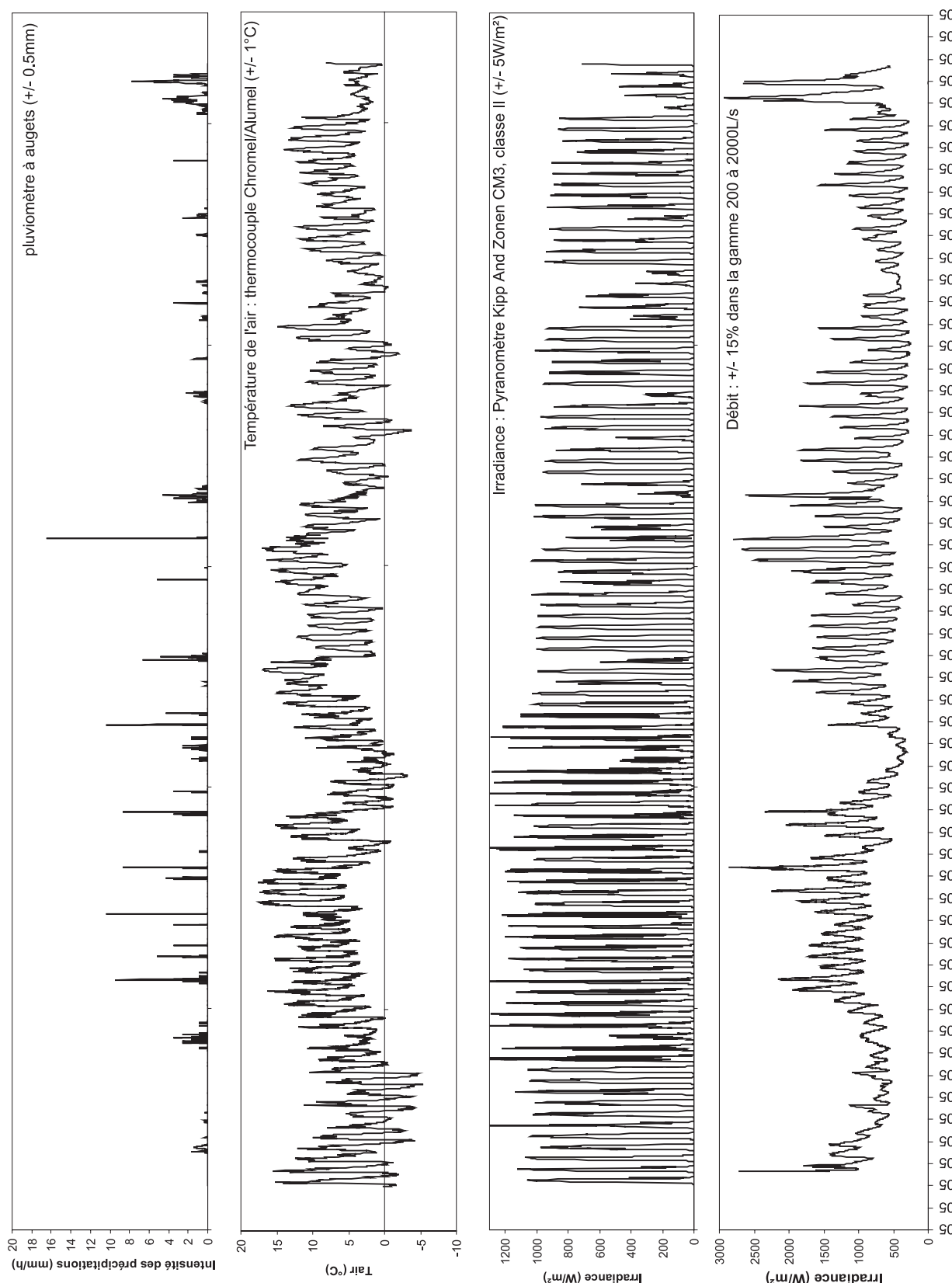


Fig. 2.29 : Représentation graphique brutes à la station du Baou-net (2800m, Vallée d'Avérole, Savoie) pour la saison d'ablation 2005.

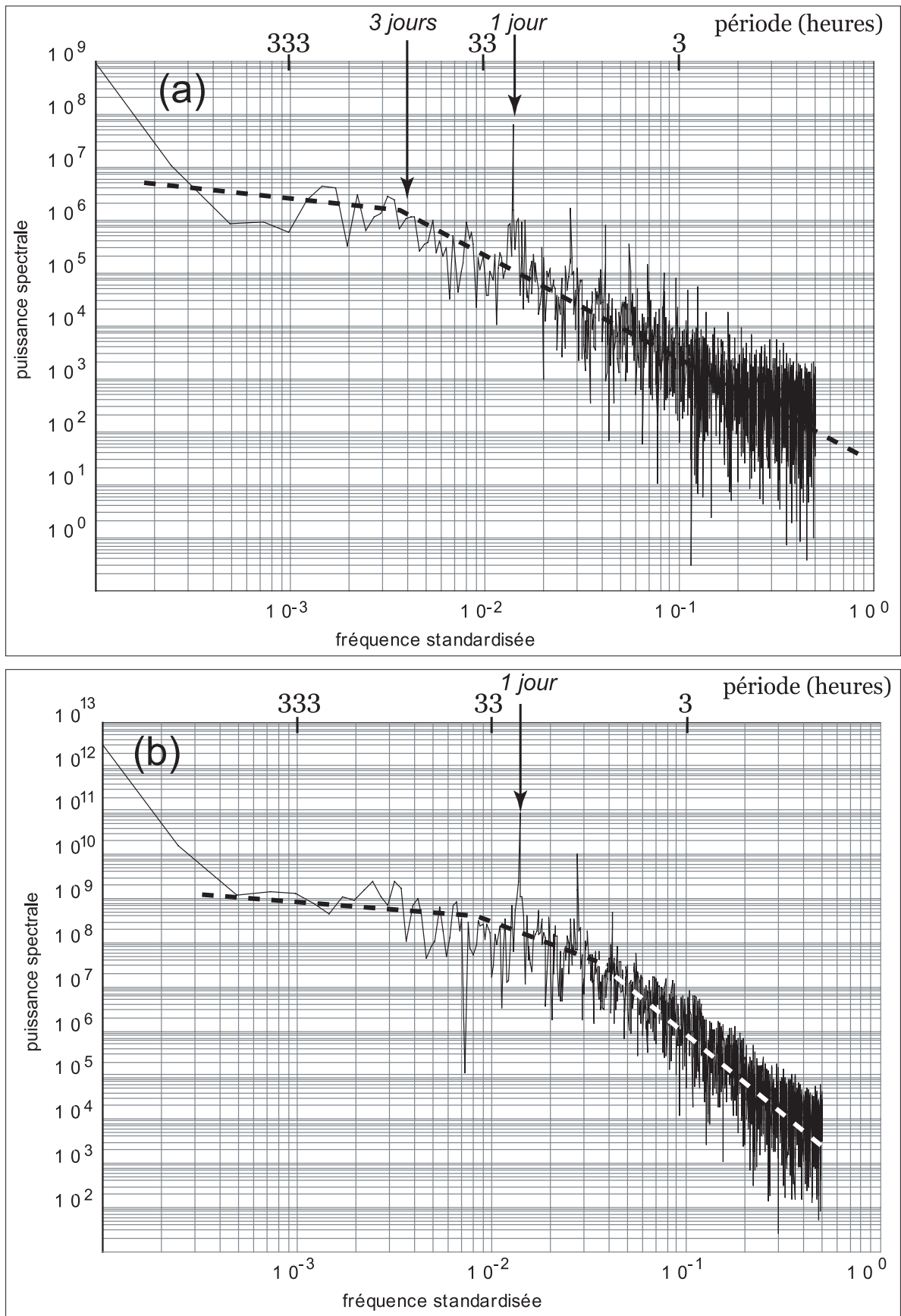


Fig. 2.30 : Spectrogramme obtenu par FFT pour la température de l'air et les débits du torrent émissaire du Gl. du Baounet.

a: température de l'air; b: débits du torrent émissaire; calculs sur 4096 valeurs entre le 14/07/04 et le 08/09/04 avec un pas d'enregistrement de 20 minutes.

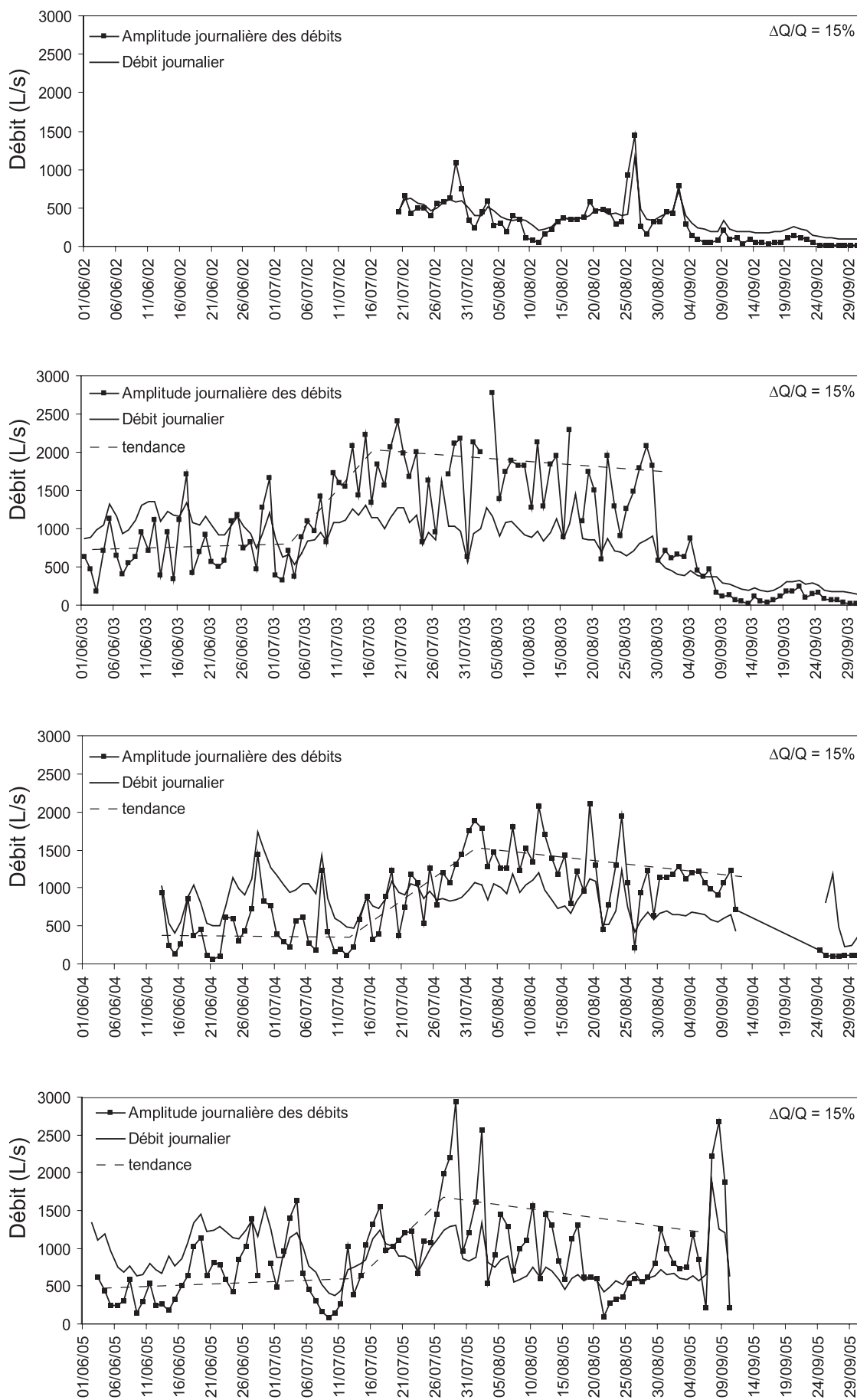


Fig. 2. 31 : Evolution des débits journaliers et de l'amplitude journalière au cours des saisons d'ablation 2002 à 2005.

Station du Baounet (2800m, Vallée d'Avérole, Savoie)

2.2.2- Les évolutions du système glaciaire

2.2.2.1- L'analyse des hydrogrammes

Pour étudier les caractéristiques des débits, la *figure 2.31* représente l'évolution des amplitudes journalières et des débits moyens journaliers au cours des saisons d'ablation 2002 à 2005. Les débits journaliers sont issus de la moyenne journalière des débits. Les amplitudes sont obtenues par la différence entre le maximum et le minimum observés au cours d'une journée. Les débits journaliers décroissent régulièrement durant l'été (*Fig. 2.31*) à partir du solstice d'été (21 juin) jusqu'au solstice d'hiver. Cette observation concorde avec une diminution de l'énergie solaire au cours de la saison d'ablation, comme le montrent les enregistrements de l'irradiance (*Fig. 2.26 à 2.29*).

Cette diminution des débits serait donc liée à des processus de fusion moins actifs en se rapprochant de l'automne. Par ailleurs, l'amplitude journalière évolue avec la présence de deux paliers séparés par une période de transition. Cette observation est valable pour les saisons de mesures 2003, 2004 et 2005 (*Fig. 2.26 à 2.29*), ce qui est a priori contradictoire avec une diminution des débits. En 2002, les amplitudes n'ont pas atteint un palier aussi élevé qu'au cours des années suivantes.

L'augmentation des amplitudes journalières semble liée à une modification des conditions hydrologiques glaciaires. A priori, cette modification des amplitudes n'est pas associée directement à une modulation de l'intensité des processus de fusion qui produirait une explication satisfaisante de ce phénomène.

2.2.2.2- L'analyse par les corrélogrammes croisés

Les données issues de la station de mesure peuvent être analysées par une corrélation croisée entre les différents paramètres (A. Padilla et A. Pulido-Bosch, 1995; G.M. Jenkins and D.G. Watts, 1968). Ces analyses servent à explorer les relations entre les entrées et les sorties d'un système de type "boîte noire". La corrélation entre les deux séries est exprimée par la relation suivante:

$$r_{xy}(k) = \frac{C_{xy}(k)}{\sigma_x \sigma_y}$$

$$\text{avec: } C_{xy}(k) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_{i+k} - \mu_x) (y_i - \mu_y)$$

$$\sigma_x = \sqrt{\frac{n \sum x^2 - (\sum x)^2}{n(n-1)}}$$

$$\sigma_y = \sqrt{\frac{n \sum y^2 - (\sum y)^2}{n(n-1)}}$$

$r_{xy}(k)$: coefficient de corrélation entre les séries x et y

μ_x, μ_y : moyennes des séries x et y

n : nombre total de couples de données

Cette relation est utilisée avec deux séries de données : la température de l'air et le débit du torrent (avec un pas de 20 minutes sur toute la saison estivale). Les diagrammes (a) présentés sur la *figure 2.32* montrent, d'une manière générale, une excellente corrélation entre ces deux paramètres ($r > 0.9$).

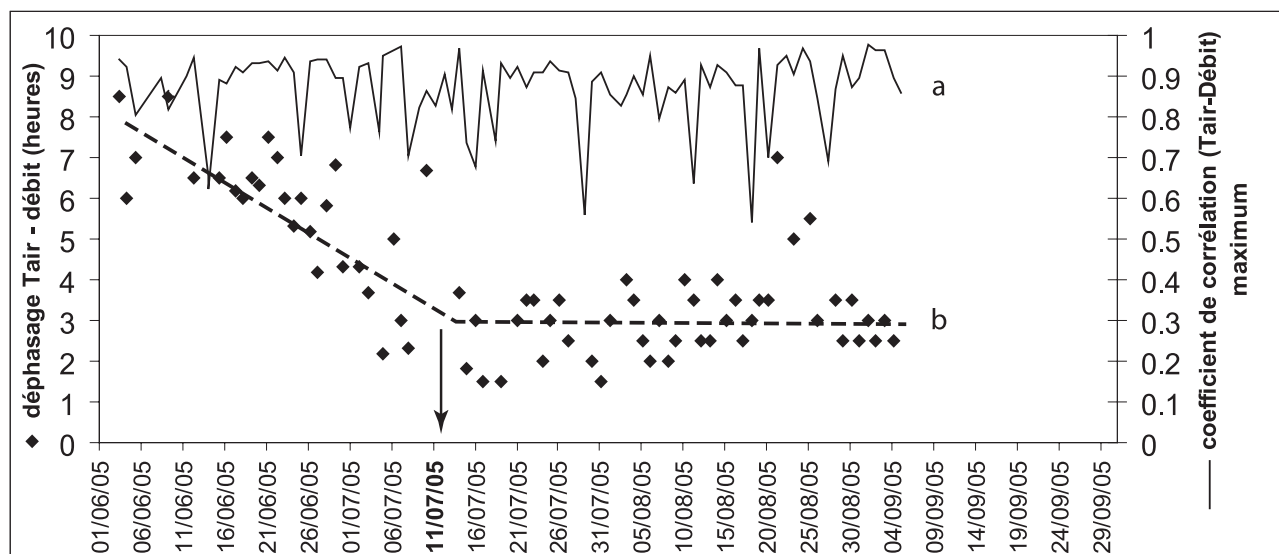
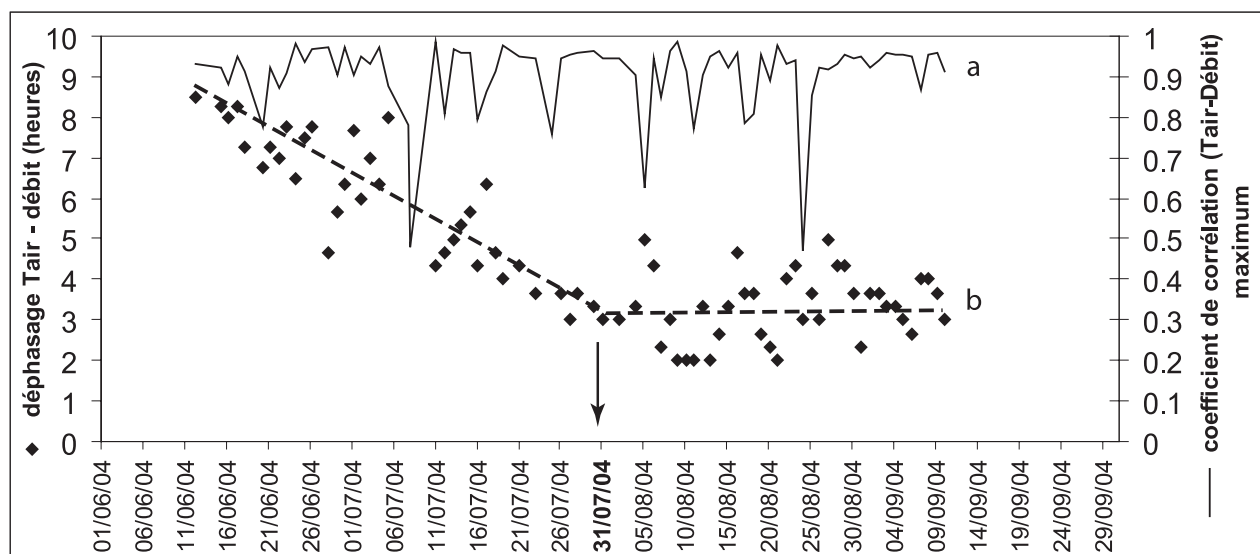
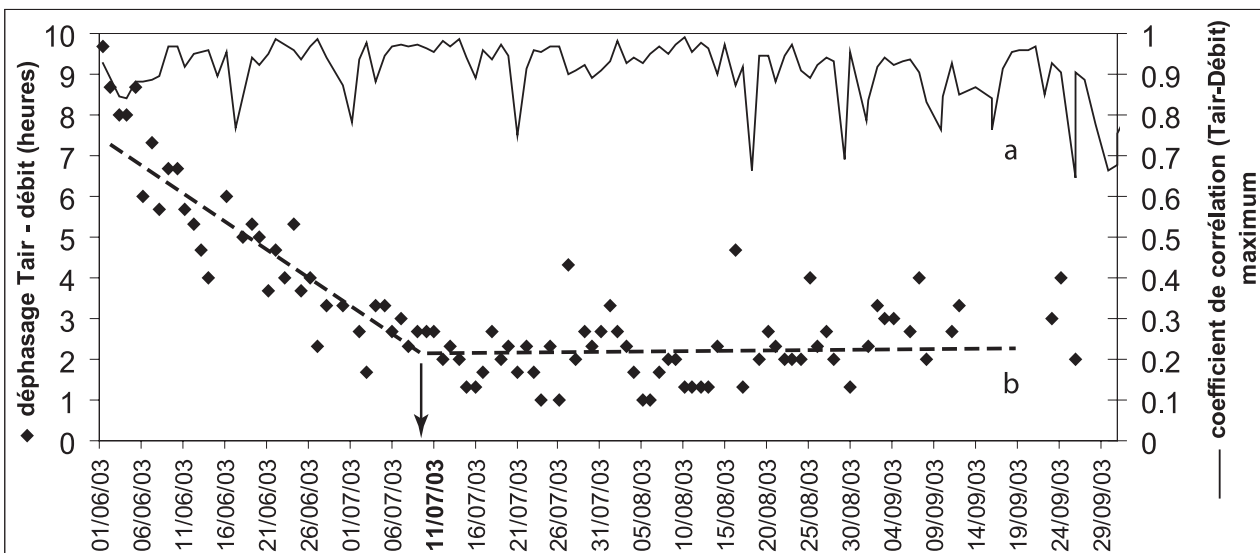


Fig 2.32 : Evolution du maximum de corrélation (déphasage) entre la température de l'air et le débit du torrent proglaciaire.

Résultats des saisons d'ablation 2003 à 2005 sur le glacier du Baounet, Vallée d'Avérole.

Les pics avec des valeurs $r < 0.7$ mettent en évidence des épisodes pluvieux ou neigeux qui perturbent les débits par des apports indépendants des processus de fusion sur le glacier. Ce lien de cause à effet étant établi, il convient d'en déterminer le mécanisme. celui-ci est mis en lumière par l'évolution au cours d'une saison d'ablation du déphasage entre les deux paramètres (intervalle de temps entre les maxima journaliers de la température de l'air et du débit). Les diagrammes (b) de la figure 2.32 montrent ces déphasages pour les années 2003 à 2005, avec une évolution caractéristique de la structuration du système glaciaire.

Ces analyses démontrent que le temps de réponse du glacier au signal d'entrée constitué par la température n'est pas constant au cours du temps. La décroissance progressive du déphasage au cours de l'été s'interprète comme **une efficacité de plus en plus grande du réseau de drainage**. Le palier intervenant au cours du mois de juillet est interprété comme une stabilisation ou une disparition de la ligne de névé. Pour les années 2003 et 2004, cette période correspond à la disparition complète du névé de l'année. Dès lors, tout le glacier interagit pleinement avec l'atmosphère, ce qui synchronise les débits avec le forçage atmosphérique, aboutissant ainsi à un temps de réponse constant. L'eau de fusion issue de l'ablation transite plus vite vers l'aval, ce qui expliquerait l'augmentation des amplitudes journalières des débits. Ces résultats sont interprétés comme une non-stabilité du système glaciaire. Ils sont assimilés à une évolution du réseau de drainage glaciaire et la diminution du temps de réponse est cohérente avec une augmentation de l'efficacité des transferts hydrologiques dans le glacier.

2.2.2.3- Les évolutions du réseau de drainage

Les oscillations observées sur les hydrogrammes mesurés à la station du Baounet sont interprétées comme une succession de crues journalières provoquées par la fusion de glace et de la neige sur le

bassin-versant. La périodicité est liée à la l'évolution diurne de l'irradiance, source d'énergie pour l'ablation. Les modulations saisonnières seraient associées à une évolution du réseau de drainage, enregistrées dans le signal hydrologique.

Ces variations sont donc étudiées par l'analyse des hydrogrammes de crues journalières. Cette technique a été développée par Kovacks et al. (2004) grâce à une modélisation des écoulements à partir des paramètres physiques du milieu. Cependant, cette approche est difficile à transposer sur un site comme le glacier du Baounet car de nombreux paramètres restent inconnus.

Depuis le début du XXe siècle, de nombreux hydrologues modélisent les courbes de décrue, notamment des sources karstiques. Le premier fut Ed. Maillet (1905) en appliquant une loi exponentielle négative depuis le pic de crue. Parmi ses successeurs, C. Drogue (1972) compare plusieurs lois pour modéliser une centaine de crues. Il identifie un modèle mathématique expliquant la quasi-totalité des crues karstiques. La fonction mathématique s'écrit ainsi :

$$Q(t) = \frac{Q_0}{(1+\alpha t)^n}$$

Q_0 : débit initial (en l/s)

Q_t : débit à l'instant t (en l/s)

α : coef. de tarissement (en jours⁻¹)

t : temps (en jours)

n : exposant de la fonction d'une branche d'hyperbole

Cette fonction est applicable aux débits glaciaires car elle permet d'ajuster seulement la première partie de la décrue. En effet, un problème majeur est lié à l'enchaînement très rapide des crues journalières qui masque la zone de vidange lente de l'aquifère : le temps de vidange de l'aquifère est largement supérieur à l'intervalle de temps séparant deux crues quotidiennes.

C. Drogue introduit un coefficient β indépendant de Q_0 dont la formule est :

$$\beta = \alpha Q_0^{(-1/n)}$$

Ce paramètre β illustre la qualité du réseau de drainage du massif rocheux. C. Drogue (1972) indique également que ce paramètre est relié aux caractéristiques physiques de l'aquifère par la fonction suivante :

$$\beta = f\left(\frac{K}{E.R.S}\right)$$

- S : coef. d'emmagasinement
- R : superficie du massif
- E : état d'humidité de l'aquifère
- K : perméabilité

Plus le paramètre β est élevé, plus le réseau de drainage est efficace. Il est alors utilisé pour comparer des sources karstiques entre elles et il constitue à ce titre un outil de classification des karsts. Cette approche par l'étude des hydrogrammes karstiques correspond au type de données enregistrées sur le site et ne nécessite pas la connaissance de grandeurs difficiles à quantifier dans le milieu glaciaire.

En revanche, cette analyse des hydrogrammes permet d'extraire le rôle de la structure du réseau d'écoulement sur les débits.

Le choix d'une équation décrivant ce type de milieu est justifié par les similitudes avec l'environnement glaciaire. La présence d'un réseau de surface (bédières, *Photo 2.1*), de pertes (moulins, *Photo 2.2*) et d'un réseau de conduits intra et sous glaciaires (*Photo 2.3*) sont autant d'indices rappelant les morphologies karstiques (J. Leszkiewicz and M. Pulina, 1997).

Parmi les fonctions présentées ci-dessus, C. Drogue a déterminé un paramètre $n=3/2$ expliquant statistiquement le plus grand nombre de crues. Les résultats sont peu satisfaisants lorsque l'on applique la fonction suivante sur une série de crues glaciaires mesurées sur le glacier du Baounet. Dans notre cas, l'exposant n choisi par itération aboutissant au meilleur résultat est $n=1/2$.

$$Q(t) = \frac{Q_0}{(1+\alpha t)^{1/2}}$$

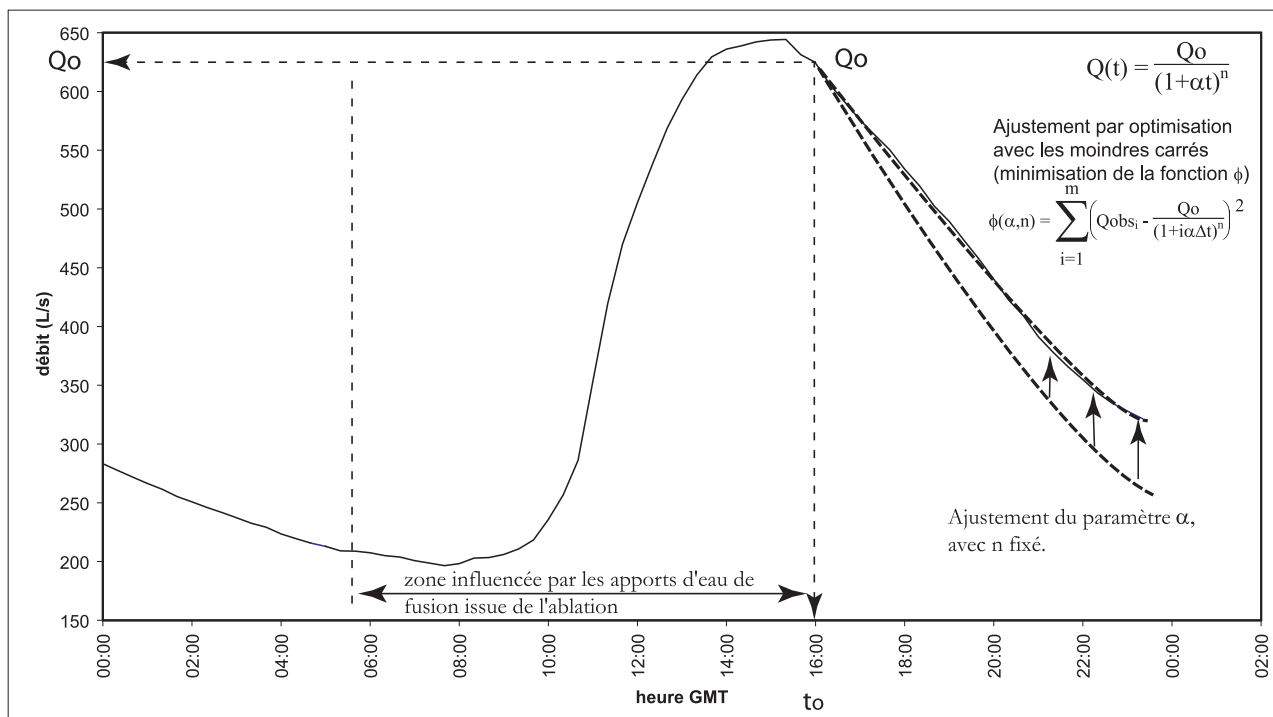


Fig. 2.33 : Principe de l'ajustement d'une loi de vidange sur une décroissance, représentant la partie visible de la récession.

Exemple du pic de crue journalière du 10 septembre 2004.

Par ailleurs, cette formule a déjà été utilisée par Forkasiewicz et Paloc (1965) sur une émergence karstique, ce qui conforte ce choix pour le glacier du Baounet.

Les vitesses de transferts mesurées sur quelques glaciers traduisent des vitesses de transfert très élevées (D.A. Swift et al., 2005, P. Nienow et al., 1998), renforçant encore les analogies avec le milieu karstique. La suite du traitement des données est guidé par l'ajustement de loi de récession et de paramètre α . C. Drogue (1972) a montré que le départ de la décrue est situé juste après le pic de crue, lorsque le débit n'est plus influencé par les apports de la montée en crue (Fig. 2.33). La valeur du débit est alors appelée Q_0 . Depuis ce point, une série de débits théoriques est calculée et ajustée par itération en minimisant par la méthode des moindres carrés l'écart entre les valeurs calculées et observées.

$$\phi(\alpha, n) = \sum_{i=1}^m \left(Q_{\text{obs}_i} - \frac{Q_0}{(1+i\alpha\Delta t)^n} \right)^2$$

Δt : intervalle de temps (jours)

Q_0 : débits à $t=0$, 2 heures après le pic de crue

Q_{obs_i} : débit observé

m : nombre de valeurs de débits entre Q_0 et le début de la crue suivante.

Ce travail est réalisé sur environ 50 % à 80% du nombre total de crues pour toutes les saisons d'été enregistrées. Le résultat obtenu est une série de coefficients α au cours du temps. α est un paramètre qui caractérise la vitesse de la décrue. D'après la fonction employée, il est dépendant de la valeur Q_0 et des paramètres de l'aquifère. Les évolutions de α sont donc difficiles à interpréter. Une série de coefficients β est alors calculée. Les résultats des différentes saisons sont représentés sur une série de diagramme en fonction du temps (Fig. 2.34).

Il se dessine alors une série de valeurs croissantes du paramètre β au cours de l'été (Fig. 2.34). Les années 2003 à 2005 sont marquées par un début de saison sans augmentation significative, puis une croissance au cours du temps. L'année 2002 est lacunaire sur le début de saison et la première phase d'évolution est absente. En 2003, la pente de la deuxième partie de la saison est bien plus élevée que pour les autres années, traduisant certainement une accentuation de la structuration du réseau d'écoulement par les conditions caniculaires de cette été particulier. Les saisons 2004 et 2005 sont caractérisées par la présence d'une stabilisation des valeurs de β en fin de saison.

Pour expliquer la signification des variations du paramètre β , nous appliquons la formule de C. Drogue, $b=f(K,E,R,S)$, et nous analysons chacun des termes de cette expression dans le milieu glaciaire. Les conduits intraglaciers sont susceptibles de s'agrandir mais leur volume reste faible par rapport au volume total du glacier. Le coefficient d'emmagasinement est considéré comme constant. La surface, appelée R , évolue également au cours de la saison avec le recul du front du glacier. Mais cette variation est infime par rapport à la surface totale du glacier ($dR/R < 1 \text{ ‰}$) que l'on peut assimiler à une constante à l'échelle de quelques années. L'état d'humidité de « l'aquifère », noté E , ne semble pas évoluer fondamentalement au cours de la saison estivale. Il est également considéré comme constant. Finalement, le seul paramètre non contraint est la perméabilité K .

Les variations du paramètre β sont assimilées à des modulations de la perméabilité du glacier, c'est-à-dire à un agrandissement des conduits intraglaciers et/ou à une organisation de plus en plus efficace du réseau de drainage. Ce paramètre traduit un effet de « karstification » du glacier au cours de la saison d'ablation.

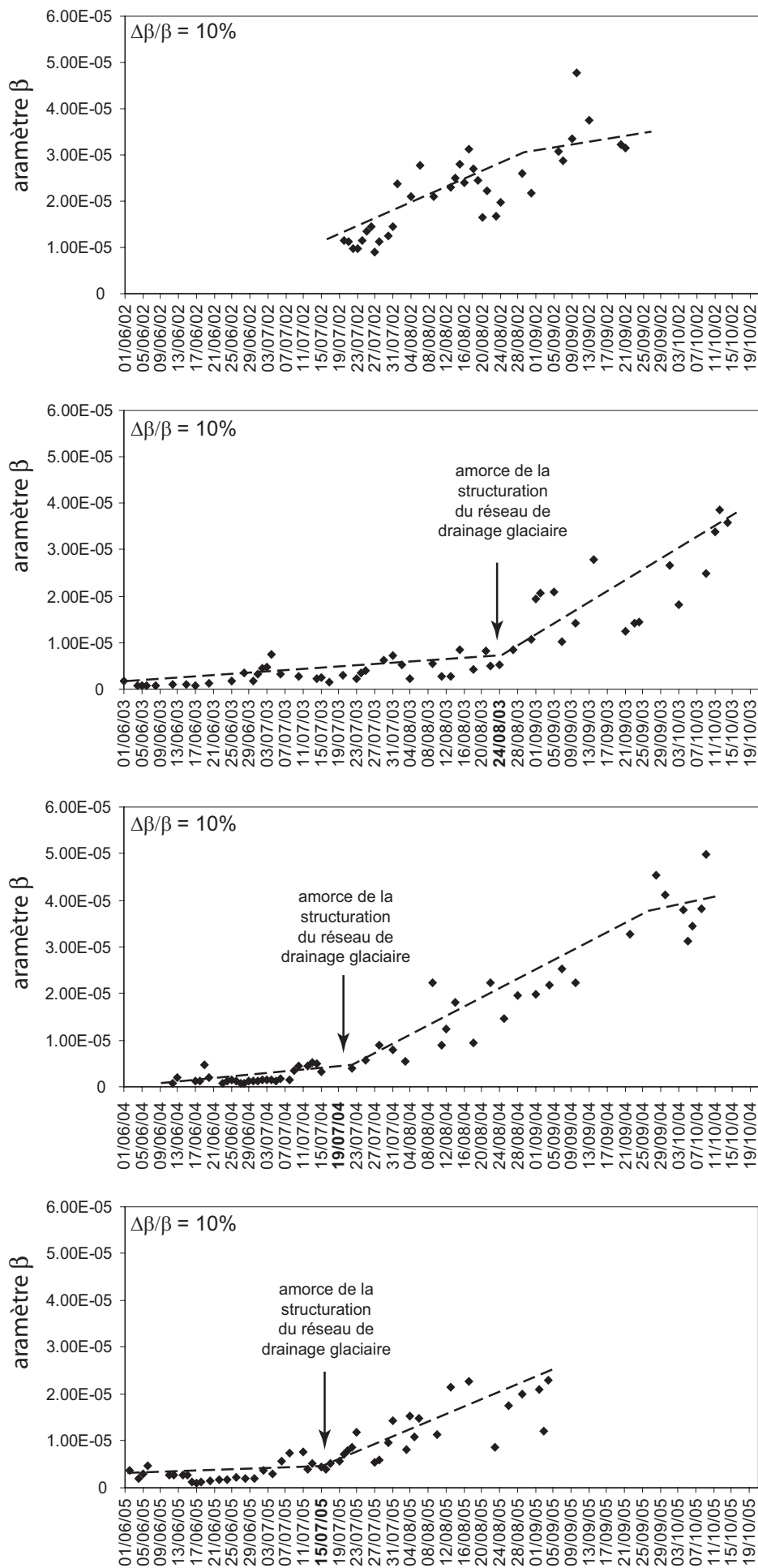


Fig. 2.34 : Evolution du paramètre β au cours des saisons d'ablation 2002 à 2005.

Glacier du Baounet, Vallée d'Avérole.

β représente l'état de structuration du réseau de drainage glaciaire et son efficacité, c'est à dire une **évolution de la perméabilité du glacier**.

La première période en début de saison, sans évolution significative de β , est interprétée comme la présence puis la disparition brutale de névé sur le glacier. Nous supposons que la disparition du névé est associée à une modification du réseau de surface et la présence d'eau à une température positive à la surface du glacier. Pour valider cette hypothèse, nous comparons les évolutions de β avec des clichés de terrain au cours des saisons 2003 et 2004. Il apparaît clairement que la fin du palier correspond à une violente remontée de la ligne de névé.

De plus, une série de mesures a été réalisée en juillet 2005 sur les températures de l'eau des bédrières et du torrent sous glaciaire. Les résultats montrent l'existence d'un différentiel de 0.2 à 0.3°C entre les eaux de surface du glacier ($T=0.8 \pm 0.1^\circ\text{C}$) et l'eau du torrent sous glaciaire ($T=0.5 \pm 0.1^\circ\text{C}$). Cette dernière a été mesurée à la faveur d'un conduit de quelques dizaines de mètres depuis le front du glacier. L'eau n'a alors subi aucune perturbation liée au rayonnement solaire et reflète les caractéristiques des écoulements sous-glaciaires. Il existe donc un flux thermique entrant dans le glacier, qui expliquerait l'apport d'énergie nécessaire à la structuration du réseau de drainage glaciaire par agrandissement et optimisation des conduits intraglaciers. Cependant, la campagne de mesure réalisée sur le glacier en 2005 illustre une situation donnée de manière instantanée, sans qu'il soit possible de déceler des évolutions à une échelle journalière. De nouveaux travaux de terrain sont nécessaires pour valider ces hypothèses de flux thermiques intra glaciaires. Il s'agit notamment d'un enregistrement des températures d'une bédrière et du torrent sous-glaciaire pendant quelques jours.

L'observation de la *figure 2.34*, montre deux résultats majeurs :

- Les valeurs de β au printemps sont comparables d'une année sur l'autre. Ce constat traduit une désorganisation du réseau et/ou sa fermeture au cours de l'hiver. Le mouvement du glacier, même faible à cette saison, expliquerait une fermeture partielle

du réseau de drainage et surtout la coupure des connexions entre les cavités. Le manteau neigeux influence la date d'amorce de la structuration du réseau en jouant sur la vitesse d'apparition de glace vive sur le glacier.

- Les valeurs de β sont croissantes au cours de la saison d'ablation. Elles sont interprétées comme une structuration et une organisation de plus en plus efficace du réseau de drainage. L'analogie avec le karst est prolongée en assimilant le potentiel de karstification lié à l'agressivité chimique de l'eau (A. Mangin, 1998) au transfert de chaleur dans le glacier par les écoulements. Ces transferts d'eau et d'énergie sont conditionnés par le réseau de surface et par la dynamique du glacier contrôlant le positionnement des moulins le long des fissures et des crevasses. Il en résulte un potentiel d'agrandissement du réseau rétro-contrôlé par les vitesses de transfert : une augmentation de ces vitesses diminue les temps de contacts entre l'eau et la glace, minimisant son «agressivité». L'hydrogramme de crue est donc lié à l'intensité des apports et au degré d'organisation du réseau supra et intraglacière.

2.2.3- Discussions

2.2.3.1- Évolutions du paramètre β

La signification de β en utilisant la fonction choisie pour traiter les crues glaciaires du Baounet n'est pas a priori démontrée par C. Drogue. Cependant, cet auteur ne dispose que de deux sources dans ses cas d'étude. Sur le torrent du Baounet, nous avons traité une cinquantaine de crue par an et les valeurs obtenues augmentent de presque un ordre de grandeur. Nous considérons donc que ces évolutions saisonnières sont significatives au regard du grand nombre de cas traités et de l'ampleur de l'augmentation mesurée entre le début et la fin d'une saison estivale.

Cependant, certaines périodes sont marquées par de fortes variations sur les résultats de β . L'ajustement de loi de récession n'est strictement valable que lorsqu'il n'existe plus d'apports dans le système.

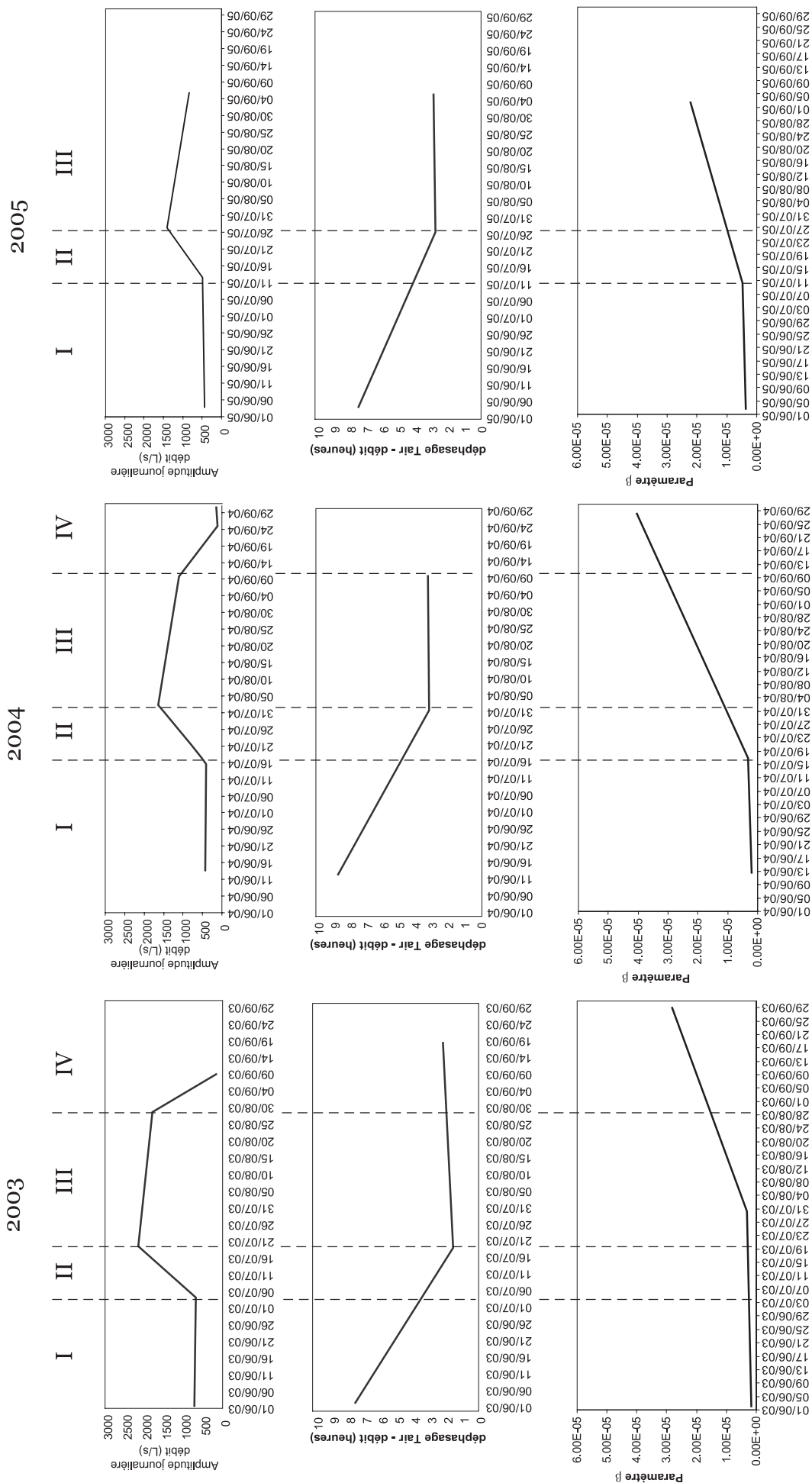


Fig 2.35 : La synthèse des résultats et les séquences d'ablation sur le glacier du Baoumet de 2003 à 2005

Or, certaines périodes sont marquées par des températures élevées (Fig. 2.34). Les températures minimales sont alors nettement positives, induisant des apports par des phénomènes de fusion pendant les périodes nocturnes sur le glacier qui affectent la courbe de recession. Les valeurs de β sont ainsi minorées par ces apports au cours de la décrue lors des ajustements.

La figure 2.35 synthétise les résultats des trois analyses (amplitude journalière des débits, corrélogramme et paramètre β) sur les périodes d'ablation de 2003 à 2005. De fortes similarités sont visibles sur ce document entre les trois années. Dans les deux cas, quatre périodes sont identifiées (séquences I à IV, Fig. 2.35). En raison de conditions climatiques particulières en 2003 (températures élevées et déficit pluviométrique), cet enchaînement de séquence est plus précoce qu'en 2004, avec environ 10 jours d'avance.

1- La première séquence est caractérisée par une stabilité et de faibles valeurs des amplitudes journalières ainsi que du paramètre β . La diminution du décalage entre les températures de l'air et les débits est interprétée comme **une évolution de la couverture nivale et des processus de fusion**, impliquant des réponses au forçage atmosphérique de plus en plus rapides.

2- La deuxième séquence débute avec une augmentation simultanée de l'amplitude journalière des débits et du paramètre β (efficacité du réseau de drainage). Dans la même période, le déphasage continue de décroître. Les observations de terrain montrent que cette période coïncide avec le **recul de la ligne de névé dans la zone d'ablation du glacier**. L'augmentation de β pendant cette deuxième séquence est donc liée à la modification de l'état de surface du glacier. Le développement du réseau de drainage glaciaire semble donc lié au début de l'ablation de la glace. La détermination des mécanismes physiques intervenant ici est difficile. Cependant, l'apparition d'eau dont la température est positive est peut-être à l'origine de cette amorce de structuration

du réseau. En effet, l'eau percolant dans le manteau neigeux est très proche de zéro degré, ne possédant ainsi aucun pouvoir de fusion de la glace. Ces eaux de fusion se regroupent à la base du manteau neigeux et s'écoulent sous la forme de film d'eau à l'interface neige-glace. Le cheminement des eaux de fusion utiliserait alors un réseau de drainage de surface hérité de la saison d'ablation précédente. Les observations de terrain, notamment par les sondages nivologiques, montre d'imposantes « paléo-bédières » fossilisées par les chutes de neige de l'hiver.

3- La troisième séquence est marquée par une augmentation de l'efficacité du réseau de drainage (illustré par le paramètre β) associée à une relative stabilité des débits journaliers et de leurs amplitudes. Sur le terrain, cette période correspond à une stabilisation de la ligne de névé, ou plus exactement à sa disparition totale comme en 2003 et 2004. À cet instant, le déphasage est minimal alors que le réseau continue sa structuration.

4- La stabilisation de l'évolution du réseau de drainage n'intervient que lorsque les amplitudes journalières décroissent rapidement en fin de saison d'ablation, constituant ainsi la quatrième séquence.

2.2.3.2- L'évolution hivernale

Le retour des valeurs de β à chaque printemps à un niveau de base de l'ordre de 5.10^{-6} est interprété comme une dégradation de la structure du système avec une fermeture du réseau de drainage et/ou une déconnexion des cavités entre elles.

Cette vision est liée à la signification physique de β dans l'analogie avec le milieu karstique. De plus, il est impossible avec cette méthode de recueillir des informations sur le système pendant l'hiver : la déconnexion atmosphère-glacier coupe les apports et les crues journalières. Il se crée donc une zone d' « ombre » pour cette méthode, pendant la saison froide.

En revanche, les variations de vitesses d'évolution du système sur une saison par rapport à la précédente indiquent un effet de mémoire interannuel. Ainsi, la saison 2004 se termine avec un niveau plus haut que celui de 2003 car elle bénéficie des grandes cavités mises en place par les écoulements sous glaciaires lors de l'année précédente. En effet, ces volumes sont probablement déformés mais pas totalement refermés. Les liaisons entre les cavités sont également affectées et se

referment temporairement. Le glacier est ainsi « préstructuré » pour la saison suivante, ce qui explique une évolution plus rapide du réseau de drainage. Cependant, les observations ne concernent que trois saisons estivales, dont une année exceptionnelle, 2003. Il est probable que sur des années moins déficitaires produisant moins d'eau, la structuration du réseau soit insuffisante pour conserver des effets de mémoire interannuelle.

La technique développée dans ce chapitre apporte des informations sur les apports d'eau de fusion et sur la structure du réseau de drainage. Cette première application sur les données de quelques années de mesure seulement confirme les adéquations dans les évolutions entre le paramètre β , les débits journaliers et leurs amplitudes. Cette méthode globale, basée sur une approche systémique du milieu glaciaire à un pas de temps très court, permet de décrire l'évolution du réseau de drainage accompagnant les processus de fusion de la neige et de la glace. Il s'agit donc d'une méthode d'inspection indirecte des évolutions de la structure interne du glacier, complémentaire des mesures classiques de bilan de masse. Pour valider cette approche, nous recherchons une méthode de mesure des phénomènes d'ablation à la surface du glacier à partir des hydrogrammes de crue. Une méthode complémentaire de mesure d'un bilan de masse est développée afin de réaliser un croisement des résultats.

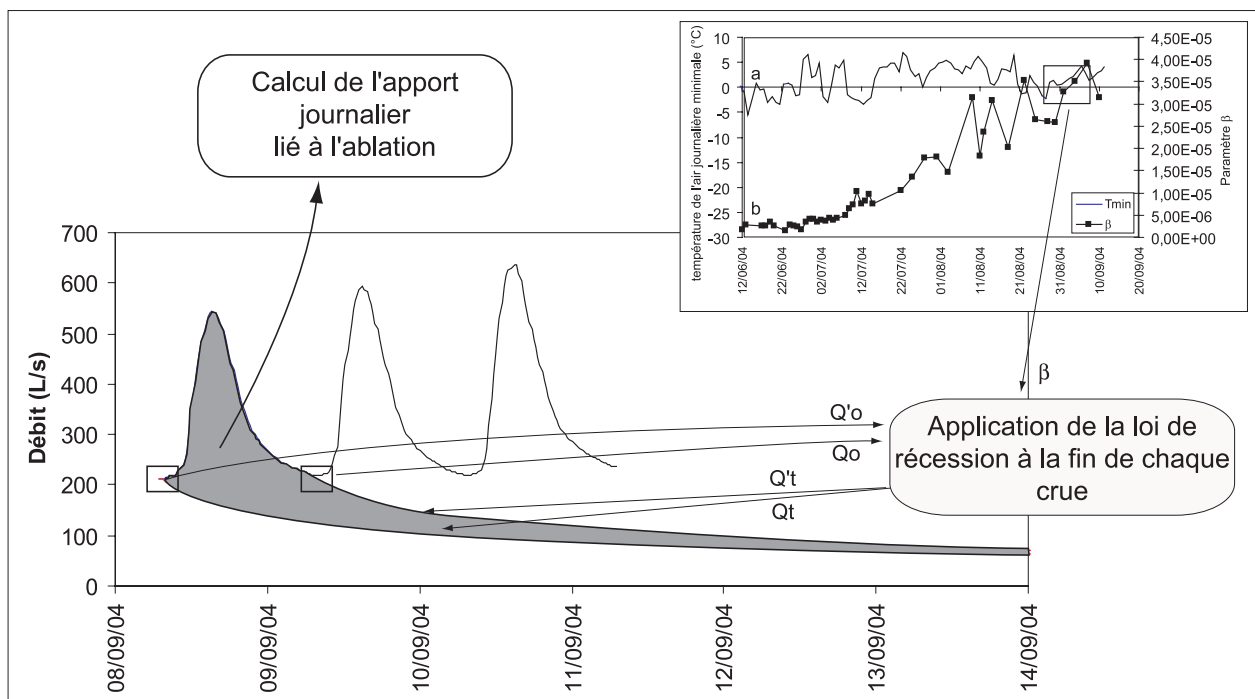


Fig. 2.36 : Principe de la méthode de décomposition des hydrogrammes de crues glaciaires.

2.3 – Perspectives : vers une méthodologie pour le suivi quotidien de l'ablation

2.3.1- La décomposition des hydrogrammes, un outil pour une quantification quotidienne de l'ablation.

2.3.1.1- Principe de la méthode

Les caractéristiques du réseau de drainage du glacier ont montré que les temps de transfert dans le glacier sont très courts. Il est ainsi possible de simuler par un simple modèle les effets d'un arrêt total des apports liés à l'ablation. Le résultat prend la forme d'une courbe de décroissance en appliquant la loi de récession correspondant à l'état de l'aquifère sur le débit minimal de la journée, juste avant l'influence de l'eau de fusion du jour suivant (Fig. 2.36). La courbe décroît et tend vers une asymptote correspondant approximativement au débit d'étiage, de l'ordre de 100 l/s. Cette courbe est calculée pour les jours suivants, en tenant compte de

l'effet de « karstification » du glacier, c'est-à-dire d'un coefficient α de plus en plus élevé. Le résultat prend alors la forme d'un diagramme de décomposition des débits instantanés (Fig. 2.37). Cette figure représente l'hydrogramme observé sous lequel sont adjointes les courbes de récession à la fin de chaque crue. Avec ce document, il est possible de montrer que **le débit instantané à un instant donné est composé des effets de l'ablation quelques heures plus tôt, mais aussi de la fin de la décrue des jours précédents et des valeurs de débits initiaux.**

La modélisation de l'influence de chaque apport journalier par cette méthode aboutit à la caractérisation d'une surface entre les deux courbes limitant des crues successives, c'est-à-dire le produit d'un débit et d'une unité de temps. Cette dernière correspond au volume total d'eau libéré par jour.

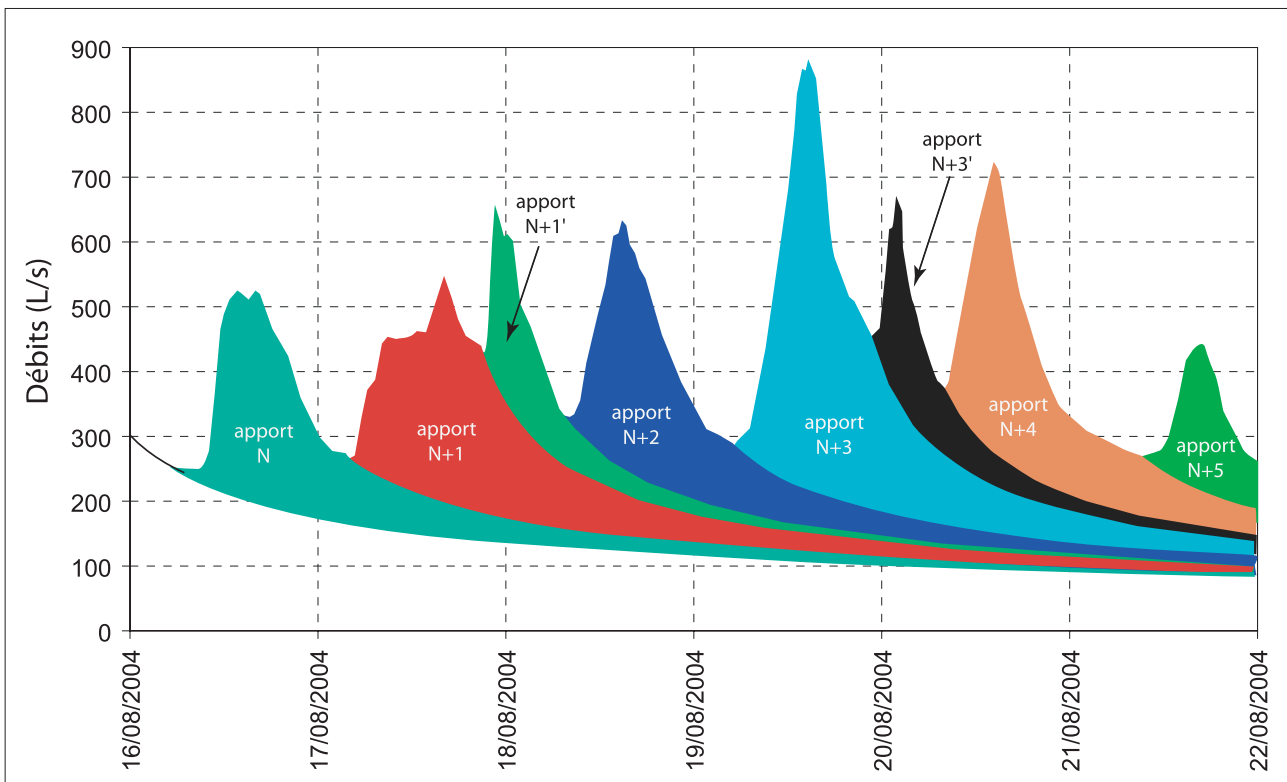


Fig. 2.37 : Exemple de décompositions d'hydrogrammes à l'aide des lois de récession. Les apports N+1' et N+3' sont liés à des précipitations liquides.

2.3.1.2 – Les premiers résultats

Nous avons testé le principe de ces calculs sur un extrait de la série de mesures avec un modèle semi-automatique. La prise en compte des effets des précipitations sur les débits reste problématique et nous avons dans un premier temps écarté les jours marqués par une chute de pluie conséquente. Les premiers résultats indiquent que le régime de l'ablation varie peu sur une période d'un mois (Fig. 2.38). Cette figure montre une similarité entre les années 2004 et 2005. Cette constatation est contradictoire avec les différences observées dans le degré de structuration du réseau de drainage. Par ailleurs, l'année 2003 est marquée par un chute de l'ablation à la fin du mois d'août, correspondant à un refroidissement de la température de l'air. Les résultats obtenus avec ce modèle sont donc complémentaires avec les observations sur le réseau de drainage glaciaire

Ces résultats posent un problème lié à l'estimation de leur qualité et leur proximité de la valeur « réelle » de l'ablation. Pour cette raison, nous recherchons une deuxième technique de mesure pour valider ce modèle. Le GPS différentiel s'avère un moyen prometteur pour effectuer une mesure de bilan de masse entre deux dates rapprochées pour réaliser un test de comparaison avec les mesures hydrologiques.

2.3.2- Estimation du bilan de masse topographique par GPS Différentiel.

L'accès difficile au site s'est révélé très contraignant pour l'installation d'un réseau de balise d'ablation avec une sonde à vapeur. Pour cette raison, nous nous sommes tournés dans un premier temps vers une méthode plus légère, basée sur l'évaluation du bilan de masse par mesure de la variation de topographie du glacier. Les performances des GPS différentiels confèrent à cet outil une exactitude de l'ordre du décimètre en altitude, valeurs suffisantes pour envisager une utilisation en milieu glaciaire.

2.3.2.1- L'outil GPS Différentiel (DGPS)

Le système américain GPS est basé sur un réseau de satellites diffusant un signal capté au sol par des récepteurs. Il a été initialement développé par des militaires américains pour des applications de navigation et de positionnement. Aujourd'hui, cette technologie est largement diffusée dans le grand public et la communauté civile, depuis la navigation jusqu'aux mesures géodésiques de précision (M. Plane, 2003).

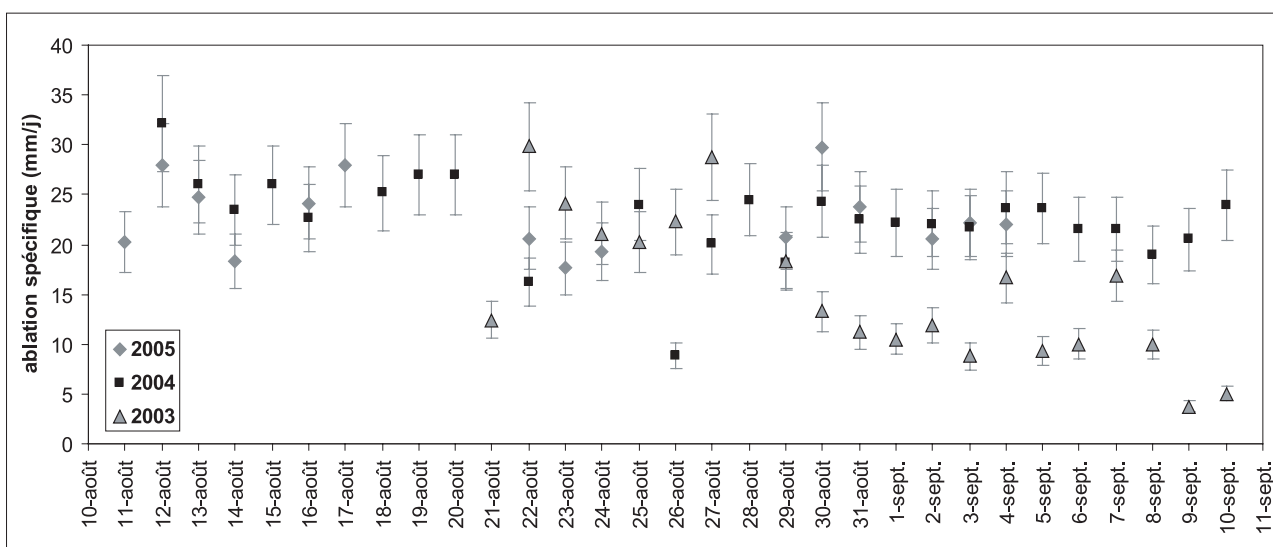


Fig. 2.38 : Evolution comparée de l'ablation spécifique pour les années 2003 et 2004.

Une application en géomorphologie a été développée pour mesurer les déplacements d'un glissement de terrain (D.L. Higgitt et al, 1999 ; J-P. Malet et al, 2002). De même, des mesures ont été réalisées sur des glaciers en Antarctique (L.Vittuari, 1997 ; A. Tamburini et al, 2003).

Le positionnement relatif, également appelé différentiel, est basé sur l'utilisation de deux récepteurs éloignés d'une distance inférieure à 100 km. On considère que les deux récepteurs reçoivent des signaux entachés de la même erreur (synchronisation, orbite, atmosphère,...). En comparant les deux signaux, le résultat obtenu est beaucoup plus précis qu'en positionnement absolu (un seul récepteur). En revanche, ce résultat n'est disponible qu'avec un post-traitement informatique. Il existe des récepteurs munis d'un système de transmission radio pour une communication entre les récepteurs, permettant d'obtenir un résultat en temps pseudo-réel (RTK). Cette méthode est caractérisée par une précision de mesure de l'ordre de quelques centimètres à quelques millimètres selon le mode d'acquisition. Les principales applications sont la géodésie, la topographie ou encore la géophysique.

En pratique, un récepteur est placé sur un point stable dont les coordonnées sont connues. Ce récepteur s'appelle alors «



Photo 2.11: le DGPS Ashtech configuré pour une phase d'initialisation.

la base » et il reste en station pendant toute la durée de la mesure. Le deuxième récepteur est mobile et positionné sur les points que l'on veut mesurer. Le résultat est un vecteur entre la base et le mobile. Lorsque l'on applique ce vecteur sur la base, on obtient les coordonnées des points de mesure (Fig. 2.39). Pour cette étude, nous avons utilisé un modèle

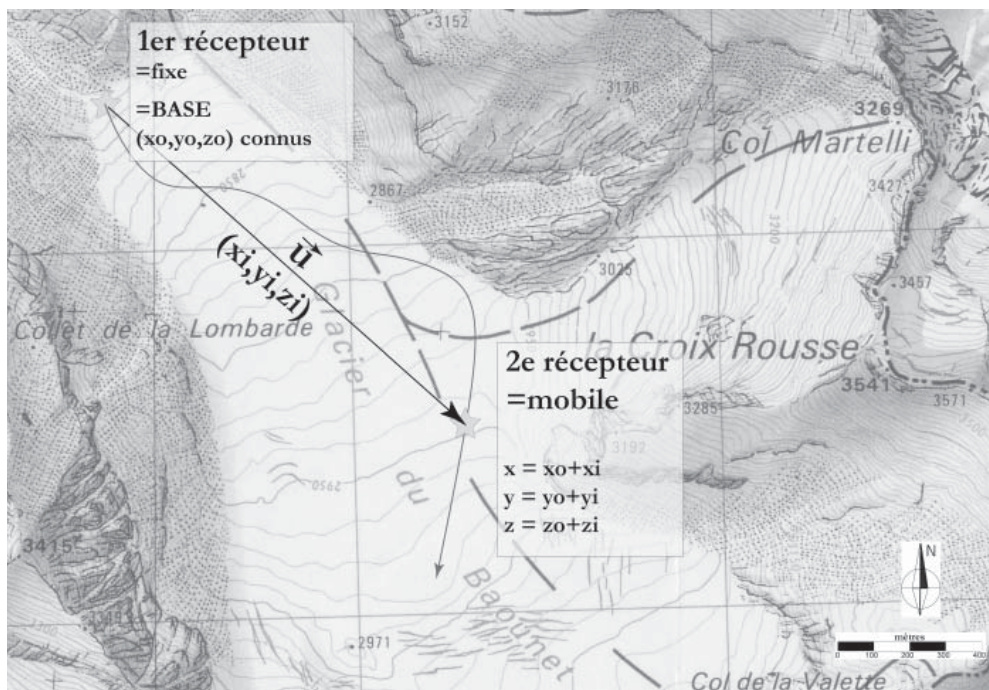


Fig. 2.39 : Principe de la mesure topographique avec un GPS Différentiel (DGPS).

Ashtech Promark II (*Pb. 2.11*). Comme tout GPS différentiel, ce matériel est constitué de deux récepteurs avec tous leurs accessoires (antennes, supports, câbles de raccordement, embases et pieds géodésiques). De plus, le logiciel de gestion du post-traitement et de préparation des missions est fourni avec le matériel.

Ce programme est particulièrement important pour simuler la visibilité des satellites au cours des missions. Il est ainsi possible de préparer et d'optimiser les « fenêtres » de travail, indispensables en milieu de montagne en raison des effets de masque des versants. Pour employer cet utilitaire, il faut connaître les coordonnées approximatives du secteur de travail (x,y,z), connaître le masque du site, et avoir téléchargé les éphémérides GPS récentes (disponibles sur internet). Ensuite, le logiciel simule la visibilité des satellites aux dates (jour et heure) de la mission envisagée. En cas de faible densité en satellites, il est possible de rechercher un autre créneau de travail dans les jours voisins.

L'outil DGPS est précis, mais il est ensuite vital de déterminer une procédure pour obtenir un résultat correct et reproductible lorsque l'on extrapole spatialement les mesures

(M. Bassière et al., 1966 ; F. Authouard, 2004). Quelles sont les stratégies pour échantillonner de manière réaliste le glacier ? Faut-il fabriquer un MNT ou réaliser des profils ? Afin de répondre à ces interrogations et pour se familiariser avec le matériel, une phase de test a eu lieu sur le site du Bourget du Lac.

Il s'agissait de mesurer un secteur de terrain bosselé avec une amplitude de l'ordre du mètre. Cette procédure, dont les détails ne sont pas développés ici, a servi à la calibration de la méthode.

2.3.2.2- Mise au point d'un protocole et premiers essais de terrain sur le glacier du Miage.

L'idée principale est de calquer la technique du DGPS sur une méthode existante dont la validité est incontestable (balises d'ablation et accumulation, profils transversaux...), tout en étant pertinente d'un point de vue glaciologique (D.I. Benn et al, 2000 ; G. Kaser et al, 2001). Quelques sites ont été suivis selon plusieurs techniques, comme par exemple le glacier de Gébroulaz par profils et par balises (M. Vallon et al, 1997), ou

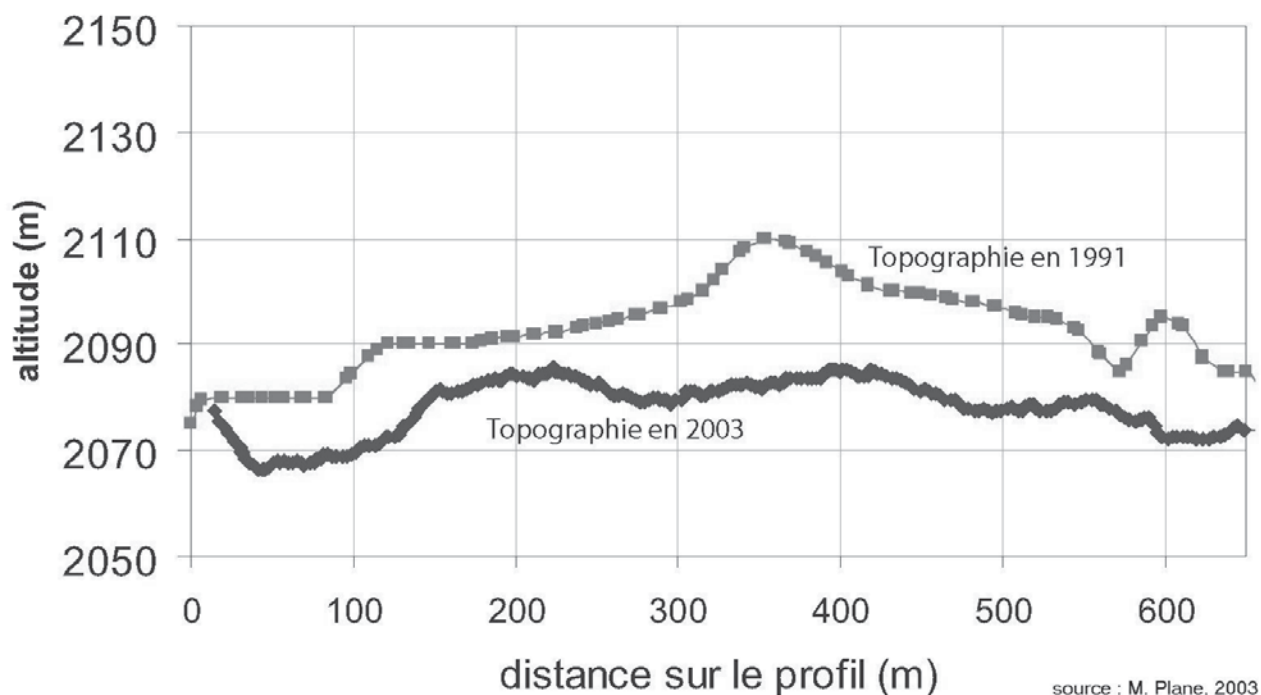


Fig. 2.40 : Comparaison entre une mesure DGPS et une mesure topographique plus ancienne sur le Glacier du Miage.

Source : M. Plane, 2003

encore Sarennes par balises et hydrologie (F. Guirado, 1998). Ces travaux ont montré que les bouclages entre les différentes méthodes sont possibles, moyennant toutefois quelques précautions.

Nos premiers essais se sont déroulés sur le glacier du Miage, sur le versant italien du massif du Mont Blanc, dans le cadre d'un projet Interreg de mesure du bilan de masse du glacier (M. Plane, 2003). Dans ce cas précis, il a été retenu de parcourir des profils transversaux positionnés selon les mesures antérieures. Le principal écueil à maîtriser avec la technique des profils transversaux est d'obtenir une répétitivité satisfaisante d'une mesure à l'autre. Pour tester cet aspect du problème, un profil a été parcouru plusieurs fois au cours d'une même campagne de mesure.

Le but est d'appréhender la dispersion des points de mesure autour d'un profil théorique. Il reste cependant difficile de reproduire la mesure de manière fine et les conséquences sont importantes en terme de variations d'altitude des profils. En effet, les données brutes sont projetées sur le plan vertical passant par le profil théorique.

Quelques mètres de décalage le long du profil influencent très fortement le résultat en altitude, du fait de la microtopographie chaotique du glacier. En revanche, le résultat devient significatif lorsque l'on compare les données recueillies en 2003 avec les mesures établies à partir de la carte topographique régionale (1:10 000) de 1991 (Fig. 2.40). Cette constatation, associée à une surface à échantillonner chaotique, aboutit à revoir le pas de mesure car les variations sur une période trop courte ne sont pas significatives.

2.3.2.3- Mise au point d'un protocole et premiers tests sur le glacier du Baounet

Les résultats des mesures effectuées sur le glacier du Miage ont conduit à adapter la méthode pour le glacier du Baounet. Une autre technique consiste à utiliser des profils longitudinaux afin de minimiser les

impacts en altitude des écarts le long du profil (progression dans le sens de la pente). La technique a été testée par une mesure au DGPS le long d'un profil. Le choix est guidé par un souci d'échantillonnage fidèle de la surface du glacier.

Le parcours impose un aller-retour entre le front et la rimaye, ce qui implique de doubler le même profil ou de réaliser deux profils. Au final, deux tracés de profils ont été retenus, PL-02 (montant) et PL-03 (descendant), décalés de quelques centaines de mètres. Cependant, toutes les campagnes ont été perturbées sur le profil descendant par la fin de la fenêtre favorable pour obtenir un résultat correct.

Les mesures se sont déroulées au cours d'une période de températures élevées. La fin de la saison estivale 2003 est marquée par une ablation intense. Les mesures du 20 août et du 14 septembre 2003 traduisent alors un bilan de masse négatif sur 24 jours, proche de la valeur moyenne du bilan annuel sur les cinquante dernières années (d'après le bilan de masse topographique sur 70 ans). Les mesures météorologiques enregistrées à la station automatique du Baounet ont montré une température de l'air élevée, mais pas particulièrement exceptionnelle par rapport à l'été 2002. Cependant, les conditions de terrain en 2003 n'ont pas permis de mesurer toute la longueur des profils (crevasses, chute de neige précoce). La surface n'est donc pas totalement échantillonnée, mais la terminaison des profils montre une variation d'altitude très faible. Une hypothèse est donc posée : on suppose qu'il n'existe pas de variations d'altitude entre les deux dates de mesures sur la partie la plus à l'amont du glacier, qui n'a pas été parcourue entièrement.

Par ailleurs, le bilan de masse est calculé pour la partie centrale du glacier car la branche latérale septentrionale de Croce Rossa n'est plus connectée, et la branche occidentale de l'Autaret est en cours d'individualisation. Sur cette dernière, les flux de glace ne se mélangent pas avec le glacier central et semblent en déclin prononcé (Fig. 2.41).

Pour exploiter les données issues de ces mesures topographiques, les points expérimentaux sont projetés sur l'axe vertical passant par les cibles théoriques. Cette figure donne une visualisation de l'abaissement de la surface topographique entre les deux séries de mesures.

Ensuite, la chaîne de traitement consiste à extraire la différence d'altitude entre les deux séries. Cette différence d'altitude est convertie en lame équivalente en eau (Eqe) en multipliant les valeurs par la densité du matériau ($d=0.89$ pour la glace). Puis, un graphe est tracé en représentant l'altitude (z) en fonction de la lame d'eau (h),

$z=f(h)$. A partir de ce dernier, on extrait la valeur moyenne de la lame d'eau dans chaque tranche d'altitude. Cette valeur est multipliée par l'aire de ces surfaces. La somme de toutes les tranches de glacier nous donne le bilan de masse global entre les deux mesures, sur la totalité de la surface du glacier. Le test sur la période entre août et septembre 2003 aboutit à une valeur de $-1,2 \text{ mEqe}$. Le calcul sur la période septembre 2003 à septembre 2004 donne un résultat de -0.4 mEqe . Cette dernière valeur est beaucoup trop faible par rapport aux résultats obtenus sur les sites voisins (St Sorlin, Sarennes, Gébroulaz) pour l'année 2003-2004.

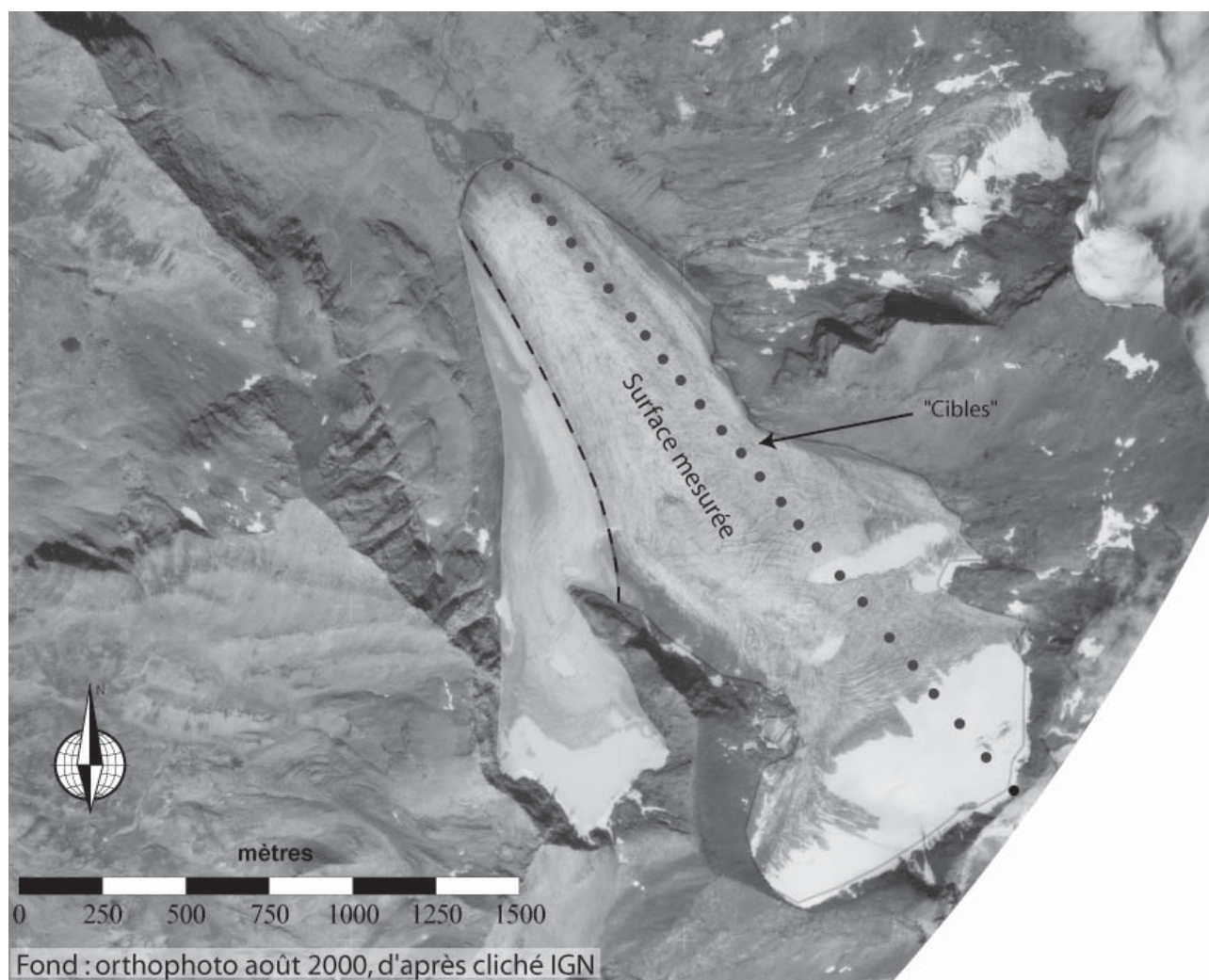


Fig. 2.41 : PVA du glacier du Baounet en 2000, avec le tracé du profil et la surface de glacier mesurée.

2.3.2.4- Discussions et perspectives sur la « méthode DGPS »

Les mesures effectuées sur le glacier du Miage ne portent pas sur une saison complète. Les investigations menées en 2003 ont montré qu'un pas de temps trop court entre deux mesures n'est pas significatif. La technique, malgré la légèreté du matériel, reste lourde à mettre en œuvre par le nombre de profils à mesurer. De plus, l'extrapolation autour des profils reste sujette à discussion. La méthode demeure donc complémentaire d'autres techniques plus adaptées à la mesure du bilan de masse des glaciers noirs, comme la photogrammétrie (A. Käab, 2001) ou le Laserscan.

Concernant le site du Baounet, les « balbutiements » de la méthode ont perturbé les mesures au printemps 2003. De plus, les problèmes d'échantillonnage et les résultats intermédiaires nous conduisent à supposer que la variation d'altitude entre les deux mesures est quasi nulle. Cependant, le résultat du bilan entre ces deux campagnes de la fin de saison d'ablation 2003 constitue un test intéressant du fait de la valeur négative du bilan. Il reste problématique d'estimer la proportion de névé par rapport à la glace dans le calcul du bilan de masse. Pour les mesures effectuées ici, cette difficulté a peu d'incidence en raison de l'ablation très intense et de la faible proportion de névé sur le glacier à la fin de l'été.

Au cours de l'année 2003-2004, les observations qualitatives de terrain indiquent un bilan fortement négatif, peu compatible avec le résultat de la mesure DGPS réalisée sur la même période. Il est donc indispensable de tester cette technique avec d'autres méthodes, par exemple avec des balises d'ablation. Le but serait de valider les protocoles et de s'assurer de la qualité de la mesure, tout en optimisant le traitement pour affiner la précision finale du résultat. Ce contrôle est particulièrement important car ces mesures de bilan de masse servent ensuite à réaliser un croisement avec le suivi en continu des débits du torrent émissaire et des conditions météorologiques. L'objectif serait alors d'étudier le système glaciaire et les

variations des régimes d'ablation à travers une méthode globale.

Par ailleurs, les campagnes de mesures DGPS sur le glacier du Baounet en 2003 ont abouti à une cartographie topographique de la majeure partie du glacier et notamment de son dissipateur. C'est le fond topographique présent sur la plupart des cartes du glacier du Baounet présentées dans cette thèse. Ce document reste incomplet sur la zone d'accumulation et la branche Autaret du glacier, mais constitue une base de travail indispensable pour l'étude du site. Le DGPS est donc un précieux outil pour la cartographie topographique des petits glaciers.

La technique reste prometteuse en raison de la précision de mesure et de la simplicité de manipulation. Cependant, l'année 2003 a été marquée par une phase de prise en main et de recherche méthodologique.

2.3.3- Croisement des résultats de la modélisation hydrologique avec les mesures DGPS

Pour établir une relation entre les résultats obtenus avec les deux méthodes, une période de test a été retenue entre mi-août et mi-septembre 2004. Ce choix est guidé par la qualité des mesures DGPS : c'est la seule période estivale encadrée par des mesures DGPS complètes sur le profil en long. La période équivalente en 2003 pose un problème sur la fin du profil en septembre 2003, avec une absence de données en raison du danger prononcé lors des expérimentations de terrain. En effet, une chute de neige précoce recouvre alors les crevasses dans la zone d'accumulation et la bonne centaine de moulins répertoriés dans la zone d'ablation un mois plus tôt... La progression s'avère alors très lente en raison des sondages effectués à chaque pas, précaution indispensable dans une telle configuration permettant de déceler un moulin et une crevasse sur le profil. La fenêtre d'observation GPS s'est donc refermée avant d'avoir atteint le sommet du profil, rendant cette mesure inexploitable.

2.3.3.1 – Résultats obtenus par le DGPS

Le calcul du bilan est réalisé sous un tableur dans lequel sont reportées les altitudes des points mesurés et projetés sur les cibles (Tab. 5). De même, les « erreurs » délivrées par le logiciel de traitement des données GPS sont

intégrées, de manière à estimer l'exactitude de la mesure. Puis une grandeur notée H est calculée par la différence d'altitude sur chaque cible, pondérée par un coefficient intégrant la part relative de chaque surface échantillon dans la surface totale du glacier. Selon le même procédé, l'évaluation de l'incertitude type sur chaque cible est obtenue en cumulant

Cibles	Distance (m)	k (%)	Z'228-2004	errZ228-2004	Z'266-2004	errZ266-2004	Dz (m)	H(m)	dH(m)
PL2001	0				2793.9	0.039			
P2001	129	2	2817.5	0.033	2812.2	0.041	-5.26	-0.12	0.002
PL2002	211	2	2838.0	0.118	2836.3				
P2002	299	2	2851.9	0.035	2851.6	0.025	-0.32	-0.01	0.001
PL2003	390	2	2862.8	0.027	2862.4	0.025	-0.35	-0.01	0.001
P2003	476	3	2876.8	0.024	2875.4	0.025	-1.36	-0.03	0.001
PL2004	586	2	2894.4	0.035	2893.2	0.027	-1.26	-0.03	0.002
P2004	655	3	2902.3	0.031	2902.3	0.035	-0.03	0.00	0.002
PL2005	744	3	2913.3	0.033	2913.8	0.035	0.51	0.01	0.002
P2005	827	2	2926.1	0.025	2926.6	0.029	0.54	0.01	0.001
PL2006	919	2	2942.2	0.039	2943.3	0.029	1.11	0.02	0.001
P2006	1020	3	2958.6	0.039	2956.1	0.029	-2.51	-0.08	0.002
PL2007	1111	2	2975.4	0.041	2972.2	0.031	-3.26	-0.08	0.002
P2007	1201	4	2991.2	0.045	2991.5	0.031	0.24	0.01	0.003
PL2008	1300	4	3008.3	0.063	3006.3	0.031	-1.99	-0.08	0.004
P2008	1386	4			3025.1	0.033			
PL2009	1473	6	3039.9	0.043	3044.5	0.039	4.58	0.25	0.005
P2009	1584	4	3050.9	0.041	3049.8	0.027	-1.08	-0.05	0.003
PL2010	1688	6			3060.4	0.039			
P2010	1821	5	3083.7	0.037	3082.7	0.039	-0.96	-0.05	0.004
PL2011	1931	7							
P2011	2036	4							
PL2012	2155	9	3146.1		3139.0	0.051			
P2012	2284	6			3158.8	0.043			
PL2013	2413	3	3186.0	0.214	3182.0	0.108	-4.00	-0.12	0.010

bilan (mEqe)=	-0.34	+/-	0.12
------------------	-------	-----	------

Tab.5 : Calcul du bilan de masse topographique entre le 15-08-04 et le 14-09-04.

(Mesures : A. Barboiron, G. et S. Jobard)

k : surface relative de la tranche d'altitude représentée par la cible (%). C'est la part relative de cette surface intervenant dans le bilan global du glacier.

Z'228-2004 : altitude corrigée (mètres) après la projection du point sur la cible théorique, mesure lors de la campagne du 228 jour de l'année 2004 (15-08-2004).

errZ228-2004 : erreur sur le résultat (mètres) calculée par le logiciel de traitement des données DGPS de la campagne du 15-08-04.

Z'266-2004 : altitude corrigée (mètres) après la projection du point sur la cible théorique, mesure lors de la campagne du 266 jour de l'année 2004 (14-09-2004).

errZ266-2004 : erreur sur le résultat (mètres) calculée par le logiciel de traitement des données DGPS de la campagne du 14-09-04.

Dz = Z'266-2004 - Z'228-2004 : Différence d'altitude (mètres) de la surface du glacier sur la cible théorique entre les deux campagnes de mesure

H = Dz . k : lame d'eau liée à la variation de la surface du glacier entre les deux campagnes de mesure (mètres)

dH : incertitude type sur la lame d'eau H (mètres)

les erreurs brutes, de manière à maximiser les valeurs ainsi calculées. L'incertitude globale sur le résultat est obtenue en utilisant un coefficient multiplicateur $r=3$ (F. Authouard, 2004). Cette valeur élevée de r est justifiée par les difficultés à calculer l'incertitude type sur l'homogénéité spatiale de la variation d'altitude.

La valeur globale du bilan de masse est obtenue en cumulant les valeurs de H calculée pour chaque cible, de même que l'exactitude finale du résultat. Pour la période considérée ici, le résultat est : $B=-0,34\text{mEqe} \pm 0,12\text{mEqe}$. Comme nous l'avons évoqué précédemment, cette valeur semble bien trop faible par rapport aux conditions d'ablation apparemment observées.

2.3.3.2 – Résultats obtenus par le modèle hydrologique

Les apports liés à l'ablation sont modélisés à partir des débits enregistrés par la station automatique et à l'aide de la caractérisation de l'aquifère par le coefficient α . Les volumes ainsi calculés sont convertis en lame d'eau spécifique en les divisant par la surface de glacier du bassin-versant, c'est-à-dire les glaciers d'Arbéron, Croix Rousse et Baounet. Or, à cette époque de l'année, l'accumulation est considérée comme inexistante sur le glacier. Le résultat ainsi obtenu est donc assimilé à la lame d'eau moyenne issue de l'ablation de la glace au cours d'une journée (*Fig. 2.38*).

Les variations au cours d'une période d'un mois nous informent sur les régimes d'ablation sur le glacier, traduisant ainsi directement les effets du forçage climatique sur le système glaciaire. L'ablation journalière est relativement constante sur cette période, en restant proche d'une valeur moyenne de 20mmEqe/jour .

La somme des apports journaliers au cours d'une période test, lorsque le névé est minoritaire, nous donne une valeur

du bilan de masse global du glacier sur la période considérée. Dans le cas de la période test, du 15-08-04 au 14-09-04, la valeur du bilan ainsi obtenu est de $-0,84\text{mEqe}$. Cependant, l'évaluation des incertitudes reste problématique et nous considérons en première approximation une exactitude de l'ordre de $\pm 0,2\text{mEqe}$ pour ce résultat, valeur normalement appliquée aux mesures de bilan de masse par balise.

2.3.3.3– Le bouclage : discussions et critiques

Le bouclage est un terme désignant l'opération de confrontation des résultats de deux méthodes différentes sur un même site. Dans la plupart des cas, cette démarche est semée de problèmes liés à l'estimation des incertitudes et à la qualité des données utilisées pour les calculs. Par exemple, il est fréquent que le bilan de masse hydrologique soit entaché d'une erreur de l'ordre de grandeur de la variation du bilan de masse recherchée. Le bouclage avec un bilan glaciologique est alors des plus périlleux. Dans notre cas, les deux méthodes employées sont entachées d'incertitudes souvent difficiles à évaluer.

Dans la période étudiée en 2004 (15/08 au 14/09), le bilan topographique est de $-0,34 \pm 0,12 \text{ mEqe}$ alors que le bilan obtenu par la méthode hydrologique est égal à $-0,84 \pm 0,2 \text{ mEqe}$. Les deux mesures sont loin d'être cohérentes, sans pour autant qu'une des deux soit jugée comme plus juste.

Pour apporter un élément de décision, nous estimons l'ordre de grandeur de l'ablation moyenne journalière en considérant que le bilan global annuel est proche de -3 mEqe , valeur obtenue à partir des mesures sur les sites de Sarennes, St Sorlin et Gébroulaz. Or l'accumulation hivernale est de l'ordre de 1mEqe . L'ablation globale pour un cycle est donc de 4 mEqe . Par ailleurs, le névé disparaît rapidement (*Fig. 2.4*), en général en un mois, ce qui induit une saison d'ablation de la glace vive d'une durée de 90 jours, avec une ablation de 3 mEqe .

L'ablation moyenne journalière est donc de 33 mm dans un tel scénario. Cette valeur est proche du résultat obtenu par le modèle hydrologique, validant cette approche au détriment de la technique basée sur le DGPS. Pour valider correctement cette technique, il faut recourir à une troisième méthode: le bilan de masse par balise d'ablation. Cependant, pour obtenir un résultat satisfaisant sur le plan des incertitudes, il faudrait mettre

en place un réseau très dense de balises, ce qui nécessite d'énormes moyens humains et financiers. L'alternative vient probablement d'un mixage entre balise d'ablation et profils DGPS pour affiner la répartition spatiale du bilan de masse et minimiser le nombre de balises. Cette technique reste une perspective de recherche pour un programme à plus long terme de suivi du glacier du Baounet.

CONCLUSION DE LA DEUXIÈME PARTIE

Cette deuxième partie est guidée par une recherche des liens entre la décrue post-PAg et l'hydrologie des torrents proglaciaires. Les analyses sur la série de débits de la prise d'eau d'Avérole (1952-2003) ne montrent pas de tendance globale. Cependant, l'amorce d'une modification significative du régime du torrent est détectée à la fin des années 1990. Cette rupture coïncide avec les résultats obtenus dans la première partie sur les variations de surfaces englacées à l'échelle du Haut Arc. Cette mutation hydrologique tend à transformer le régime glaciaire de l'Avérole en un torrent nivo-glaciaire de moins en moins influencé par la présence de glaciers dans son bassin versant. Les années 2000 ont été caractérisées par cette évolution.

Nous avons réalisé un changement d'échelle à travers un suivi du glacier du Baounet avec un pas de temps très fin de 2002 à 2005 afin d'évaluer les mécanismes moteurs de ces fluctuations glaciaires. Ce dernier a donc été l'objet d'un enregistrement des paramètres d'entrée et de sortie du glacier afin de caractériser la capacité du système glaciaire à structurer un signal atmosphérique en un signal de sortie sous la forme des débits du torrent émissaire. Les données ainsi recueillies sont traitées par des méthodes inspirées des techniques d'hydrogéologie en milieu karstique. Les résultats montrent une forte évolution du système glaciaire au cours de l'année. Il est alors considéré comme non stationnaire à cette échelle de temps.

Cette dernière interprétation est issue de l'observation d'une diminution du déphasage entre les paramètres d'entrée (irradiance et température de l'air) et les paramètres de sortie (débit du torrent émissaire).

La modélisation des coefficients de récession de l'aquifère formé par le glacier nous indique que la perméabilité augmente fortement au cours de l'été. Il se produit donc un agrandissement des conduits intra et sous glaciaires par un effet de «karstification» de la glace par abrasion mécanique et fusion des parois. Cette évolution significative du réseau de drainage dans le glacier améliore l'efficacité des transferts de l'eau de fusion issue de l'ablation de surface. La répétition de séquences entre les différentes années de mesure indique que les conduits de liaison entre les cavités intra et sous glaciaires se referment partiellement au cours de l'hiver. Cependant, il semble exister un effet de mémoire interannuelle, probablement par réactivation des conduits qui ne se sont pas totalement refermés.

La méthode d'analyse des débits, adaptée depuis le milieu karstique vers le glacier, ouvre une piste novatrice de l'analyse indirecte des évolutions de l'hydrologie intraglaciaire. La prolongation de la méthode de caractérisation de «l'aquifère glaciaire» nous conduit à quantifier par simulation numérique les effets sur les débits des apports journaliers liés à l'ablation.

La conversion en ablation journalière est alors naturelle et nous renseigne sur l'intensité des processus de fusion. Cependant, l'intégration sur une période mensuelle montre que ces valeurs sont sous évaluées. Pour valider ce modèle, nous avons développé une technique d'évaluation du bilan de masse estival basée sur une mesure topographique avec un GPS Différentiel.

Les résultats ainsi obtenus ne sont pas concordants avec les mesures issues du bilan hydrologique, et semblent donc aussi sous-évalués. L'utilisation d'une mesure du bilan de masse par balise d'ablation, mixée avec une mesure DGPS s'avère la piste la plus prometteuse pour valider le modèle hydrologique.

La technique de modélisation des modifications infra annuelles du réseau de drainage intra et sous-glaciaire semble prometteuse pour l'évaluation de l'existence de cavités dans la masse de glace.

Ces volumes sont susceptibles de se transformer en poches d'eau intraglacières et d'induire la formation d'un aléa hydrologique glaciaire. Au cours de la troisième partie de cette étude, nous allons aborder les effets de la décrue post-PAG sur le milieu de la haute montagne englacée, notamment la dynamique des glaciers. Ces impacts du retrait glaciaire nous conduisent à évaluer les effets sur la genèse d'aléas d'origine glaciaire.

TROISIÈME PARTIE

**LES IMPACTS DE LA DÉCRUE GLACIAIRE SUR LE MILIEU DE
HAUTE MONTAGNE AU COURS DU **XXE** SIÈCLE.**

TROISIÈME PARTIE : LES IMPACTS DE LA DÉCRUE GLACIAIRE SUR LE MILIEU DE HAUTE MONTAGNE AU COURS DU XXE SIÈCLE.

La décrue post-Petit Age Glaciaire est caractérisée en Haute Maurienne par un recul important des surfaces de glace et par une modification des systèmes glaciaires. Ces mutations ne sont enregistrées que très récemment par l'hydrosystème proglaciaire, comme nous l'avons démontré sur la vallée d'Avérole. La troisième partie de cette étude se concentre sur les interrogations suivantes: quels sont les impacts de la décrue sur le milieu de la haute montagne englacée ? La dynamique glaciaire connaît-elle une évolution significative au cours du XXe siècle ? Existe-il des répercussions sur la genèse d'aléas d'origine glaciaire ?

Le milieu de haute montagne est assimilé à l'ensemble de l'espace du bassin versant d'étude dont les altitudes sont

supérieures ou égales à l'emplacement des fronts des glaciers lors du PAG, c'est-à-dire 2400 à 2500 mètres. Un sous espace, appelé milieu glaciaire, est défini à partir de l'emprise spatiale actuelle des glaciers. Ce milieu est soumis à des processus géomorphologiques glaciaires et à des interactions par des flux amont-aval hydrologiques ou détritiques depuis les versants environnants.

Dans un premier temps, les effets de la décrue sur les glaciers sont évoqués à l'aide d'études de cas dans le bassin versant du Haut Arc, basées sur les reconstitutions réalisées dans la première partie de cette étude. Ensuite, nous abordons les aléas d'origine glaciaire présents sur cet espace, également sous la forme de cas particuliers.

1- IMPACTS DE LA DÉCRUE SUR LE MILIEU GLACIAIRE

Les marqueurs géomorphologiques glaciaires, en particulier les moraines, résultent de l'association de la dynamique des glaciers et des processus géomorphologiques périglaciaires (D. Sudgen et B. John, 1976). L'existence de cordons morainiques sur le terrain est liée à une fourniture suffisante de matériaux provenant de l'environnement périglaciaire dominant le glacier et à une dynamique active pour assurer le transport des sédiments (A.P. Allen, 1997; J. Menzie, 1995). L'étude de l'agencement des cordons

morainiques nous renseigne donc sur les évolutions de ces deux paramètres (C. Embleton et C.A.M. King, 1975). Il s'agit là d'une approche principalement qualitative en reconstituant des paléo-flux de glace, notamment lors du dernier maximum du PAG. Cette méthode est adaptée à l'analyse par photo-interprétation de la dynamique des glaciers dans le dernier demi-siècle. L'ensemble de ces données constitue la base d'études poly-chroniques sur quelques sites glaciaires de Haute Maurienne.

1.1- L'évolution séculaire de l'ensemble glaciaire Arnès-Arbéron-Baounet (Vallée d'Avérole).

1.1.1- La fragmentation des surfaces de glace

Comme nous l'avons évoqué dans la première partie, la crue du Petit Âge Glaciaire a induit un développement important des glaciers de la dorsale frontalière. En plus de

l'avancée des glaciers vers le fond des vallons, certains d'entre eux se sont agglomérés à la faveur de diffluentes et de confluences. Par exemple, les glaciers d'Arnès, d'Arbéron et du Baounet formaient un complexe glaciaire continu entre les pointes de l'Autaret et d'Arnès (*Fig. 3.1*).

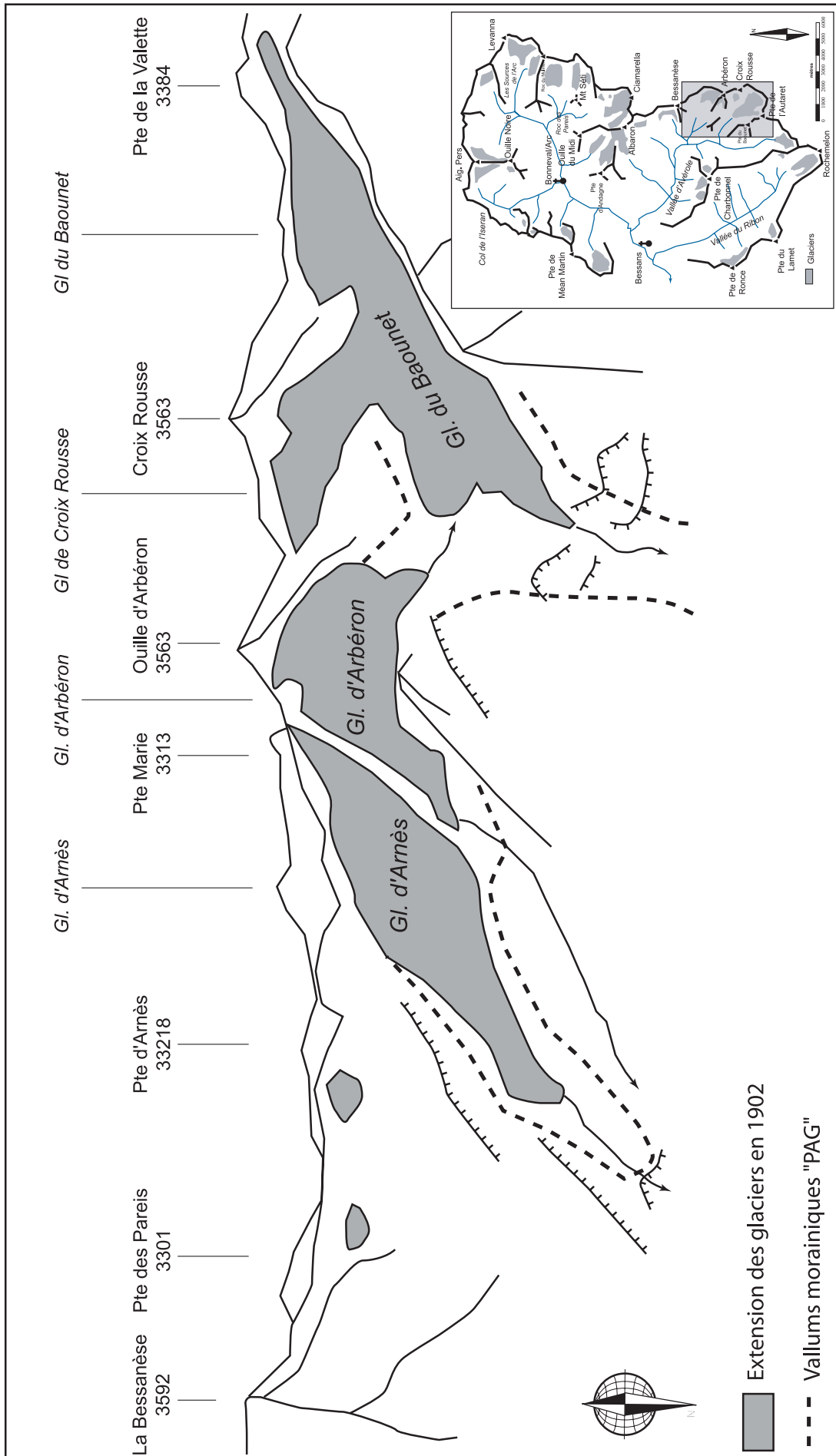


Fig. 3.1 - Le complexe glaciaire «Arnès-Arbéron-Baoumet» en 1909. Les trois principaux glaciers sont déjà bien individualisés et en retrait prononcé depuis le dernier maximum du Petit Age Glaciaire (1850). Les deux glacier-reliques sont encore visibles sous les Pointes d'Arnès et des Pareis. D'après P. Helbronner, 1932. Description géométrique détaillée des Alpes françaises

Le glacier du Baounet emprunte alors une gorge, lui permettant d'atteindre l'altitude de 2350 m. L'encaissement de la gorge le préserve alors relativement bien de l'ablation. Dans le cas du glacier d'Arnès, il n'existe pas véritablement de gorge, seulement une légère rupture de pente à l'altitude de 2600 m. Le front du glacier d'Arnès est stabilisé lors du dernier maximum du PAG à une altitude plus élevée (2500 m) que le front du glacier du Baounet.

La fragmentation de cet ensemble glaciaire intervient probablement très rapidement après la fin du PAG (*Fig. 3.2*). Dès 1902, les trois glaciers sont individualisés à la faveur d'une décrue très violente. P. Helbronner photographie le 7 septembre 1909 un « tour d'horizon » depuis la pointe de Charbonnel. La situation glaciologique peut-être très bien, cernée sur ces documents et le croquis de la figure 3.1 synthétise une vue de cet ensemble glaciaire. Le glacier du Baounet subit une remontée de son front, juste au pied de la dernière gorge sur la carte levée en 1902. Les photographies de P. Helbronner, prises sept ans après les levés de la carte d'Etat Major, indiquent que le glacier est déjà au sommet de la gorge, juste à la limite de la rupture de pente. De même, la langue de glace du glacier d'Arbéron diffiue toujours sur le col, mais elle recule nettement entre ces deux dates proches.

1.1.2- les évolutions des confluences glaciaires

Au maximum du PAG, le glacier d'Arbéron diffiue sur le col et forme vers l'ouest une confluence avec le glacier du Baounet, alors qu'à l'est, il entre en contact avec le glacier d'Arnès, sans former une véritable confluence. Lors de la décrue, le glacier d'Arbéron devient moins puissant et n'entre plus en contact avec le glacier d'Arnès à l'est et ne conflue plus avec le Baounet à l'ouest. Cependant, une langue diffiue toujours

en direction du nord-ouest depuis le glacier d'Arnès. Cette évolution majeure est datée de la décennie 1900, à l'aide de la carte d'Etat Major-type 1922, dont les levés datent de 1902, et des clichés de P. Helbronner (1932) pris en 1907.

Au cours du XXe siècle, les confluences évoluent peu sur le glacier du Baounet. C'est seulement dans les années 1980 que la situation évolue rapidement.

Le glacier de la Croix Rousse recule fortement et se désolidarise du flux principal du Baounet en rive droite. Le glacier de Croix Rousse n'apporte plus de glace et la formation de la moraine médiane se bloque. Aujourd'hui, seule subsiste une relique de cette confluence avec une bande de glace noire sur la rive droite du glacier juxtaposée à la moraine latérale droite (*Photo 3.1*). Il se forme ainsi une jonction entre cette ancienne moraine médiane et le cordon latéro-frontal du glacier. Une lentille de glace provenant du glacier de Croix Rousse est piégée au niveau de l'ancienne confluence, en grande partie couverte de débris.

La confluence en rive gauche avec le glacier provenant du cirque de l'Autaret est encore active en 2005. En revanche, le flux de glace est moins intense et tend à devenir marginal dans la largeur de la zone frontale du glacier. La moraine médiane issue de cette confluence tend à être repoussée sur les flancs du glacier (*Photo 3.1*). Dans quelques années, elle se sera probablement confondue avec la moraine latérale, marquant ainsi la désolidarisation des deux flux de glace.

Depuis plusieurs années, au niveau de la confluence, il s'est formé une dépression dans la topographie du glacier. Cette dernière tend à se creuser avec la décrue de ces dernières années. Nous aborderons dans le chapitre suivant les conséquences de cette évolution en terme d'aléa d'origine glaciaire.

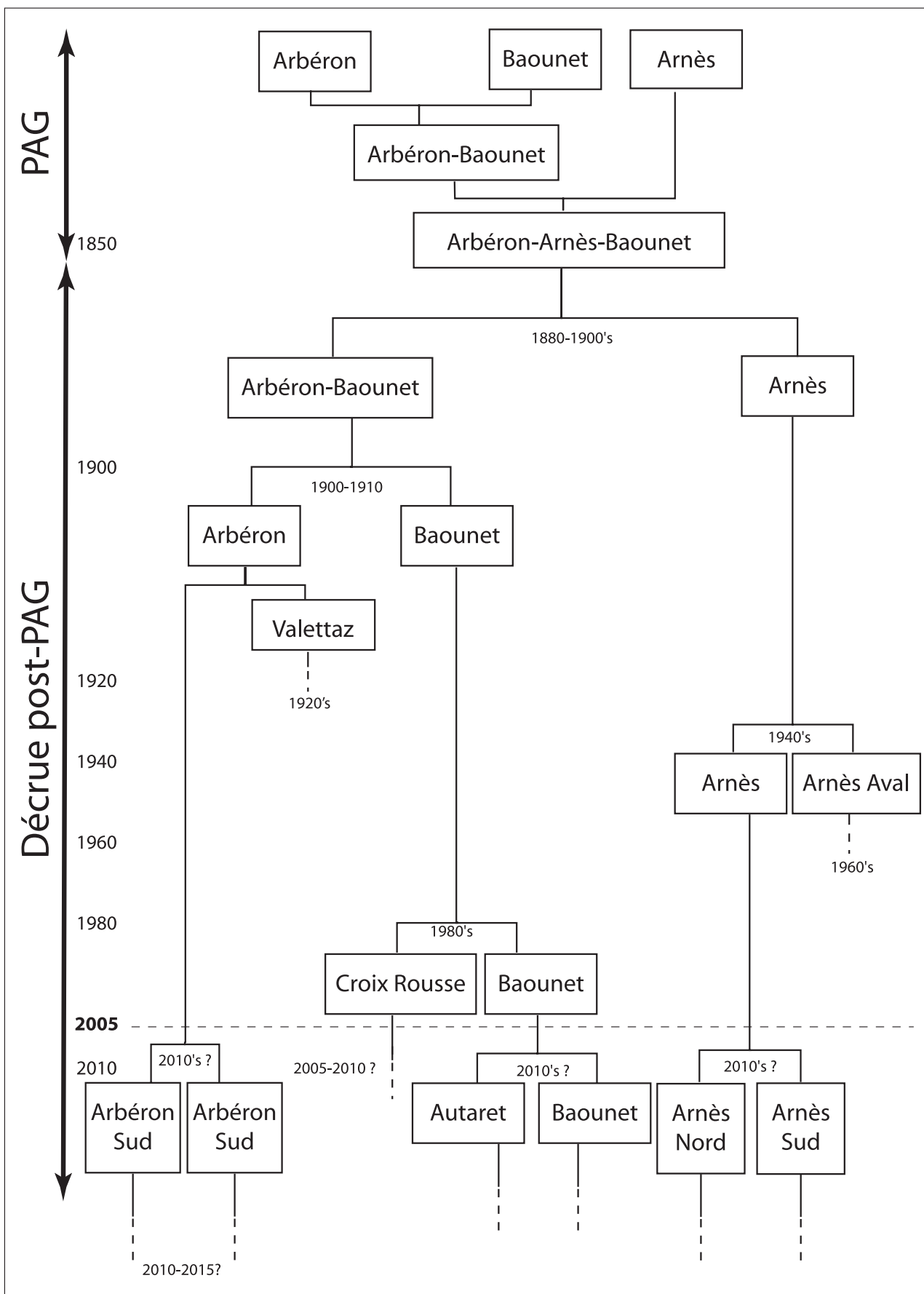


Fig. 3.2- Le fractionnement de l'ensemble glaciaire Arnès-Arbéron-Baounet (Vallée d'Avérole) au cours de la décrue post-PAG

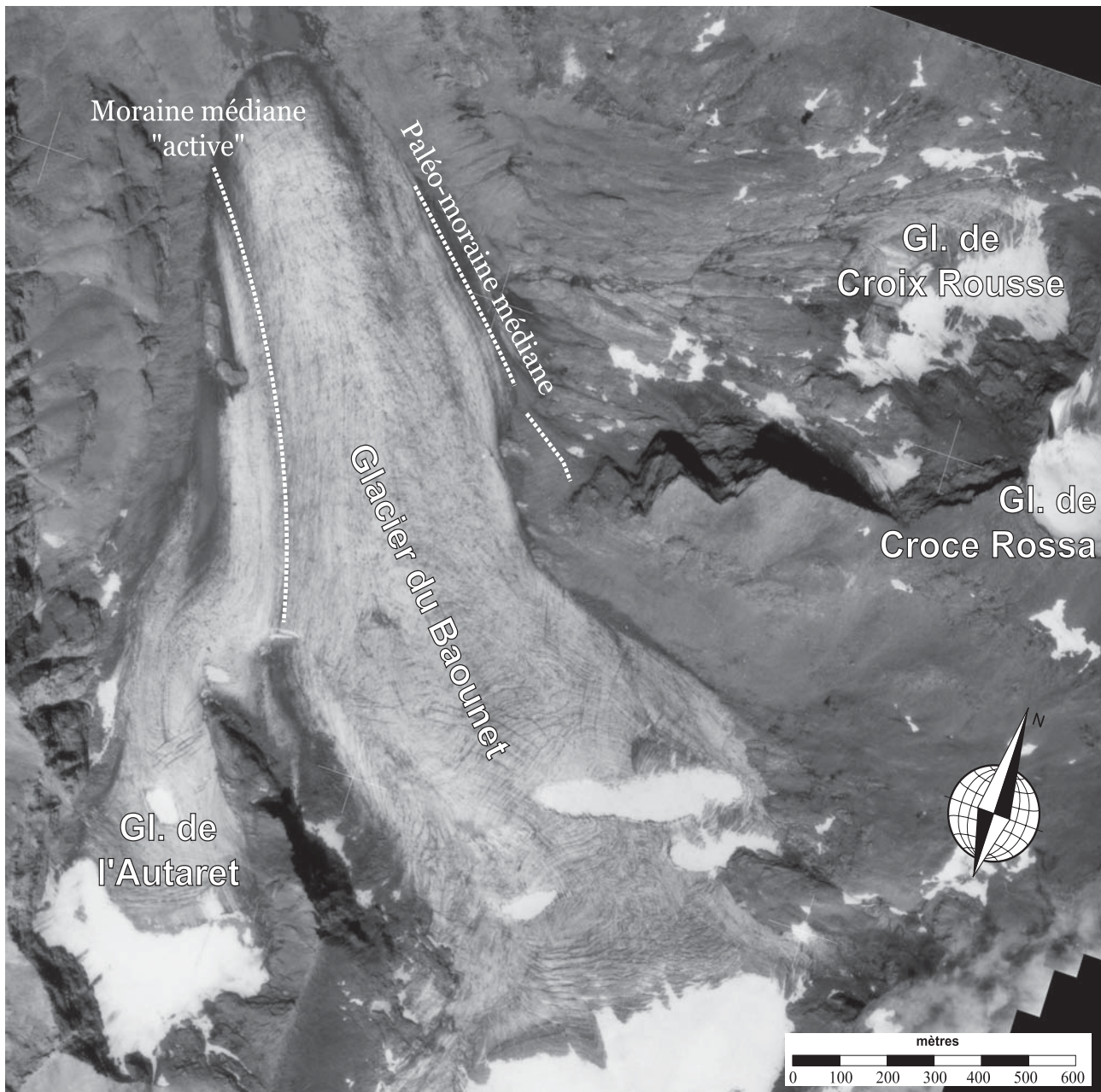
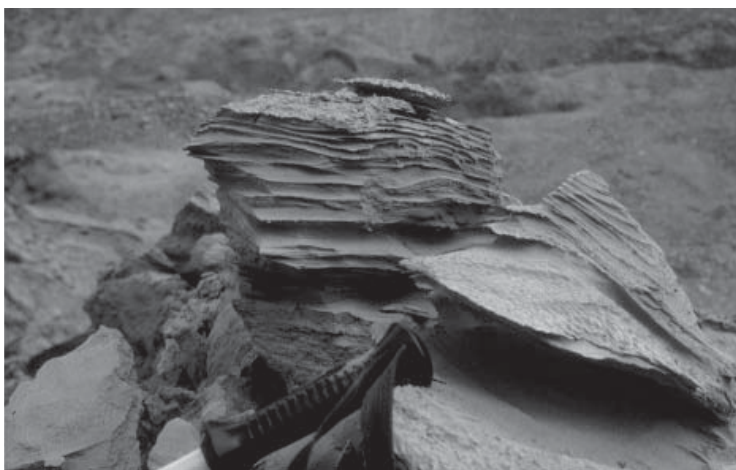


Photo 3.1: Les confluences sur le glacier du Baounet en 2000.
Orthophoto d'après cliché IGN F3534 3634, N° 154, le 23/08/2000.

1.1.3- Les impacts sur la dynamique glaciaire

Sur les documents photographiques de 1909, la surface des trois glaciers est remarquablement blanche, signe à la fois d'une dynamique active, avec des vitesses élevées, et d'un faible apport de matériaux des versants. Cette dernière condition s'explique bien par le taux d'englacement élevé dans les bassins d'accumulation, bloquant ainsi la production d'éboulis par gélifraction. De plus, la pétrographie et le faible degré de fracturation des roches constituant le bedrock opposent

une forte résistance à l'ébouilisation, limitant les apports de débris rocheux. Sur le glacier du Baounet, les photos nous apportent un ordre de grandeur de l'épaisseur de glace au début du siècle. Dans la zone d'accumulation la surface du glacier est proche du col de la Valettaz alors qu'aujourd'hui la glace est située en contrebas d'une vingtaine de mètres. Dans la zone du front actuel, le glacier a perdu environ 50 mètres d'épaisseur de glace, valeur obtenue en prolongeant les courbes de niveau depuis l'intersection avec le contour du glacier dans les années 1900.



Ph 3.2 : Figures d'érosion éolienne dans un dépôt sédimentaire argilo-silteux sur la marge proglaciaire du glacier du Baounet.

La physionomie du front montre une décrue active, avec un aspect en biseau très fin, typique de ce genre de dynamique (A. Post et E.R. Lachapelle, 2000). Cette situation n'est pas fondamentalement différente de l'actuelle, avec des processus de décrue très actifs. Sur le glacier du Baounet, à l'axe du torrent, la perte maximale est de l'ordre de 70 m de glace entre 1850 et 1909 ! En s'appuyant sur les résultats d'autres travaux dans les Alpes, cette période a été marquée de ré-avancées des glaciers (L. Reynaud, 2002). La durée de recul est donc encore plus courte, sur quelques décennies. Pour expliquer une telle décrue, il est probable que cette période ait été marquée par une série d'étés caniculaires, similaires à celui de l'année 2003.

Les documents d'archive sont rares entre les années 1900 et 1940 et peu d'entre eux sont exploitables sur le plan glaciologique (mauvais angles de prise de vue, couverture neigeuse, nuages). Les premières photographies aériennes verticales datent de 1939 et montrent des glaciers toujours en décrue. Dans le cas du glacier du Baounet, la physionomie du front du glacier a bien changé, avec un aspect très poussiéreux et une petite moraine médiane provenant de la confluence entre le glacier

de Croix Rousse et le flux principal du Baounet. Le voile de poussière est assez semblable à celui observé ces dernières années sur le glacier à la fin de la saison d'ablation. Aujourd'hui, il est principalement issu des impuretés piégées dans la glace que l'ablation concentre en surface (K. Hutter, 1983).

Une autre part non négligeable de ces poussières est apportée par le vent avec les échanges atmosphériques, comme par exemple les pluies chargées de sable du Sahara, mais également prélevées directement sur la marge proglaciaire. Lorsque la décrue progresse, les terrains fraîchement libérés de la glace sont souvent couverts de matériaux très sensibles à l'érosion éolienne (A.D. Miall, 1996 ; J.E. Hicking, 1995).

Cette source de sédiments est particulièrement active au cours des dernières décennies et ceinture toute la surface de glace. Les vents sont alors des vecteurs très efficaces pour transporter les matériaux les plus fins vers le glacier. Les essais pour photographier ce phénomène ne sont pas aisés sur le glacier du Baounet, mais la *Photo 3.2* représente les traces d'érosion sur le terrain. La *Photo 3.3*, prise sur un autre site illustre le mécanisme de transport éolien sur une marge proglaciaire, avec un vent chargé de silts et d'argiles.

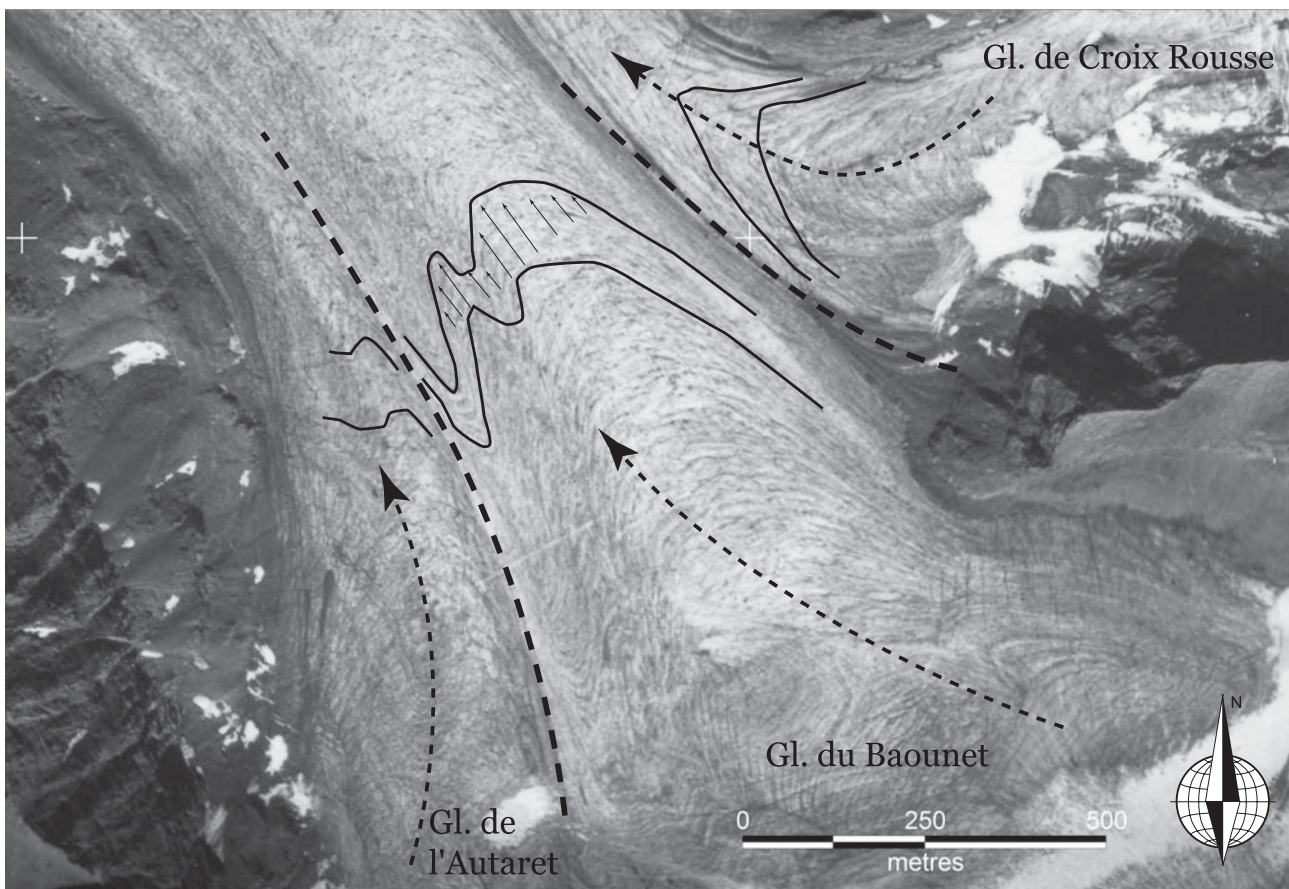


Ph 3.3 : Erosion éolienne d'un dépôt sédimentaire fluvio glaciaire; Marge proglaciaire du glacier Kaskawulsh (Yukon, Canada)

Quelques années plus tard, une nouvelle campagne de photos aériennes représente des glaciers toujours en décrue avec une accentuation de la moraine médiane sur le glacier du Baounet et une augmentation de la quantité de poussière sur les bords du front du glacier d'Arnès. La cinématique de glace est toujours très active. Sur le glacier du Baounet, la diminution de l'épaisseur de glace aboutit à la formation de crevasses au pied de la zone d'accumulation, favorable à la formation de bande transversales dans la glace. Ce ne sont pas des bandes de Forbes car les conditions nécessaires à leur formation ne sont pas réunies. Il s'agit seulement de bandes formées par les ouvertures et fermeture des crevasses, modifiant localement la couleur et la structure de la glace. Ces dernières sont ensuite déformées par le mouvement et matérialisent le champ de vitesse (*Photo 3.4*). Ce dernier indique que le glacier est très actif et que les zones de confluence entre le flux principal et les deux branches latérales, Croix

Rousse et Autaret, sont particulièrement complexes.

Les différences de vitesse entre ces flux induisent des cisaillements dans le sens des écoulements soulignés par d'intenses déformations des bandes transversales à proximité des zones de contact. À la confluence Baounet-Autaret, les interactions entre les deux flux de glace sont peut-être à l'origine de la formation du lac supra glaciaire que nous évoquerons dans le chapitre suivant. De même, sur la confluence en rive droite, Baounet-Croix Rousse, le flux de glace principal est repoussé par l'arrivée de glace latérale. Les deux confluences sont situées à la même hauteur sur le glacier et conduisent à « étrangler » le flux de glace du Baounet. Les vitesses sont alors accélérées à l'axe du glacier et très faibles à proximité des confluences, prolongeant les dynamiques individuelles des trois flux.



Ph. 3.4 : Extrait de l'orthophoto de 1953 sur les confluences Baounet-Croix Rousse-Autaret. Les bandes de couleur dans la glace illustrent les perturbations du champ de vitesse du glacier au niveau des confluences. (D'après cliché IGN)

1.2- Le cas des Evettes : les modifications de flux

Le cirque des Evettes est marqué par une évolution importante des surfaces glaciaires au cours du XXe siècle. Le contexte topographique, avec une surface subhorizontale, est particulièrement favorable à des vitesses de retrait importantes du front du glacier. Le plan des eaux formant cette surface plane est hérité d'une phase de comblement d'un ombilic derrière le verrou rocheux sur lequel est bâti le refuge des Evettes.

Au cours de l'holocène, le glacier occupe une position à l'amont du cirque proche de la situation actuelle. Le torrent proglaciaire dépose alors des sédiments glacio-lacustres à fluvio-glaciaires dans la dépression de l'ombilic fraîchement déglacé et occupé par un lac proglaciaire. Ce dernier est

progressivement comblé par cette dynamique sédimentaire (Fig. 3.3). Dans la zone la plus lointaine du front du glacier, les matériaux sont plus fins, typique d'une sédimentation distale. La zone d'eau libre en fin de comblement est favorable à la mise en place d'une tourbière, encore partiellement active à l'aval de la moraine du Petit Âge Glaciaire (Photo 3.5).

Ensuite, le torrent dépose un fin placage de quelques mètres d'alluvions fluvio-glaciaires sur les sédiments glacio-lacustres du paléolac proglaciaire. Lors de la péjoration climatique du Petit Âge Glaciaire, la dynamique du glacier n'est pas suffisante pour remobiliser les sédiments déposés dans la dépression et il ne peut que déplacer les strates les plus superficielles du comblement.



Photo 3.5 : La tourbière des Evettes et la marge proglaciaire.

Ce site est caractérisé par une succession régulière de moraines post-PAG. (Photo: S. Jobard, 2003)

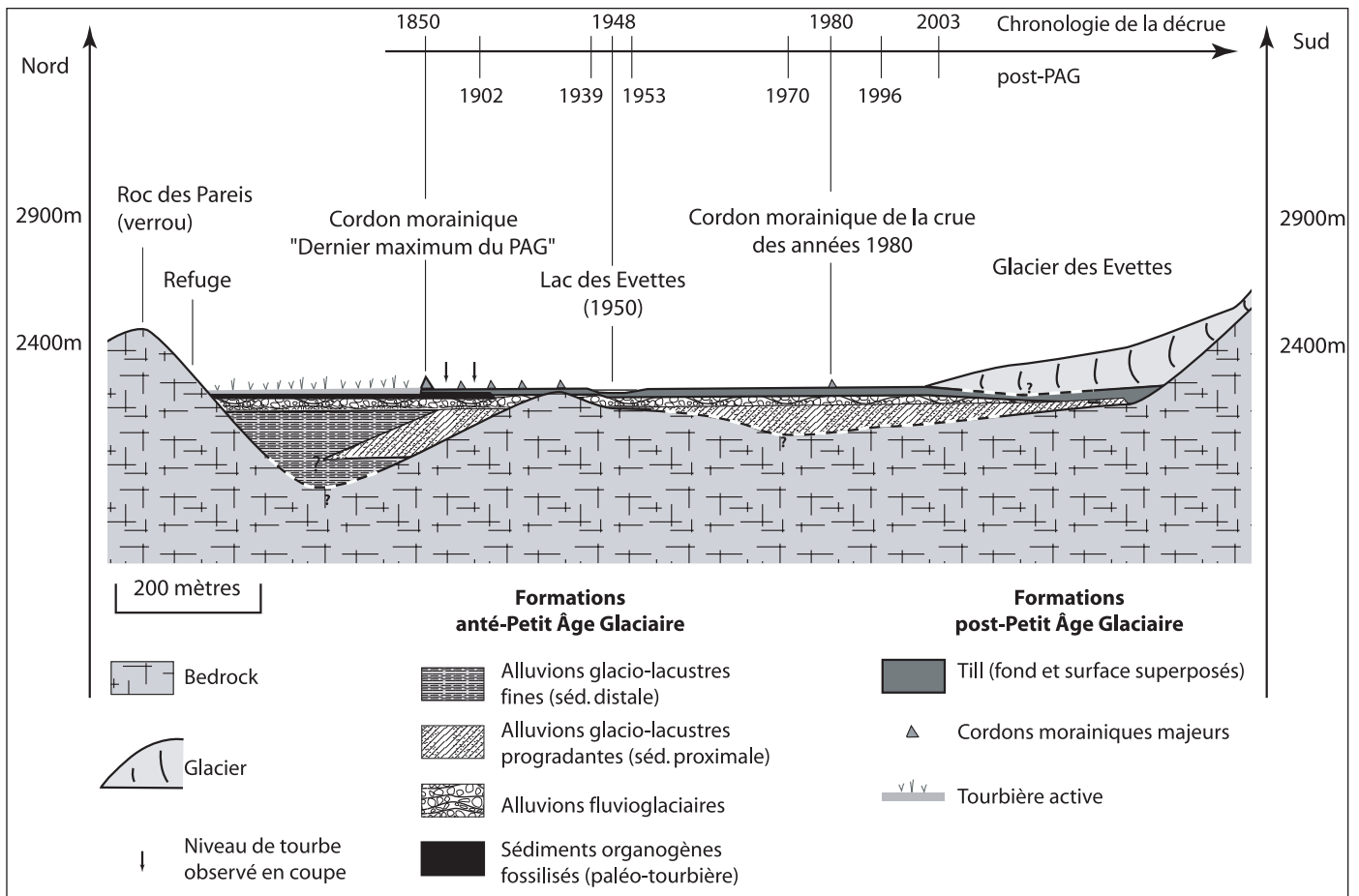


Fig. 3.3 : Proposition d'un schéma du comblement de l'ombilic des Evettes et de la décrue post-PAG

La crue du PAG n'a pas perturbé cette séquence et il est courant de trouver des plaques de tourbe sous le till de fond, quasiment intactes. Le glacier a donc glissé sur les sédiments déposés entre deux passages du glacier, en avançant sur la tourbière dans la zone frontale du PAG.

Le glacier des Evettes au Petit Âge Glaciaire est produit par la confluence de plusieurs appareils. Les premiers clichés datant du début du XXe siècle montrent encore cette configuration, avec plusieurs moraines médianes. Le site des Evettes est un cas d'école car les vitesses de retrait extrêmement rapides ont abouti au dépôt sur place de la couverture détritique supra glaciaire, aussi bien les moraines médianes que les blocs rocheux provenant d'un écroulement. En effet, toute la marge proglaciaire occidentale est parsemée de blocs pluri-métriques, témoins de cet épisode. La carte de 1864 ne mentionne pas une surface en glace noire sur ce secteur, contrairement à la carte levée en 1902. L'écroulement s'est probablement

produit entre ces deux dates, depuis le versant oriental du Pic Regaud. Le talus d'éboulis bien végétalisé au pied des Pointes de l'Arpette écarte une origine depuis ce versant qui peut également fournir gravitairement des matériaux. En 1850, la confluence entre le glacier des Evettes et la branche diffuente du glacier de Grand Méan est active, avec probablement une petite moraine médiane (Fig. 3.4-a). La carte de 1864 ne mentionne pas la présence d'une telle formation, ce qui n'est pas compatible avec une confluence active à cette époque. En effet, la rive gauche de cette diffuente devait porter des matériaux provenant de la crête prolongeant la pointe de Bonneval.

La situation en 1902 est bien différente. La confluence n'est plus active, seule la diffuente du glacier de Grand Méan effleure la rive droite des Evettes. Les fronts de ces deux glaciers ont fortement reculé (Fig. 3.4-b). Les pointements rocheux apparaissent nettement dans l'amont du bassin, le long de la ligne de niveau 2950 m.

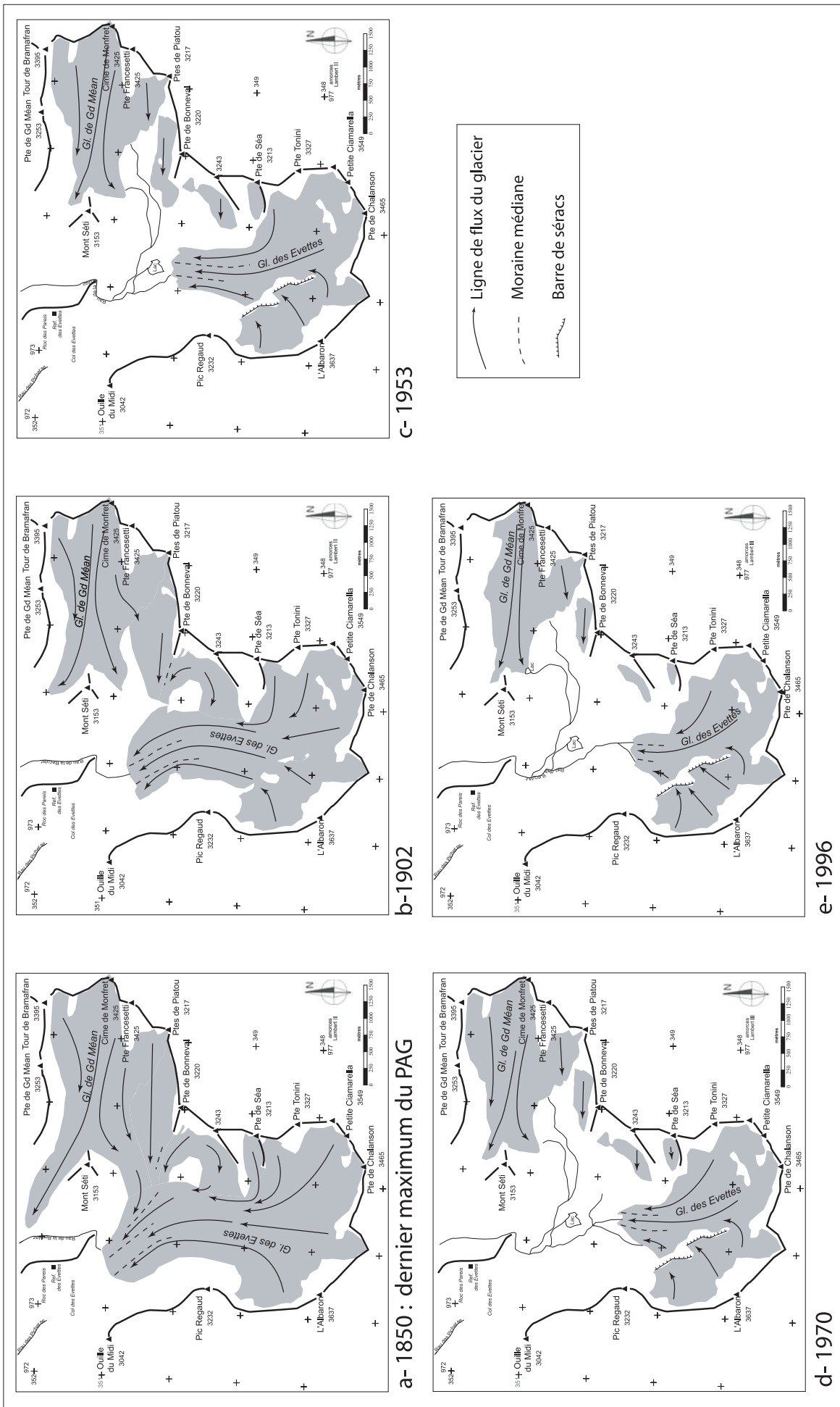


Fig. 3.4 : Modification de la dynamique glaciaire dans le Cirque des Evettes depuis la fin du PAG

La « fenêtre » rocheuse en rive gauche explique la présence de la moraine médiane occidentale. La même configuration se retrouve en rive droite avec le secteur rocheux sous la Petite Ciamarella. Le glacier de Bonneval est toujours confluent avec le flux principal des Evettes, créant un apport important de glace en rive droite.

Dans les années 1950, les petits glaciers sous la Pointe de Séa et de Bonneval sont déconnectés du flux principal (Fig. 3.4-*d*). La barrière rocheuse en rive gauche est nettement marquée, et elle forme une petite barre de séracs. Cette dernière modifie la dynamique du glacier car celui-ci se retrouve maintenant alimenté en grande quantité par des matériaux arrachés à la paroi rocheuse lors des avalanches de glace. La moitié occidentale de la langue glaciaire est de plus en plus chargée en débris morainiques par rapport à la moitié orientale. À la faveur du recul, le glacier libère une dépression remplie d'eau, donnant ainsi naissance au lac des Evettes, certainement au cours des étés 1940 et 1941. De son côté, le glacier de Grand Méan évolue peu, avec un retrait modéré par rapport à ses voisins, les Evettes et le Mulinet.

Le début de la décennie 1970 est bien renseigné par la carte Top 25 de l'IGN. La configuration des glaciers a globalement peu évolué, mais la décrue se poursuit activement (Fig. 3.4-*d*). Les lignes de flux semblent assez similaires. La modification majeure est l'individualisation du glacier sous les Pointes de Piatou, que nous baptisons du même nom dans le cadre de cette étude. Ce dernier a abandonné une lentille de glace morte dont il est possible de détecter la trace sur les clichés aériens récents, avec une dépression typique d'un volume de glace disparu. Cet événement est intervenu dans les années 1960, sans qu'aucun document cartographique ne le représente.

Les clichés de 1996 illustrent une évolution en continuité avec les situations précédentes (Fig. 3.4-*e*). Le recul des surfaces est toujours actif sur le glacier principal des Evettes et sur ses satellites. En revanche, le glacier de Grand Méan n'est pas beaucoup affecté dans ce contexte de décrue généralisée. La rive gauche des Evettes est toujours de plus en plus couverte de débris, en concordance avec une barre de séracs active en amont.

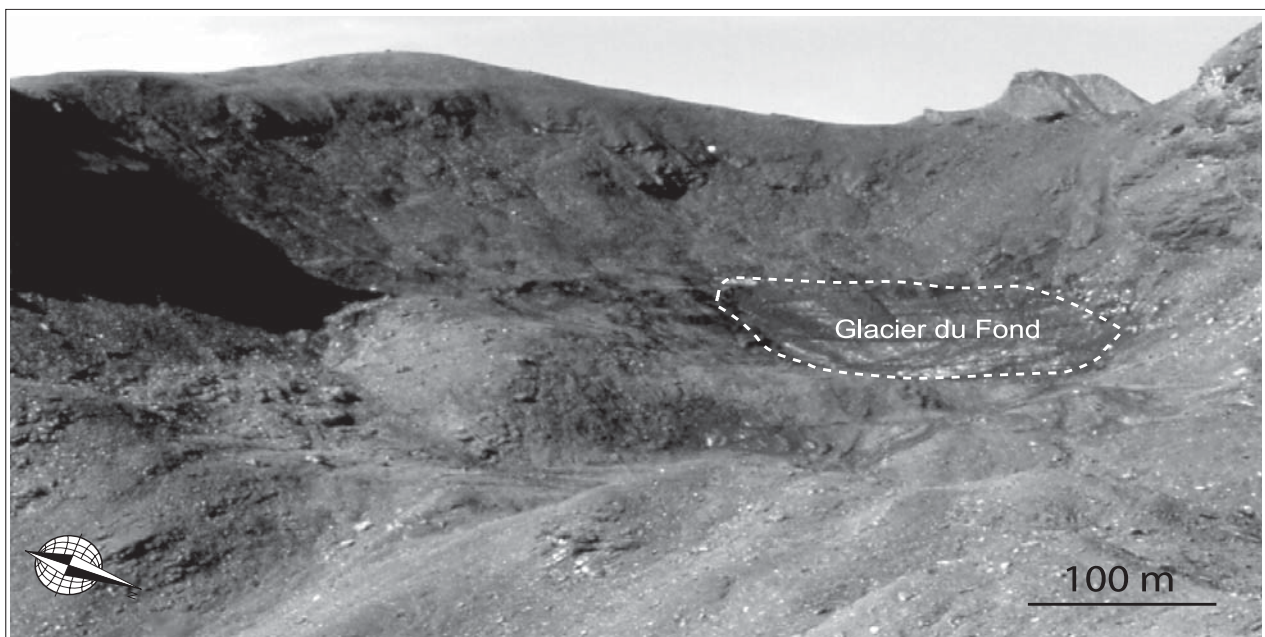


Photo 3.6 : Le glacier du Fond.

Le colluvionnement du till à l'amont du glacier tend à fossiliser la glace.

Photo : S. Jobard, septembre 2003.

La position du front recule encore fortement entre 1970 et 1996, avec des vitesses comparables à la moyenne depuis la fin du PAG.

La situation en 2000 n'est pas représentée sur la *Figure 3.4* car elle est très proche de la configuration des glaciers en 1996, avec des extensions et des flux similaires.

1.3- Le glacier du Fond : le passage d'un seuil dynamique

Pendant les années 1990, le glacier du Fond traverse un seuil dans les interactions atmosphère - glacier, avec un processus de couverture par des matériaux provenant de l'amont du glacier, souvent déplacé par colluvionnement de till. La surface du glacier est alors invisible dans le versant, bloquant toute ablation. Cette situation a été observée en 2003 sur le glacier du Fond (*Photo 3.6*). Ce dernier n'est plus actif en 2003 et il entre dans la catégorie « glace morte », devenant un paléo-glacier. Les conditions caniculaires n'atteignaient que difficilement la surface de glace, protégée en grande partie par une strate



Photo 3.7 : Dirt-cônes sur le glacier du Fond.
La couverture de débris morainiques sert de support à la cristallisation de la solution chargée en sulfates circulant à l'interface avec la glace.
Photo : S. Jobard, septembre 2003.



Photo 3.8: Cristaux de gypse sur le glacier du fond
Photo : S. Jobard, septembre 2003.

de quelques décimètres de matériaux très riches en argile. Cependant, une petite part de la glace fond tout de même et imbibe les matériaux d'eau de fusion.

Sur la surface de glace encore affleurante, des dirt-cônes (*Photo 3.7*) de quelques décimètres de haut ont été le support éphémère de cristallisation de cristaux blancs en forme d'aiguille (*Photo 3.8*). L'eau percole dans le versant et elle se charge de minéraux en solution à partir des débris morainiques colluvionnés et coule sur la surface de glace. La surface des dirt-cônes joue le rôle d'une éponge et capte une partie de ces eaux. L'évaporation très forte à cette époque concentre alors la solution ionique qui cristallise sur la pellicule de silts du cône de poussière. L'analyse aux rayons X révèle que ces cristaux sont formés de gypse. L'origine géologique de ces sulfates reste difficile à établir. Le contact tectonique du col de l'Iseran est situé à proximité mais ne passe pas dans le bassin du glacier du Fond. Il faut imaginer des fragments de gypses intégrés dans les terrains (calcshistes) encaissant l'accident tectonique. L'eau circulant dans les terrains vient ensuite contaminer les eaux de fusion de la lentille de glace morte.

2- LES ALÉAS D'ORIGINE GLACIAIRE EN HAUTE MAURIENNE

Les aléas liés aux glaciers sont rarement mentionnés en Haute Maurienne dans la littérature scientifique (A. Marnézy, 1999), même si ce constat ne signifie pas forcément qu'ils sont absents de cet espace. Une explication peut venir de la configuration des glaciers peu propice à la confrontation entre les populations de montagne et ce milieu naturel. Ainsi, la mémoire communautaire, à travers les archives et les cahiers de raison, n'évoquent pas spécialement de risques liés aux glaciers, bien faibles par rapport à d'autres phénomènes naturels violents comme les crues torrentielles ou les avalanches.

2.1- Les chutes de séracs.

Actuellement, quelques glaciers de Haute Maurienne s'inscrivent dans une problématique de chutes de séracs, notamment les glaciers de Charbonnel, du Vallonnet ou encore des Evettes. Parmi ceux-ci, c'est le glacier de Charbonnel qui pose le plus de problème en terme de risque. En effet, c'est la seule barre de séracs de Haute Maurienne (*Photo 3.9*) surplombant des enjeux potentiels : la route d'Avérole et le sentier d'accès au Vallon de la Lombarde (*Fig. 3.5*). Ces axes de passage sont régulièrement exposés à des avalanches de glace ou de «neige poudreuse»,



La situation semble avoir évoluée et l'observation attentive des clichés aériens récents des glaciers de Haute Maurienne révèle des traces de phénomènes d'aléas glaciaires au cours de la dernière décennie. Ils restent discrets dans ce bassin-versant mais ils s'expriment sous différentes formes. Au cours de ce deuxième chapitre, nous analyserons les effets de la décrue sur les quatre principaux aléas présents en Haute Maurienne : les chutes de séracs, les lacs pro et supra glaciaires et les poches d'eau intra glaciaires. Les évolutions temporelles de ces aléas sont ensuite détaillées.

en réalité de la glace finement fractionnée par la chute. Lors de tels épisodes, le nuage de l'avalanche remonte parfois assez haut sur le versant opposé. La route est normalement préservée en été car l'avalanche ne remonte pas jusqu'à un point aussi élevé.

Lors de la rupture d'une barre de séracs, il se crée souvent un phénomène de lave torrentielle lorsque le pied du versant est couvert d'éboulis. Cette configuration se retrouve sur le site du Charbonnel et menace le sentier serpentant le long du torrent

de l'Avérole, en rive gauche. Les témoins géomorphologiques de débris-flow sont nettement visibles au pied de la falaise (*Photo 3.10*).

Photo 3.9 : La barre de séracs du glacier de Charbonnel.

La hauteur maximale de la falaise de glace est de l'ordre de 100m.

Photo : S. Jobard, mai 2003.

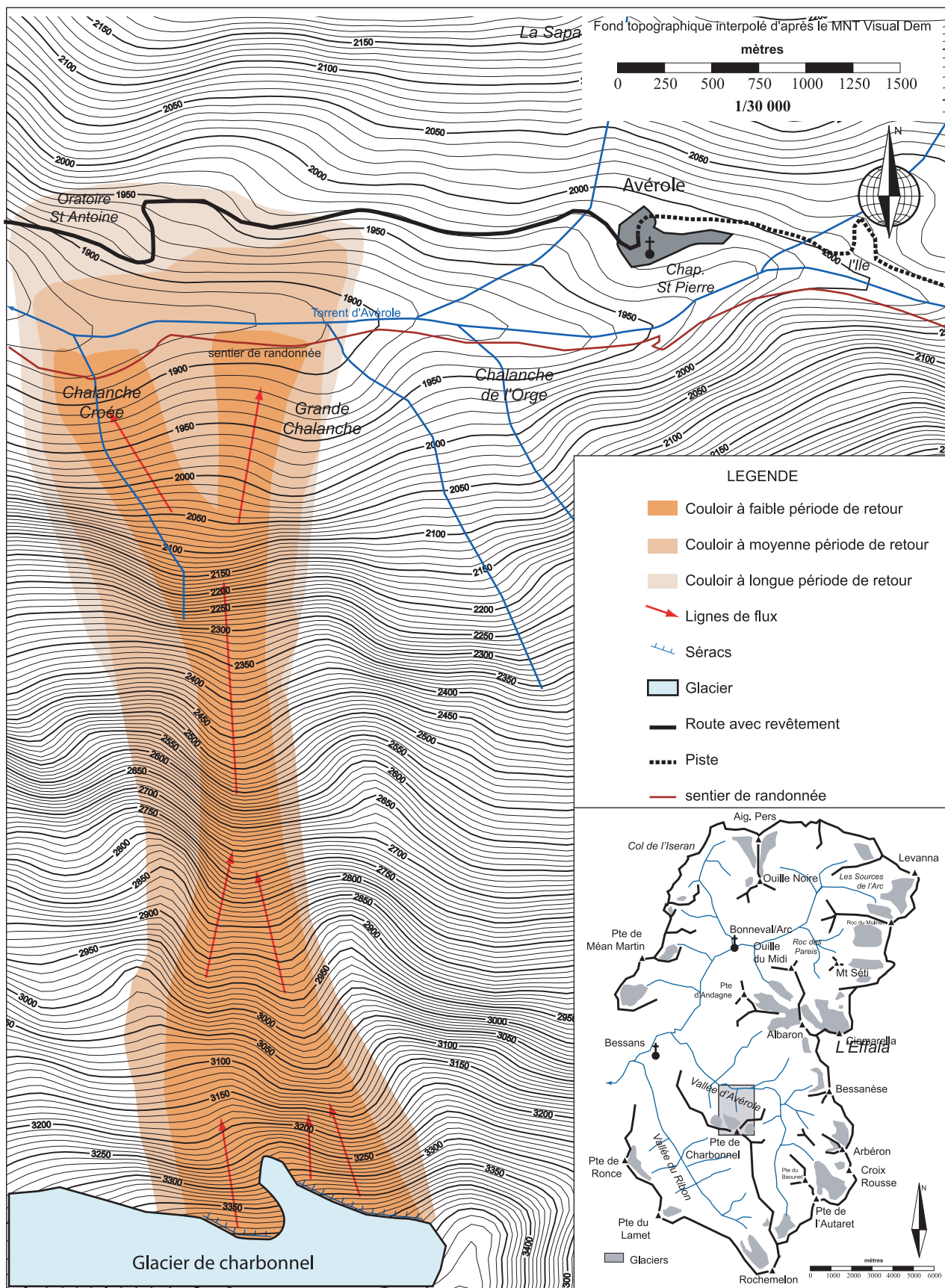


Fig. 3.5 : Extensions des avalanches induites par les chutes de séracs du glacier de Charbonnel.

Cet enjeu est donc confronté à la fois à une avalanche et à une lave torrentielle, exposant les randonneurs à ces aléas dont la prévision reste impossible.

Concernant les deux autres glaciers (Vallonnet et Evettes), le risque est beaucoup plus modéré car les enjeux à l'aval sont faibles. Le seul risque est le passage de randonneurs imprudents sous l'escarpement de glace. Cette forme de risque d'origine glaciaire est donc limitée dans l'espace du terrain d'étude. En revanche, à proximité, il existe un cas de glacier, Croce Rossa, surplombant un lac de barrage sur le versant italien de la dorsale frontalière. Ce site est suivi par l'ENEL et la Société Météorologique de Turin avec des mesures de bilan de masse et de suivi en continu des températures de la glace (L. Mercalli, 2002). Le risque est une chute de

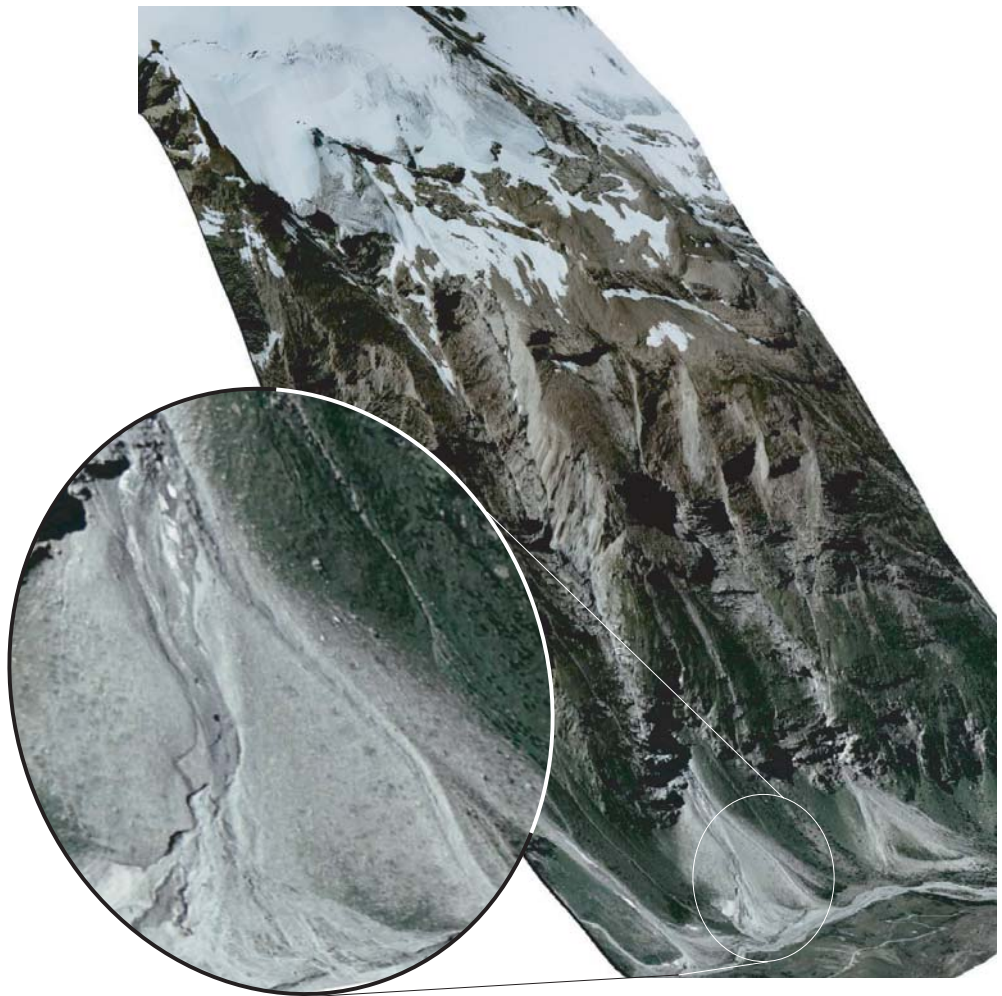


Photo 3.10: Débris-flow sous la barre de séracs du glacier de Charbonnel. Vue 3D à partir d'une orthophoto (source : IGN), drapée sur le Modèle Numérique de Terrain (Source : Visual Dem). S. Jobard, 2005.

sérac importante dans le lac, provoquant une vague suffisamment grande pour submerger le barrage hydroélectrique du Lago della Rossa. Ce site était intégré au programme de recherche européen *Glaciorisk*.

2.2- Les lacs proglaciaires et supra glaciaires.

Lors du retrait du glacier, il se forme parfois un lac entre la moraine frontale et le front du glacier. Le barrage est souvent formé par la moraine frontale, contenant bien souvent des noyaux de glace (A. Marnézy, 1990). Ces lacs proglaciaires sont des conséquences directes de la décrue post-PAG. La stabilité du barrage morainique est liée à des formations morainiques instables. L'aléa glaciaire est alors une rupture du barrage, libérant une importante masse d'eau dans la vallée.

L'observation de ce type de phénomène est peu fréquente en Haute Maurienne et il ne s'est jamais produit de crise majeure dans ce territoire avec ce type d'aléa. Seuls quelques phénomènes éphémères ont été observés, notamment sur le glacier des Sources de l'Arc et sur le glacier de Grand Méan. Pour cette raison, deux exemples extérieurs au terrain d'étude seront abordés succinctement (glacier du Grubengletscher et glacier d'Arsine) pour évoquer la gestion de crise associée à ce type de risque et les solutions apportées pour maîtriser l'aléa.

2.2.1- La formation et de développement de lacs proglaciaires en Haute Maurienne

2.2.1.1 – Le glacier des Sources de l’Arc

Ce glacier subit depuis une vingtaine d’années un recul accéléré. La marge proglaciaire actuelle est caractérisée par un plan des eaux barré par un verrou rocheux, drapé de till et surmonté d’une paléo-moraine frontale. La dépression existante entre le front et le verrou est occupée par un lac dans lequel vèle régulièrement des petits icebergs. Le barrage est formé par le verrou rocheux et assure une bonne stabilité au lac. Cependant, ce glacier illustre parfaitement la dynamique glaciaire générant les lacs proglaciaires. Le seul aléa, très modeste, prend la forme d’une chute de glace depuis la petite falaise formée par le front du glacier dans le lac. Mais il est probable que l’étendue du lac tamponnerait alors la vague, minimisant encore les effets de cet aléa.

Depuis une quinzaine d’années, le lac s’agrandit régulièrement (*Fig. 3.6*) et le volume d’eau devient de plus en plus important. Dans le même temps, la dynamique sédimentaire très active dans l’environnement glaciaire tend à combler le lac. Le résultat final prend la forme de vastes étendues planes, comme c’est le cas dans la marge proglaciaire du glacier du Baounet.

2.2.1.1 – Le glacier du Grand Méan

Le lac proglaciaire du Grand Méan s’est formé à la fin des années 1990, dans un contexte topographique similaire à celui du glacier des Sources de l’Arc. Le lac s’est logé entre le front du glacier et un point haut dans le bedrock, formant un barrage stable (*Photo 3.11*). L’aléa de vidange du lac est donc très faible. Cependant, il existe une possibilité de chute d’une lame de glace du front surplombant le lac, créant une vague submergeant le barrage. Dans un tel scénario, il peut se former une lave torrentielle à partir de l’eau expulsée du lac et des matériaux morainiques présents sur la marge proglaciaire (*Fig. 3.7*). La lave torrentielle se dirigerait

gravitairement vers le lac des Evettes, fréquenté régulièrement par les randonneurs en été. Il est difficile de quantifier les volumes mis en jeu dans un tel phénomène et son extension sur le plan des eaux des Evettes, principalement en raison des vitesses rapides d’évolution de la surface du lac au cours de la dernière décennie.

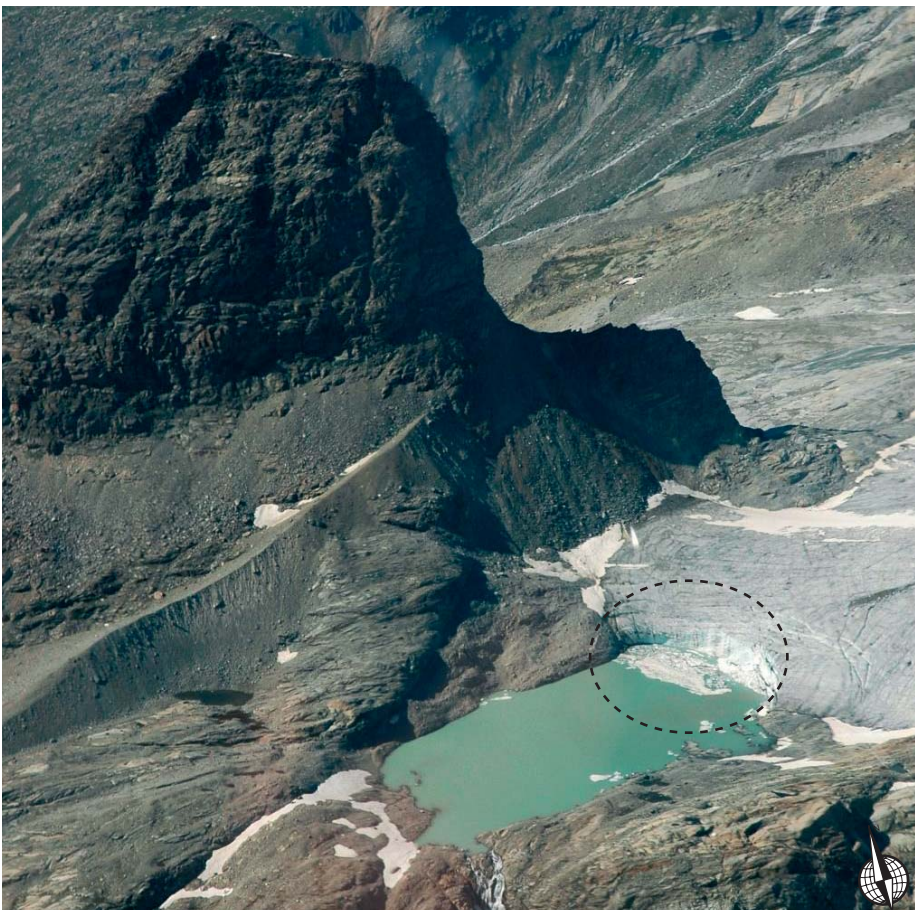


Photo 3.11 : Le lac proglaciaire de Grand Méan.

Les blocs de glaces à la surface du lac, au pied de la paroi, indiquent une récente chute de glace depuis le front.

Photo : M. Caplain, juillet 2005.

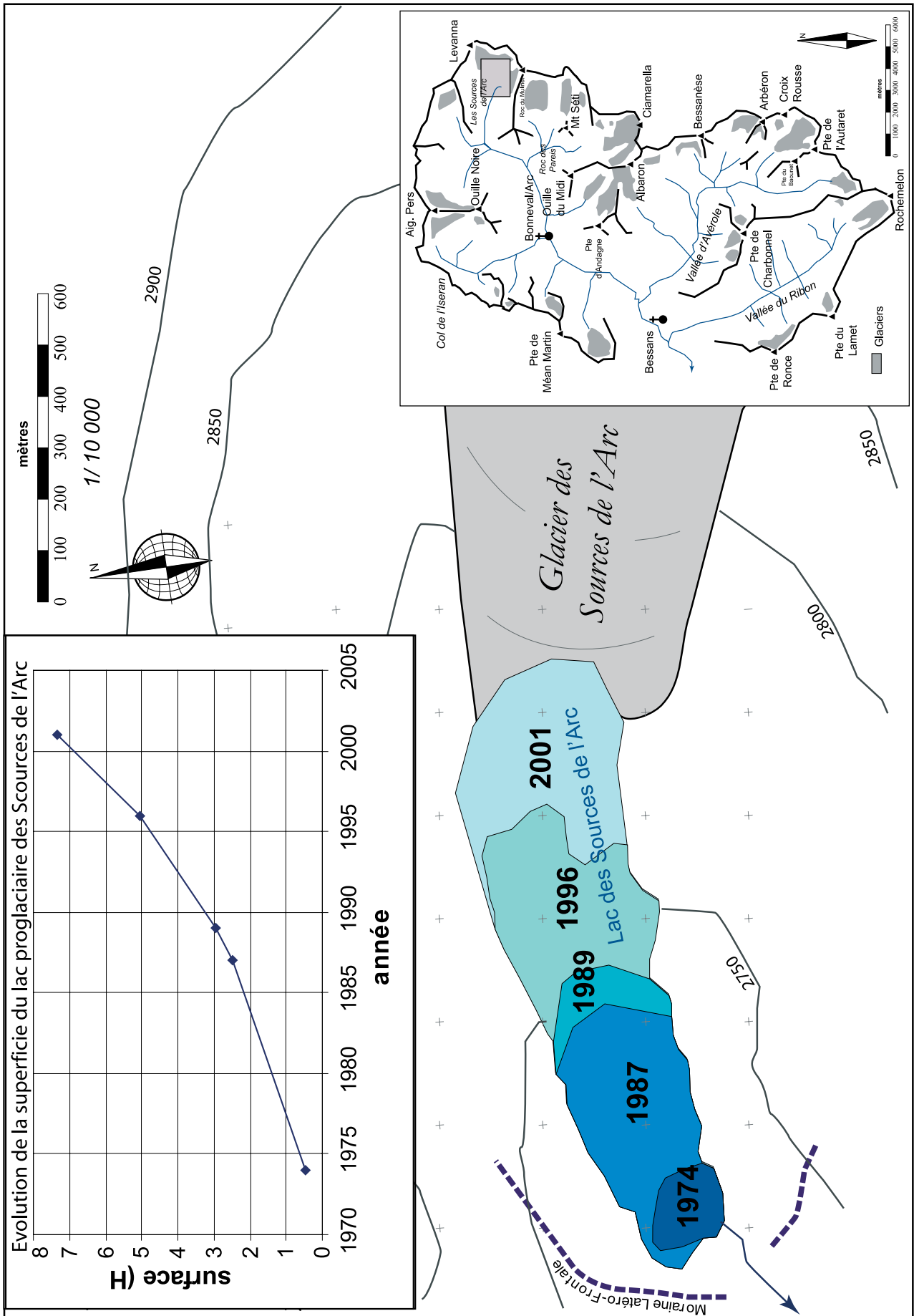


Fig. 3.6 : Évolution de la superficie du lac proglaciaire des Sources de l'Arc entre 1974 et 2001. (d'après clichés IGN et scènes Landsat)

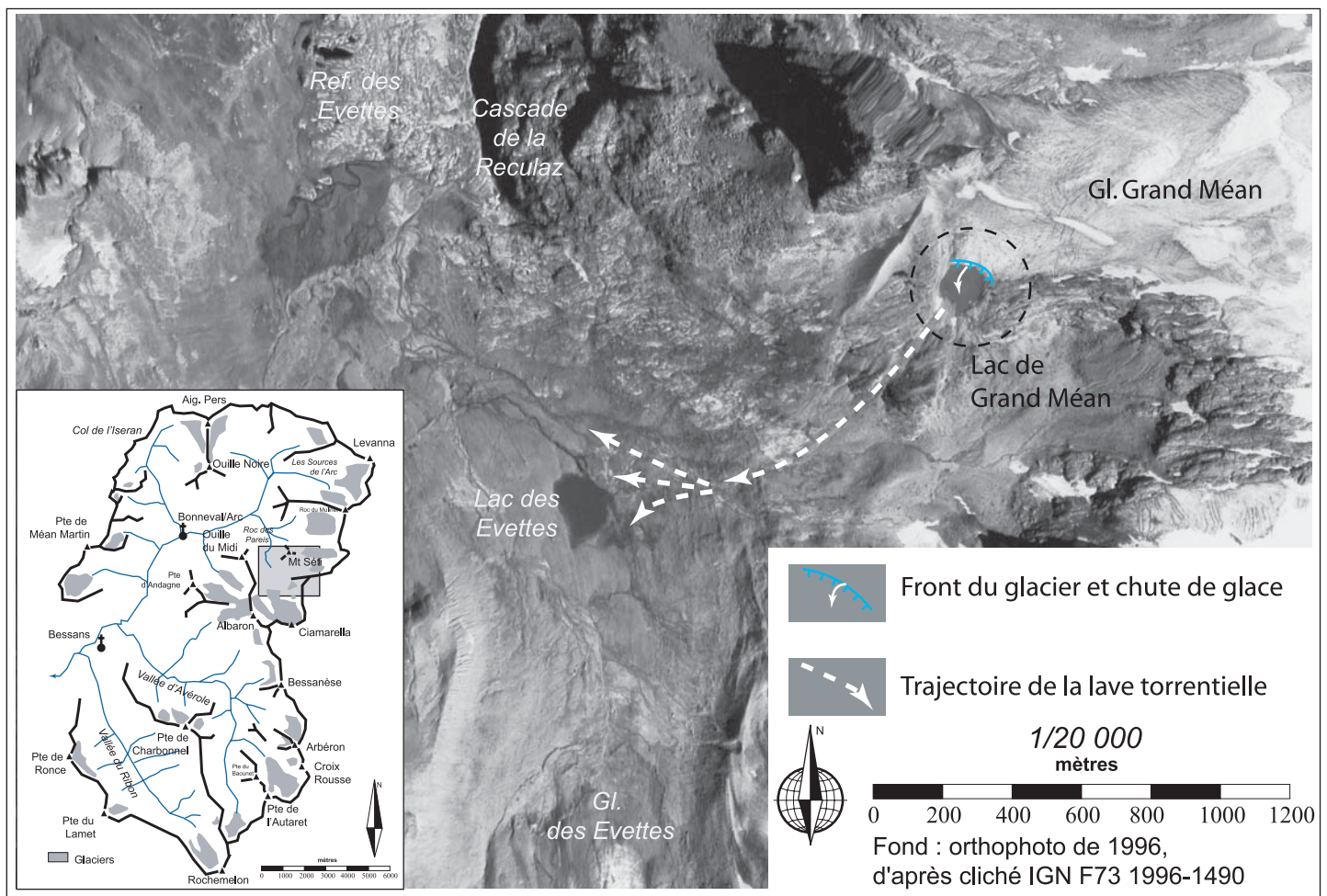


Fig. 3.7 - Effets probables d'une vidange par débordement du lac proglaciaire de Grand Méan

Pour cette raison, seules les trajectoires potentielles de lave torrentielle sont représentées sur la figure 3.7.

2.2.1- Un exemple dans le Haut Valais (Suisse)

Il existe quelques cas dans les Alpes de sites à risque stabilisés artificiellement pour prévenir une catastrophe. Les cinq lacs proglaciaires du Grubbengletscher, dans la Vallée de Saas, illustre une telle configuration en menaçant le village de Saas Balen. À la faveur de la décrue depuis le Petit Âge glaciaire, quelques lacs étagés se sont formés dans la marge proglaciaire (Fig. 3.8). Le danger principal est lié au lac le plus à l'aval, le plus volumineux, dont la moraine frontale semblait particulièrement fragile. De plus,

il existe un risque de rupture de la moraine fermant le lac le plus à l'amont, ce qui induirait un effet « domino » sur les autres lacs par la propagation de l'onde de crue. Celle-ci se déplacerait en passant par les lacs, augmentant ainsi sa puissance. À son arrivée dans le lac le plus à l'aval, le plus volumineux, le barrage morainique pourrait céder et créer une lave torrentielle vers le village de Saas Balen, situé au pied du versant.

Une campagne de travaux a donc été menée pour abaisser le niveau du lac en construisant un seuil en enrochement (Photo 3.12). Le but est alors de minimiser les contraintes sur le barrage morainique, pour qu'il supporte l'arrivée d'une onde de crue depuis l'amont. Des mesures géophysiques et de monitoring ont été mises en place pour suivre l'évolution des contraintes mécaniques dans les sols. Elles constituent un réseau d'alerte en cas de crise aigue sur ce site.

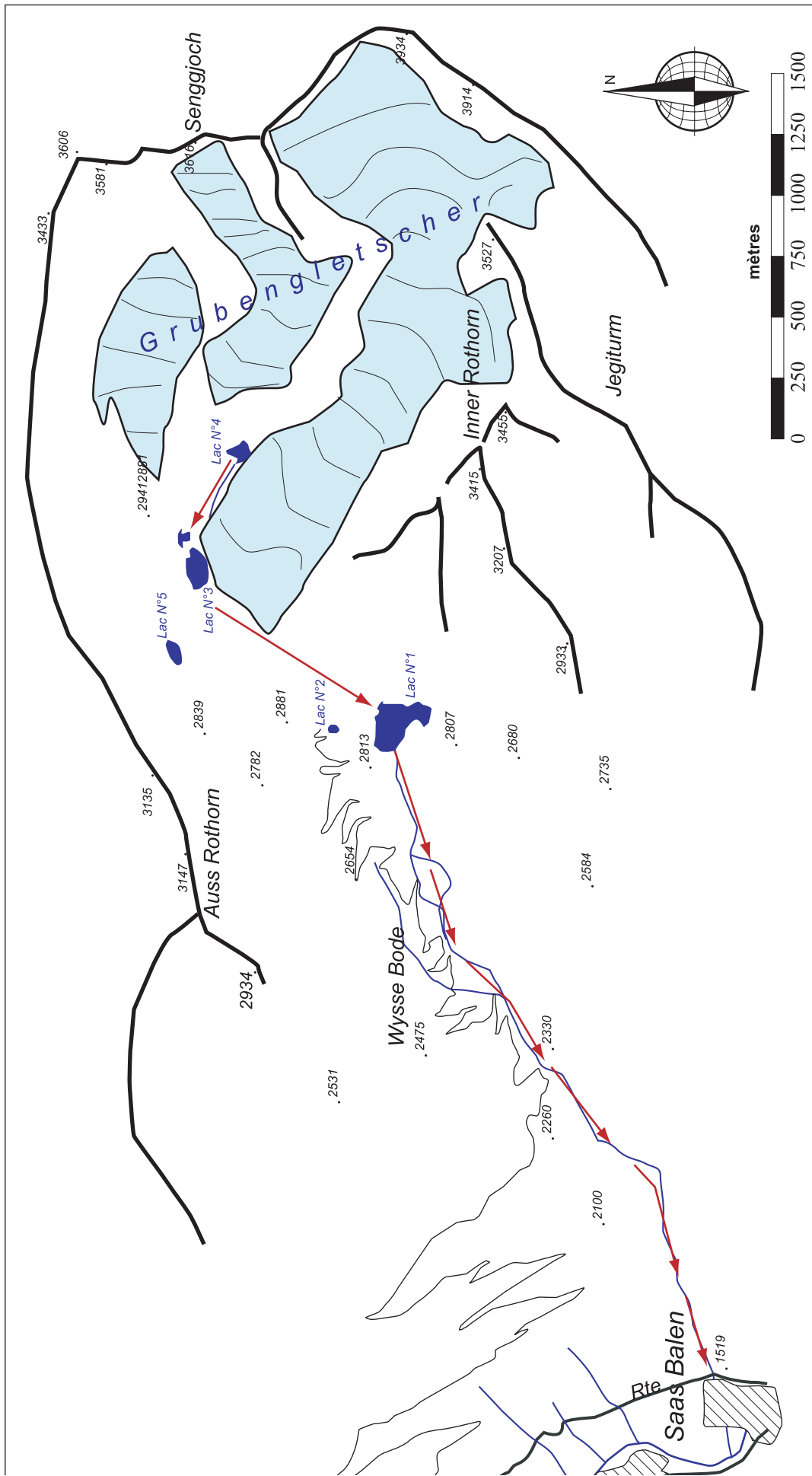


Fig. 3.8 : Un exemple en Suisse de la gestion d'un risque lié à la vidange de lacs proglaciaires. Glacier de Grubengletscher, Vallée de Saas, Valais. Représentation de l'aléa (Lacs et trajectoire de la lave torrentielle) et des enjeux dans la vallée (village de Saas Balen).

Ph. 3.12 : Lac proglaciaire du Grubengletscher.

Vue ici du lac le plus à l'aval du glacier et les travaux de génie civil pour stabiliser le niveau d'eau .

(Photo : S. Jobard, 2002)



Dans cet exemple, l'importance des enjeux a incité les autorités à maîtriser l'aléa par des travaux préventifs.

2.2.2- Le cas du Glacier d'Arsine (Oisans, France)

Le lac du glacier d'Arsine a posé le même type de problème en 1985 (M. Vallon, 1989). Au mois de juillet de cette année là, son volume atteignait 800 000 m³, avec un niveau approchant dangereusement le sommet de la moraine frontale.

Ce site a suscité des inquiétudes très vives de la part des pouvoirs publics qui ont convoqué tous les acteurs de cette crise

(RTM, DDE, Parc National des Écrins, Gendarmerie Nationale, glaciologues). Le préfet a alors chargé les services du RTM d'étudier les solutions envisageables pour abaisser le niveau du lac, avec notamment un pompage du lac.

Une campagne de travaux est finalement organisée. À la fin de l'hiver, des engins de terrassement sont acheminés sur le site par une galerie EDF. Ensuite, le convoi d'engins de travaux publics est acheminé à travers les champs de neige sur une piste damée par un engin de damage de la Station de sport d'hiver de Monêtier-les-Bains. Le voyage prend des proportions épiques avec quelques avalanches de printemps perturbant la marche du convoi. Les travaux de construction du canal d'évacuation débutent le 16 mai et se terminent le 29 juin (M. Vallon, 1989).



Ph. 3.13 : Le lac proglaciaire du Glacier d'Arsine.

Le chenal visible au premier plan sert à réguler le niveau d'eau du lac.

(Photo : S. Jobard, 2004)

Ces opérations se sont chiffrées à environ 180 000 euros. Le canal de régulation de 250 mètres (*Photo 3.13*) joue encore aujourd'hui son rôle, surtout à la faveur des années caniculaires comme l'été 2003.

2.3- Les lacs supra glaciaires.

À la faveur des années très «chaudes» comme 2003 ou 2004, de nombreux lacs supra ou juxta-glaciaires apparaissent. En ce début de XXI siècle, trois lacs supra glaciaires sont recensés dans le secteur de la Haute Maurienne : Rochemelon et Croce Rossa (L. Mercalli et al., 2002, D. Cat Berro, discussions en 2004), Baounet (S. Jobard). Cependant, tous ces phénomènes restent de petite ampleur, à l'exception du lac de Rochemelon. Les enjeux à l'aval sont bien confinés et ils restent peu menacés. Deux exemples complémentaires sont développés. Le lac de Rochemelon illustre une situation de crise alors que le lac du Baounet offre une opportunité d'analyse des mécanismes de vidange.

2.3.1- Le lac de Rochemelon

2.3.1.1- La genèse du lac

Le cas du glacier de Rochemelon est particulier en raison des dimensions du lac. Il s'est formé par la fermeture d'une dépression par une congère dans la zone d'accumulation (Communication orale de M. Vallon, 2005). La date exacte de la formation de ce lac est encore incertaine, probablement dans les années 1970.

Photo 3.14 : Le lac gelé de Rochemelon
Cliché : Michel Caplain, le 26 juin 2004..



Le glacier poursuit sa décrue, favorisant un agrandissement de la surface du lac, avec un aléa totalement maîtrisé par le canal de régulation.

En effet, la carte topographique de l'IGN, levée à cette époque, ne le mentionne pas. Cette cuvette topographique, au départ entièrement sur le glacier, s'est rapidement remplie d'eau. Dans un premier temps, les volumes en jeu étaient très faibles mais ce lac a tout de même inquiété les autorités. Ce site est alors intégré au programme Glaciorisk pour assurer un suivi par des balises d'ablation, des campagnes bathymétriques et une station de monitoring (température du lac et de la glace).

2.3.1.2- La croissance du lac et la situation de crise de l'automne 2004

Le lac s'agrandit régulièrement au cours des années 1990 et la rive sud s'appuie alors sur le bedrock. Le niveau d'eau est régulé naturellement par un exutoire se déversant sur le versant italien à la faveur d'une échancrure sur la crête rocheuse (*Photo 3.14*). Sur la rive nord, le barrage de glace

diminue d'année en année en raison de l'ablation qui abaisse l'altitude de la digue de glace. Le développement de ce lac est encore difficile à expliquer car il se situe dans la zone d'accumulation du glacier, espace dans lequel les processus d'ablation sont atténués. Or, les années marquées par des été chauds comme cela s'est produit en 2003 et 2004 induisent une forte remontée de la ligne d'équilibre et se traduit par des températures favorables à l'ablation jusqu'aux altitudes du lac supra glaciaire (3200m)

La situation est restée stable jusqu'en 2004. A la fin de cet été 2004, en raison d'une ablation très forte et prolongée dans la saison, la hauteur de la digue s'est brusquement réduite en passant d'environ 1,5 mètres à 10 cm. Le lac s'est également agrandi en surface au cours de cette année. Au début du mois de septembre 2004, la situation est devenue critique (Photo 3.15), avec des risques de vidange et/ou de soulèvement du glacier par le lac (C. Vincent et al, 2005). La masse d'eau est alors théoriquement supérieure à celle du glacier.



Ph. 3.15 : Niveau d'eau devenu critique sur le col de glace du lac de Rochemelon,
Cliché : Michel Caplain, le 22 août 2004.

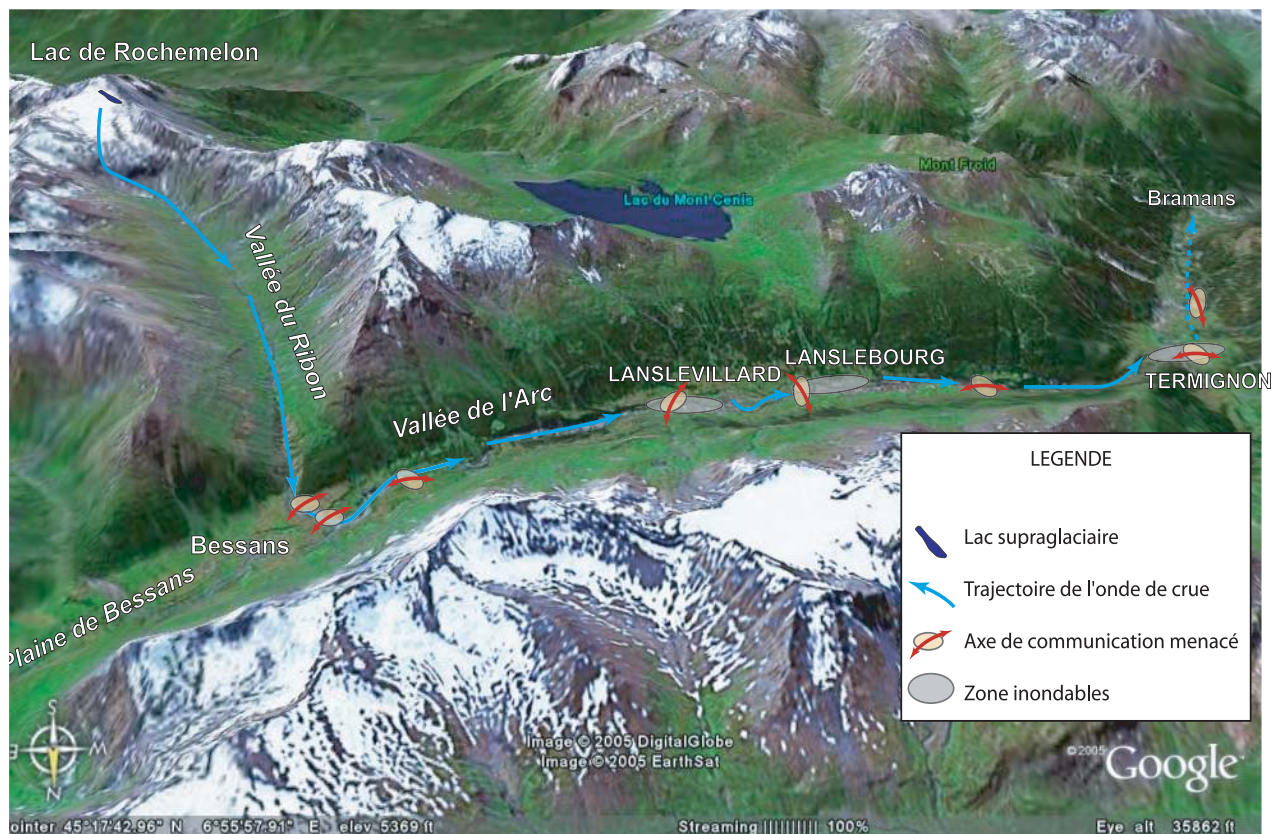


Fig. 3.9 - Scénario de vidange rapide du lac supra glaciaire de Rochemelon et les enjeux menacés dans la vallée de la Maurienne

Les autorités ont appliqué le principe de précaution en interdisant l'accès à la Vallée du Ribon et en plaçant en alerte le SDIS de la Savoie. Les simulations numériques prévoient alors un débit dans l'Arc, à la confluence avec le Ribon, de l'ordre de 900m³/s jusqu'au village de Termignon, ce qui est supérieur au débit centennal de l'Arc (*Fig. 3.9*).

Une opération de vidange artificielle du lac est engagée par un système de siphon au cours du mois d'octobre. À 3200 m, la hauteur d'aspiration est de l'ordre de 5 m, stabilisant la situation pour l'hiver 2004-2005 (*Photo 3.16*). L'abaissement du niveau du lac libère alors une vue surprenante de la rive : le barrage est formé par un empilement de strates de glace dont une partie semble plissée.

Il s'agit probablement de congères accumulées au fil des hivers, métamorphosées en glace. Ces observations confirment l'hypothèse formulée par M. Vallon d'une fermeture du lac par des congères.

Dans le même temps, nous avons mené une reconnaissance géomorphologique du vallon, notamment de la morphologie du lit du Ribon. Au cours de ce travail, l'hypothèse retenue est d'évaluer l'emprise d'une vidange d'un lac similaire qui se serait formé au cours de l'Holocène et plus particulièrement au cours du dernier millénaire.

En effet, il est probable que la configuration actuelle des glaciers est proche de la situation à l'époque du Moyen Âge (E. Le Roy Ladurie, 2004). Ce contexte est alors favorable à la formation d'un lac supra-glaciaire. Ce volume, en se libérant, aurait peut-être créé l'onde de crue tant redoutée par les autorités en 2004. Mais les résultats des investigations géomorphologiques n'ont montré aucune trace de crue majeure. Cependant, l'hypothèse d'une vidange historique est renforcée par la présence symbolique d'un monument religieux au sommet de Rochemelon, peut-être liée à ce phénomène.



Photo 3.16 : Dispositif de vidange artificiel à l'automne 2004.

Cliché : Michel Caplain, 23 octobre 2004.

En Haute Maurienne, il est courant de trouver un oratoire ou une chapelle dans un contexte de risque naturel : crues ou laves torrentielles, chutes de blocs ou avalanches. L'exemple le plus proche est la chapelle de Tierce, au sommet d'un grand couloir d'avalanche menaçant Bessans. La chapelle de Rochemelon peut-elle être interprétée comme le témoignage religieux de ce risque ? L'édification d'un tel monument signifierait-elle qu'une catastrophe s'est déjà produite ?

Pour répondre à ces questions, nous recherchons les enjeux majeurs à une époque proche du moyen âge. Le col du Mont Cenis joue un rôle primordial à cette époque. Or l'accès au col passe par un pont sur l'Arc et les simulations numériques réalisées pour le programme Glaciorisk montrent qu'il est possible que l'onde de crue soit suffisamment importante pour atteindre Lanslebourg.

Nous n'avons aucun éléments pour répondre à ces questionnements et les interrogations ne peuvent être résolues à ce jour.

2.3.1.3- La stabilisation de l'aléa

Au printemps 2005, une campagne de travaux est menée afin de maîtriser une nouvelle augmentation du niveau du lac. Le



Photo 3.17 : Excavation à l'explosif de la tranchée de vidange artificielle

Cliché : Restauration des Terrains en Montagne de la Savoie, 2005.

système de siphon est réactivé et dans le même temps une tranchée est creusée dans la glace à l'aide d'explosif (*Photos 3.17 et Fig. 3.10*). Le travail est long et minutieux car les propriétés mécaniques de la glace obligent à n'utiliser que des petites charges. Des petits forages sont percés dans la glace, dans lesquels une charge de 500g est introduite.



Photo 3.18 : Vue en coupe de la tranchée de vidange artificielle

La vidange gravitaire est déjà amorcée sur ce cliché et une bédrière verticale se creuse à la faveur de l'attaque de la glace par fusion et érosion mécanique.

Cliché : Restauration des Terrains en Montagne de la Savoie, 2005.

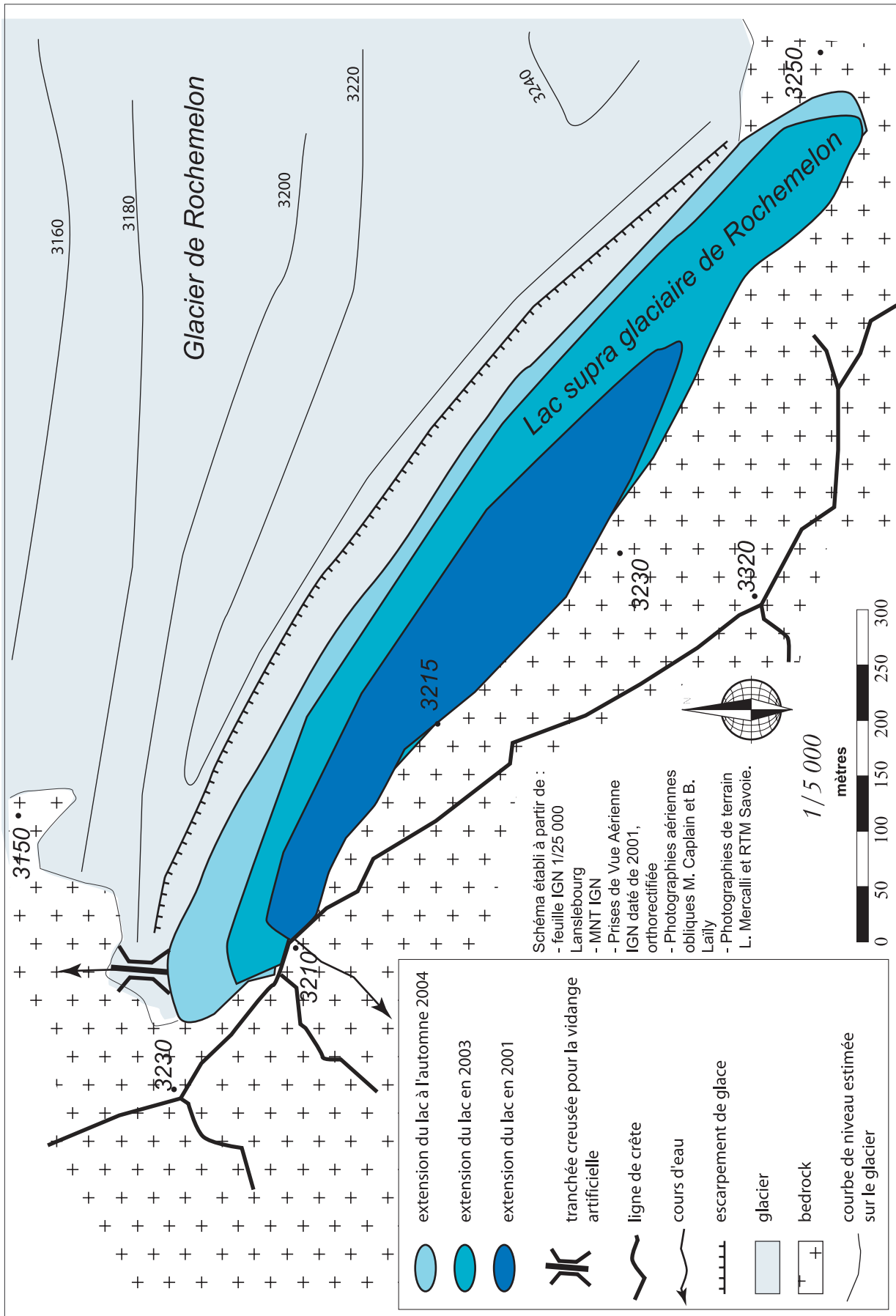


Fig. 3.10 - Schéma du lac supra glaciaire de Rochemelon.

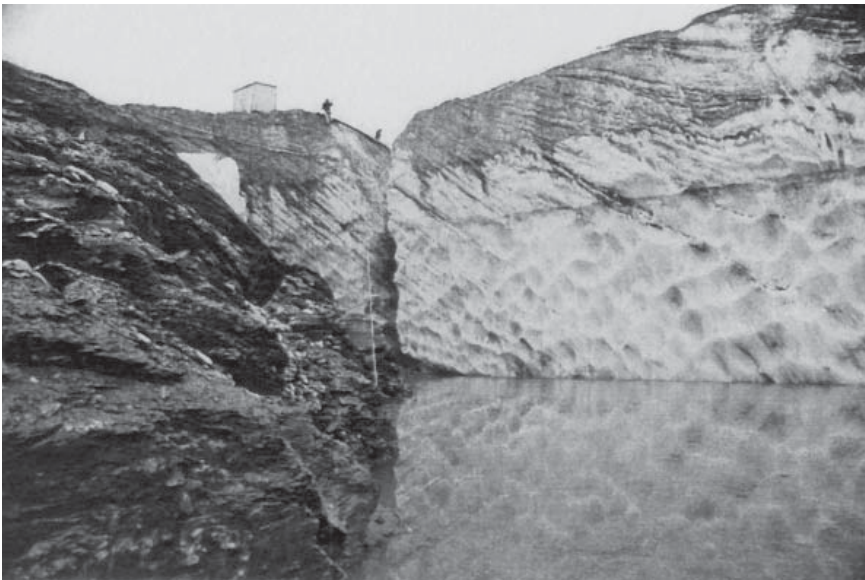


Photo 3.19 : La bédrière creusée par la vidange du lac de Rochemelon

Cliché : Restauration des Terrains en Montagne de la Savoie, 2005.

Chaque tir permet d'extraire environ 1 m³ de glace. L'objectif est d'amorcer une vidange par la tranchée, avec de faibles volumes d'eau dans le lac. Le dispositif de siphonnage est remis en place et abaissé régulièrement au cours des travaux afin de stabiliser le niveau du lac. A la suite d'un approfondissement de 10 mètres de la tranchée, les travaux deviennent de plus en plus difficiles.

La vidange gravitaire est alors engagée en laissant le niveau remonter légèrement jusqu'à la hauteur du fond de la tranchée. L'eau du lac emprunte alors ce canal le 25 août 2005. La vidange se prolonge jusqu'au 4 septembre 2005. L'eau attaque la glace par érosion thermique et mécanique (*Photo 3.18*), induisant un approfondissement du canal sur une dizaine de mètres. Cette phase de la vidange montre que les vitesses d'incision sont assez lentes et constitue à ce titre un retour d'expérience majeur dans le cas où cette situation se reproduirait sur un autre site.

Le creusement «naturel» du canal se poursuit jusqu'à la base du lac. Or, le bedrock à la verticale de la tranchée ne correspond

pas au point le plus bas du lac. La bédrière prend alors une forme singulière en suivant l'interface glace-roche selon un plan incliné (*Photo 3.19*). En fin de vidange, il ne reste qu'un volume inférieur à 30 000m³.

A la fin de l'année 2005, l'aléa est donc maîtrisé après un été de travaux impliquant de nombreux partenaires publics et privés. Les coûts, très importants, ne sont pas à l'échelle d'une commune comme Bessans et ils ont été répartis entre différentes collectivités territoriales.

Les prospectives à l'automne 2005 concernent un effet de recharge potentiel du lac au cours de l'année 2006, dans l'hypothèse où la bédrière se refermerait au cours de l'hiver. Nous évoquerons dans les prochains paragraphes un phénomène similaire sur le glacier du Baounet, avec un effet de vidange régulière qui entretient la bédrière exutoire. Il est probable qu'une telle dynamique se développera sur le lac supra glaciaire de Rochemelon, ce qui réduirait considérablement la formation d'un nouvel aléa.

2.3.2- Le lac du Baounet : le cas d'un lac de confluence

2.3.2.1- La genèse du lac et sa première vidange connue.

Le glacier du Baounet est formé par la confluence du flux principal de glace avec un affluent en rive gauche provenant de la pointe de l'Autaret. Cette configuration tend à créer une dépression topographique au niveau de la confluence, déjà visible sur la carte IGN Top 25 de Val Cenis dont les levés datent de 1974. Ce phénomène est courant sur les grands glaciers (Groenland, Alaska, Scandinavie), mais reste rare dans les Alpes. C'est un effet purement dynamique lié à l'écoulement des deux flux de glace.

Un cliché de terrain pris par M. Cerino en 1998 montre que la dépression est remplie d'eau et forme un petit lac circulaire. Une trace d'écoulement sous la neige témoigne d'un processus de vidange actif lié à un débordement du lac en raison de l'apport d'eau de fusion du névé. De plus, il apparaît clairement un niveau assez bas du lac, alors que les traces d'écoulement de la vidange sont fraîches et sub-affleurantes.

Ces traces se sont donc formées alors que le niveau du lac était plus haut, à une date proche de celle de la photo. Le lac est donc en train de se vider, en incisant la glace sous la couche de névé dont l'épaisseur est bien plus faible que l'abaissement du niveau du lac.

2.3.2.2- Observations de terrain de 2003 à 2005.

Le témoignage suivant est la photographie aérienne verticale du mois d'août 2000. Le lac est vide à cette date et la bédrière associée à la vidange est visible, trois ans après la vidange du lac de 1998. Nous n'avons pas d'information entre 1998 et 2000 et il faut attendre les observations de 2003 et 2004 pour de plus amples détails (*Photo 3.20 et Photo 3.21*). Lors de la campagne de mesure du bilan de masse de l'été 2003, nous avons observé le lac pour la première fois, sans grande attention en raison du planning chargé de ces journées de terrain. Toutefois, la profondeur de la dépression est toujours de plusieurs mètres à dizaine de mètres ! Le volume de la dépression est de l'ordre de 60 000 à 80 000 m³.

*Photo 3.20 :
Vue générale sur la
confluence Baounet
- Autaret*

Vue générale du flux de glace principal du Baounet et du flux provenant de la pointe de l'Autaret.

Photo : S. Jobard, septembre 2004.





Photo 3.21 : Vue depuis l'amont du lac du contexte topographique de la surface de glace.

Photo : S. Jobard, septembre 2004.

La bédière est toujours présente, avec un état de fraîcheur étonnant alors qu'il n'existe pas d'écoulement dans cette structure. Il se pose un problème lié à la conservation de cette forme : comment une telle morphologie a-t-elle été conservée pendant sept ans ? En effet, les taux moyens d'ablation pour ce glacier sont probablement supérieurs à 2 mètres par an, ce qui correspond à une ablation totale de plus de 15 m sur cette période. En d'autres termes, la trace de la bédière aurait dû disparaître par fusion du glacier. De plus, un canyon de 15 à 20 m de profondeur tend à se refermer par pression de la glace en quelques mois, accentuant le problème de la conservation. Il est logique que la dépression du lac soit pérenne car sa genèse est liée à la dynamique du glacier, mais la bédière n'aurait pas dû être conservée sans nouvelle vidange.

Par conséquent, deux pistes d'interprétation sont possibles : le lac s'est rechargé sans qu'il n'en existe de témoignage, ou alors la bédière exutoire est entretenue par des écoulements saisonniers. Pour répondre à cette interrogation, de nouvelles données sont nécessaires. En 2004, la bédière exutoire est visible et incise la glace jusqu'à la base du lac.

Deux ou trois décrochements sont visibles dans la paroi.

D'après des observations qualitatives, le tracé de la bédière et sa profondeur ne semblent pas avoir évolué depuis l'été 2003. Elle est toujours interrompue par trois moulins dont le plus gros est le plus proche du lac (Fig. 3.11). En 2005, nous avons réalisé un levé GPS du contour du lac, de la bédière et des moulins aboutissant à une carte de ce secteur (Fig. 3.12).

La présence de moulins indique qu'il existe toujours des écoulements entretenant des formes qui tendent à disparaître naturellement par la pression de la glace. L'agencement de ces pertes montre que le plus jeune moulin est aussi le plus proche du lac (M1) car il coupe l'écoulement de la bédière vers l'aval. Mais le moulin M3, le plus à l'aval, est encore profond de plus d'une dizaine de mètres, signe d'un écoulement récent. Il a donc été actif au cours de cette année là. Par conséquent, il faut imaginer la présence d'écoulement dans ce réseau de surface, entretenant probablement des formes héritées de la vidange de 1998.

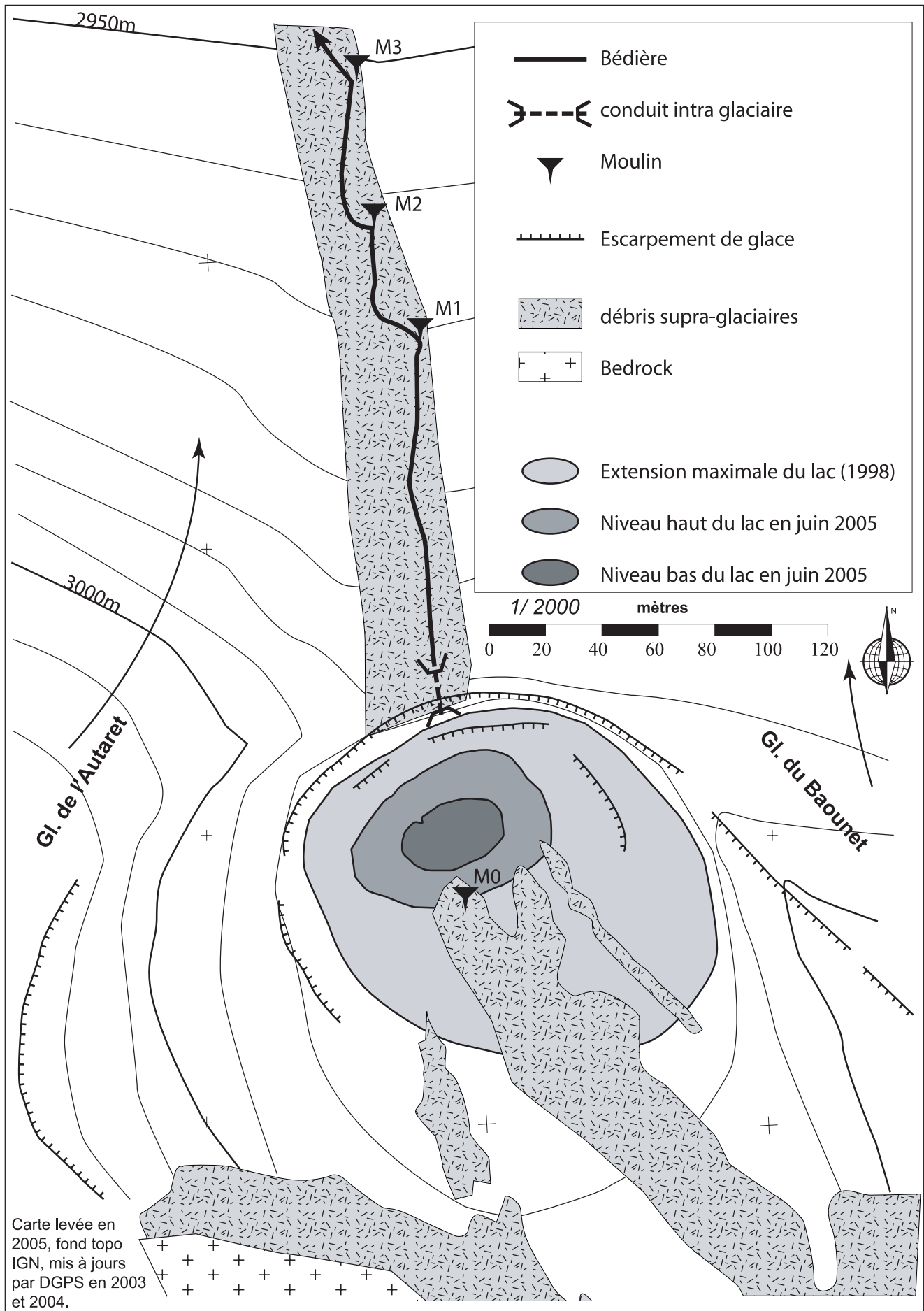


Fig. 3.11 : Le lac supraglaciaire du Baounet, de la bédrière et du système de moulins.

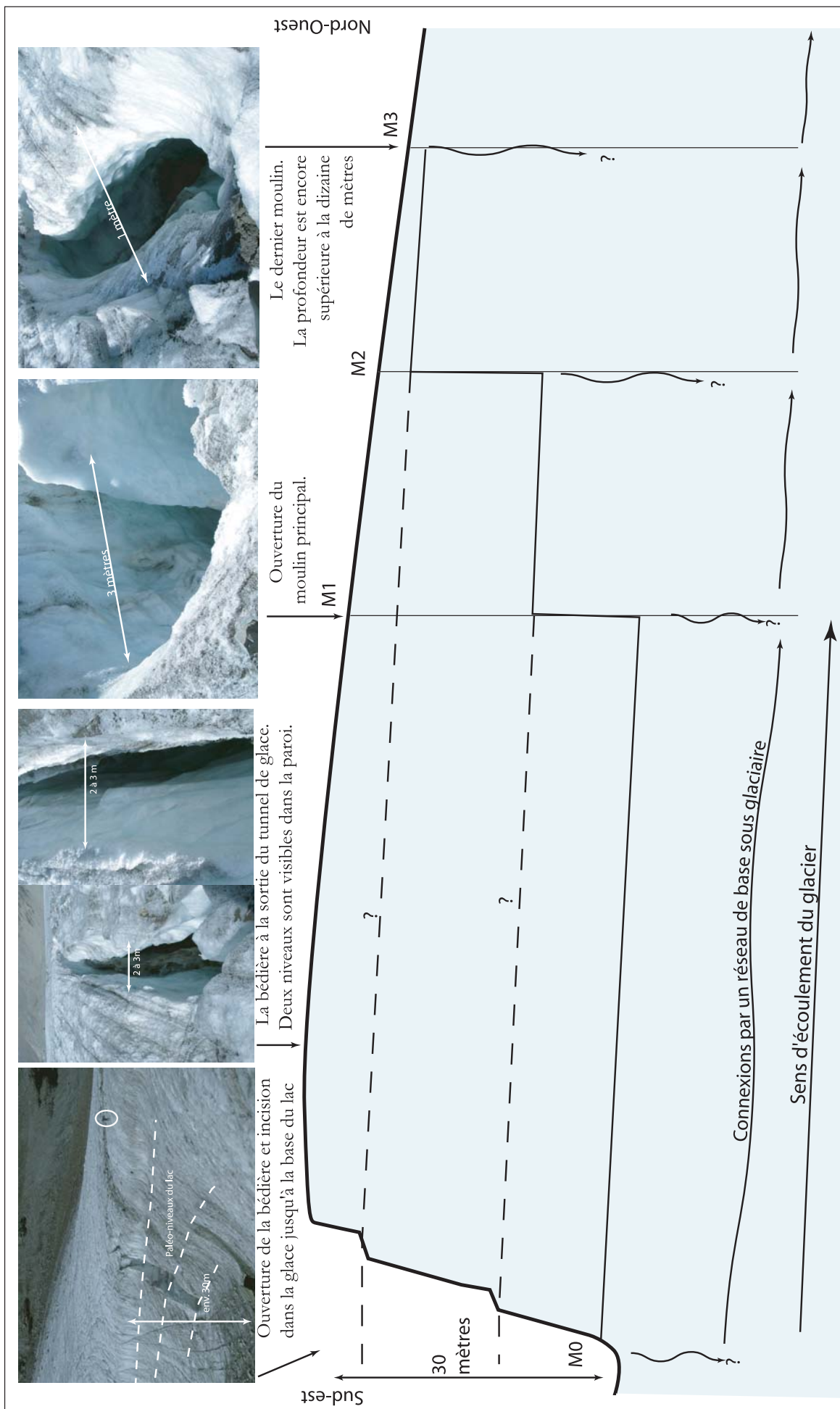


Fig. 3.12 : Proposition d'un schéma d'organisation des moulins et de la bédrière formée par la vidange du lac supraglaciaire du Baoumet. (d'après les observations de septembre 2004, photos : S. Jobard)

2.3.2.3- Les indices de la vidange du printemps 2005

- Les traces d'une onde de crue

Le 11 juin 2005, les relevés de terrain ont apporté une série d'observations sur la marge proglaciaire et la dépression topographique accueillant le lac : le torrent proglaciaire est marqué par des traces d'une onde de crue importante, formées par une élévation du niveau d'eau d'environ 1 mètre par rapport au niveau maximal observé au

cours de l'été. Les rives encore enneigées sont caractérisées par la présence de boue sur le névé, avec peu ou pas de traces d'érosion et de fusion du névé (*Photo 3.22*). Ce voile d'argile sur le névé diminue fortement son albédo, ce qui accentue sa capacité absorber le rayonnement solaire et à favoriser sa fusion. Or cette neige sale est quasiment intacte, sans traces d'ablation majeure. On peut donc en conclure que l'onde de crue est passée très récemment, c'est-à-dire quelques jours à une semaine avant la visite du 11 juin.

L'extension de ces traces de sédiments dans le névé reste concentrée dans l'axe du torrent proglaciaire, depuis l'émergence du torrent jusqu'à l'exutoire de la marge proglaciaire (*Photo 3.23*).



Ph. 3.22 : Le lit du torrent proglaciaire.

Les traces du passage de l'onde de crue issues de la vidange du lac supraglacière du glacier du Baounet au printemps 2005 sont encore visibles.
Photo : S.Jobard, 11 juin 2005.



Photo 3.23 : La marge proglaciaire et le chenal occupé par la crue.
Glacier du Baounet, 11 juin 2005. Photo : S. Jobard.



Photo 3.24 : L'émergence du torrent sous glaciaire après la crue liée à la vidange du lac Glacier du Baounet. Photo : S.Jobard, 11 juin 2005.

- Les formations sédimentaires déposées sur la marge proglaciaire

L'émissaire à sa sortie du glacier est souligné par des traces de boue (*Photo 3.24*), marquant distinctement le niveau d'eau maximum atteint par l'onde de crue. Nous notons de grandes quantités de sédiments accumulés juste à l'émergence du torrent, dont certains sont bien stratifiés avec des séquences silteuses à sableuses (*Photo 3.25*).

Le point de sortie de l'onde de crue correspond au portail glaciaire de l'été 2004, signifiant que l'eau du lac a emprunté le réseau de drainage glaciaire hérité de l'année précédente.



Photo 3.25 : Coupe d'une séquence sédimentaire silto-sableuse stratifiée. Glacier du Baounet. Photo : S.Jobard, 11 juin 2005.

Les dépôts sont typiques d'une sédimentation glacio-lacustre, et ils ne correspondent pas directement à la dynamique fluvio-glaciaire de la crue. L'extension spatiale de ces dépôts est restreinte à un petit « delta » avec l'émergence du torrent située sur l'apex. Les sédiments sont déposés pour une partie d'entre eux directement sur la glace du front du glacier (*Fig. 3.13*). Enfin, cette formation sédimentaire est positionnée quelques mètres au dessus du plan des eaux et la base des strates les plus distales se raccorde aux dépôts alluviaux du torrent proglaciaire. Une telle accumulation d'éléments indique que l'émergence du torrent sous-glaciaire est envoyée dans la marge proglaciaire lors de la vidange. Les écoulements dans ce plan d'eau ralentissent et favorise le dépôt de séquences sédimentaires glaciolacustres, formant un « micro delta » d'une trentaine de mètre de rayon étiré vers l'aval.

Le torrent proglaciaire a érodé cette formation pour retrouver le profil moyen de la marge proglaciaire. Cette incision indique que la fin de la vidange s'est produite lorsque le plan d'eau n'était plus noyé, impliquant la présence d'au moins deux phases dans la décrue.

- Le limnigraphe

Au début du printemps, le limnigraphe est habituellement noyé dans un marécage d'eau et de neige, rendant les mesures inexploitable.

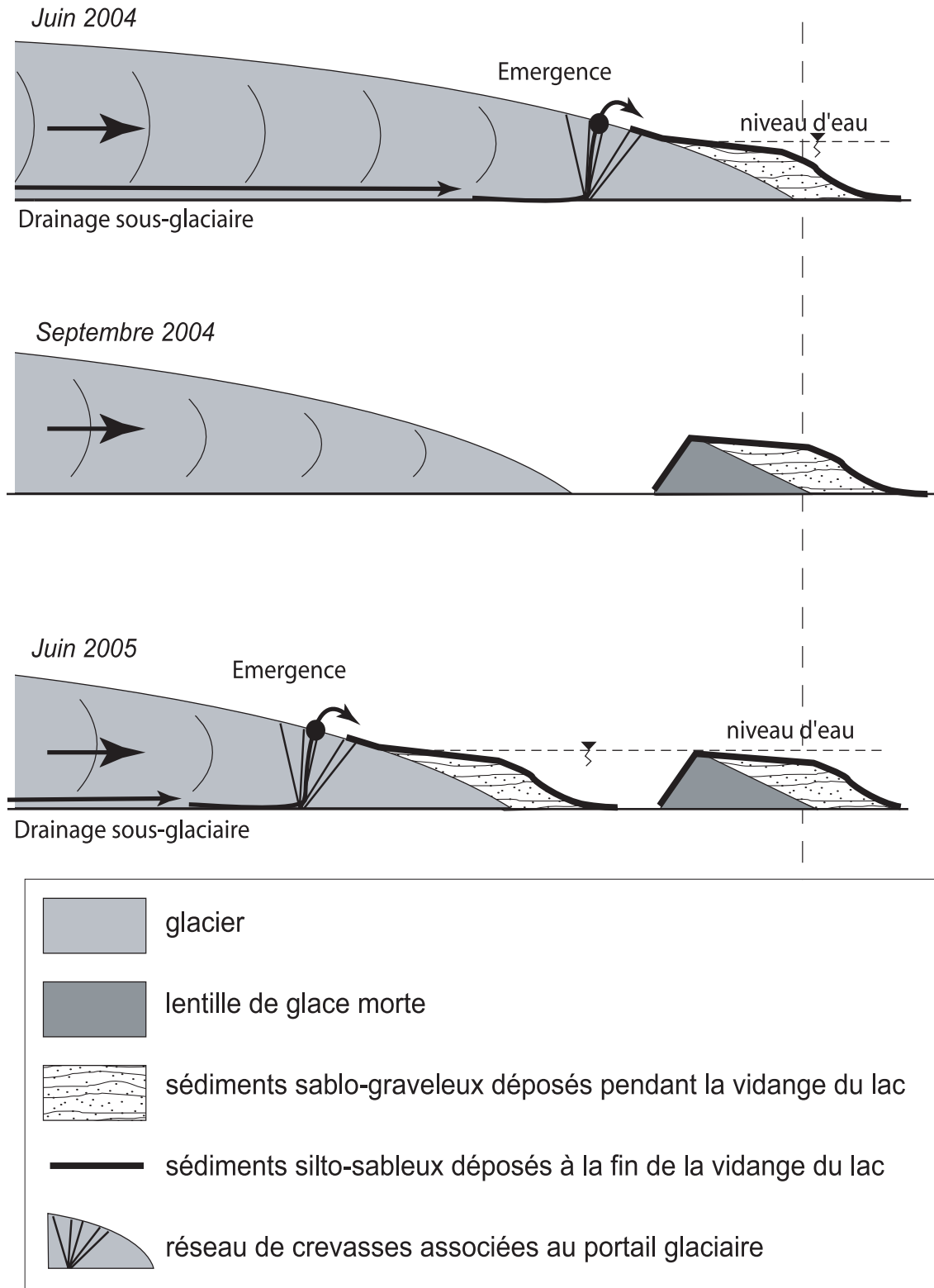


Fig. 3.13 : Les formations sédimentaires associées aux vidanges du lac supralaciaire du Baounet

Ph. 3.26 : Le lac supra glaciaire du Baounet.

Le contour du niveau haut du lac est encore bien visible. Glacier du Baounet, 11 juin 2005. Photo : S. Jobard.



Cette situation est récurrente à tous les printemps avec une marge proglaciaire entièrement couverte d'eau et de neige mélangée. Il apparaît de temps à autre des pièces d'eau libre de neige, parsemée sur le sandur. La genèse de ce phénomène est certainement liée à un effondrement du tunnel de neige couvrant le torrent à la fin de l'hiver, formant ainsi un barrage à la sortie du sandur. Puis le torrent incise ce bouchon de neige et assure la vidange de ce plan d'eau temporaire. Le niveau d'eau retrouve alors un niveau « normal » sur le limnigraphe.

En 2005, cette date correspond au 2 juin 2005 (entrée du niveau d'eau dans la gamme de mesure validée). Ensuite, les

enregistrements ne signalent pas de crue majeure jusqu'à notre visite du 11 juin 2005, indiquant ainsi que la vidange s'est produite avant le 2 juin.

- Le lac supra-glaciaire et son exutoire

Sur le glacier, lors de notre passage le 11 juin, la dépression dans la zone de confluence des flux du Baounet et de l'Autaret est remplie d'un petit lac profond d'environ 1 mètre (*Photo 3.26*).

Une trace dans le névé souligne un niveau supérieur d'environ 8 à 10 m par rapport au fond du lac. Les traces sont d'une étonnante fraîcheur, compatibles avec un abaissement du niveau daté de quelques jours. Le volume d'eau estimé à partir des données recueillies sur le terrain (levés GPS) est de l'ordre de 10 000m³.



Photo 3.27 : Ouverture du conduit de vidange du lac du Baounet.

La forme en serrure est typique de deux catégories d'écoulement, en charge puis en surface libre. Glacier du Baounet, 11 juin 2005. Photo : S. Jobard.

Le lac s'est vidé par une brèche dans le névé obturant la bédrière exutoire. L'ouverture est en forme de serrure, avec une partie sommitale quasi circulaire prolongée par une base allongée et évasée (*Photo 3.27*). Des trous dans la paroi verticale de névé suggèrent que le fond de la bédrière est rapidement libre de neige et que le névé ne remplit pas toute la bédrière : le sommet est fermé par un pont de neige et son ouverture dans le lac est comblée par une grande congère. En quelques mètres vers l'intérieur du réseau, le fond de la bédrière est libre.

La forme de la brèche dans le névé est typique d'un écoulement en charge puis à surface libre. L'analogie avec la morphologie karstique s'applique ici très bien avec cette forme de conduit. En effet, tant que le conduit est en charge, l'érosion des parois est uniforme sur toutes les surfaces, aboutissant à une forme cylindrique. Lorsque l'écoulement est à surface libre, c'est-à-dire qu'il existe une partie non noyée, l'érosion devient préférentielle vers la base du conduit, induisant une forme allongée vers le bas. Il se pose alors un problème : comment expliquer une mise en charge de l'exutoire ?

2.3.2.3- Une reconstitution de la vidange du printemps 2005

- La recharge

Les moulins se referment au cours de l'hiver, par étranglement du conduit par la pression de la glace et/ou le mouvement du glacier. Les petits moulins, notamment celui localisé au fond du lac, M0, est alors fermé et autorise le remplissage du lac (*Fig. 3.13*). Les plus gros moulins peuvent cependant rester ouverts ainsi que les conduits sous-glaciaires majeurs, laissant libres les écoulements vers le front. Une congère verticale obture la bédrière au niveau de son ouverture vers le lac. Or cette dernière est orientée vers le sud, directement soumise au cycle dégel-regel au printemps.

Il est probable qu'une croûte de regel se soit formée au cours du mois de mai

sur la paroi de la congère, créant un voile imperméable sur sa face externe. La masse du névé vers l'aval forme une sorte de « barrage-poids ».

Le barrage dans la bédrière permet alors la mise en eau du lac au fur et à mesure de la fusion du névé dans la zone amont du glacier. L'eau percole alors dans le névé et circule à l'interface neige – glace. Sa température à l'arrivée dans le lac est donc de 0 °C, sans aucun pouvoir d'attaque thermique des parois de glace du lac et du barrage dans la bédrière.

- La rupture

La montée du niveau d'eau induit une pression hydrostatique de plus en plus forte sur le barrage, le déstabilisant de plus en plus. Le passage d'un seuil de stabilité conduit à une rupture du barrage, probablement à la faveur d'un point de faiblesse dans le mur de neige gelée (*Fig. 3.14*). L'eau s'engouffre alors dans le conduit et agrandit ses dimensions. Le niveau de l'eau baisse alors rapidement et passe sous le niveau du conduit. L'eau érode alors facilement le barrage jusqu'à la base du lac créant une forme de serrure à l'ouverture du conduit. Le temps de vidange est très rapide, de l'ordre de quelques dizaines de minutes. L'eau s'écoule dans le réseau hérité de l'été précédent et rejoint le front du glacier (*Fig. 3.15*).

- L'écoulement de l'onde de crue

Les étés 2003 et 2004 ont été marqués par une ablation très forte et d'intenses écoulements supra et intraglaciaires.

Nous supposons qu'au printemps 2005, les réseaux intraglaciaires sont encore largement ouverts, seuls les petits conduits ont été rompus par le mouvement du glacier. L'onde de crue peut donc s'écouler facilement dans le glacier et atteindre le portail Est, avec des temps de transfert vers le front très rapides. Il est probable que l'émergence soit artésienne dans la première partie de la vidange, à la faveur d'une mise en charge du réseau de conduits intra et sous glaciaire.

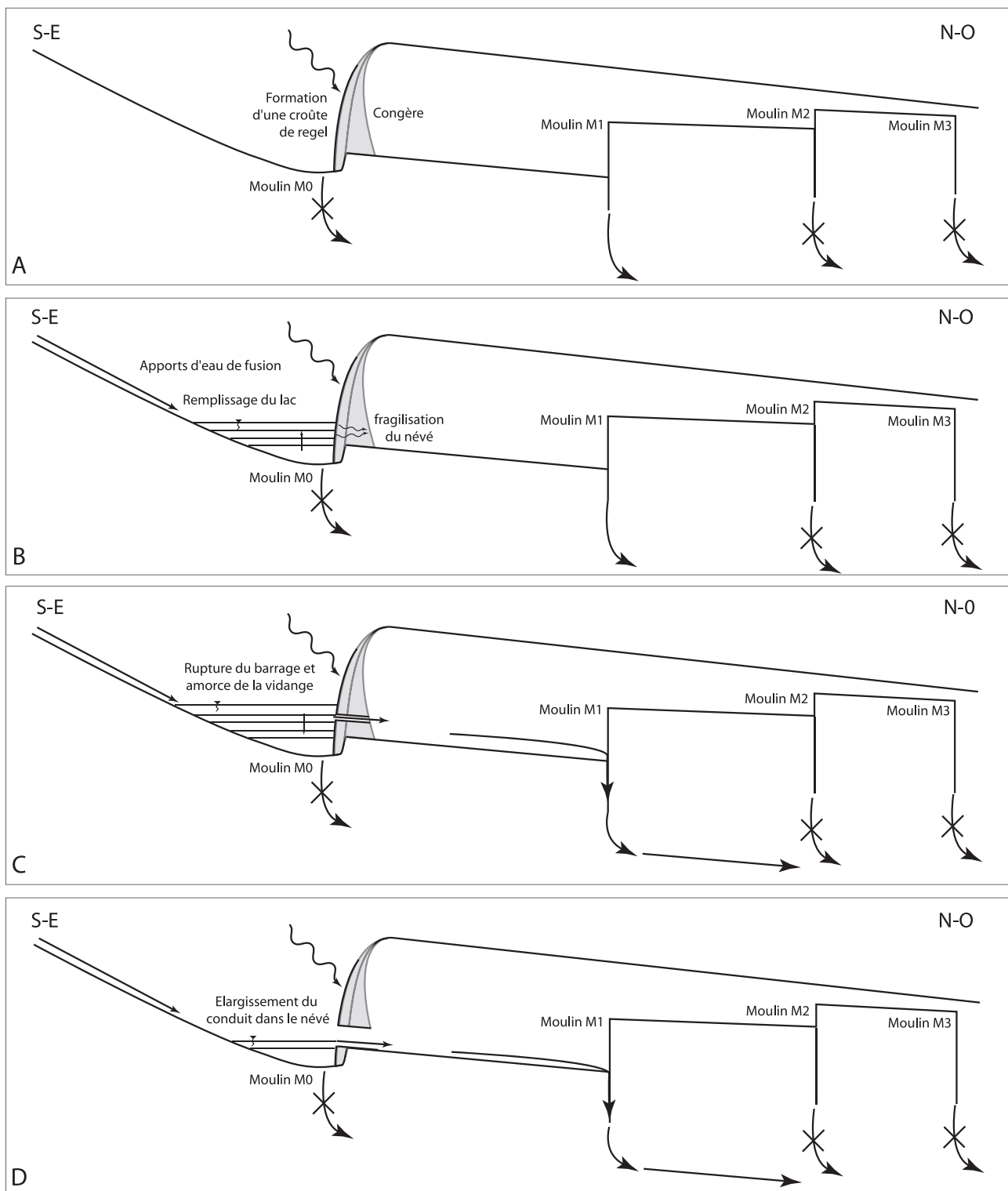


Fig. 3.14 : Séquences schématiques de la vidange du lac du Baounet en juin 2005.

Les écoulements dans le glacier sont associés à une remobilisation des sédiments présents dans le réseau glaciaire. Ceux-ci se déposent au niveau de l'émergence du torrent sous glaciaire et prennent la forme de dépôts glacio-lacustres deltaïques. Le plan d'eau est formé d'un mélange d'eau et de neige caractérisé par une forte viscosité. L'eau

provenant de la vidange ne se mélange pas ou peu avec l'association d'eau et de neige, prenant une direction préférentielle vers l'exutoire du sandur.

L'apport soudain de grande quantité d'eau provoque la rupture du barrage de neige à l'aval. L'arrivée de la crue à la sortie du plan

des eaux est alors associée à une augmentation de l'épaisseur de la lame d'eau, en raison du rétrécissement du chenal. À la hauteur de la station de mesure automatique, à 500 mètres du front, le niveau d'eau est supérieur à 1,5 mètres et atteint le pied du mât de la station situé en plan à une dizaine de mètres du lit. Vers l'aval, l'eau s'écoule en creusant un chenal dans le névé couvrant le torrent. L'agression thermique sur le névé peut être considérée comme négligeable, l'eau provenant du lac est à température très proche de 0 °C. L'érosion du névé est donc purement mécanique. Le

matériau « névé » possède des propriétés proche d'un sable induré.

L'onde de crue s'écoule ensuite le long du chenal et submerge les ponts de neige encore présents vers l'aval.

De petits phénomènes d'embâcle se sont alors probablement produits. La durée de ce phénomène est probablement assez brève, de l'ordre de quelques heures. Puis le débit retrouve un régime normal avec une montée en crue journalière liée à la fusion nivale.

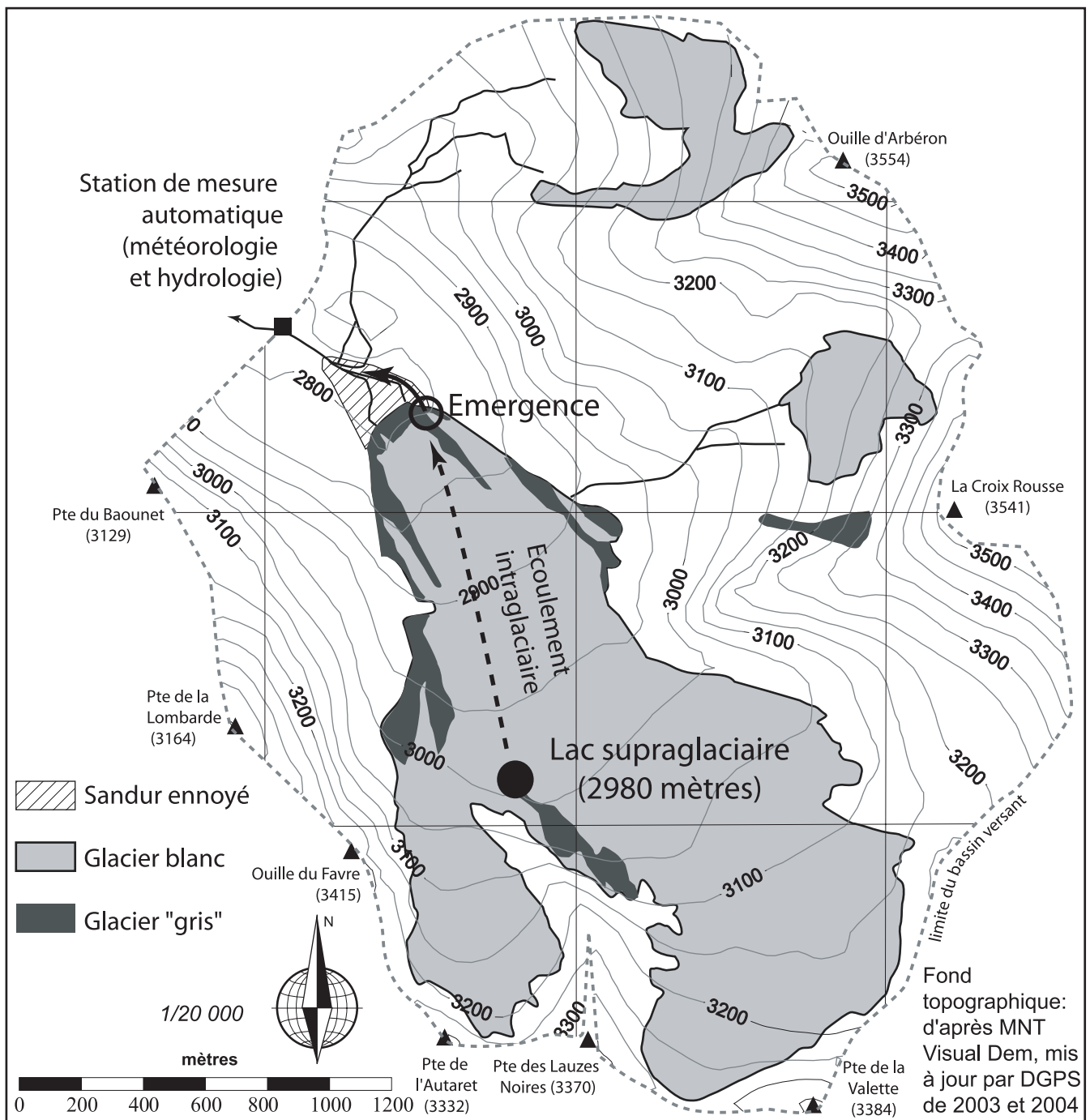


Fig. 3.15 : Carte de la vidange du lac supra glaciaire du lac du Baounet en 2005.

L'événement se produit probablement chaque année de manière à entretenir un ensemble de formes héritées de la vidange de 1998. Les visites de terrain des autres années ne correspondent pas à cette période. Les vidanges ont donc pu se produire sans qu'il n'en existe de témoignage. Les traces de vidanges relevés sur le glacier du Baounet, notamment l'incision profonde d'une bédrière, concordent avec les observations provenant du glacier de Croce Rossa sur lequel un petit lac s'est vidangé à la fin de l'année 2003 (D. Cat Berro et L. Mercalli, discussions en 2004). Par ailleurs, des formations sédimentaires similaires aux dépôts décrits lors de cette vidange de 2005 ont été observées à l'aval du front actuel. Ils témoignent probablement d'autres vidanges du lac dans les années précédentes, entre 2000 et 2005. Deux groupes de formations ont ainsi été identifiés probablement associés aux printemps 2003 et 2004.

Ces observations et reconstitutions sont de précieux indices pour évaluer les effets d'une vidange de ce type de lac. Une transposition est possible avec le glacier de Rochemelon et les effets d'une vidange naturelle. Si ce schéma s'appliquait sur ce glacier, il est probable que la bédrière formée s'inciserait très vite, jusqu'à la base du lac. Puis au fur et à mesure de la vidange, le canal s'élargit laissant passer de plus en plus de débit. Il ne se forme alors pas de grande vague destructrice, simplement une forte onde de crue, s'étalant sur quelques jours. Le second aspect est le phénomène de mémoire sur la bédrière mis en évidence sur le lac du Baounet. Il est probable qu'une telle dynamique s'installe sur le glacier de Rochemelon, avec une pérennisation naturelle de la tranchée artificielle creusée en 2005. La fusion du névé en début d'été libèrerait suffisamment d'eau pour réactiver les écoulements dans la tranchée et assurer ainsi un chenal de drainage du lac.

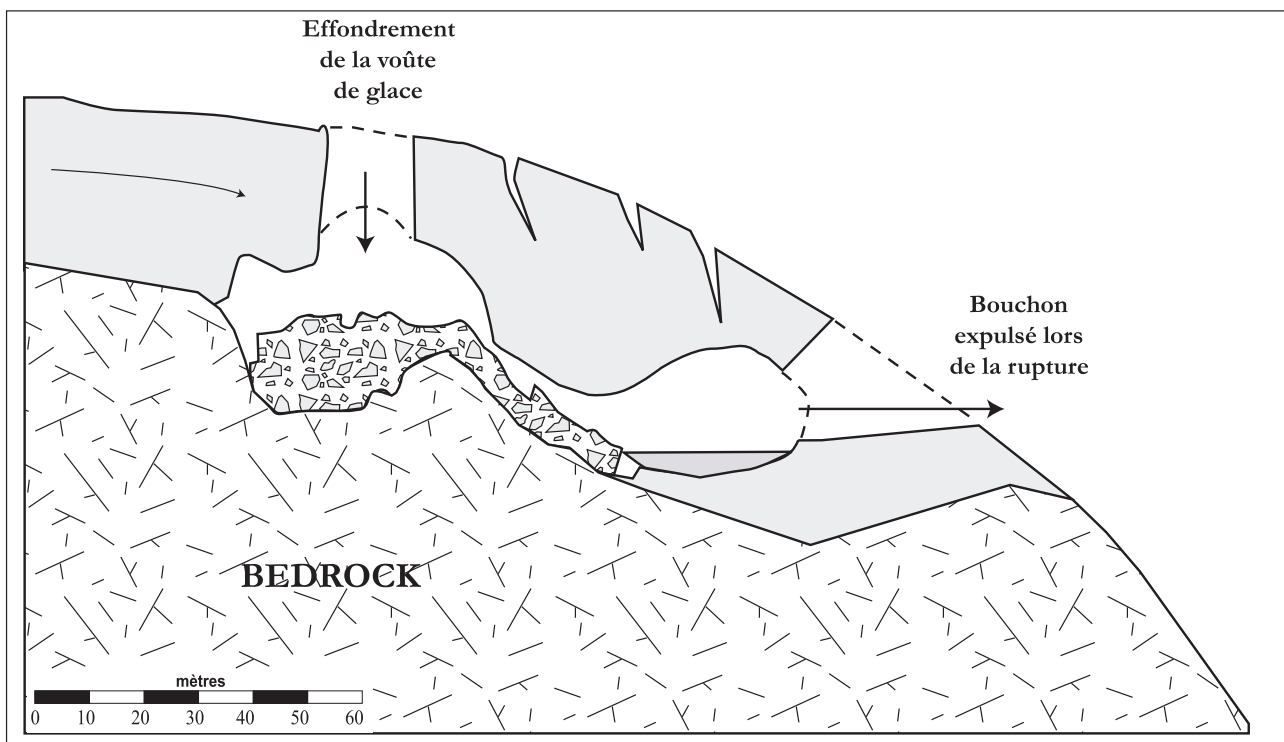


Fig. 3.16 : Mécanisme général de rupture d'une poche d'eau (d'après Buisson et al., 1999)

2.4- Les poches d'eau intraglacières

Le phénomène est connu depuis de nombreuses années, notamment suite à la catastrophe à St Gervais (Haute Savoie) du glacier de Tête Rousse au cours de laquelle la lave torrentielle a causé de nombreuses victimes. Sur certains sites, ce phénomène (également appelé « Tine ») est récurrent, comme par exemple sur le glacier du Trient. La formation de ces poches d'eau reste encore bien mystérieuse et leur localisation difficile. Seule une observation a posteriori est facile avec des traces caractéristiques : trou béant bien circulaire dans le glacier et un portail associé à l'aval. Le phénomène se déclenche lorsque le plafond de la poche d'eau s'effondre, propulsant l'eau vers le front par effet de piston (Fig. 3.16). Les dégâts à l'aval sont généralement provoqués par la lave torrentielle associée.

Un tel phénomène a été observé sur le glacier de l'Ouille Noire (A. Marnézy, 1999). Sur ce site, les traces morphologiques du phénomène ont été observées. Les effets de la lave torrentielle ont été significatifs, avec

un ravinement des éboulis et des dégâts par engravement dans les alpages à l'aval. Deux autres cas ont été recensés au cours de la dernière décennie : le glaciers des Sources de l'Arc (1996) et le Vallonnet Inférieur (2005). Ces deux exemples n'ont pas menacé de véritables enjeux. Par ailleurs, nous pouvons nous interroger sur l'existence de liens entre l'apparition de ce type d'aléa et le phénomène de décrue post-PAG ?

2.4.1- Le glacier des Sources de l'Arc.

La signature d'un phénomène de poche d'eau intraglacière a été détectée sur le glacier des Sources de l'Arc à l'aide de photographies aériennes de l'IGN. Sur le cliché de 1996, une trace typique de la vidange d'un volume intraglacière est visible sur le glacier, à quelques centaines de mètres du front. La dépression de la poche d'eau vidée et le portail à l'aval apparaissent clairement sur ce document (Photo 3.28).

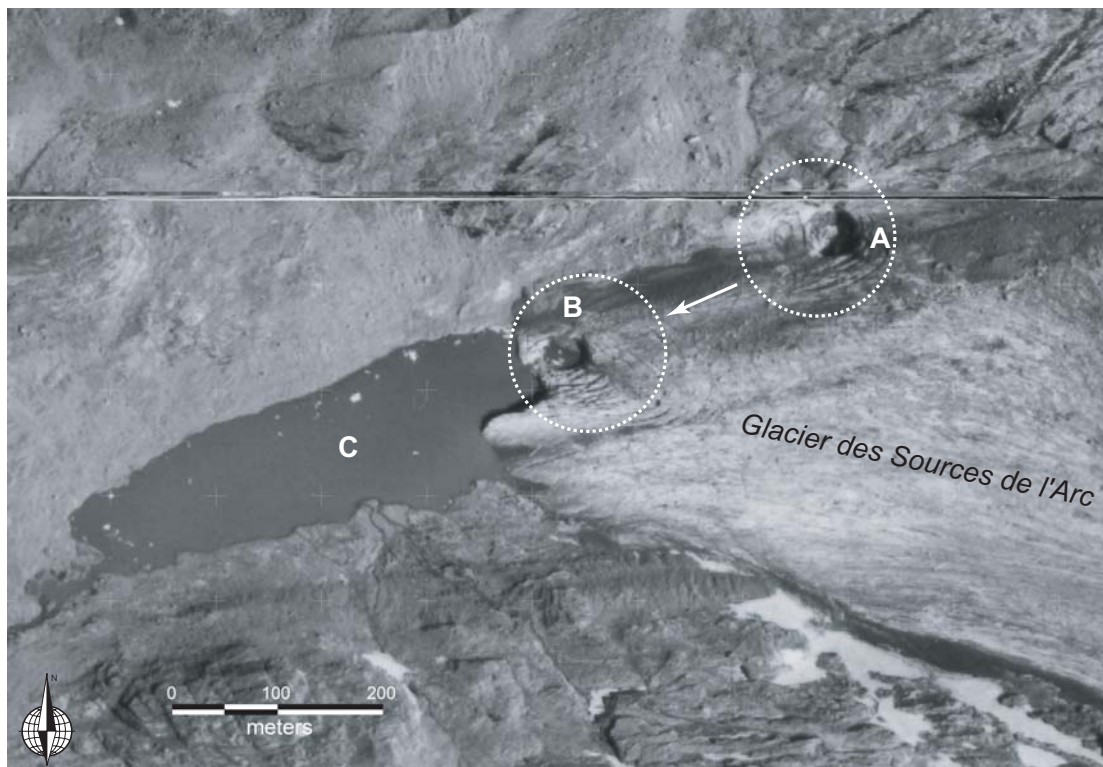
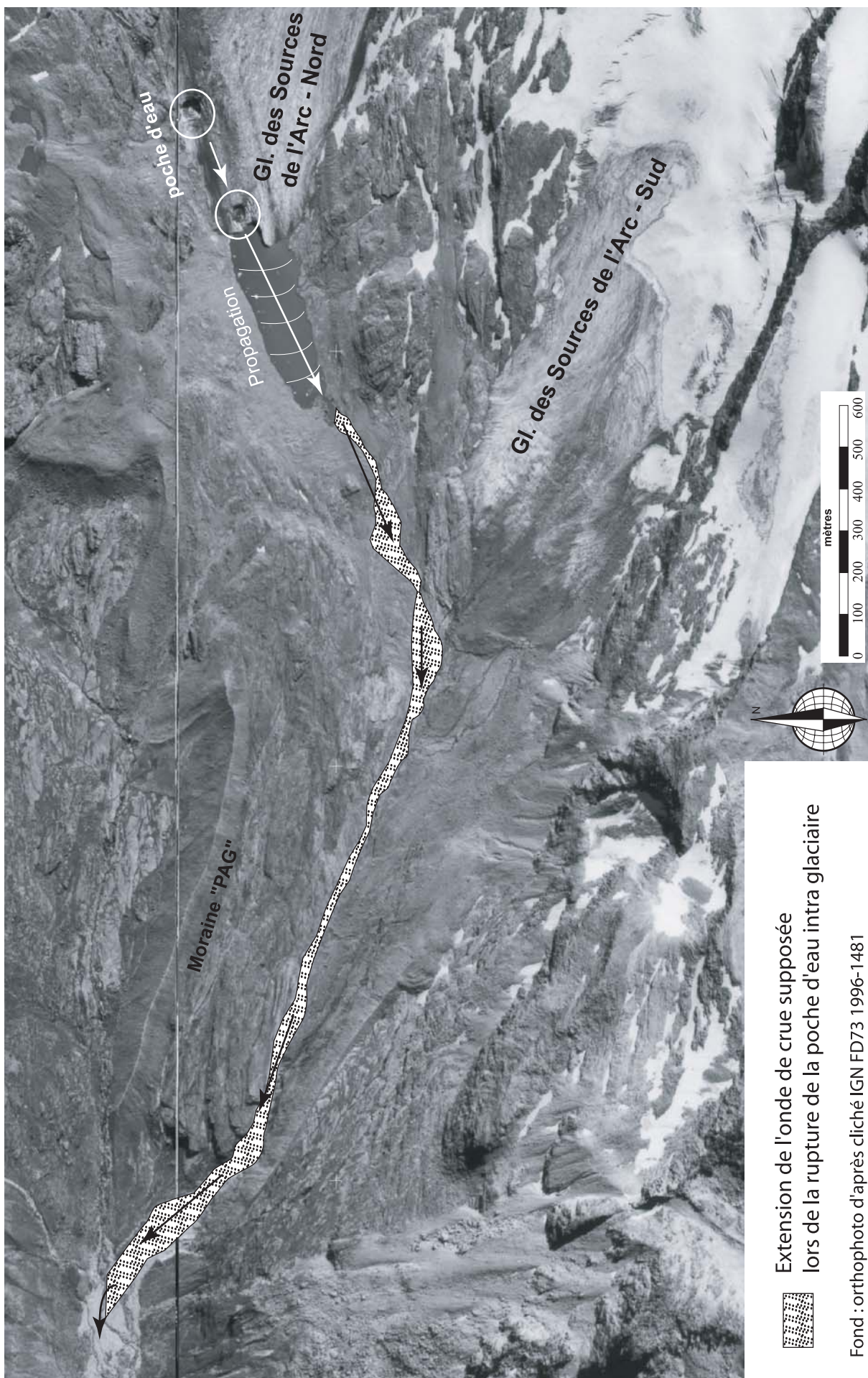


Photo 3.28 : Traces de la rupture d'une poche d'eau intraglacière sur le glacier des Sources de l'Arc.

Orthophotographie d'après PVA IGN F73 1996-1481, 17 août 1996.

A: Emplacement de la poche d'eau; B: émergence de la poche d'eau; C: lac proglaciaire.



Extension de l'onde de crue supposée lors de la rupture de la poche d'eau intra glaciaire



Fond : orthophoto d'après cliché IGN FD73 1996-1481

Photo 3.29 : Extension de l'onde de crue induite par la rupture de la poche d'eau du glacier des Sources de l'Arc en 1996.

Les deux formes sont séparées d'une distance d'environ 300 m. La dépression de la poche d'eau est un cercle de 45 à 50 m de diamètre, auréolé de crevasses concentriques. Le bedrock se devine au fond du cratère. L'exutoire prend la forme également d'une dépression dans la zone frontale. Son diamètre est légèrement inférieur à celui de la poche d'eau, de 35 à 40 m. Il est également auréolé de crevasses concentriques ellipsoïdes. Nous proposons un schéma de fonctionnement similaire à celui présenté sur la *figure 3.16*. Une adaptation est cependant apportée avec la présence du lac proglaciaire sur lequel s'avance probablement le glacier (*Fig. 3.17*). L'onde de pression s'est propagée dans les conduits sous glaciaires qui se sont connectés lors de la rupture de la voûte sur la poche d'eau. Cette dernière a éventré la voûte au-dessus du front lors de son arrivée dans le lac.

Le niveau du lac ne semble pas avoir beaucoup varié lors de cet épisode car il n'apparaît pas de traces d'une vague importante, si ce n'est aux abords immédiats du front.

En revanche, une série de traces concordantes sont observables à l'aval, dans le lit du torrent pro-glaciaire. À l'exutoire du lac, le cours d'eau s'est récemment incisé dans le till meuble déposé quelques décennies plus tôt. Plus bas, nous observons des traces fraîches de crue dans le lit du torrent, l'«Arc Source Inférieure», jusqu'à la confluence avec le torrent de l'«Arc Source Supérieure». À l'aval de la confluence, la largeur du tressage dans le lit masque toute trace de crue majeure. Sur ce cliché, il est possible de tracer schématiquement l'enveloppe de la crue liée à la rupture de la poche d'eau de ce glacier (*Photo 3.29*). Ces observations montrent qu'un tel événement sur ce site, de par sa petite taille, ne provoque pas de dégâts majeurs à l'aval. Quelques kilomètres suffisent à gommer l'effet de l'onde de crue, bien à l'amont des captages hydroélectriques et du premier village. Dans ce cas, l'aléa existe réellement et mérite une attention. Mais les enjeux sont infimes, éliminant largement toute notion de risque.

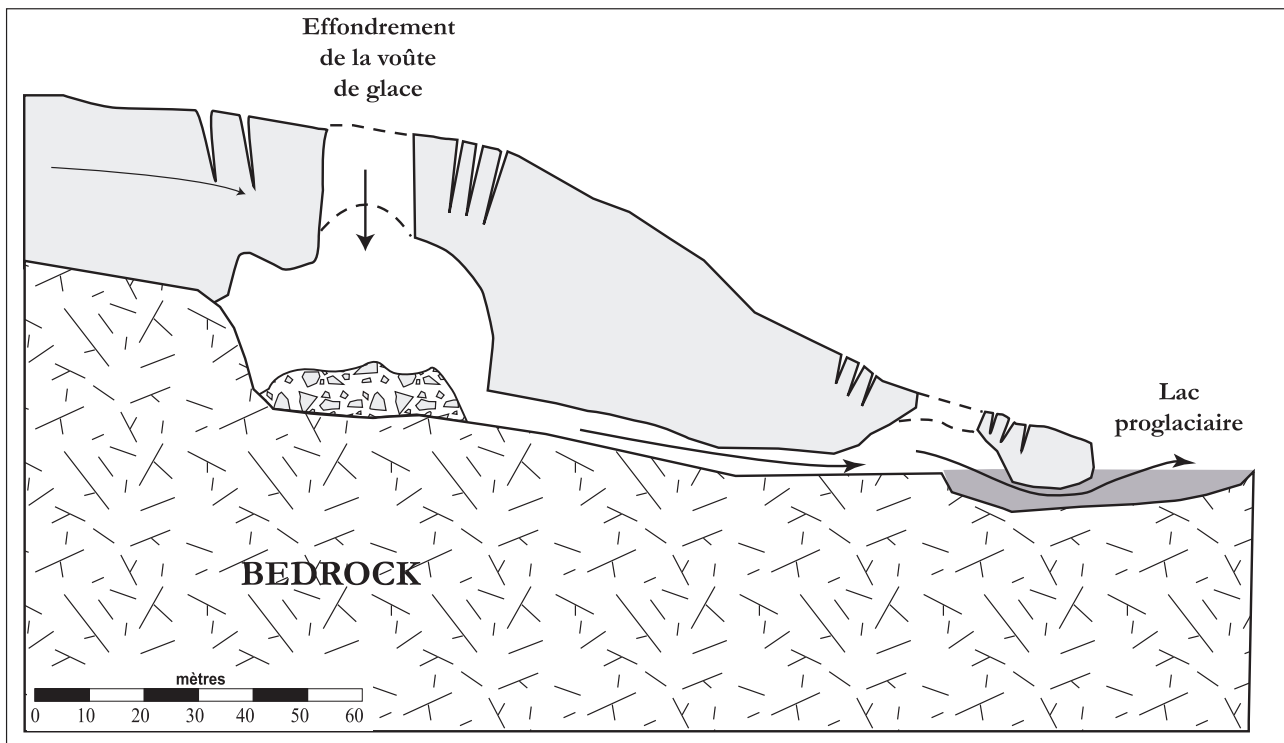


Fig. 3.17 : Schéma du mécanisme de rupture d'une poche d'eau intraglacière sur le glacier des Sources de l'Arc

Adapté depuis Buisson et al., 1999.

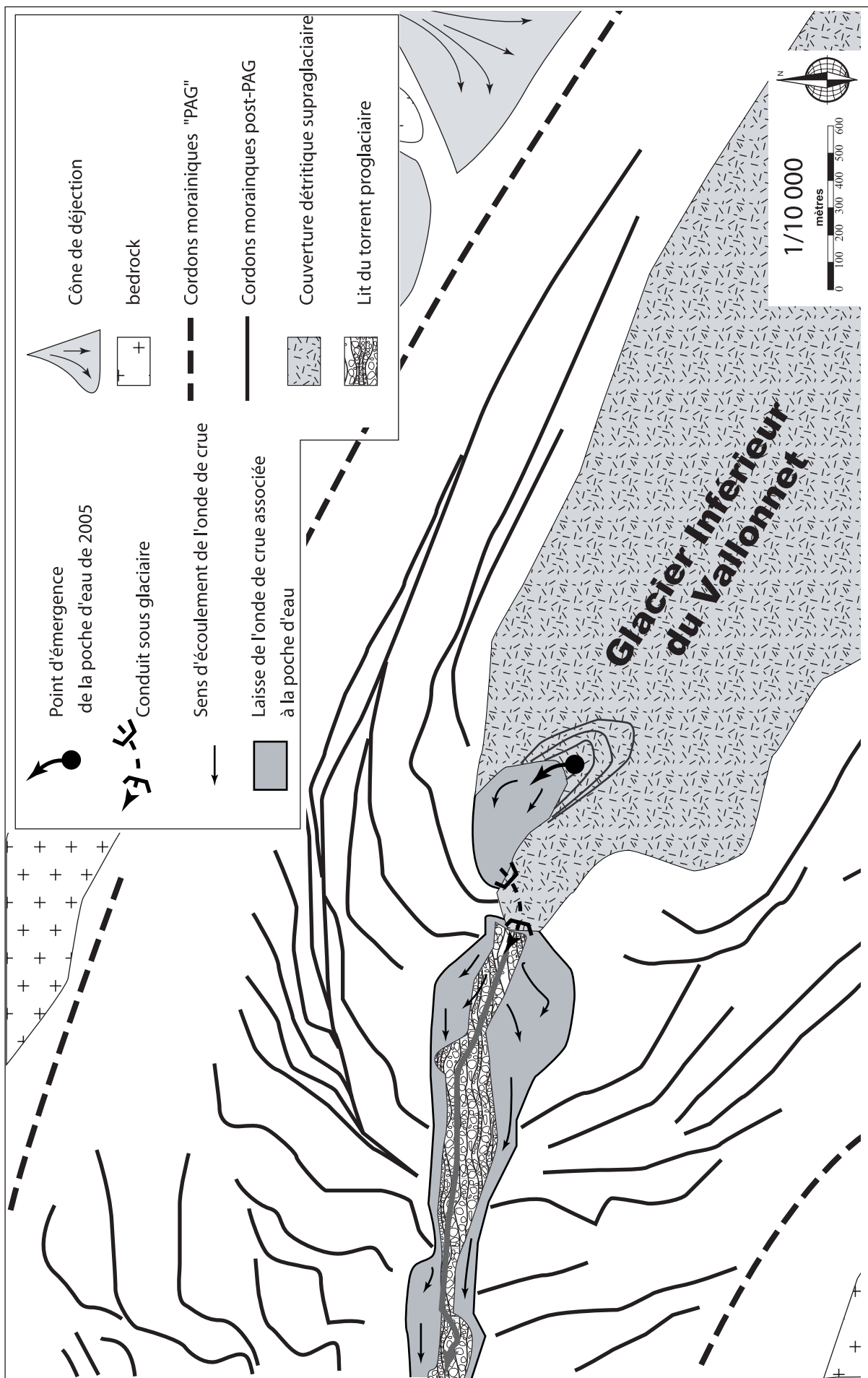


Fig. 3.18 : Vidange de la poche d'eau intra glaciaire du glacier du Inférieur du Vallonnet en 2005.



Photo 3.30 : Le portail glaciaire du glacier Inférieur du Vallonnet en 2005.

La voûte a été entièrement démantelée par le passage de l'onde de crue lors de la rupture de la poche d'eau intraglacière. Photo : S. Jobard, août 2005.

2.4.2- Le glacier Inférieur du Vallonnet

Des traces de vidange d'un volume d'eau intraglacière ont été observées sur le glacier Inférieur du Vallonnet en août 2005 (*Photo 3.30*). Le portail glaciaire est éventré et auréolé de crevasses concentriques, avec un aspect similaire au cas du glacier des Sources de l'Arc évoqué précédemment. Les dimensions du portail sont de l'ordre de 40 mètres, avec une forme circulaire. Vers l'aval, les traces de l'onde de crue sont bien visibles, avec des dépôts d'argiles glaciaires dans les dépressions ennoyées lors la vidange. A l'aval immédiat du portail, le torrent est obturé par une lame de glace en contact avec une moraine frontale (*Fig. 3.18*). Il s'est donc naturellement créé un petit lac juxta glaciaire lors de la vidange. Ce dernier s'est vidangé par un conduit intraglacière vers le front (*Photo 3.31*). La lame d'eau n'a probablement pas été très importante, de l'ordre d'un mètre, d'après les traces de boue soulignant l'enveloppe de la crue. Le phénomène est passé totalement inaperçu car personne n'a relevé de couleur anormale du torrent à l'aval, ni de crue particulière.

Photo 3.31 : Le conduit intraglacière creusé lors de rupture de la poche d'eau intraglacière dans le glacier Inférieur du Vallonnet en 2005.



Il est probable que cette rupture de poche d'eau se soit produite de nuit, sans qu'il n'en existe de témoignages. Les exemples des glaciers des

Sources de l'Arc et du Vallonnet sont proches dans le temps et sont clairement inféodés aux phénomènes d'ablation estivale. En revanche, il est beaucoup plus difficile d'incriminer un effet de la décrue post-PAG sur l'apparition de poches d'eau intraglacières. La catastrophe de Tête Rousse en est la meilleure preuve car elle s'est produite au début de la décrue post-PAG. La fréquence d'apparition de ce phénomène serait plus liée à des situations de forte ablation et à des configurations de réseaux intraglacières propices à sa genèse. En effet, au cours de la deuxième partie, nous avons démontré sur le glacier du Baounet qu'il existe des phénomènes d'évolution du système de drainage intra et sousglaciaire. L'augmentation intense de la perméabilité du glacier est susceptible d'induire la formation de grands volumes intraglaciers pouvant se transformer en poches d'eau. Cette piste est donc un axe de recherche majeur à l'issue de ce travail de thèse.

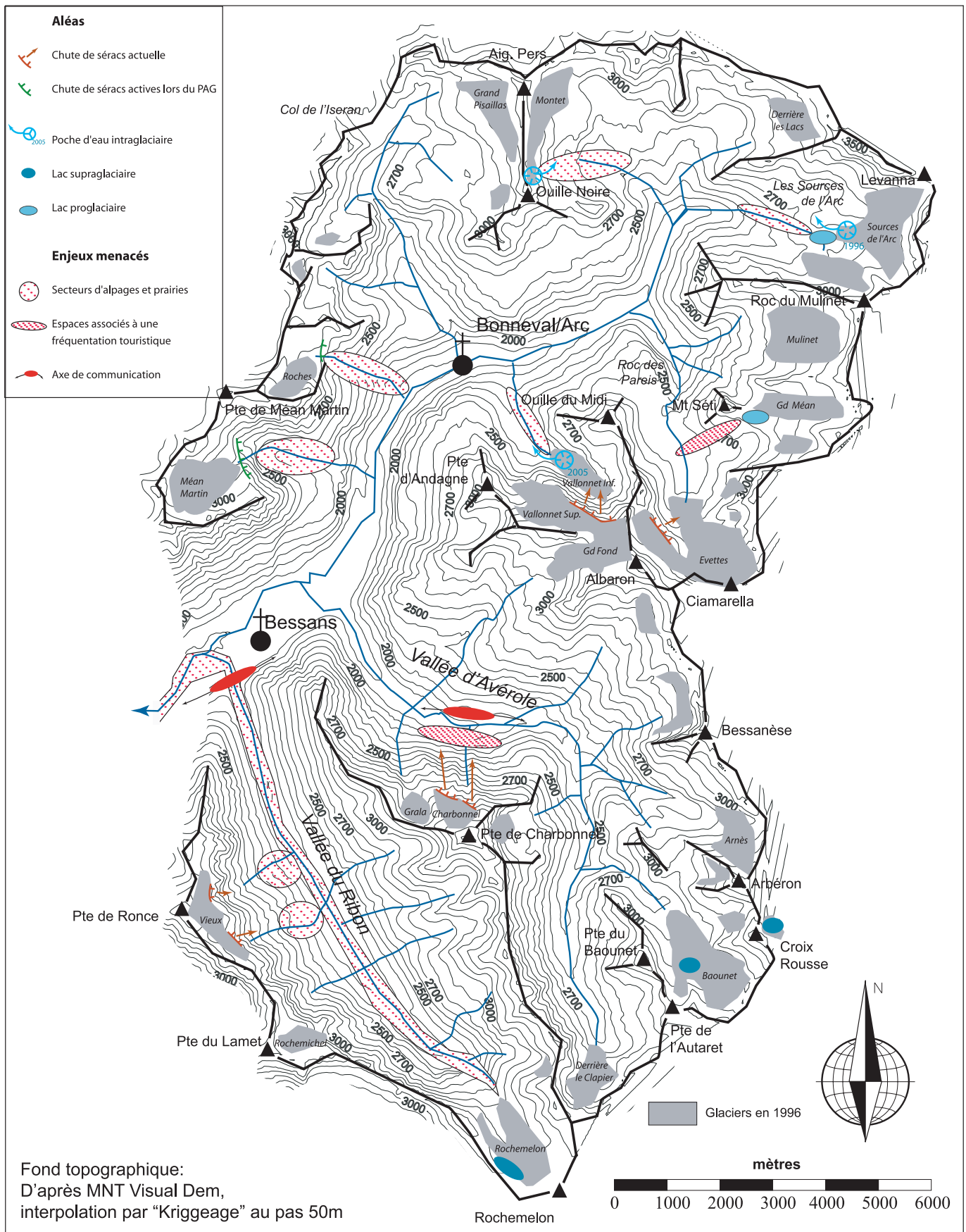


Fig. 3.19 : Carte de synthèse des aléas d'origine glaciaire et des enjeux menacés en Haute Maurienne

2.5- Synthèse des aléas d'origine glaciaire en Haute Maurienne.

2.5.1 – Des aléas modérés et peu d'enjeux

La carte de synthèse présentée sur la *figure 3.19* expose l'ensemble des aléas et des enjeux recensés en Haute Maurienne. Les enjeux menacés appartiennent à trois grandes catégories : les axes de communications, les espaces marqués par une fréquentation touristique et les zones agricoles. Ces trois catégories sont bien localisées dans l'espace et ne sont pas associées à de graves menaces. Cependant, la crise du lac de Rochemelon constitue une exception à ce constat, avec une crise majeure à l'automne 2004. La résolution de ce problème s'est révélée disproportionnée par rapport aux moyens de la commune, obligée de faire appel à l'aide des services de l'Etat.

2.5.2- Évolution spatio-temporelle des aléas glaciaires

2.5.2.1 – Une atténuation de certains aléas

Les glaciers et leur dynamique évoluent au cours de la décrue depuis la fin du Petit Âge Glaciaire. Le contexte topographique de leur zone frontale est particulièrement sensible pour la genèse d'aléas, aussi bien dans le cas des chutes de séracs que pour la formation de lacs pro et juxta- glaciaires. En effet, pour les chutes de séracs, l'impact de la décrue n'est pas instantané. L'activité des séracs est liée à la topographie qui tronque le front du glacier. L'aléa demeure tant que la position théorique du front ne remonte pas au-dessus du bord de la rupture de pente. Cependant, si la décrue abaisse les vitesses de glissement, la fréquence des chutes de blocs de glace diminue, limitant alors l'aléa.

Celui-ci disparaît totalement lorsque le front naturel du glacier se forme à l'amont du bord de l'escarpement, comme par exemple dans le cas du glacier des Roches à l'aube du XXe siècle (*Fig. 3.19*).

2.5.2.2 – L'apparition de nouveaux aléas

La décrue favorise essentiellement l'apparition de lacs juxta et pro glaciaires. L'espace libéré par l'abaissement ou le recul du glacier est comblé par des eaux de fusion, comme nous l'avons évoqué avec le glacier d'Arsine ou des Sources de l'Arc. Ce volume d'eau est alors susceptible de se libérer par rupture du barrage morainique, fréquemment associé à des lentilles de glace morte. Il se produit alors des phénomènes d'écoulement dans la moraine formant des «renards», c'est-à-dire des conduits évoluant très rapidement dans la masse de la moraine. Si ce mécanisme s'emballe, le barrage morainique est gravement déstabilisé, parfois jusqu'à la rupture ou au percement du cordon morainique (A. Marnézy, 1981). Ces cas sont assez rares dans les Alpes, et a fortiori en Haute Maurienne. Ce type de risque est typique du retrait glaciaire en général et il en existe des traces à des échelles bien différentes de celles de notre étude.

Par exemple, ce type de configuration a existé avec des lacs de barrage glaciaire formés lors de fluctuations des longueurs de glaciers au cours de l'holocène (D.R. Montgomery et al., 2004). Actuellement, dans les Andes, il se forme des lacs proglaciaires aux dimensions considérables entre les fronts des glaciers et les moraines du Petit Âge Glaciaire. Ces étendues d'eau sont alors appelées «lagunes», et constituent un risque majeur pour les territoires situés à l'aval (D. Sanfourche et al. 2001).

Concernant les poches d'eau

intraglaciaires, la rapide décrue associée aux années chaudes est un des facteurs favorables à la formation de volumes d'eau liquide dans la masse de glace. Le contexte climatique actuel est donc en théorie propice à l'observation de ce phénomène.

2.5.2- Évolution spatio-temporelle des enjeux menacés par les aléas glaciaires

Au cours des 150 dernières années, les activités anthropiques en Haute Maurienne ont beaucoup évolué, suivant un schéma classique dans les Alpes françaises. Les activités agricoles se réduisent en favorisant les produits à haute valeur ajoutée, le plus souvent labellisé par des Appellation

d'Origine Controlée (par exemple l'AOC Beaufort). Certains espaces, autrefois occupés intensément par les activités agricoles, sont délaissés, ce qui tend à minimiser ces enjeux agricoles.

Dans le même temps, d'autres formes de valorisation de l'espace sont apparues avec le développement touristique. La présence du Parc National de la Vanoise participe à cette évolution et induit un fort attrait des randonneurs vers les espaces fraîchement déglacés. Il existe des sites particulièrement fréquentés, comme par exemple la marge proglaciaire des Evettes, où ce type de dynamique se développe. Il en résulte l'apparition de nouveaux enjeux, sur des espaces autrefois inoccupés.

CONCLUSION DE LA TROISIÈME PARTIE

Les impacts de la décrue post-Petit Âge Glaciaire sont étudiés selon deux axes principaux : les conséquences sur le milieu glaciaire et les implications sur les aléas associés aux glaciers. La décrue est accompagnée d'une modification de l'environnement glaciaire à la faveur d'un transfert d'espace du domaine glaciaire au domaine périglaciaire. La configuration spatiale a évolué avec un fractionnement des surfaces de glace et une modification des confluences glaciaires. La dynamique des glaciers se modifie également au gré de ces mutations spatiales.

Les transformations morphologiques se répercutent sur la genèse des aléas d'origine glaciaire. Ces derniers évoluent au cours du XXe siècle avec la disparition de certaines situations à risques (chutes de séracs sur les alpages).

Dans le même temps, d'autres aléas apparaissent, associés à une intensification des échanges hydrologiques liés à l'ablation de plus en plus active au cours des étés. Le retrait des fronts des glaciers favorise la formation de lacs glaciaires. Certains d'entre eux déclenchent des situations de crise, comme dans le cas du glacier de Rochemelon. De même, il existe des traces de poches d'eau intraglacières dont le mécanisme de vidange a été interprété comme très proche de celui de Tête Rousse.

Le cas du lac supraglaciaire du Baounet nous renseigne sur les processus de vidange comme celui qui a été mis en évidence au printemps 2005. Cet exemple nous sert de laboratoire de terrain pour mettre en place un scénario de vidange et de transfert des débits par le réseau intraglacière.

CONCLUSION GÉNÉRALE

1- La quantification de la décrue post-PAG en Haute Maurienne.

L'étude des évolutions glaciaires sur 150ans aboutit à une quantification de la décrue glaciaire à l'échelle d'un bassin-versant comportant une trentaine de glaciers. La décroissance des surfaces englacées est classée en deux grandes familles, linéaire ou par palier. Cette coexistence de deux types de décrue est interprétée comme un couplage efficace entre les systèmes glaciaires et l'atmosphère, indiquant une inertie comparable entre ces deux compartiments. Ces résultats sont interprétés comme un ajustement progressif des glaciers de Haute Maurienne aux forçages climatiques. La forme actuelle des glaciers n'est donc que très partiellement issue d'un effet de mémoire de la crue des glaciers au Petit Âge Glaciaire.

2- La rupture des années 2000.

Ces reconstitutions de la décrue glaciaire au cours des 150 dernières années sont caractérisées par une rupture quasi généralisée sur le bassin versant du Haut Arc au cours de la dernière décennie (Cf. partie I). Les surfaces de glace tendent à subir une décroissance dans des proportions souvent inégales au cours du XXe siècle. Or les analyses sur la série de débits mesurés depuis 50 ans sur le torrent d'Avérole indiquent une amorce de changement de régime dans les années 2000 (Cf. Partie II). Cette concordance temporelle entre les deux phénomènes

Pour cette raison, les glaciers de ce bassin versant ne sont pas considérés comme des systèmes résiduels de cet épisode climatique.

Cette conclusion est confirmée par la grande rupture environnementale de la dernière décennie impulsant une accélération de la décrue de l'ensemble des glaciers du bassin-versant du Haut Arc. Les effets sont d'autant plus intenses que leur sensibilité aux variations climatiques augmente avec la diminution des surfaces de glace, exacerbant les impacts d'une période de canicule comme en 2003.

est interprétée comme un transfert du forçage climatique depuis les glaciers vers l'hydrosystème proglaciaire. Dans ce contexte, l'apparition de plusieurs lacs pro, juxta et supra-glaciaires dans un espace géographique restreint (Cf. Partie III) confirme ce concept de rupture environnementale. Cependant, un lien avec les phénomènes de changement climatique global reste délicat en l'absence d'enregistreurs reconnus mesurés en Haute Maurienne, comme par exemple les bilans de masse.

3- L'évolution des risques d'origine glaciaire.

La décrue post-Petit Âge Glaciaire s'accompagne également d'une évolution des aléas d'origine glaciaire. Certains d'entre eux ont tendance à s'atténuer, comme les chutes de séracs, alors que d'autres phénomènes apparaissent, tels les lacs associés aux glaciers. Par exemple, le retrait des fronts dans les complexes morainiques édifiés lors de la crue du PAG et/ou dans les ombilics d'altitude

favorise la formation de lacs proglaciaires dont la surface augmente régulièrement. Par ailleurs, les taux d'ablation sur les glaciers, jusqu'à des altitudes au-delà de la ligne d'équilibre induit de grandes quantités d'eau de fusion alors que dans le même temps la dynamique de retrait des glaciers induit la formation de dépressions supra-glaciaires.

Ces dernières se remplissent d'eau et forment des lacs supraglaciaires.

Les cas de risques hydrologiques d'origine glaciaire sont illustrés par plusieurs exemples dans le bassin du Haut Arc. Le lac supra glaciaire de Rochemelon s'est avéré particulièrement préoccupant. Cette situation est en partie éclairée par la réactivation du lac du Baounet observée en 2005, nous apportant des informations sur les mécanismes de vidange. Dans le même temps, l'intensification des phénomènes d'ablation libère de grandes quantités d'eau qui façonne le réseau de drainage glaciaire et crée des cavités intra glaciaires susceptibles d'accueillir des poches d'eau.

Ce dernier cas s'est produit en 2005 sur le glacier Inférieur du Vallonnet.

Les activités anthropiques dans le bassin versant du Haut Arc se sont métamorphosées au cours des 150 dernières années avec un transfert d'une agriculture traditionnelle vers le développement touristique. Les occupations de l'espace se modifient et induisent une transformation spatiale des enjeux. Le croisement avec les aléas d'origine glaciaire montrent que les risques restent faibles et se cantonnent à des phénomènes de grande ampleur comme le cas du lac de Rochemelon.

4- Les processus de la décrue post PAG : le monitoring du glacier du Baounet.

La rupture des années 2000 est interprétée comme une modification des conditions climatiques dans l'environnement de haute montagne glaciaire. Le transfert scalaire vers des enregistrements en continu s'avère indispensable pour caractériser des impacts significatifs de la décrue post-PAG sur le milieu de montagne.

Afin d'étudier les incidences sur les glaciers, nous avons réalisé un changement d'échelle de travail par un monitoring du glacier du Baounet (Vallée d'Avérole) au cours des années 2002 à 2005. L'analyse des relations entre les entrées (température de l'air et ensoleillement) et la sortie (débit du torrent proglaciaire) montrent que le système glaciaire évolue rapidement et significativement pendant la saison d'ablation. Nous interprétons ce résultat comme une adaptation rapide et importante du réseau de drainage glaciaire.

La modélisation des données est réalisée à l'aide de concepts hydrologiques adaptés du milieu karstique, notamment l'analyse des courbes de récession à l'émergence. L'application de cette méthode sur les débits du torrent proglaciaire conduit à calculer un

paramètre, noté β , illustrant les évolutions de la perméabilité du glacier et de l'efficacité de son réseau de drainage, de plus en plus actif au cours de la saison d'ablation. La saison hivernale tend à réduire le rendement du réseau de drainage par fermeture des conduits de liaison qui déconnectent les cavités. Il existe un effet de mémoire interannuelle, avec une réactivation partielle du réseau, accélérant sa structuration au cours de l'année suivante.

La méthode de traitement des données hydrologiques développée au cours de cette étude constitue un outil d'observation indirecte de la structure interne du réseau de drainage glaciaire. Les résultats montrent également une forte adéquation entre les conditions atmosphériques et ce réseau de drainage. Ce dernier enregistre donc indirectement les variations climatiques et joue un rôle de liaison entre les phénomènes de surface (ablation et bilan d'énergie) et le torrent proglaciaire. Cette technique est complémentaire des approches classiques par bilan de masse et nous informe sur les modalités de transferts hydrologiques glaciaires.

5- Les perspectives

La quantification de la décrue post-PAG a montré l'apparition d'une rupture au cours de la dernière décennie, confirmée par les analyses hydrologiques. Or le monitoring du glacier du Baounet ne débute qu'à partir de 2002, c'est-à-dire après l'apparition de cette rupture environnementale. La perspective majeure de cette étude est d'appliquer la méthode d'analyse hydrologique à une série de données plus longue, provenant d'un autre site, afin de déceler un éventuel enregistrement de la rupture des années 2000 par le réseau de drainage glaciaire. De même, la modélisation des hydrogrammes proglaciaires appliquée à d'autres sites permettrait de comparer les glaciers entre eux, d'une manière analogue aux suivis par bilan de masse. La caractérisation du réseau de drainage glaciaire peut être considérée comme un enregistrement du forçage climatique sur les glaciers.

La décomposition des hydrogrammes de crue montre qu'il existe un lien majeur avec l'ablation journalière.

La méthode développée nécessite une validation par une mesure classique du bilan de masse. Cette piste de recherche est guidée par la perspective d'un suivi quantitatif et journalier de l'ablation estivale, complémentaire des mesures traditionnelles de bilan de masse. Cette étude a démontré qu'un tel suivi est opérationnel avec des techniques de mesures adaptées aux glaciers alpins (monitoring des débits et des conditions météorologiques).

Le suivi de l'efficacité du réseau de drainage constitue également un axe de recherche sur la prévision de la formation de cavités intraglaciaires, volumes susceptibles d'accueillir des poches d'eau. Cette amorce de réflexion n'est valable qu'à partir de l'étude d'une longue série de données hydrométéorologiques provenant d'un autre site ou de la poursuite des mesures sur le glacier Baounet.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- AELLEN M., KASSER P.**, 1984. *Rapport préliminaire annuel de la Commission Suisse des Glaciers* – S.H.F., Section de glaciologie
- AELLEN M.**, 1995. *Glacier mass balance studies in the Swiss Alps* - Laboratoire of Hydrolics, Hydrology and Glaciology – Federal Institute of Technology in Zurich.. SHF.
- AGUERA J.M.**, 1985. *Les avalanches en Haute Alemany (Pyrénées Orientales) – Réserve de Py et Mantet* - Association les amis du Centre de Géographie Physique Henri Elhai
- ALLEN A.P.**, 1997. *Earth Surface Processes* - Blackwell Science - 404p
- ALLEY R.B., CUFFEY K.M., EVENSON E.B., STRASSER J.C., LAWSON D.E., LARSON G.J.**, 1997. *How glaciers entrain and transport basal sediment : physical constraints* – Quaternary Science Reviews, N°16, p1017-1038, doi:10.1016/S0277-3791(97)00034-6
- ANDERSON D.M., WOODHOUSE C.A.**, 2005. *Let all the voices be heard* – Nature, Vol. 433, p587-588.
- ANDRE M-F.**, 1993. *Les versants du Spitsberg, approche géomorphologique des paysages polaires* – Presses Universitaires de Nancy
- ANDRE, M.-F.**, 1997. *Holocene rockwall retreat in Svalbard: A triple-rate evolution* - Earth Surface Processes and Landforms N°22, p423–440.
- ANDREASSEN L.M., KJOLLMOEN B., KNUDSEN N.T., WHALLEY W.B., FJELLANGEN J.**, 2000. *Regional change of glacier in northern Norway* – Report N°1 - Ed. Andreassen L.M.
- ANDREASSEN L.M., HALLGEIR E., GUDEVANG E., JACKSON M., KJOLLMOEN B.**, 2001. *Glaciological investigations in Norway in 2000 – Report N°2* - Ed. Kjollmoen B.
- A.N.E.N.A.**, 1995. *Les apports de la recherche scientifique à la sécurité neige, glace et avalanches* - Actes du colloque de Chamonix (30 mai-3 juin), ed. Cemagref
- AUTHOUART F.**, 2004. *La métrologie ? Mais c'est très simple* – Crisalis – 212p
- BACHMANN R.C.**, 1983. *Glaciers de la Suisse* – Silva
- BADINO G.**, 1994. *Phenomenology and first numerical simulations of the phreatic drainage network inside glacier* - – Annales littéraires de l'université de Besançon n°561, Série de Géographie, n°34, ed M.Griselin, Besançon, p 47-54.
- BALLANTYNE C.K.**, 2002. *Paraglacial geomorphology* – Quaternary Science Reviews, N°21, p1935-2017, doi:10.1016/S0277-3791(02)00005-7
- BARY R.G.**, 1981. *Mountain weather and climate* – Methuen – 313p
- BASSIERE M., GAIGNEBET E.**, 1966. *Métrologie générale- Théorie de la mesure, les instruments et leurs emploi* – Dunod – 517p
- BENN D.I., EVANS D.J.A.**, 1998. *Glaciers and glaciation* - Arnold, 734p.
- BENN D.I., LEHMKUHL F.**, 2000. *Mass Balance and equilibrium-line of glaciers in high-mountain environments* – Quaternary International, N°65-66, p15-29
- BENNETT M.R., GLASSER N.F.**, 1996. *Glacial Geology, ice sheets and landforms* - John Wiley and sons éd.
- BERGLUND B.E.**, 2003. *Human impact and climate change - Synchronous events and a causal link?* - Quaternary International, N°105, p7-12.
- BEZINGE A.**, 2000. *Le recul du glacier de Ferpècle* – Rev. Geogr. Alpine - tome 88-4, pp 74-81
- BISSIEUX C.**, 1995. *Propriétés radiative des matériaux : Application à la mesure par thermographie Infrarouge dans l'industrie et au laboratoire* - Support de cours au stage Comett SP2A, Université de Reims, Laboratoire d'Energie et d'Optique – non éd.
- BITZ C.M., BATTISTI D.S.**, 1998. *Interannual to decadal variability in climate and glacier mass balance in Washington, Western Canada, and Alaska* – Journal of Climate
- BHUTIYANI M.R.**, 2000. *Sediment load characteristics of a proglacial stream of Siachen Glacier and the erosion rate in Nubra valley in the Karakoram Himalaya, India* - J. Hydrology, N°227, p 84-92, doi:10.1016/S0022-1694(99)00174-2
- BOCQUET G., THOMAS A.**, 1989. *Mesures hydrologiques et climatologiques en haute montagne – Les handicaps du milieu* - Revue de Géographie Alpine, t. LXXVII 1-2-3, p95-104
- BOLOGNESI R.**, 2004. *Le profil nivologique simplifié - Neige et Avalanches*, N°108, p20-24
- BÖHM R., AUER I., BRUNETTI M., MAUGERI M., NANNI T., SCHÖNER W.**, 2001. *Regional temperature variability in the European Alps : 1760-1998 from homogenized instrumental time series* – International J. of Climatology, Vol. 21, p 1779-1801, doi: 10.1002/joc.689
- BONACCI O.**, 1993. *Karst spring hydrographs as indicators of karst aquifers* - J. Hydrol. Sciences, 38 (1-2), p 51-62.
- BOUGERE E., BOUGERE J.**, 1998. *Régime hydrologique d'un bassin versant subantarctique : la Rivière du Camp (Archipel Crozet –TAAF)* – Géomorphologie : relief, processus, environnement n°1998-1, pp 79-88.
- BRADLEY R.S.**, 2000. *Past global changes and their significance for the futur* – Quaternary Science Reviews, Vol.19, n°1-5, pp391-402
- BRAITHWAITE R.J., ZHANG Y.**, 2000. *Relationships between interannual variability of mass balance glacier mass balance and climate* – Journal of Glaciology n°45

- BRAVARD J.P., PETIT F.**, 2000. *Les cours d'eau – dynamique du système fluvial* – Armand Colin
- BRUN E., MARTIN E., SIMON V., GENDRE C., COLEOU C.**, 1989. *An energy and mass model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting* – J. of Hydrology, Vol. 35, No 121, p333-342.
- BUISSON A., GUIRADO F., LACROIX F., VALLA F.**, 1999. *Glaciers à risques, Alpes Françaises : inventaire et suivi*. Ed. Cemagref, 250p.
- BUISSON A., DUMAS C., REYNAUD L., VALLA F.**, 1999. *Les risques naturels d'origine glaciaire : inventaire dans les Alpes Françaises et typologie* – La Houille Blanche, n°5-1999, p 47-53.
- CEFALO R., MANZONI G., TABACCO I.E.**, 1997. *Kinematic processing of GPS trajectories around Dome C and between Dome C and Dumont d'Urville* - Terra Antarctica Reports N°1, p119-122.
- CHAMUSSY H., CHARRE J., DUMOLARD P., DURAND M.G., LE BERRE M.**, 1994. *Initiation aux pratiques statistiques en géographie* - 3^e édition, Masson
- CHEW L.C., ASHMORE P.E.**, 2001. *Channel adjustments and test of rational regime theory in a proglacial braided stream* – Geomorphology N°37, p43-63, doi:10.1016/S0169-555X(00)00062-3
- CHINN T.J.**, 1999. *New Zealand glacier response to climate change of the past two decades* - Global and Planetary Change, Vol. 22, p155-168. doi:10.1016/S0921-8181(99)00033-8
- CHORLEY R.J., KENNEDY B.A.**, 1971. *Physical geography : a system approach* – Prentice-Hall International, in London
- CORBEL J.**, 1962. *Neige et glaciers* – Colin
- COURT A.**, 1957. *The classification of glaciers* – Journal of Glaciology, n°21
- COUTTERAND S.**, 2005. *La paléogéographie de la région du massif du Mont Blanc pendant le Dernier Maximum Glaciaire : approche géochronologique* – Collection Edytem, Cahiers de Géographie N°3 « Le quaternaire des vallées Alpines », p80-82.
- DAHL S.O., BAKKE J., LIE Ø., NESJE A.**, 2003. *Reconstruction of former glacier equilibrium-line altitudes based on proglacial sites: an evaluation of approaches and selection of sites* - Quaternary Science Reviews, Vol. 22, Issues 2-4, p275-287, doi:10.1016/S0277-3791(02)00135-X
- DAVIS A., MARSHAK A., WISCOMBE W., CAHALAN R.**, 1994. *Multifractal characterizations of nonstationarity and intermittency in geophysical fields : observed, retrieved, or simulated* – J. Geophys. Res., Vol. 99, N° D4, p 8055-8072.
- DE CRECY L.**, 2000. *La genèse des études du glacier de Sarennes et le premier quart de siècle 1949-74* - La Houille Blanche (N°2000-5)
- DEDIEU J-P.**, 1989. *Téledétection et Montagne. Un outil privilégié pour l'étude des milieux d'altitude ?* - Rev. Géogr. Alpine, LXXVII, N°1-2-3, p105-123.
- DELINÉ P.**, 1999. *La mise en place de l'amphithéâtre morainique du Miage (Val Veny, Val d'Aoste)* – Géomorphologie : relief, processus, environnement, N°1, p59-72
- DELINÉ P.**, 2005. *Amphithéâtre morainique du lac du Miage. Reconstitution de la dynamique du glacier du Miage pendant l'Holocène* – Collection Edytem, Cahiers de Géographie N°3 « Le quaternaire des vallées Alpines », p63-71.
- DIOLAIUTI G., SMIRAGLIA C., D'AGATA C., REYNAUD L.**, 2002. *Relations entre le bilan de masse du glacier de la Sforzèllina (Alpes Lombarde, Italie) et les bilans de masse des autres glaciers des Alpes. Influence des facteurs d'espace et de dimension.* - Réunion de la Section Glaciologie-Nivologie de la SHF, Grenoble.
- DOUGUEDROIT A., DE SAINTIGNON M-F.**, 1984. *Les gradients de températures et de précipitations en montagne* – Revue de Géographie Alpine, t. LXXII 2-3, p255-240.
- DOS SANTOS G.**, 2001. *La classification automatique à partir des photographies aériennes. Réalisation d'une carte d'occupation des sols dans la vallée de Biriatoiu sous Ermapper 6.0* - Rapport de stage de maîtrise MASS.
- DROGUE C.**, 1972. *Analyse statistique des hydrogrammes de décrue des sources karstiques* - J. Hydrology, N°15, p 49-68.
- DREISS S.J.**, 1989. *Regional Scale Transport in a Karst Aquifer, 1. Component Separation of Spring Aquifer Flow Hydrographs* – Water Resource Research, Vol. 25, N°1, p117-125.
- DREISS S.J.**, 1989. *Regional Scale Transport in a Karst Aquifer, 2. Linear Systems and Time Moment Analysis* – Water Resource Research, Vol. 25, N°1, p126-134.
- DYURGEROV M.**, 2002. *Glaciers Mass Balance and Regime : Data of Measurements and Analysis* – University of Colorado, Institute of Arctic and Alpine Research – Occasional Paper n°55, éd. par Meier M. et Armstrong R. http://instaar.colorado.edu/other/download/OP55_glaciers.pdf
- DYURGEROV M.**, 2003. *Mountain and subpolar glaciers shows an increase in sensitivity to climate warming and intensification of the water* - J. of Hydrology, Vol. 282, Issues 1-4, p164-176 doi:10.1016/S0022-1694(03)00254-3
- EDOUARD J-L.**, 1989. *Lacs d'altitude et fluctuation glaciaire récentes en Maurienne, Parc National de la Vanoise* - Travaux Scientifiques du Parc de la Vanoise, t. XII, p47-61.
- EISENLOHR L.**, 1995. *Variabilité des réponses naturelles des aquifères karstiques: de l'identification de la réponse globale vers la connaissance de la structure de l'aquifère* - Thèse Doct. Ès Sci., Uni. de Neuchatel. 123p.
- EISENLOHR L., BOUZELBOUDJEN M., KIRALI L., ROSSIER Y.**, 1997. *Numerical versus statistical modelling of natural response of a karst hydrogeological system* - J. Hydrology, N°202, p 244-262, doi:10.1016/S0022-1694(97)00069-3

- EISENLOHR L., KIRALI L., BOUZELBOUDJEN M., ROSSIER Y.**, 1997. *Numerical simulation as a tool for checking the interpretation of karst spring hydrographs* - J. Hydrology, N°193, p 306-315, doi:10.1016/S0022-1694(96)03140-X
- EMBLETON C., KING C.A.M.**, 1975. *Glacial geomorphology* – Edward Arnolds
- ESCANDE S.**, 1994. *Etude hydrologique de la Sarennes, traitement de données d'une station hydrométrique* - Rapport de stage MST Montagne, Université de Savoie – non éd.
- FANGET B., NAJIB H., MIETTON M.**, 2003. *Le jaugeage de débits torrentiels par dilution d'un colorant alimentaire (E110 : jaune orangé sunset) – Application à l'exurgence de la Doria (Massif des Bauges, France)* - Karstologia, N°41, 1/2003, p15-22.
- FARRAND J.Jr, CARDOZE M., RANVOISE P.**, 1990. *Climat : comprendre la météorologie* Denoël
- FOUCAULT A., RAOULT J.-F.**, 1995. *Dictionnaire de Géologie* – Masson, 4e édition, 324p
- FRANCHI G., MUNARI M., ROSSI G.**, 2002. *Les glaciers de la Vallée de la Ridanna : variations historiques et situation actuelle, avec le bilan de masse 2000/2001 de la Vendretta Pendente* - Réunion de la Section Glaciologie-Nivologie de la SHF, Grenoble.
- FRANCOU B., SAVARA R., TIRIAU E.**, 1995. *Monthly balance and water discharge of an inter-tropical glacier : Zongo glacier, Cordillera Real, Bolivia, 16°S* – J. of Glaciology, Vol. 41, No 137, p61-67.
- FRANCOU B.**, 2000. *Les glaciers, indicateurs de la variabilité climatique dans les Andes tropicales* - R.G.A., tome 88-2, pp129 - 136
- FREZZOTTI M., VITTUARI L., MAGGI V.**, 1997. *Preliminary GPS Measurements of David Glacier on Drygalski Ice Tongue* – Terra Antarctica Reports N°1, p13-17
- GALLUCCIO A., ALMASIO A., BONETTI L., D'ADDA S., COLA G., BUTTI M., LONARDO C., ELLI G., MERALDI E., BERBENNI F.**, 2000. *Anno idrologico 1998-1999 : nota nivo-météorologica nelle Alpi Centrali italiane* - Terra Glacialis (N° 2000-3)
- GAUDET F.**, 1973. *Les cours d'eau alpins de régime glaciaire*. Thèse Doct. Ès Sci., Uni. de Bretagne Occidentale, 417p.
- GIRARDIN P., RABOT C.**, 1903. *Rapport sur les observations glaciaires en Haute-Maurienne, dans les Grandes Rousses et l'Oisans, dans l'été de 1902* – Commission Française des Glaciers, Revue de Glaciologie – Extrait de l'Annuaire du Club Alpin Français, Vol. 29, 121p.
- GOGUEL J., PACHOUD A.**, 1979. *Géologie pour le randonneur du Parc National de la Vanoise* – BRGM et Association des Amis du Parc de la Vanoise, 71p.
- GRESILLON J.M.**, 1996. *Le bassin versant. Echelle d'analyse et compréhension des processus* - Géomorphologie : relief, processus, environnement n°1996-3, pp.3-15
- GRISELIN M., MARLIN C.**, 1999. *Approche quantitative et géochimique du gradient altitudinal des précipitations sur un bassin versant partiellement englacé sur la côte occidentale du Spitzberg* – La Houille Blanche, N°5-1999, p34-39.
- GROVE J. M.**, 1990. *The Little Ice Age* – Routledge
- GUDMUNDSSON G., SIGJARNARSON G.**, 1972. *Analysis of glaciers runoff and meteorological observations* – Journal of glaciology n°63
- GUILCHER A.**, 1979. *Précis d'hydrologie marine et continentale* – seconde édition, Masson
- GUIRADO F.**, 1998. *Le bassin versant glaciaire de Sarennes : comparaison des bilans glaciaires et hydrologiques* – rapport de stage de DESS Montagne, Université de Savoie. Non édité
- GUIRADO F., LE MEUR E., VALLA F.**, 2002. *Bilan du glacier de Sarennes pour la saison 2000-2001, 5^{ème} cycle* - Réunion de la Section Glaciologie-Nivologie de la SHF, Grenoble.
- GURNELL A.M., CLARK M.J.**, 1987. *Glacio-fluvial sediment transfert – An alpine perspective* - Ed. John Wiley and sons – 524p
- GURNELL A.M., EDWARDS P.J., PETTS G.E., WARD J.V.**, 1999. *A conceptual model for alpine proglacial river channel evolution under changing climatic conditions* - Catena N°38, p223-242, doi:10.1016/S0341-8162(99)00069-7
- GUYOT C.**, 1966. *L'hydrologie* – Presses Universitaires de France
- HAEBERLI W., KAAB A., PAUL F., CHIARLE M., MORTARA G., MAZZA A., DELINE P., RICHARDSON S.**, 2002. *A surge-type movement at Ghiacciaio del Belvedere and a developing slope instability in the east face of Monte Rosa, Macugnaga, Italian Alps* – Norsk Geografisk Tidsskrift – Norwegian Journal of Geography, Vol. 56, p 104-111.
- HALL D. K., BAYR K. J., SCHÖNER W., BINDSCHADLER R.A., CHIEN J.Y.L.**, 2003. *Consideration of the errors inherent in mapping historical glacier positions in Austria from the ground and space (1893–2001)* - Remote Sensing of Environment, Vol. 86, Issue 4, p566-577
- HALLET B. HUNTER L., BOGEN J.**, 1996. *Rates of erosion and sediment evacuation by glaciers: a review of field data and their implications* – Global and Planetary Change N°12 – p213-235, doi:10.1016/0921-8181(95)00021-6
- HALLOT H., LABYT D., TOMASINI M.**, 2002. *Météorologie Générale* – Subdivision Météorologique de l'Ecole Nationale de l'Aviation Civile – 2^e édition 2003 – Météo-France et ENAC – 325p

- HANNAH D.M., GURNELL A.M.**, 2001. *A conceptual, linear reservoir runoff model to investigate melt season changes in cirque glacier hydrology* - J. Hydrology, Vol. 246, p123-141, doi:10.1016/S0022-1694(01)00364-X
- HANTZ D.**, 1981. *Dynamique et hydrologie du glacier d'Argentière* – Thèse de Docteur-Ingénieur à l'Université Joseph Fourier, Grenoble, LGGE, 181p.
- HARBOR J.M.**, 1995. *Development of glacial-valley cross sections under conditions of spatially variable resistance to erosion* – Geomorphology, N°14, p99-107, doi:10.1016/0169-555X(95)00051-1
- HASNAIN, S.I.**, 1996. *Factors controlling suspended sediment transport in Himalaya glacier meltwater* - J. Hydrology, N°181, p 49-62, doi:10.1016/0022-1694(95)02917-6
- HASNAIN, S.I., JOSE, P.G., AHMAD, S., NEGI, D.C.**, 2001. *Character of the subglacial drainage system in the ablation area of Dokriani glacier, India, as revealed by dye tracer studies* - J. Hydrology, N°248, p 216-223, doi:10.1016/S0022-1694(01)00404-8
- HELBRONNER P.**, 1932. *Description géométrique des Alpes Française – Massifs de Haute Maurienne* – Ed. Gauthier Villars, Paris, tome 7.
- HENDERSON-SELLERS A., ROBINSON P.**, 1986. *Contemporary Climatology* - Longman scientific & technical, J. Wiley – 439p
- HICKING J.E.**, 1995. *River Geomorphology* - Ed. John Wiley and sons – 255p
- HIGGITT D.L., WARBURTON J.**, 1999. *Applications of differential GPS in upland fluvial geomorphology* – Geomorphology, N°29, p121-134.
- HODGKINS R.**, 1997. *Glacier hydrology in Svalbard, Norwegian high Arctic* - Quaternary Science Review, Vol. 16, P 957-973, doi:10.1016/S0277-3791(97)00032-2
- HOOKER B.L., FITZHARRIS B.B.**, 1999. *The correlation between climatic parameters and the retreat and advance of Franz Joseph Glacier, New Zealand* – Global and Planetary Change, Vol. 22, p39-48, doi:10.1016/S0921-8181(99)00023-5
- HOMLUND P.**, 2000. *Glaciers in Scandinavia* – Terra Glacialis (N° 2000-3)
- HOLZMANN C., LAMBIEL C., PHILLIPS M., REYNARD E.**, 2001. *Légende géomorphologique de IGUL* – Institut de Géographie de l'Université de Lausanne, non édité
- HUBBARD B., NIENOW, P.**, 1997. *Alpine Subglacial hydrology* - Quaternary Science Reviews 16, 939-955, doi:10.1016/S0277-3791(97)00031-0
- HURRELL J.W.**, 1995. *Decadal trends in the North Atlantic Oscillation and relationships to the regional temperature and precipitation* – Science n°269, pp676-679.
- HURRELL J.**, 1995. *Decadal trends in the North Atlantic Oscillation : regional temperatures and precipitation* – Science, Vol. 269, p 676-679.
- HUTTER K.**, 1983. *Theoretical glaciology* - Reidel
- IAHS (ICSI)-UNEP-UNESCO**, 1998. *Fluctuations of Glaciers (FOG) 1990-1995* – Vol. VII. réalisé par Haeblerli W., Hoelzle M. et Frauenfelder R., Suter S.-World Glacier Monitoring Service (WGMS), Zürich. 296 pp. <http://www.geo.unizh.ch/wgms/>
- IAHS (ICSI)-UNEP-UNESCO**, 1999. *Glacier Mass Balance Bulletin (GMB)* – Bulletin n°5 (1996-1997), réalisé par le World Glacier Monitoring Service (WGMS), éd. par Haeblerli W., Hoelzle M. et Frauenfelder R., Zürich. 96 pp. <http://www.geo.unizh.ch/wgms/>
- IAHS (ICSI)-UNEP-UNESCO-WMO**, 2001. *Glacier Mass Balance Bulletin (GMB)* – Bulletin n°6 (1998-1999), réalisé par le World Glacier Monitoring Service (WGMS), éd. par Haeblerli W., Hoelzle M. et Frauenfelder R., Zürich. 93 pp. <http://www.geo.unizh.ch/wgms/>
- JEANNIN P.-Y.**, 1998. *Structure et comportement hydraulique des aquifères karstiques* - Thèse Doct. Ès Sci., Uni. de Neuchâtel, Ed. Spéléo Projects, Basel, Suisse.
- JENKINGS G.M., WATTS D.G.**, 1968. *Spectral analysis and its applications*. Holden Day, San Francisco, CA 525pp.
- JOHNSEN S.J., DANSGAARD W., CLAUSEN H.B.**, 1970. *Climatic oscillations 1200-2000 AD* – Nature
- JOLY D., BERT H., FURY R., VERMOT-DESROCHES B., JAQUINOT J.-P.**, 1994. *Interpolation des températures à grande échelle* – Revue Internationale de Géomatique, Vol. 4, n°1-1994, p55-85.
- JOLY F.**, 1997. *Glossaire de géomorphologie. Base de données sémiologiques pour la cartographie* Armand Colin
- JOMELLI V.**, 1999. *Les effets de la fonte sur la sédimentation de dépôts d'avalanches de neige chargée dans le massif des Ecrins (Alpes Françaises)* - Géomorphologie : relief, processus, environnement n°1999-1, pp 39-58
- JOUSSAUME S.**, 1999. *Climat d'hier à demain* – CNRS éditions
- KÄÄB A.**, 2001. *Photogrammetric reconstruction of glacier mass balance using a kinematic Ice-flow model. A 20-year time series on Grubengletscher, Swiss Alps* – Annals of Glaciology, N°31, p45-52
- KÄÄB A., FUNK M.**, 1999. *Modelling mass balance using photogrammetric and geophysical data : a pilot study at Griesgletscher, Swiss Alps* – J. of Glaciology, Vol. 45, p575-583
- KAISER B.**, 1983. *Morphodynamique périglaciaire en Vanoise – Observations et mesures sur deux formes majeurs : Talus d'éboulis et glacier rocheux* - Trav. Sci. Parc. Nat. Vanoise, XIII, 55-80.
- KARANJAC J., ALTUG A.** 1980. *Karstic spring recession hydrograph and water temperature analysis: Oymapinar dam project, Turkey* – J. of Hydrology, N°45, p 203-217.

- KÄRNER O.**, 2001. *Comment on Hurst exponent* – Geophys. Res. Letters, Vol. 28, N° 19, p3825-3826.
- KASER G., FOUNTAIN A., JANSSON P.**, 2003. *A manual for monitoring the mass balance of mountain glaciers* – IHP-IV Technical Documents in Hydrology N°59 – UNESCO - 107p
- KASSER P.**, 1967. *Fluctuations of glaciers 1959-1965* – IASH/UNESCO
- KASSER P., AELLEN M.**, 1980. *Les glaciers suisses en 1980* - Rapport annuel de la commission suisse des glaciers. Les Alpes, Revue du Club Alpin Suisse.
- KJOLLMOEN**, 2001. Glaciological investigations in Norway in 2000 – NVE Rapport 2-2001, 122p.
- KOVACS A., PERROCHET P., KIRALY L., JEANNIN P.-Y.**, 2005. *A quantitative method for characterization of karst aquifers based on spring hydrographs* - J. Hydrology, N°303, p152-164, doi:10.1016/j.jhydrol.2004.08.023
- KRAWCZYK E.W., LESZKIEWICZ J.**, 1994. *An attempt to model outflow from the werenskiöld glacier basin (SW Spitsbergen)* – Annales littéraires de l'université de Besançon n°561, Série de Géographie, n°34, ed M.Griselin, Besançon, p 55-60.
- KUKLA G., GAVIN J.**, 2004. *Milankovitch climate reinforcements* – Global and Planetary Change, Vol. 40, p27-48, doi:10.1016/S0921-8181(03)00096-1
- KUHN M.**, 2003. *Redistribution of snow and glacier mass balance model from hydrometeorological model* – J. of Hydrology, Vol. 282, p95-103, doi:10.1016/S0022-1694(03)00256-7
- LABAT D., ABABOU R., MANGIN A.**, 2000. *Rainfall-runoff relation for karstic springs. Part I : convolution and spectral analysis* - J. Hydrology, N°238, p 123-148.
- LAIGLE D.**, 2005. *Risques d'obstruction des cours d'eau et débâcles brutales* – Communication dans le colloque 2005 du projet Interreg III-A-Alcofra « Risques hydro-géologiques en montagne : parades et surveillances » Atelier n°3, Albertville.
- LAGRANGE M.**, 2004. *Modélisation sinusoïdale des sons polyphoniques* – Thèse de doctorat en Informatique, Université Bordeaux I, 197p.
- LAMBERT R.**, 1996. *Géographie du cycle de l'eau* – Presse Universitaire du Mirail
- LAMONT G.N., CHINN T.J., FITZHARRIS B.B.**, 1999. *Slopes of glacier ELAs in the Southern Alps of New Zealand in relation to atmospheric circulation patterns* - Global and Planetary Change, Vol. 22, Issues 1-4, p209-219, doi:10.1016/S0921-8181(99)00038-7
- LEGENDRE L., LEGENDRE P.**, 1984. *Ecologie numérique, tome 1 : le traitement multiple des données écologiques* – Masson – 2^e Ed. – 260p
- LE ROY LADURIE E.**, 2004. *Histoire humaine et comparée du climat. 1, Canicules et glaciers (XIIIe-XVIIIe siècle)* – Fayard, 739p.
- LEROUX M.**, 2000. *La dynamique du temps et du climat* – Masson, 2nde édition – 367p
- LEROY M.**, 2002. *La mesure au sol de la température et des précipitations* – La Météorologie, N°39, p52-56.
- LETREGUILLY A.**, 1982. *Analyse des mesures effectuées sur le Glacier Blanc, massif des Ecrins, France* - Mém. de DEA, Université Grenoble I, Lab. de glaciologie du CNRS, non éd.
- LETREGUILLY A.**, 1984. *Bilans de masse des glaciers alpins : méthodes de mesure et répartition spatio-temporelle* – Thèse à l'Université de Grenoble, non édité
- LESZLIEWICZ J., PULINA M.**, 1997. *Hydrologic system in carbonate karst and in subpolar glaciers, similarities and differences*. Proceedings 12th Internat. Congr. Speleology, Vol. 1. Speleo Projects, Basel, Switzerland
- LIN Y., LYE L.M.**, 1994. *Modelling long term dependence based on cumulative departure of annual flow series* – J. Hydrology, N° 160, p 105-121.
- LLAMAS J.**, 1993. *Hydrologie générale : principes et applications* – Morin
- LLIBOUTRY L.**, 1964. *Traité de glaciologie - Tome 1 : Glace, neige et hydrologie nivale* – Masson
- LLIBOUTRY L.**, 1964. *Traité de glaciologie - Tome 2 : Glaciers, variations climatiques et sols gelés* – Masson
- LLIBOUTRY L.**, 1974. *Multivariate statistical analysis of glacier annual balance* - Journal of Glaciology, Vol.13, n°69, pp317-392
- LORIUS C.**, 1993. *Glaces de l'Antarctique* - Jacob
- LOUP J.**, 1974. *Les eaux terrestres – Hydrologie continentale* - Masson
- MAILLET E.**, 1905. *Essais d'hydraulique souterraine et fluviale*. Hermann, Paris.
- MALARTRE N., GAUDON S.**, 2000. *Rapport hydrogéologique : mesures de débits sur quatre torrents de Maurienne en période de basses eaux* - Rapport de stage MST Montagne, Université de Savoie.
- MALET J.-P., MAQUAIRE O., CALAIS E.**, 2002. *Le GPS en géomorphologie dynamique. Application à la surveillance de mouvements de terrain (Super-Sauze, Alpes du Sud, France)* – Géomorphologie : relief, processus, environnement – N°2, p165-180.
- MANGIN A.**, 1975. *Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques* - Thèse Doct. Ès Sci., Uni. de Dijon.
- MANSOUX H.**, 1998. *Impact du taux d'englacement et de ses fluctuations actuelles dans l'hyrosystème Haut-Mauriennais* - Mémoire de DEA, Université de Savoie, non édité.
- MARCHAND J.-P.**, 1997. *Le climat, l'eau et les Hommes* - Presses Universitaires de Rennes.
- MARNEZY A.**, 1981. *Vidange brutale d'un lac proglaciaire en Vanoise* – Revue de Géographie Alpine, t. LXIX, Fasc. 3, p489-494.
- MARNEZY A.**, 1999. *L'Arc et sa vallée. Anthropisation et géodynamique d'une rivière alpine dans son bassin versant* – Thèse de doctorat d'Etat en géographie à l'Université Joseph Fourier, Grenoble, Institut de Géographie Alpine, 682p

- MARNEZY A.**, 2003. *Ressources hydrauliques et diversification des usages. Le cas de la haute vallée de l'Arc (Savoie, France)* – Actes du colloque « barrages et développement durable en France », Cemagref Ed., p89-98.
- MARTIN S.**, 1974. *Corrélation bilans de masse-facteurs météorologiques dans les Grandes Rousses* - Zeitsch. Gletscher.und Glazialgeo, n°10, p71-88
- MAUGENDRE J.-Y., MANSOUX H.**, 1997. *Glaciers et fluctuations glaciaires en Haute Maurienne* Mémoire de Maîtrise, Université de Savoie, non éd.
- MAVLYUDOV B.R.**, 1994. *Problems of en- and subglacial drainage origin* - Annales littéraires de l'université de Besançon n°561, Série de Géographie, n°34, ed M.Griselin, Besançon, p77-82.
- MAX J., LACOUME J.-L.**, 2004. *Méthodes et techniques de traitement du signal* – 5^e Ed., Dunod, 355p.
- MEIER M.F.**, 1984. *Contribution of small glacier to global sea level* – Science, n°226, p1418-1421
- MENEGHEL M., SALVATORE M.C., VITTUARI L.**, 1997. *Kinematic GPS method for mass balance evaluation in small Antarctic Glaciers* - Terra Antarctica Reports N°1, p25-28
- MENZIE J.**, 1995. *Modern Glacial Environments – Processes, Dynamics and Sediments* – Butterworth-Heinemann
- MERCALLI L., CAT-BERRO D., MORTARA G.**, 2002. *Dix ans de bilan de masse au glacier Ciardoney, Grand Paradis, Italie* - Réunion de la Section Glaciologie-Nivologie de la SHF, Grenoble.
- MERCALLI L., CAT BERRO D., MORTARA G., TAMBURINI A.**, 2002. *Un lago sul ghiacciaio del Rocciamealone, alpi occidentali : caractéristiques et risque potenziale* – Nimbus, N°23-24, p. 3-8.
- MERCALLI L., MORTARA G., TAMBURINI A.**, 2002. *Il ghiacciaio sospeso della Croce Rossa, valli di Lanzo : misure ed evoluzione recente* – Nimbus, N°23-24, p. 18-26.
- MEUNIER M., RICHARD D.**, 2004. *Les statistiques et l'hydrologie pour aider à prévenir les avalanches* – Neige et Avalanches, n°108, p25.
- MIALL A.D.**, 1996. *The Geology of Fluvial Deposits – Sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology* - Springer - 582p
- MONTGOMERY D.R., HALLET B., YUPING L., FINNEGAN N., ANDERS A., GILLESPIE A., GREENBERG H.M.**, 2004. *Evidence of Holocene megaflood down the Tsangpo River gorge, southeastern Tibet* – Quaternary Research, No 62 – p 201-207.
- MOREAU L.**, 1999. *Explication et synthèse des variations de l'hydrographie sous-glaciaire du glacier d'Argentière, Mont-Blanc, grace aux mesures de l'écoulement du glacier sur son lit rocheux de 1970 à 1998* – La Houille Blanche, N°5-1999, p40-46
- MOREAU L., VIVIAN R.**, 2000. *Dans le secret des glaciers du Mont Blanc* - Glénat
- MOTYKA R.J., O'NEEL S., CONNOR C.L., ECHELMEYER K.A.**, 2002. *Twentieth century thinning of Mendenhall Glacier, Alaska, and its relationship to climate, lake calving, and glacier run-off* - Global and Planetary Change, Vol. 35, Issues 1-2, p93-112, doi:10.1016/S0921-8181(02)00138-8
- MOTYKA R.J.**, 2003. *Little Ice Age subsidence and post Little Ice Age uplift at Juneau, Alaska, inferred from dendrochronology and geomorphology* – Quaternary Research, Vol. 59, p300-309.
- MOUGIN P.**, 1933. *Etudes glaciologiques* – tome VII , Ed. Ministère de l'Agriculture
- NEAL E.G., TODD WALTER M., COFFEEN C.**, 2002. *Linking the pacific decadal oscillation to seasonal stream discharge patterns in Southeast Alaska* - J. of Hydrology, Vol. 263, p188-197, doi:10.1016/S0022-1694(02)00058-6
- NESME-RIBES E.**, 1994. *The solar engine and its influence on terrestrial atmosphere and climate* – Springer-Verlag
- OERLEMANS J., ANDERSON B., HUBBARD A., HUYBRECHTS Ph., JOHANNESSEN T., KNAP W.H., SCHMEITS M., STROEVEN A.P., VAN DE WAL R.S.W., WALLINGA J., ZUO Z.**, 1998. *Modelling the response of glaciers to climate warming* – Climate Dynamics n°14, p 267-274.
- OERLEMANS J.**, 2001. *Glaciers and Climate Change* – A.A. Balkema Publishers, 148p
- OGUIC P.**, 1995. *Mesure et PC* - ETSF (Ed. Techniques et Scientifiques Françaises)
- ONDE H.**, 1938. *Maurienne et Tarentaise : Etude de Géographie Physique* - Arthaud, 623p
- OWEN L.A., DERBYSHIRE E., SCOTT C.H.**, 2002. *Contemporary sediment production and transfer in high-altitude glaciers* – Sedimentary Geology, Vol. 155, p13-36.
- PADILLA A., PULIDO-BOSCH A.**, 1995. *Study of hydrographs of karstic aquifer by means of correlation and cross spectral analysis* - J. Hydrology, 168, 73-89, doi:10.1016/0022-1694(94)02648-U
- PATERSON W.S.B.**, 1994. *The Physics of Glaciers*. Pergamon, Oxford, 481p.
- PETEUIL C.**, 1996. *Premiers essais de comparaison des bilans hydrologiques et glaciologiques du bassin versant glaciaire de Sarennes* – Rapport de stage de deuxième année ENSHMG, non édité
- PEGUY Ch.P.**, 1952. *La neige* - PUF
- PISSART A.**, 1987. *Géomorphologie périglaciaire* - Ed. Laboratoire de géomorphologie et de géologie du quaternaire, Université de Liège – 135p
- PLANE M.**, 2003. *Methodologie pour l'application du GPS et du Laser sur un glacier noir : cas du Miage* – mémoire de DESS, Université de Savoie – 98p – Non Edité
- POST A., LACHAPPELLE E.R.**, 2000. *Glacier Ice* – University of Washington Press – Rev. Ed.-145p

- PROTASSOV K.**, 2002. *Analyse statistique des données expérimentales* – EDP Sciences – 140p
- QUENEY P.**, 1974. *Elément de météorologie* - Masson
- QUESNEL N.**, 1995. *Les fluctuations glaciaires en Haute Maurienne entre 1975 et 1993* – Mémoire de Maîtrise, Université Joseph Fourier – IGA, non éd.
- RABATEL A.**, 2005. *Chronologie et interprétation paléoclimatiques des fluctuations des glaciers dans les Nndes de Bolivie (16°) depuis le maximum du Petit Age Glaciaire (17^e siècle)* - Thèse à l'Université Joseph Fourier, Grenoble, LGGE.
- RADZIEJEWSKI M., KUNDZEWICZ Z.W.**, 1997. *Fractal Analysis of flow river Warta* – J. Hydrology, N° 200, p 280-294.
- RAMIREZ E., FRANCOU B., RIBSTEIN P., DESCLOITRES M., GUERIN R., MENDOZA J., GALLAIRE R., POUYAUD B., JORDAN E.** 2001. *Small glacier disappearing in the tropical Andes: a case study in Bolivia : Glacier Chacaltaya (16°S)* – J. of Glaciology, Vol.47, N°157, p187-193.
- REMENIERAS G.**, 1980. *Hydrologie de l'ingénieur* – Eyrolles
- RENAUDIN M.**, 1991. *Météorologie* – Cépadués éd.
- REY L.**, 2004. *Aide à la reconnaissance des divers grains de neige* – Neige et Avalanches, n°107, p8-11.
- REYNAUD L.**, 1980. *Can the linear balance model be extended to the whole Alps ?* IAHS-AISH n°126
- REYNAUD L.**, 1973. *Flow of the valley glacier with a solid friction law* – Journal of glaciology, n°65
- REYNAUD L.**, 1974. *Multivariate statistical analysis of glaciers annual balances* - Journal of Glaciology, Vol.13, n°69, pp371-392
- REYNAUD L., VINCENT C., CARLE C.**, 1983. *Analyse et synthèse des mesures effectuées sur le glacier de Gébroulaz, Massif de la Vanoise, France* - Travaux scientifiques du Parc de la Vanoise n°XIII, pp9-23
- REYNAUD L., VALLON M., MARTIN S., LETREGUILLY A.**, 1984. *Spatio-temporal distribution of the glacial mass balance in the Alpine, Sandinavia and Tien Shan areas* Geografiska Annaler n°66A(3),pp239-247
- REYNAUD L., VALLON M., LETREGUILLY A.**, 1986. *Mass balance measurements : problems and two new methods of determining variations* - Journal of Glaciology, Vol.32, n°112, pp446-454
- REYNAUD L., VINCENT C., VALLON M.**, 1997. *Mesures récentes effectuées sur le glacier de Gébroulaz (Massif de la Vanoise, France), depuis 1978 par le laboratoire de glaciologie du CNRS concernant les variations d'altitude, de vitesse, de bilan de masse et la mise en place d'un réseau de repères topographiques pour l'utilisation de la photogrammétrie aérienne* - Trav. Sci. Parc Nation. Vanoise, XX, p83-109
- REYNAUD L., VINCENT C.**, 2000. *Relevés de fluctuations sur quelques glaciers des Alpes françaises* - La Houille Blanche (N°2000-5).
- REYNAUD L., VINCENT C.**, 2002. *Variations glaciaires, en 2001, dans les massifs du Mont Blanc, Vanoise et Ecrins, d'après les relevés de l'Observatoire des Glaciers* – Réunion de la Section Glaciologie-Nivologie de la SHF, Grenoble.
- REYNAUD L., VINCENT C.**, 2002. *Histoire des fluctuations des glaciers en remontant le Petit Age de Glace* – La Houille Blanche, N°8-2002, p16-19.
- RIBSTEIN P., TIRIAU E., FRANCOU B., SAVARIA R.**, 1995. *Tropical climate and glacier hydrology: a case study in Bolivia*. J. Hydrology, 165, 221-234, doi:10.1016/0022-1694(94)02572-S
- RICHARDS K.**, 1987. *Rivers channels – Environments and process* – Blackwell
- RONCHAIL J.**, 1978. *Premières informations climatiques et études des types de temps sur le massif de Lanserlia (Vanoise)*. Travaux du laboratoire de Géographie Physique, Université de Paris VII, N°5, p79-107
- SAMBROOK SMITH G. H.**, 2000. *Small-scale cyclicity in alpine proglacial fluvial sedimentation* - Sedimentary Geology, Vol. 132, Issues 3-4, p217-231, doi:10.1016/S0037-0738(00)00009-9
- SAPORTA G.**, 1990. *Probabilités, analyse des données et statistique* – Technip Ed.
- SCHOENEICH P.**, 1998. *Le retrait glaciaire dans les vallées des Ormonts, de l'Hongrin et de l'Étivaz (Préalpes vaudoises)* – Thèse à la Faculté des Lettres de l'Université de Lausanne (2 vol.) , IGUL.
- SECCHIERE F.**, 2000. *La situazione del glacialismo in Val Martello nel 1999* Terra Glacialis (N° 2000-3)
- S.H.F.**, 1995. *Glaciologie et nivologie : état des recherches et des connaissances* - Actes de colloque
- SINGH P., KUMAR N., ARORA M.**, 2000. *Degree-day factor for snow and ice for Dokriani Glacier, Garhwal Himalayas* – J. Of Hydrology, N° 235, p 1-11.
- SIX D., REYNAUD L., LETREGUILLY A.**, 2001. *Bilans de masse des glaciers alpins et scandinaves, leurs relations avec l'oscillation du climat de l'Atlantique nord* – C.R. Geoscience -Earth and Planetary Sciences, N°333, p693-698, doi:10.1016/S1251-8050(01)01697-4
- SOUCHEZ R.**, 1991. *Ice composition and glaciers dynamics* – Springer Verlag
- SMITH R.B.**, 2003. *A linear upslope-time-delay model for orographic precipitation* – J. of Hydrology, Vol. 282, p2-9.
- STEINBERG J.**, 2000. *Cartographie- Télédétection, Systèmes d'Information Géographique* – Sedes – 159p
- SUDGEN D., JOHN B.**, 1976. *Glaciers and Landscapes* – Arnold
- SWIFT D.A., NIENOW P.W., SPEDDING N., HOEY T.B.**, 2002. *Geomorphic implications of subglacial drainage configuration: rates of basal sediment evacuation controlled by seasonal drainage system evolution*. Sedimentary Geology, 149, 5-19, doi:10.1016/S0037-0738(01)00241-X
- SWIFT D.A., NIENOW P.W., HOEY T.B., MAIR D.W.F.**, in press. *Seasonal evolution of runoff from Haut Glacier d'Arolla, Switzerland and implications for glacial geomorphic processes*. J. Hydrology, doi:10.1016/j.jhydrol.2004.11.016

- TAMBURINI A., LOJACONO M., BELOTTI M.**, 2003. *Volume variations of a glacier determined by using differential GPS surveys (Suretta South Glacier, Spluga Valley, Italy)* – Terra Glacialis, N°6, p11-23.
- TC S.A.**, 2005. *Traité de thermométrie par thermocouples et résistances* – Document édité et diffusé par TC S.A., 73p.
- THILLET J.J.**, 1997. *La météo de montagne* – Seuil
- TRICARD J.**, 1965. *Principes et méthodes de la géomorphologie* - Masson
- TRICARD J., CAILLEUX A.**, 1962. *Le modelé glaciaire et nival* – Sedes
- TRICARD J., CAILLEUX A.**, 1965. *Introduction à la géomorphologie climatique* – Sedes
- TRICARD J., CAILLEUX A.**, 1967. *Le modelé des régions périglaciaires* – Sedes
- TRIPLET J.P.**, 1977. *Météorologie générale* – Ed. Ecole Normale de la Météorologie
- VALLA F., BERGER F., PIEDALLU C.**, 1995. *Variations volumétriques du glacier de Sarennes*. Colloque d'Hydrotechnique à Grenoble, 15 et 16 février 1995
- VALLA F.**, 2000. *Sarennes, un BVRE nivo-glaciaire, 50 ans d'études* - La Houille Blanche (N°2000-5)
- VALLON M.**, 1989. *Evolution, water balance, potential hazards, and control of a pro-glacial lake in the french Alps* – Annals of Glaciology N°13, p273-278, Ed. International Glaciological Society.
- VALLON M., VINCENT C., REYNAUD L.**, 1995. *Sensibilité des bilans de masse glaciaires aux fluctuations climatiques* – Colloque d'Hydrotechnique à Grenoble, 15 et 16 février 1995
- VALLON M., VINCENT C., REYNAUD L.**, 1997. *Mesures récentes effectuées sur le glacier de Gébroulaz (Massif de la Vanoise, France), depuis 1978, par le LGGE concernant les variations d'altitude, de vitesse de bilan de masse et la mise en place d'un réseau de repères topographiques pour l'utilisation de la photogrammétrie aérienne* -Travaux Scientifiques du PNV, n° XX, p83-109.
- VIGNEAU J.P.**, 1996. *L'eau atmosphérique et continentale* – Sedes
- VINCENT C., REYNAUD L.**, 1990. *Détermination de la variation de masse du glacier de Gébroulaz par photogrammétrie aérienne : résultats préliminaires* – S.H.F., réunion de la section de glaciologie-nivologie à Grenoble, non éd.
- VINCENT C.**, 2002. *Influence of climate change over the 20th Century on four French glacier mass balances* – Journal of Geophysical Research, Vol. 107(D19), 4375, doi:10.1029/2001JD00832
- VINCENT C., KAPPENBERGER G., VALLA F., BAUDER A, FUNK M., LE MEUR E.**, 2004. *Ice ablation as evidence of climate change in the Alps over the 20th century* – Journal of Geophysical Research, Vol. 109, N° D10104, 9p, doi:10.1029/2003JD003857.
- VINCENT C., RIBSTEIN P., FAVIER V., WAGNON P., FRANCOU B., LE MEUR E., SIX D.**, 2005. *Glacier fluctuations in the Alps and in the tropical Andes* - C.R. Geoscience, N° 337, p 97-106.
- VIVIAN R.**, 1968. *Le glacier d'Arnès* – Rev. Géogr. Alpine., t.LVI, pp655-658
- VIVIAN R.**, 1969. *La cartographie des glaciers* - Rev. Géogr. Alpine., t.LVI, pp655-659
- VIVIAN R., CHINAL M.**, 1969. *Le glacier de Gébroulaz* - Rev. Géogr. Alpine., t.LVII, pp429-432
- VIVIAN R.**, 1975. *Les glaciers des Alpes Occidentales* – Thèse, Ed. s.n.
- VIVIAN R.**, 2001. *Ne Faisons pas dire aux glaciers ce qu'ils ne disent pas* <http://virtedit.online.fr/article>
- VIVIAN R., THOURET J.C.**, 1994. *Les instabilités d'un bassin versant montagnard anthropisé – Le torrent de l'Eglise (Les Arcs, Savoie)* - Ed. BRGM – 192p
- VOIRON H.**, 1983. *Les régimes nivométriques de la Vanoise* – Travaux Scientifiques du Parc de la Vanoise, t. XIII, p81-99.
- WAGNON P., RIBSTEIN P., KASER G., BERTON P.**, 1999. *Energy balance and runoff seasonally of a Bolivian glacier* - Global and Planetary Change N°22 – p49-58, doi:10.1016/S0921-8181(99)00025-9
- WAGNON P., RIBSTEIN P., FRANCOU B., POUYAUD B.**, 1999. *Annual cycle of energy balance of Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia* – Journal of geophysical research Vol. 104, No. D4 – p3907-3923
- WEINGARTNER R., BARBEN M., SPREAFICO M.**, 2003. *Floods in mountain areas – an overview based on examples from Switzerland* – J. of Hydrology, Vol. 282, p10-24, doi:10.1016/S0022-1694(03)00249-X
- WOHL E.**, 2000. *Mountain Rivers* – American Geophysical Union, Washington DC, 320p.
- ZRYD A.**, 2001. *Les glaciers* – Ed. Pillet – 325p

Documents cartographiques :

Carte de la France, Feuille de Bonneval, 1/80 000, levés de 1864.

Carte d'Etat Major de l'Armée française – Type 1889, Feuille de Lanslebourg, levés de 1864

Carte d'Etat Major de l'Armée française – Type 1889, Feuille de Tignes, levés de 1864.

Carte d'Etat Major de l'Armée française – Type 1922, Feuille de Lanslebourg, levés de 1902 à 1907.

Carte transfrontalière « Le diamant alpin » Lyon - Genève –Turin, IGN, 1/650 000, 1997.

Carte de la France IGN, Feuille de Moutier, 1/ 100 000, 1959, levés glaciologiques de 1902 à 1907.

IGN Top 100, Feuille de Grenoble - Mont Blanc, 1/ 100 000, 3^e édition 2003, levés glaciologiques de 1902 à 1907.

IGN Top 25, Feuille de Val Cenis 3634 OT, 1/ 25 000, mise à jour partielle de 1996.

IGN Top 25, Feuille de Tignes – Val d'Isère 3633ET, 1/ 25 000, mise à jour partielle de 1996.

IGN, Feuille de Lanslebourg, 1/ 25 000, 1974.

IGN, Feuille de Tignes, 1/ 25 000, 1974.

Carte Géologique de la France, Feuille de Lanslebourg, 1/50 000, 1994.

Carte Géologique de la France, Feuille de Tignes, 1/50 000, 2^e édition, 1991.

Les références des Prises de Vue Aériennes de l'IGN sont consultables en annexes.

ANNEXES

1- Reconstitutions glaciaires	201
2- Hydrologie et hydrométrie.....	207
3- Station de mesure et métrologie	217
4- Divers.....	249
5- Valorisation des compétences : le Nouveau Chapitre de la Thèse.....	253

1- RECONSTITUTIONS GLACIAIRES

1.1 - Evolution des surfaces brutes des glaciers du Haut Arc de 1850 à 2003 (1).....	202
1.2 - Evolution des surfaces brutes des glaciers du Haut Arc de 1850 à 2003 (2).....	203
1.3 - Evolution des surfaces brutes des glaciers du Haut Arc de 1850 à 2003 (3).....	204
1.4 - Liste des PVA utilisées	205

1.1 - Evolution des surfaces brutes des glaciers du Haut Arc de 1850 à 2003 (1)

date	glacier	surface (km ²)
1850	3becs	0.36
1970	3becs	0.14
1996	3becs	0.02
1996	3becs	0.01
1850	albaron_sud	0.76
1850	albaron_sud	0.76
1902	albaron_sud	0.57
1902	albaron_sud	0.57
1970	albaron_sud	0.35
1970	albaron_sud	0.35
1989	albaron_sud	0.33
1996	albaron_sud	0.23
1996	albaron_sud	0.23
2003	albaron_sud	0.15
1850	arberon	1.40
1902	arberon	0.79
1939	arberon	0.62
1953	arberon	0.44
1970	arberon	0.40
1988	arberon	0.40
1996	arberon	0.31
2000	arberon	0.27
2003	arberon	0.11
1850	arcelle	0.64
1953	arcelle	0.26
1970	arcelle	0.22
1989	arcelle	0.11
1996	arcelle	0.12
2003	arcelle	0.05
1850	arnes	1.99
1902	arnes	1.75
1939	arnes	1.65
1953	arnes	1.33
1970	arnes	0.93
1970	arnes	0.09
1988	arnes	0.95
1988	arnes	0.07
1996	arnes	0.01
1996	arnes	0.88
2000	arnes	0.82
2003	arnes	0.74
1850	baounet	4.11
1902	baounet	3.60
1939	baounet	3.00
1953	baounet	2.92
1970	baounet	2.77
1988	baounet	2.59
1996	baounet	2.39
2000	baounet	2.25
2003	Baounet	2.23

date	glacier	surface (km ²)
1850	bezin_nord	0.38
1970	bezin_nord	0.14
1989	bezin_nord	0.05
1996	bezin_nord	0.04
2003	bezin_nord	0.00
1850	bezin_sud	0.51
1970	bezin_sud	0.05
1996	bezin_sud	0.02
1850	bonneval	0.67
1902	bonneval	0.77
1953	bonneval	0.22
1970	bonneval	0.18
1989	bonneval	0.13
1996	bonneval	0.10
2001	bonneval	0.08
2001	bonneval	0.01
1850	charbonnel	0.99
1902	charbonnel	0.96
1939	charbonnel	0.92
1953	charbonnel	0.70
1970	charbonnel	0.62
1989	charbonnel	0.58
1996	charbonnel	0.62
2003	charbonnel	0.55
1850	colerin	0.78
1850	colerin	0.78
1902	colerin	0.49
1902	colerin	0.49
1970	colerin	0.28
1970	colerin	0.28
1989	colerin	0.25
1996	colerin	0.20
1996	colerin	0.20
2003	colerin	0.01
2003	colerin	0.00
2003	colerin	0.00
2003	croix_rousse	0.05
1850	croix_rousse	0.71
1902	croix_rousse	0.68
1902	croix_rousse	0.65
1953	croix_rousse	0.48
1970	croix_rousse	0.43
1988	croix_rousse	0.37
1996	croix_rousse	0.27
2000	croix_rousse	0.15
1850	derriere_les_lacs	1.65
1948	derriere_les_lacs	0.90
1970	derriere_les_lacs	0.78
1989	derriere_les_lacs	0.64
2001	derriere_les_lacs	0.49

1.2 - Evolution des surfaces brutes des glaciers du Haut Arc de 1850 à 2003 (2)

date	glacier	surface (km ²)
1850	derclap	1.66
1902	derclap	1.52
1939	derclap	1.24
1953	derclap	1.05
1970	derclap	0.78
1989	derclap	0.76
1996	derclap	0.78
2000	derclap	0.73
2003	derclap	0.75
1850	Dom_JM	0.34
1970	Dom_JM	0.23
1996	Dom_JM	0.10
2001	Dom_JM	0.04
1850	evettes	5.54
1902	evettes	4.63
1939	evettes	3.92
1948	evettes	3.84
1953	evettes	3.78
1956	evettes	3.66
1970	evettes	3.32
1989	evettes	3.29
1996	evettes	3.23
2001	evettes	3.04
1850	fond	0.20
1970	fond	0.12
1989	fond	0.05
1996	fond	0.03
2003	fond	0.01
1850	gd_fond-ribon	0.42
1953	gd_fond-ribon	0.13
1953	gd_fond-ribon	0.05
1970	gd_fond-ribon	0.10
1970	gd_fond-ribon	0.04
1989	gd_fond-ribon	0.61
1989	gd_fond-ribon	0.03
1989	gd_fond-ribon	0.02
1989	gd_fond-ribon	0.02
1996	gd_fond-ribon	0.01
1996	gd_fond-ribon	0.02
2003	gd_fond-ribon	0.01
1850	gd_fond	1.97
1902	gd_fond	1.64
1902	gd_fond	1.64
1939	gd_fond	1.47
1953	gd_fond	1.41
1970	gd_fond	1.32
1970	gd_fond	1.32
1989	gd_fond	1.25
1996	gd_fond	1.17
1996	gd_fond	1.17
2003	gd_fond	0.97

date	glacier	surface (km ²)
1850	gd_montet	2.27
1970	gd_montet	1.40
1989	gd_montet	1.06
1996	gd_montet	1.02
2001	gd_montet	0.82
1850	gd_méan	3.49
1902	gd_méan	2.77
1948	gd_méan	2.61
1953	gd_méan	2.48
1956	gd_méan	2.59
1970	gd_méan	2.48
1989	gd_méan	2.24
1996	gd_méan	1.95
2001	gd_méan	1.93
1850	gd_pareis	1.57
1902	gd_pareis	1.22
1939	gd_pareis	0.78
1970	gd_pareis	0.60
1996	gd_pareis	0.52
2003	gd_pareis	0.37
1850	gd_pisaillas	2.69
1970	gd_pisaillas	1.36
1989	gd_pisaillas	1.00
1996	gd_pisaillas	0.80
2001	gd_pisaillas	0.72
1850	grala	0.55
1902	grala	0.52
1953	grala	0.34
1970	grala	0.30
1989	grala	0.23
1996	grala	0.25
2003	grala	0.19
1850	jave	0.96
1970	jave	0.30
1989	jave	0.07
1996	jave	0.04
2003	jave	0.01
1850	levanna	0.10
1948	levanna	0.07
1970	levanna	0.06
2001	levanna	0.01
1850	mean_martin	1.73
1970	mean_martin	1.38
1989	mean_martin	0.13
1989	mean_martin	1.10
1996	mean_martin	1.02
2001	mean_martin	0.89
1850	mulinet	4.09
1948	mulinet	2.81
1970	mulinet	2.60
1989	mulinet	2.82
1996	mulinet	2.65
2001	mulinet	2.50

1.3 - Evolution des surfaces brutes des glaciers du Haut Arc de 1850 à 2003 (3)

date	glacier	surface (km ²)
1850	ouille_noire	0.79
1850	ouille_noire	0.10
1850	ouille_noire	0.07
1970	ouille_noire	0.26
1970	ouille_noire	0.08
1989	ouille_noire	0.01
1989	ouille_noire	0.04
1996	ouille_noire	0.05
1996	ouille_noire	0.01
2001	ouille_noire	0.04
1850	piatou	0.81
1902	piatou	0.78
1953	piatou	0.34
1970	piatou	0.18
1989	piatou	0.17
2001	piatou	0.13
1850	rochemelon	4.65
1953	rochemelon	3.55
1970	rochemelon	2.44
1989	rochemelon	1.72
1996	rochemelon	1.95
2003	rochemelon	1.61
1850	rochemichel	1.09
1970	rochemichel	0.63
2003	rochemichel	0.40
1850	roches	0.71
1970	roches	0.55
1989	roches	0.50
1996	roches	0.49
2001	roches	0.45
1850	sources_arc_nord	3.79
1948	sources_arc_nord	2.93
1970	sources_arc_nord	2.53
1989	sources_arc_nord	2.36
1996	sources_arc_nord	2.13
2001	sources_arc_nord	2.08
1850	sources_arc_sud	2.40
1948	sources_arc_sud	1.24
1970	sources_arc_sud	1.09
1989	sources_arc_sud	0.95
1989	sources_arc_sud	0.68
1996	sources_arc_sud	1.02
2001	sources_arc_sud	0.90
1850	sea	0.20
1902	sea	0.19
1953	sea	0.11
1970	sea	0.09
1996	sea	0.04
1850	tete	0.57
1939	tete	0.25
1953	tete	0.28
1970	tete	0.24
1996	tete	0.15
2003	tete	0.14

date	glacier	surface (km ²)
1850	trieve	0.38
1970	trieve	0.21
1989	trieve	0.10
1996	trieve	0.18
2001	trieve	0.14
1850	vallonnet_inferieur	1.11
1902	vallonnet_inferieur	0.99
1902	vallonnet_inferieur	0.99
1939	vallonnet_inferieur	0.71
1953	vallonnet_inferieur	0.69
1953	vallonnet_inferieur	0.69
1970	vallonnet_inferieur	0.64
1970	vallonnet_inferieur	0.64
1996	vallonnet_inferieur	0.55
2003	vallonnet_inferieur	0.35
1939	vallonnet_sup	1.75
1970	vallonnet_sup	1.66
1970	vallonnet_sup	1.66
1989	vallonnet_sup	1.50
2003	vallonnet_sup	1.47
1850	Vieux	1.81
1970	Vieux	1.11
1989	Vieux	0.98
1989	Vieux	0.45
2003	Vieux	0.56

Evolution des glaciers du Haut Arc au cours de la décrue Post-PAG

1.4 - Liste des PVA utilisées

N° Campagne	année	N°	description	Date	Scan (dpi)	Orthophoto
F3534 3634	1939	302	Vallonnet-inférieur	08/07/1939	1000	Oui-1000 dpi
F3534 3634	1939	304	Evettes	08/07/1939	1000	Oui-1000 dpi
F3534 3634	1939	366	Charbonnel	08/07/1939	1000	Oui-1000 dpi
F3534 3634	1939	367	Ouille Mouta	08/07/1939	1000	Oui-1000 dpi
F3534 3634	1939	370	Arnès	08/07/1939	1000	Oui-1000 dpi
F3534 3634	1939	531	Entre-Deux-Ris	08/07/1939	1000	Oui-1000 dpi
F3534 3634	1939	551	Baounet	08/07/1939	1000	Oui-1000 dpi
F3534 3634	1939	552	Autaret	08/07/1939	1000	Oui-1000 dpi
F3534 3634	1939	346	Gd Fond	08/07/1939	1000	Oui-1000 dpi
F3534 3634	1939	554	Derrière le Clapier	08/07/1939	1000	Oui-1000 dpi
	1948	81	derrière les lacs		1000	
	1948	82	derrière les lacs		1000	
	1948	83	Zone accumulation Sources de l'Arc		1000	Oui-1000 dpi
	1948	84	Zone accumulation Sources de l'Arc		1000	
	1948	410	front gl. Evettes - Gd Méan - Mulinet		1000	Oui-1000 dpi
	1948	411	Mulinet		1000	
	1948	412	Zone accumulation Mulinet -Gd Méan		1000	
	1948	413	Zone accumulation Mulinet -Gd Méan		1000	
F3534 3634	1953	19	Méan Martin	30/08/1953	1000	Oui-1000 dpi
F3534 3634	1953	23	Gd Fond - Vallonnet	30/08/1953	1000 - 600	Oui-1000 dpi
F3534 3634	1953	24	Evettes	30/08/1953	1000 - 600	Oui-600dpi
F3534 3634	1953	74	Charbonnel - Grala - Ouille Mouta	30/08/1953	1000	Oui-1000 dpi
F3534 3634	1953	76	Baounet - Arnès	30/08/1953	1000 - 600	Oui-600dpi
F3534 3634	1953	130	Derrière le Clapier - Rochemelon	30/08/1953	1000	Oui-1000 dpi
F3632-3633	1956	124	derrière les lacs		1000	
F3632-3633	1956	125	front gl. Mulinet		1000	
F3632-3633	1956	126	Gd Méan - front gl. Evettes		1000	Oui-1000 dpi
F3632-3633	1956	129	Zone accumulation Mulinet et Gd Méan		1000	
F3632-3633	1956	130	Sources de l'Arc		1000	
F3632-3633	1956	131	Sources de l'Arc		1000	
F3534 3634	1988	40	Baounet - Derrière Clapier		1200	
F3534 3634	1988	42	Rochemelon - Derrière Clapier		1200	Oui-1000 dpi
F3534 3634	1988	122	Baounet		1200	
F3534 3634	1988	124	Baounet - Arberon - Arnès		1200	Oui-600dpi
F3534 3634	1988	126	Baounet- Arnès		1200	
F73	1996	207	Aig Pers - Ouille Noire	30/08/1996	1000 - 600	Oui-600dpi
F73	1996	208	Aig Pers - Ouille Noire	30/08/1996	1000 - 600	Oui-1000dpi
F73	1996	231	Ouille de la Jave	30/08/1996	1000 - 600	Oui-600dpi
F73	1996	1480	Mulinet - Gd Méan - Sces Arc	17/08/1996	1000 - 600	
F73	1996	1481	Mulinet - Gd Méan - Sces Arc	17/08/1996	1000 - 600	Oui-600dpi
F73	1996	1489	Gd Fond-Vallonnet-Evettes	17/08/1996	1000 - 600	
F73	1996	1490	Gd Fond-Vallonnet-Evettes	17/08/1996	1000 - 600	Oui-600dpi
F73	1996	1491	Gd Fond-Vallonnet-Evettes	17/08/1996	1000 - 600	
F73	1996	1494	Méan Martin	17/08/1996	1000	Oui-1000 dpi
F73	1996	1517	Gdes Pareis - Arnès	17/08/1996	1000 - 600	Oui-600dpi
F73	1996	1526	Baounet-Arnès	17/08/1996	1000 - 600	Oui-600dpi
F73	1996	1527	Baounet-Arnès	17/08/1996	1000 - 600	Oui-600dpi
F73	1996	1528	Ouille Mouta - Charbonnel	17/08/1996	1000 - 600	Oui-600dpi
F73	1996	1563	Rochemelon - Derrière Clappier	17/08/1996	1000 - 600	Oui-600dpi
F3534 3634	2000	154	Derrière le Clapier - Baounet	23/08/2000	1000	Oui-1000 dpi
F3534 3634	2000	161	Arnès - Gdes Pareis - Front Baounet	23/08/2000	1000	Oui-1000 dpi

(Liste non exhaustive, seules sont inscrites les PVA exploitables sur le plan glaciologique)

2- *HYDROLOGIE ET HYDROMÉTRIE*

2.1 - Synthèse hydrologique des prises d'eau d'Avérole et de Bissorte	208
2.2 -Evolution des débits à la prise d'eau d'Avérole entre les deux grandes périodes de mesures.....	209
2.3 -Le classement du régime des cours d'eau aplins par ordre d'importance des débits d'été	210
2.4- Fiches des jaugeages du torrent de la Vallettaz (Glacier du Baounet, 2800m).....	211

2.1 - Synthèse hydrologique des prises d'eau d'Avérole et de Bissorte

Avérole

ÉCOULEMENTS MOYENS												
Module : 2.02 m ³ /s soit 44.5 l/s/km ² (calcul sur 48 années)												
DEBITS MOYENS MENSUELS												
	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jun	Jul	Aou	Sep	Oct	Nov	Déc
m ³ /s	0.196	0.154	0.155	0.291	1.74	5.55	6.94	4.74	2.51	1.05	0.478	0.301
l/s/km ²	4.3	3.4	3.4	6.4	38.3	122.2	152.9	104.4	55.3	23.1	10.5	6.6

Bissorte

ÉCOULEMENTS MOYENS												
Module : 1.72 m ³ /s soit 33.5 l/s/km ² (calcul sur 21 années)												
DEBITS MOYENS MENSUELS												
	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jun	Jul	Aou	Sep	Oct	Nov	Déc
m ³ /s	0.383	0.338	0.322	0.842	3.39	6.63	3.80	1.58	1.24	0.973	0.615	0.463
l/s/km ²	7.5	6.6	6.3	16.4	66.0	129.0	73.9	30.7	24.1	18.9	12.0	9.0

Source des données : DIREN

2.2 - Evolution des débits à la prise d'eau d'Avérole entre les deux grandes périodes de mesures

mois	moyenne Q (m3/s) 1952-1966	moyenne Q (m3/s) 1969-1988	tx acc Q (%)	Tx acc précipitations (%)
janvier	0.21	0.18	-15	11
fevrier	0.17	0.14	-13	14
mars	0.17	0.13	-25	30
avril	0.29	0.21	-27	5
mai	1.79	1.36	-24	35
juin	5.34	5.09	-5	-19
juillet	6.35	7.58	19	15
août	4.57	4.80	5	2
septembre	2.59	2.45	-5	-14
octobre	0.96	0.99	3	4
novembre	0.47	0.48	2	-14
décembre	0.31	0.29	-5	-27

D'après données EDF-DTG (Débits) et Météo-France (Précipitations à Bessans).

2.3 -Le classement du régime des cours d'eau aplins par ordre d'importance des débits d'été

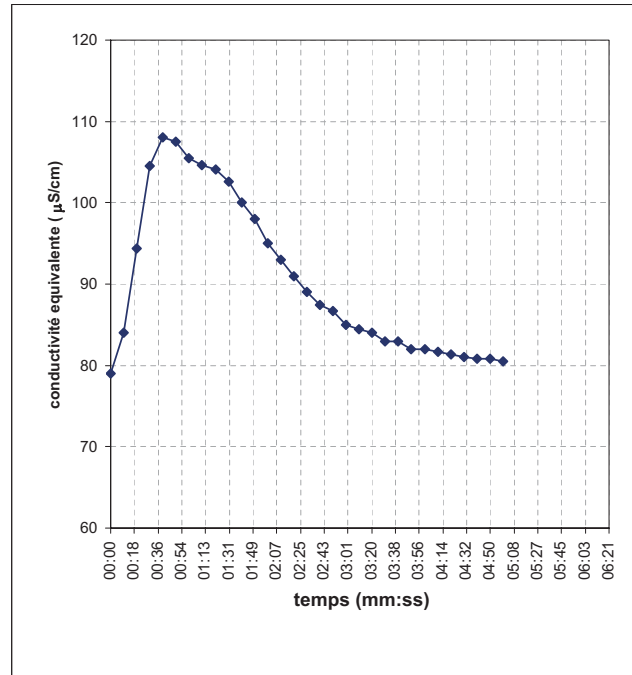
Type	séquence	taux d'englacement
Ultra-glaciaire	Juillet-Août-Septembre-Juin	>75 %
Glaciaire normal	Juillet-Août-Juin-Septembre	25 à 75 %
Glaciaire mitigé	Juillet-Juin-Août-Septembre	15 à 25 %
Nivo-Glaciaire	Juin-Juillet-Août-Mai	5 à 15 %
Nival de montagne	Juin-Juillet-Mai-Août	<5 %

D'après F. Gaudet, 1973.

2.4- Fiches des jaugeages du torrent de la Valletta (Glacier du Baounet, 2800m)

JAUGEAGE NaCl N°5

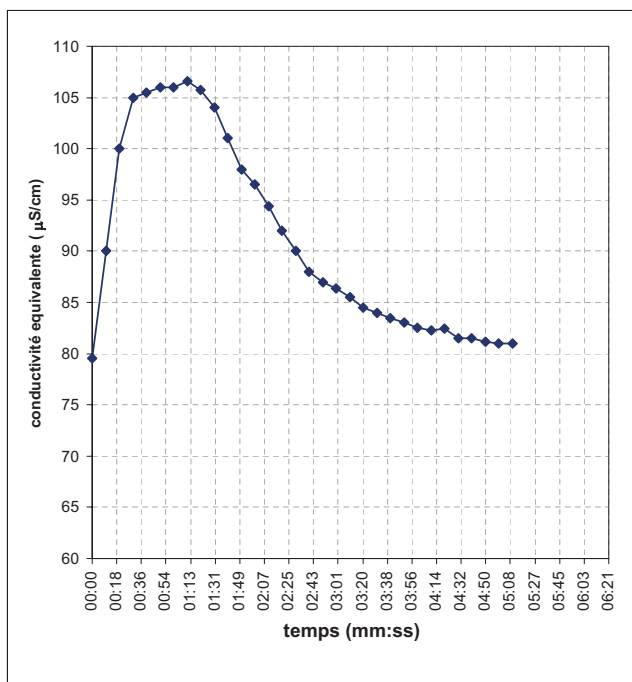
site : Baounet	JJ:HH:MM (GMT) : 15/08/04 7h00	k= 0.51	
M(g) NaCl = 500	H (cm) = 43.7	liste TI83 : S5-C5	
temps (mm:ss)	temps (min)	conductivité à 25°C (µS/cm)	CT
00:00	0	79	0.000
00:10	10	84	0.026
00:20	20	94.4	0.079
00:30	30	104.5	0.130
00:40	40	108	0.148
00:50	50	107.5	0.145
01:00	60	105.5	0.135
01:10	70	104.6	0.131
01:20	80	104.1	0.128
01:30	90	102.6	0.120
01:40	100	100	0.107
01:50	110	98	0.097
02:00	120	95	0.082
02:10	130	93	0.071
02:20	140	91	0.061
02:30	150	89	0.051
02:40	160	87.4	0.043
02:50	170	86.7	0.039
03:00	180	85	0.031
03:10	190	84.5	0.028
03:20	200	84	0.026
03:30	210	83	0.020
03:40	220	83	0.020
03:50	230	82	0.015
04:00	240	82	0.015
04:10	250	81.7	0.014
04:20	260	81.3	0.012
04:30	270	81	0.010
04:40	280	80.8	0.009
04:50	290	80.8	0.009
05:00	300	80.5	0.008
05:10	310		0.000
05:20	320		0.000
05:30	330		0.000
05:40	340		0.000
05:50	350		0.000
06:00	360		0.000



Q (l/s) = 276

JAUGEAGE NaCl N°6

site : Baounet	JJ:HH:MM (GMT) : 15/08/04 7h15	k= 0.51	
M(g) NaCl = 500	H (cm) = 43.8	liste TI83 : S6-C6	
temps (mm:ss)	temps (min)	conductivité à 25°C (µS/cm)	CT
00:00	0	79.5	0.000
00:10	10	90	0.054
00:20	20	100	0.105
00:30	30	105	0.130
00:40	40	105.5	0.133
00:50	50	106	0.135
01:00	60	106	0.135
01:10	70	106.6	0.138
01:20	80	105.7	0.134
01:30	90	104	0.125
01:40	100	101	0.110
01:50	110	98	0.094
02:00	120	96.5	0.087
02:10	130	94.4	0.076
02:20	140	92	0.064
02:30	150	90	0.054
02:40	160	88	0.043
02:50	170	87	0.038
03:00	180	86.4	0.035
03:10	190	85.5	0.031
03:20	200	84.5	0.026
03:30	210	84	0.023
03:40	220	83.5	0.020
03:50	230	83	0.018
04:00	240	82.5	0.015
04:10	250	82.3	0.014
04:20	260	82.4	0.015
04:30	270	81.5	0.010
04:40	280	81.5	0.010
04:50	290	81.2	0.009
05:00	300	81	0.008
05:10	310	81	0.008
05:20	320		0.000
05:30	330		0.000
05:40	340		0.000
05:50	350		0.000
06:00	360		0.000

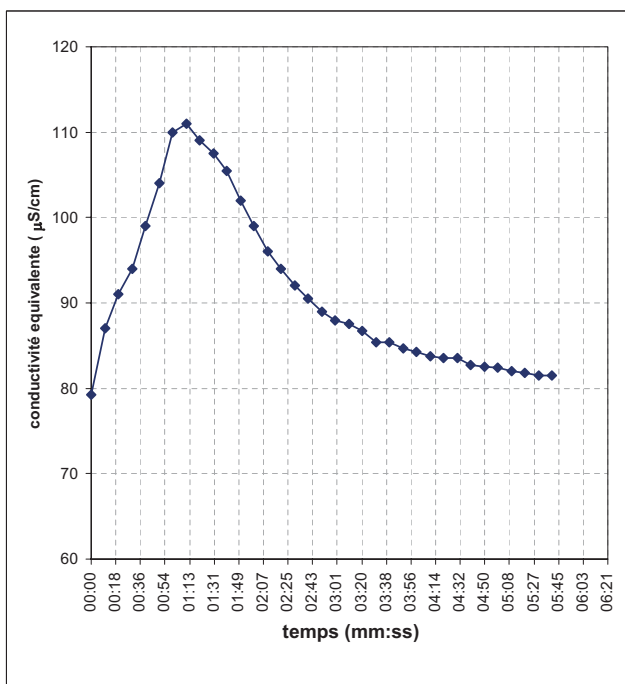


Q (l/s) = 264

JAUGEAGE NaCl N°7

site : Baounet	JJ:HH:MM (GMT) : 15/08/04 7h30	k = 0.51
M(g) NaCl = 500	H (cm) = 44	liste T183 : S7-C7

temps (mm:ss)	temps (min)	conductivité à 25°C (µS/cm)	CT
00:00	0	79.3	0.000
00:10	10	87	0.039
00:20	20	91	0.060
00:30	30	94	0.075
00:40	40	99	0.100
00:50	50	104	0.126
01:00	60	110	0.157
01:10	70	111	0.162
01:20	80	109	0.151
01:30	90	107.5	0.144
01:40	100	105.5	0.134
01:50	110	102	0.116
02:00	120	99	0.100
02:10	130	96	0.085
02:20	140	94	0.075
02:30	150	92	0.065
02:40	160	90.5	0.057
02:50	170	89	0.049
03:00	180	88	0.044
03:10	190	87.5	0.042
03:20	200	86.7	0.038
03:30	210	85.4	0.031
03:40	220	85.4	0.031
03:50	230	84.7	0.028
04:00	240	84.3	0.026
04:10	250	83.8	0.023
04:20	260	83.5	0.021
04:30	270	83.5	0.021
04:40	280	82.7	0.017
04:50	290	82.5	0.016
05:00	300	82.4	0.016
05:10	310	82	0.014
05:20	320	81.8	0.013
05:30	330	81.5	0.011
05:40	340	81.5	0.011
05:50	350		0.000
06:00	360		0.000

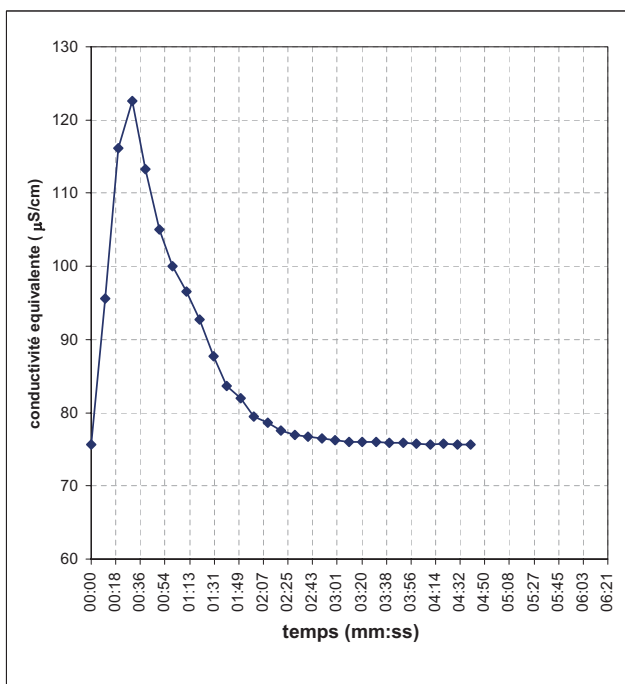


Q (l/s) = 238

JAUGEAGE NaCl N°9

site : Baounet	JJ:HH:MM (GMT) : 11/09/04 08h45	k = 0.51
M(g) NaCl = 500	H (cm) = 43.9	liste T183 : -

temps (mm:ss)	temps (min)	conductivité à 25°C (µS/cm)	CT
00:00	0	75.6	0.000
00:10	10	95.6	0.102
00:20	20	116.2	0.207
00:30	30	122.6	0.240
00:40	40	113.3	0.192
00:50	50	105	0.150
01:00	60	100	0.124
01:10	70	96.5	0.107
01:20	80	92.7	0.087
01:30	90	87.7	0.062
01:40	100	83.6	0.041
01:50	110	82	0.033
02:00	120	79.5	0.020
02:10	130	78.6	0.015
02:20	140	77.6	0.010
02:30	150	77	0.007
02:40	160	76.7	0.006
02:50	170	76.5	0.005
03:00	180	76.2	0.003
03:10	190	76	0.002
03:20	200	76	0.002
03:30	210	76	0.002
03:40	220	75.9	0.002
03:50	230	75.9	0.002
04:00	240	75.8	0.001
04:10	250	75.7	0.001
04:20	260	75.8	0.001
04:30	270	75.7	0.001
04:40	280	75.7	0.001
04:50	290		0.000
05:00	300		0.000
05:10	310		0.000
05:20	320		0.000
05:30	330		0.000
05:40	340		0.000
05:50	350		0.000
06:00	360		0.000

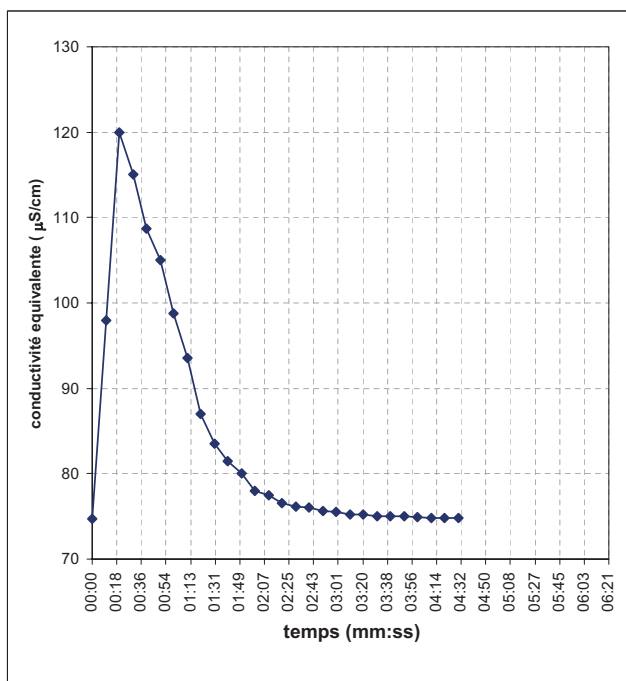


Q (l/s) = 351

JAUGEAGE NaCl N°10

site : Baounet	JJ:HH:MM (GMT) : 11/09/04 09h10	k= 0.51
M(g) NaCl = 500	H (cm) = 44.5	liste T183 : -

temps (mm:ss)	temps (min)	conductivité à 25°C (µS/cm)	CT
00:00	0	74.7	0.000
00:10	10	98	0.119
00:20	20	120	0.231
00:30	30	115	0.206
00:40	40	108.7	0.173
00:50	50	105	0.155
01:00	60	98.8	0.123
01:10	70	93.5	0.096
01:20	80	87	0.063
01:30	90	83.5	0.045
01:40	100	81.5	0.035
01:50	110	80	0.027
02:00	120	78	0.017
02:10	130	77.5	0.014
02:20	140	76.6	0.010
02:30	150	76.1	0.007
02:40	160	76	0.007
02:50	170	75.6	0.005
03:00	180	75.5	0.004
03:10	190	75.2	0.003
03:20	200	75.2	0.003
03:30	210	75	0.002
03:40	220	75	0.002
03:50	230	75	0.002
04:00	240	74.9	0.001
04:10	250	74.8	0.001
04:20	260	74.8	0.001
04:30	270	74.8	0.001
04:40	280		0.000
04:50	290		0.000
05:00	300		0.000
05:10	310		0.000
05:20	320		0.000
05:30	330		0.000
05:40	340		0.000
05:50	350		0.000
06:00	360		0.000

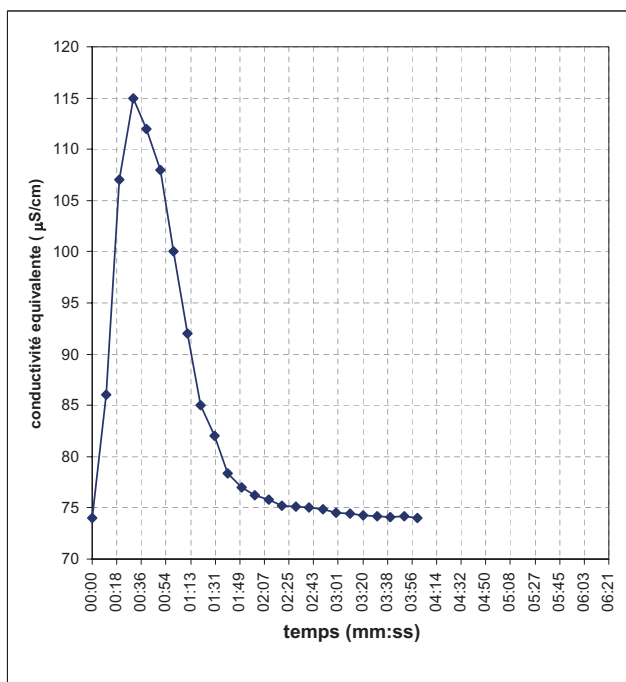


Q (l/s) = 371

JAUGEAGE NaCl N°11

site : Baounet	JJ:HH:MM (GMT) : 11/09/04 09h20	k= 0.51
M(g) NaCl = 500	H (cm) = 44.6	liste T183 : -

temps (mm:ss)	temps (min)	conductivité à 25°C (µS/cm)	CT
00:00	0	74	0.000
00:10	10	86	0.061
00:20	20	107	0.168
00:30	30	115	0.209
00:40	40	112	0.194
00:50	50	108	0.173
01:00	60	100	0.133
01:10	70	92	0.092
01:20	80	85	0.056
01:30	90	82	0.041
01:40	100	78.4	0.022
01:50	110	77	0.015
02:00	120	76.2	0.011
02:10	130	75.8	0.009
02:20	140	75.2	0.006
02:30	150	75.1	0.006
02:40	160	75	0.005
02:50	170	74.9	0.005
03:00	180	74.5	0.003
03:10	190	74.4	0.002
03:20	200	74.3	0.002
03:30	210	74.2	0.001
03:40	220	74.1	0.001
03:50	230	74.2	0.001
04:00	240	74	0.000
04:10	250		0.000
04:20	260		0.000
04:30	270		0.000
04:40	280		0.000
04:50	290		0.000
05:00	300		0.000
05:10	310		0.000
05:20	320		0.000
05:30	330		0.000
05:40	340		0.000
05:50	350		0.000
06:00	360		0.000



Q (l/s) = 411

fiche de résultat Jaugeage NaCl
datalogger Campbell Scientific

N°21

M(g) NaCl = 500

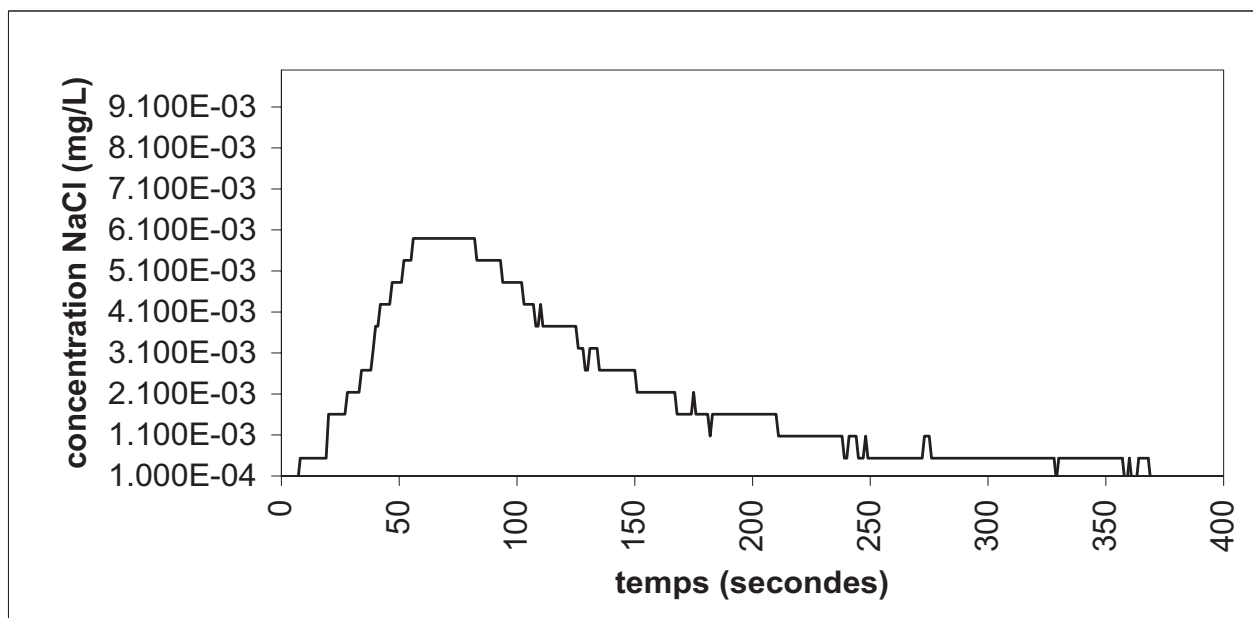
H (cm) = 50.37

site : Baounet

JJ:HH:MM (GMT) : 15/07/05 09h20

k= 0.51

Q (L/s) = 666



fiche de résultat Jaugeage NaCl
datalogger Campbell Scientific

N°22

M(g) NaCl = 500

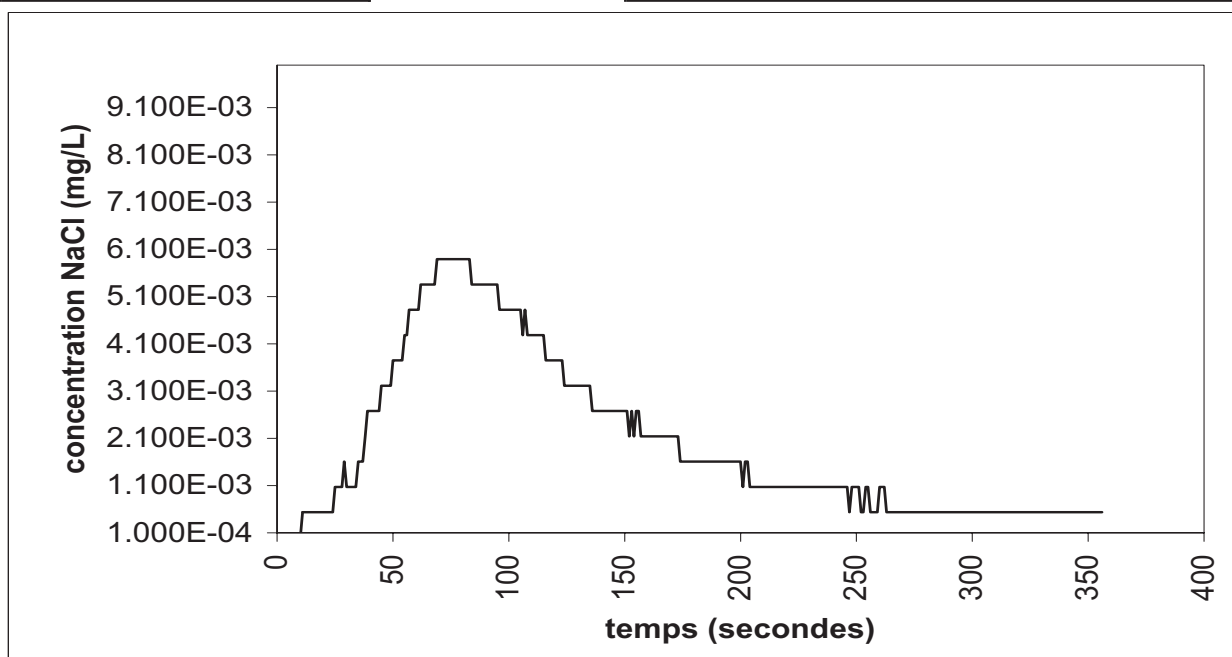
H (cm) = 51

site : Baounet

JJ:HH:MM (GMT) : 15/07/05 09h40

k= 0.51

Q (L/s) = 705



fiche de résultat Jaugeage NaCl
datalogger Campbell Scientific

N°24

M(g) NaCl = 1000

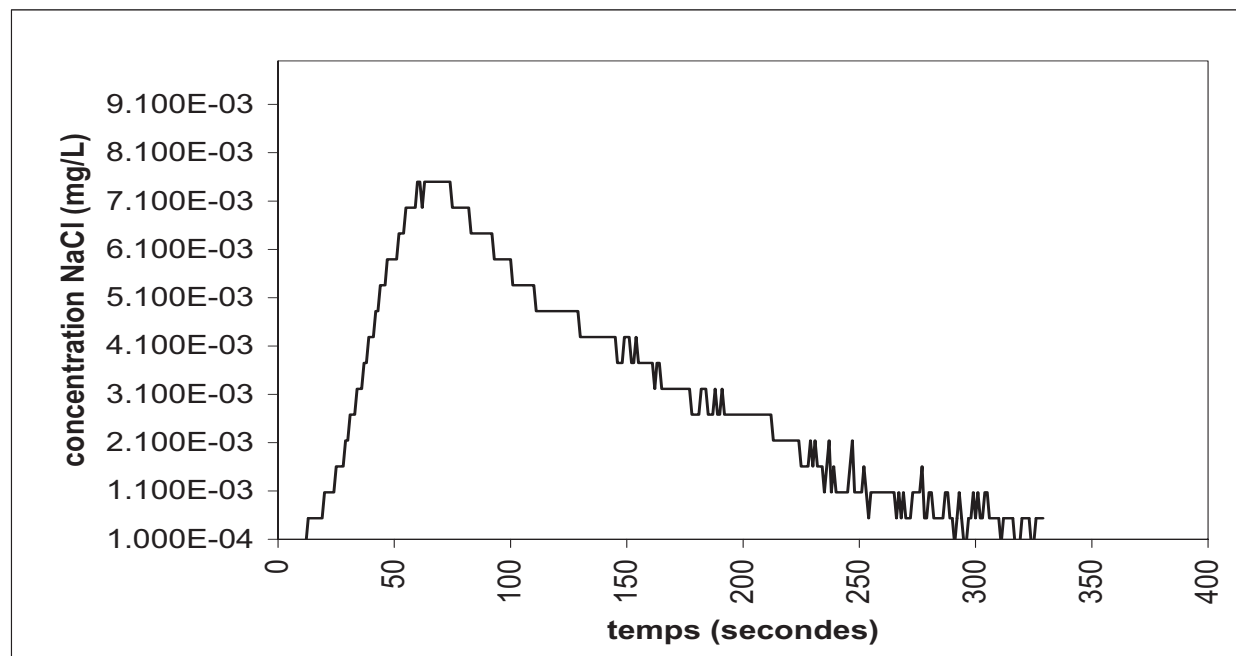
H (cm) = 55.5

site : Baounet

JJ:HH:MM (GMT) : 15/07/05 11h30

k= 0.51

Q (L/s) = 1011



fiche de résultat Jaugeage NaCl
datalogger Campbell Scientific

N°25

M(g) NaCl = 1000

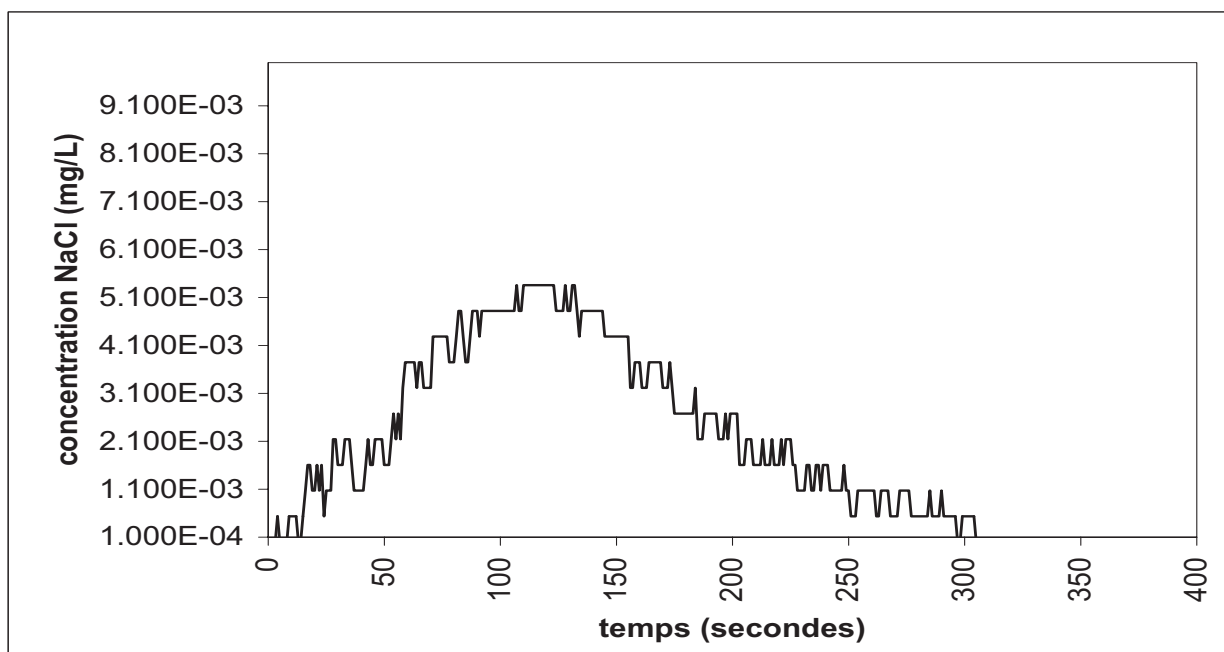
H (cm) = 59.57

site : Baounet

JJ:HH:MM (GMT) : 15/07/05 13h40

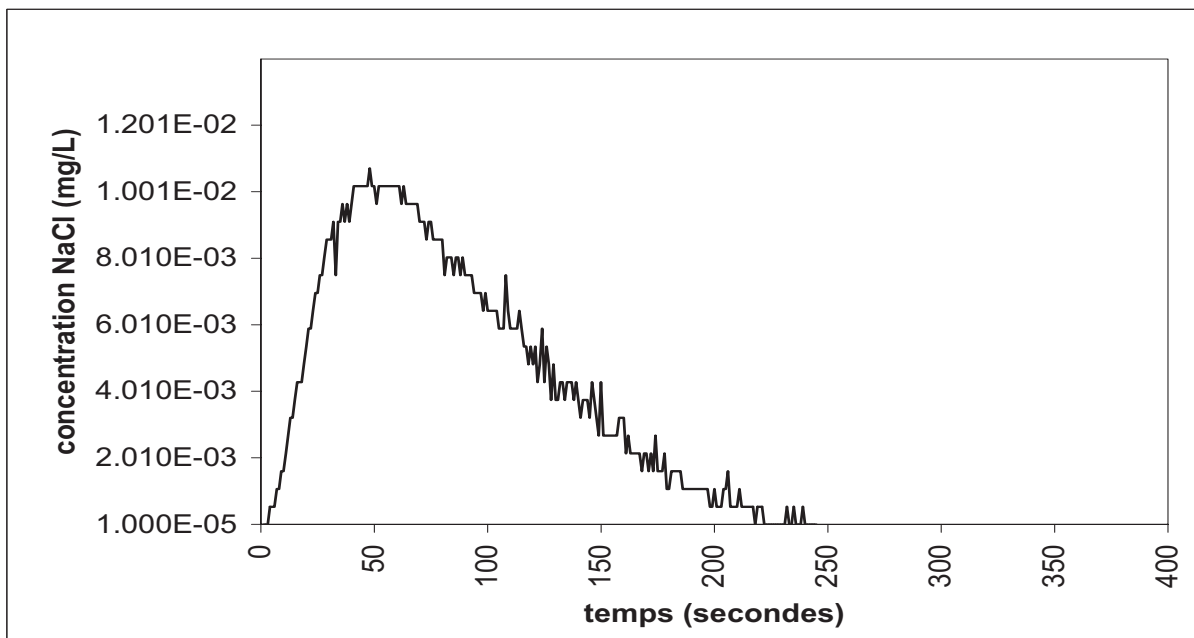
k= 0.51

Q (L/s) = 1299



fiche de résultat Jaugeage NaCl
datalogger Campbell Scientific

N°0-2

M(g) NaCl = 1000**H (cm) = 55.5****site : Baounet****JJ:HH:MM (GMT) : 27/06/2004 11h00****k= 0.51****Q (L/s) = 916**

3- STATION DE MESURE AUTOMATIQUE ET MÉTROLOGIE

3.1 - Plan de haubannage de la structure de la station automatique	218
3.2 - Croquis d'agencement de la station hydro-météorologique du Baounet.....	219
3.3 - Croquis d'un pluviomètre totalisateur	220
3.4 - Liste des capteurs et les ETM associées (Erreurs Tolorées Maximum)	221

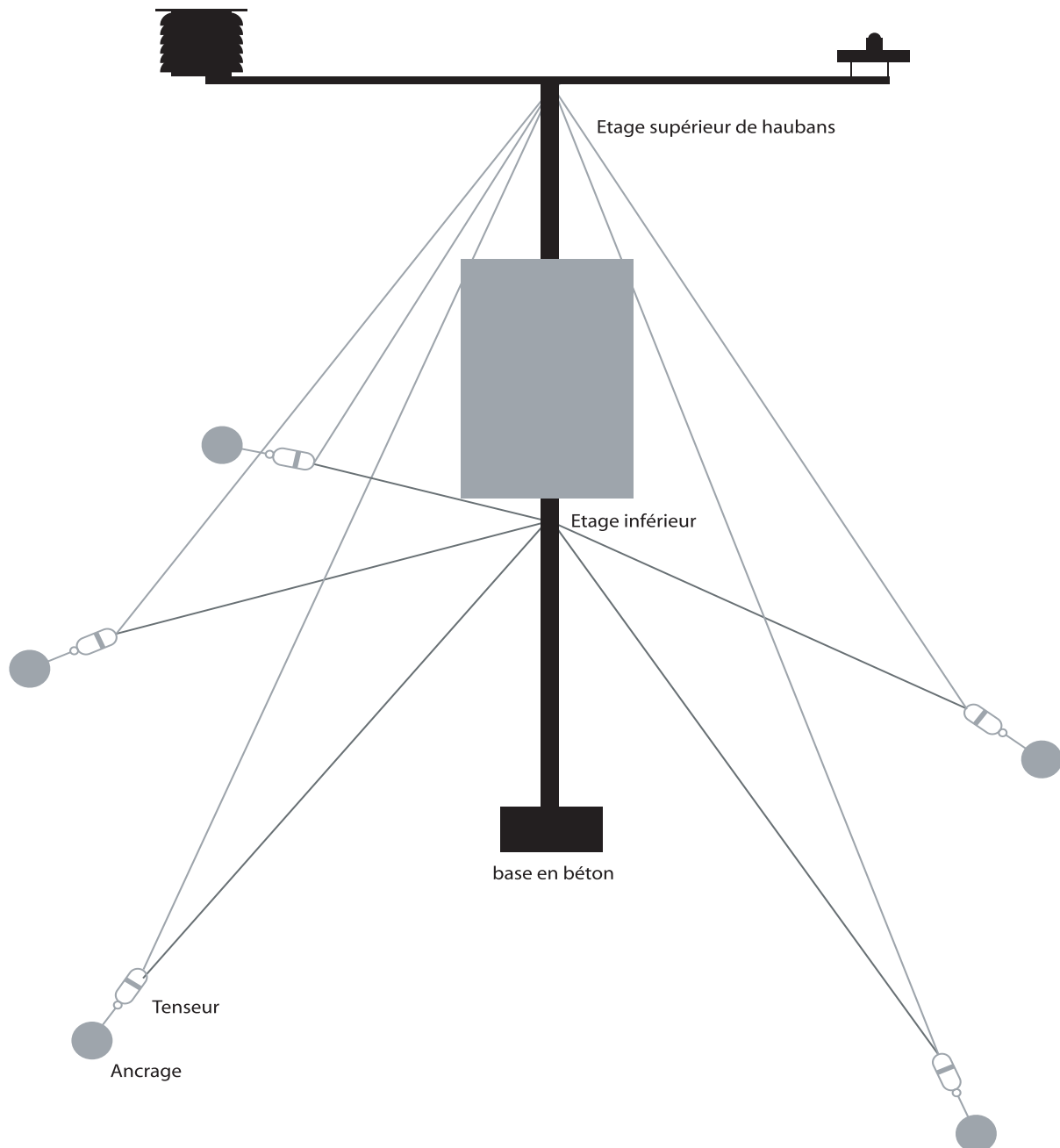
Traçabilité des campagnes de mesures

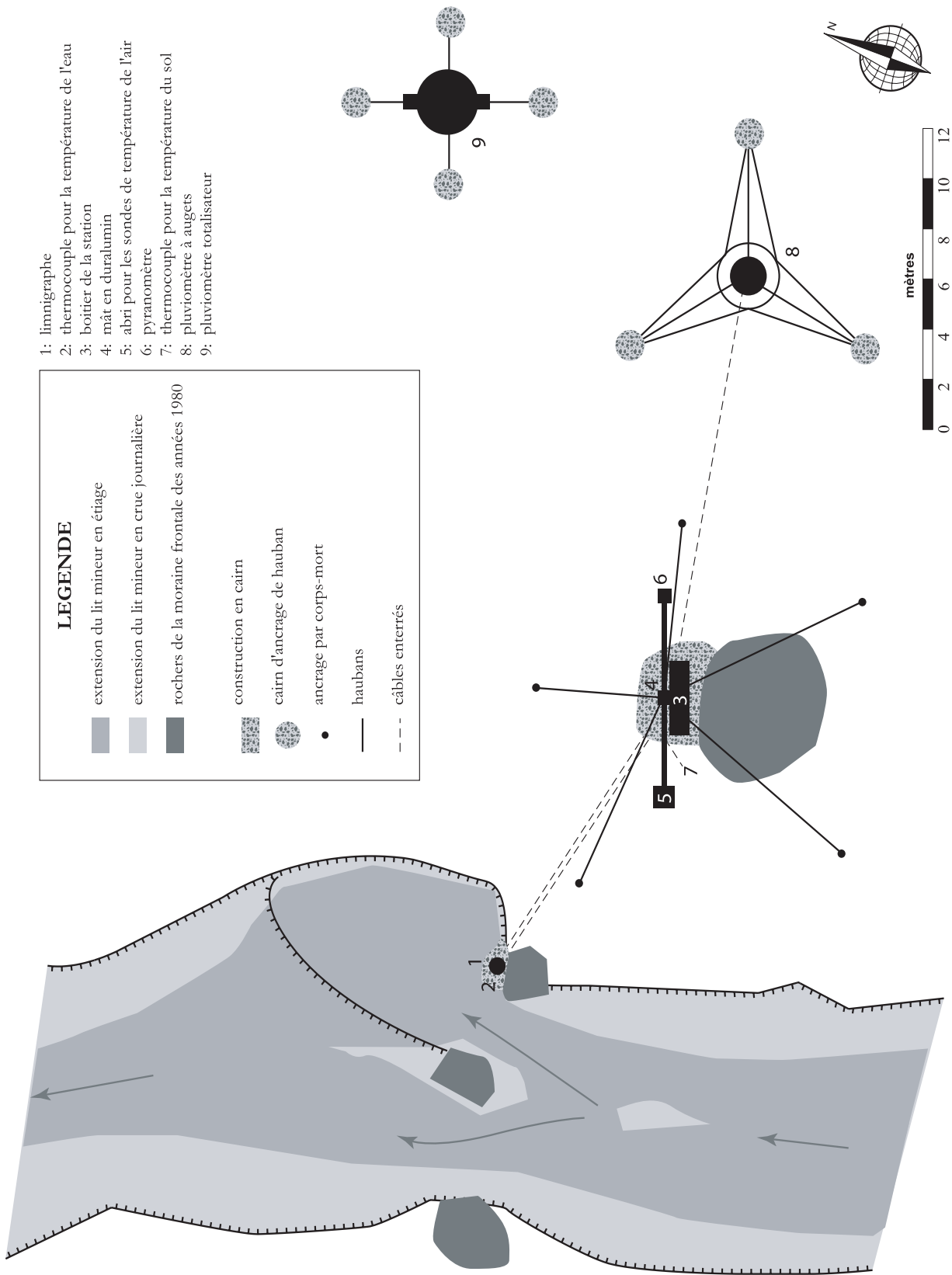
3.5 - Fiche de calibration de balance	222
3.6 - Fiche de calibration de conductivimètre.....	223
3.7 - certificat de calibration du pyranomètre	224
3.8 - certificat de calibration du limnigraphe.....	225
3.9 - Exemple d'une procédure (jaugeage chimique)	226
3.10 - Montage des thermocouples	227
3.11 - Les types de thermocouples.....	228
3.12 - Loi de conversion fem-température pour différents types de thermocouples	229
3.13 -Fiches d'étalonnage des thermocouples	230
3.14 - Comparaison des abris pour les sondes de température	235

Données journalières de la station de mesure du Baounet

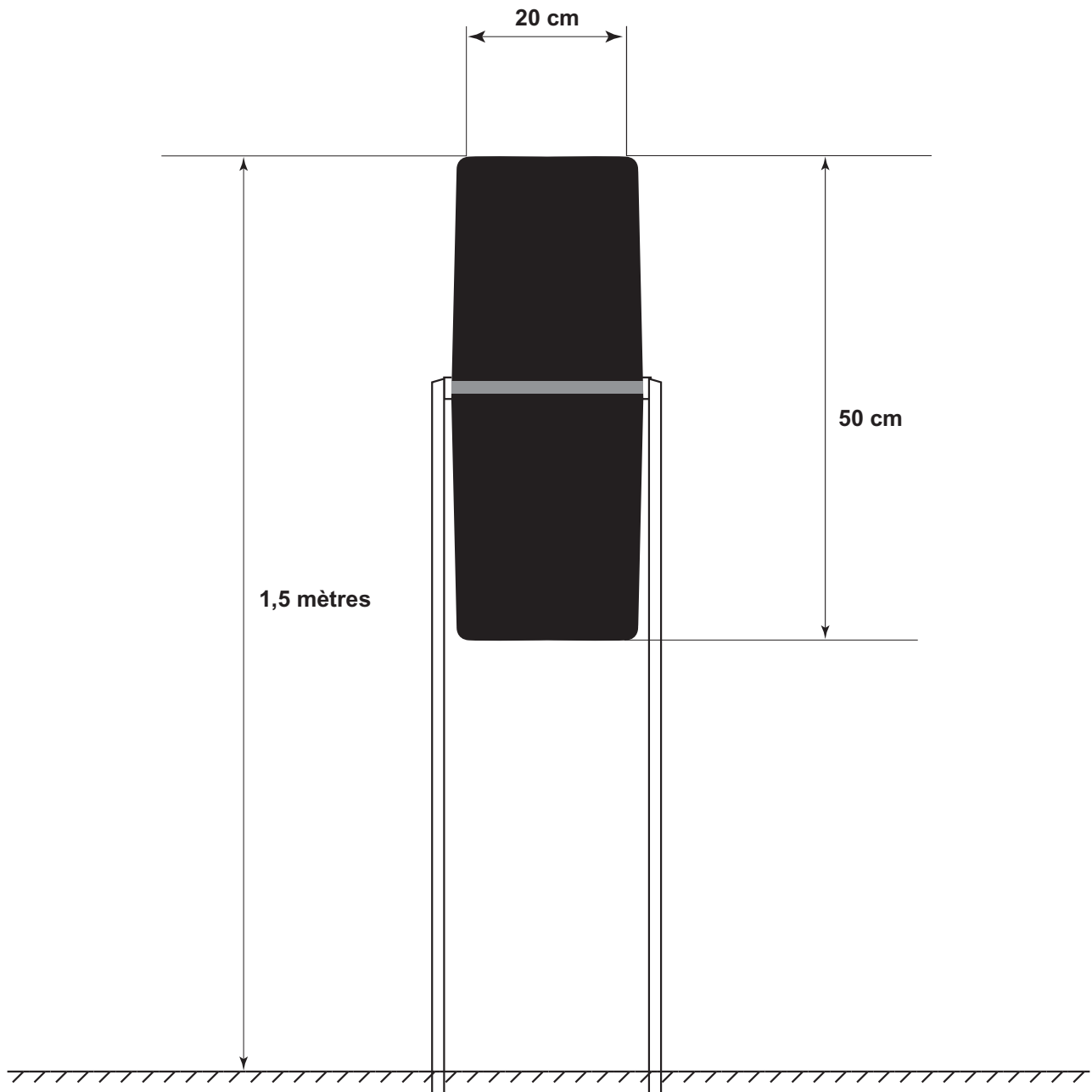
3.15 -Données journalières à la station du Baounet (2800m) - saison 2002 (1).....	236
3.16 -Données journalières à la station du Baounet (2800m) - saison 2002 (2).....	237
3.17 -Données journalières à la station du Baounet (2800m) - saison 2003 (1).....	238
3.18 -Données journalières à la station du Baounet (2800m) - saison 2003 (2).....	239
3.19 -Données journalières à la station du Baounet (2800m) - saison 2003 (3).....	240
3.20 -Données journalières à la station du Baounet (2800m) - saison 2003 (4).....	241
3.21 -Données journalières à la station du Baounet (2800m) - saison 2004 (1).....	242
3.22 -Données journalières à la station du Baounet (2800m) - saison 2004 (2).....	243
3.23 -Données journalières à la station du Baounet (2800m) - saison 2004 (3).....	244
3.24 -Données journalières à la station du Baounet (2800m) - saison 2004 (4).....	245
3.25 -Données journalières à la station du Baounet (2800m) - saison 2004 (5).....	246
3.26 -Données journalières à la station du Baounet (2800m) - saison 2005 (1).....	247
3.27 -Données journalières à la station du Baounet (2800m) - saison 2005 (2).....	248

3.1 - Plan de haubannage de la structure de la station automatique.





3.2 - Croquis d'agencement de la station hydro-météorologique du Baonnnet



3.3 - Croquis d'un pluviomètre totalisateur.

3.4 - Liste des capteurs et les ETM associées (Erreurs Tolerées Maximum)

- Irradiance : Pyranomètre Kipp And Zonen CM3 (+/- 5W/m²)
- Niveau d'eau dans le torrent : capteur de pression différentielle Druck PDCR 1830 (+/- 3mm)
- Pression atmosphérique absolue : Siemens KPY43MA (+/- 5hPa)
- Pluviomètre : précipitations totales dans le pas d'acquisition - augets (+/- 0.5 mm)

Référence des soudures froides des thermocouples :

- Sonde thermistor Campbell Scientific (+/- 0.5°C)
- Sonde platine PT100 (+/- 0.2°C)

Thermocouples (ETM intégrant la sonde de référence, sans effet d'abri):

- T7 : température de l'air - Thermocouple Chromel/Alumel (+/- 0.5°C)
- T8 : température de l'air - Thermocouple Fer/constantan (+/- 0.5°C)
- T9 : température du sol - Thermocouple Fer/constantan (+/- 0.5°C)
- T10 : température de surface - Thermocouple Fer/constantan (+/- 0.5°C)
- T14 : température du torrent - Thermocouple Fer/constantan (+/- 0.5°C)
- T15 : température manteau neigeux - Thermocouple Fer/constantan (+/- 0.5°C)
- T16 : température manteau neigeux - Thermocouple Fer/constantan (+/- 0.5°C)

3.5 - Fiche de calibration de balance

Méthode : comparaison à un étalon de volume

Domaine d'application : jaugeages NaCl, nivologie, relevé pluviométriques

Date: 01/08/2005

T air (°C) = 20.5
 T eau(°C) = 19.4
 Thermomètre Voltcraft K204
 (SN: 050103060)

capteur		
identification:	Téfal - Overlys	
SN:	79875	
type:	piezoélectrique	
plage de mesure :	1g à 3kg	
résolution de la chaîne :	1	(en g) de 1g à 1kg
ETM:	3	(en g)

Etalon volumétrie		
identification :	ErM01	
syst. mesure	Fiole jaugée 100mL	
exactitude :	0.1	mL à 20°C

Résultats (0 à 700g)

m étalon (g)	m balance (g)	mb incre (g)
100	98	98
200	198	100
300	296	98
400	397	101
500	497	100
600	597	100
700	697	100
100	99	99
200	199	100
300	299	100
400	398	99
500	499	101
600	597	98
700	697	100
100	99	99
200	198	99
300	299	101
400	397	98
500	498	101
600	598	100
700	698	100

Résultats (0 à 700g +1kg)

m étalon (g)	m balance (g)	mb incre (g)
100	99	99
200	199	100
300	299	100
400	398	99
500	498	100
600	599	101
700	697	98
100	101	101
200	199	98
300	299	100
400	398	99
500	499	101
600	598	99
700	698	100
100	100	100
200	199	99
300	299	100
400	398	99
500	498	100
600	598	100
700	697	99

Synthèse des mesures (1g à 1.7kg)
 nombre de mesures = 42
 moyenne = 99.6
 écart-type = 0.9

Evaluation de la répétabilité

99	100	100
100	100	99
100	99	100
100	100	99
99	100	100
100	99	100
100	99	99
100	100	100
99	100	100
100	99	100
100	99	100
100	99	100
100	99	
nombre de mesures =		35
moyenne =		99.7
écart-type =		0.5

VERIFICATION

INCERTITUDE COMPOSEE = 0.4
U (g) = 0.9
conclusion : Accepté

3.6 - Fiche de calibration de conductivimètre

Méthode : comparaison à des solutions étalons
 Domaine d'application : jauges NaCl

N° : 1

Date: 18/08/2004

capteur	
identification:	WTW
type:	sonde platine
plage de mesure :	50 à 500 $\mu\text{S}/\text{cm}$
résolution de la chaîne :	1 $\mu\text{S}/\text{cm}$
ETM:	10 $\mu\text{S}/\text{cm}$

T air (°C) = 20.8

T eau (°C) = 19.2

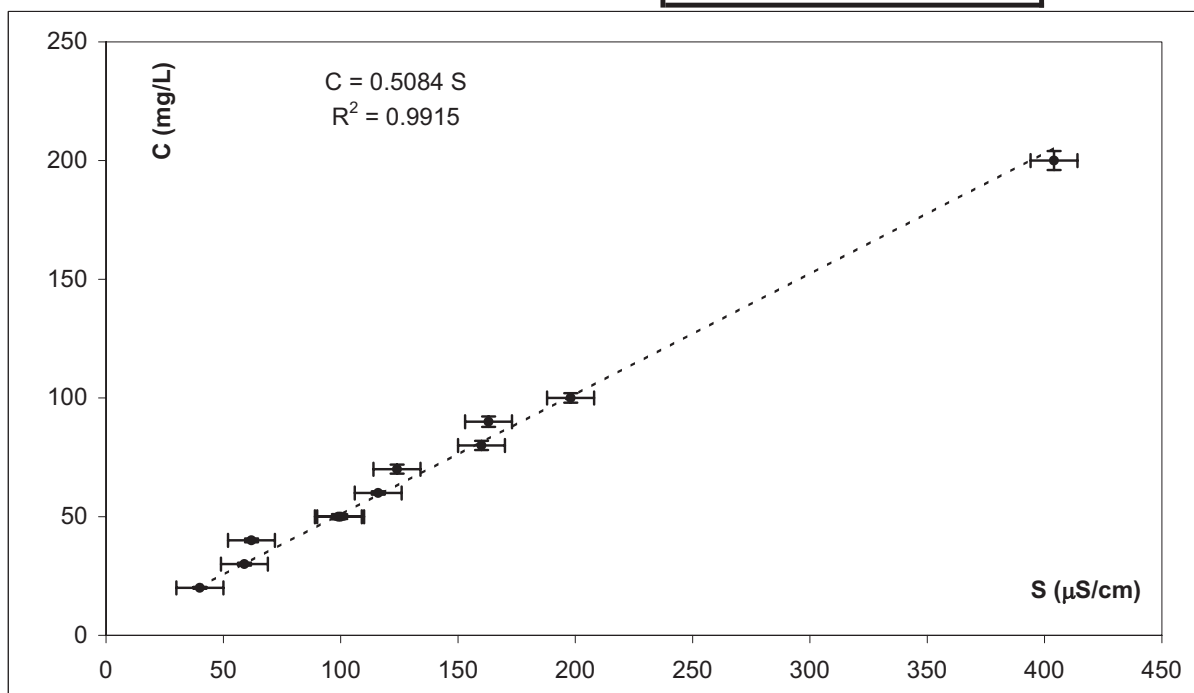
Etalon volumétrie	
identification :	solutions étalons
système de mesure	Fiole jaugée 100mL
exactitude :	+/- 0.1% à 20°C

Etalon masse Téfal - Overlys

identification :	79875
système mes.:	piezoélectrique
exactitude :	+/- 0.3%

Résultats

S ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	C (mg/L)	dC(mg/L)
404	200	4
198	100	2
100	50	1
40	20	0.4
160	80	1.92
62	40	0.8
116	60	0.7
163	90	2.2
99	50	1.1
124	70	1.9
59	30	0.6

Loi linéaire C [mg/L] = k . S [$\mu\text{S}/\text{cm}$]**k= 0.51**

3.7 - certificat de calibration du pyranomètre



Kipp & Zonen B.V.
 Röntgenweg 1 2624 BD Delft
 P.O. Box 507 2600 AM Delft
 The Netherlands
 T +31-(0)15-2698000
 F +31-(0)15-2620351
 E info.holland@kippzonen.com
 Website www.kippzonen.com

CALIBRATION CERTIFICATE PYRANOMETER

PYRANOMETER MODEL : CM3
 SERIAL NUMBER : 025181
 SENSITIVITY ($\pm 0.5\%$) : $17,67 \mu\text{V}/\text{W}/\text{m}^2$
 at normal incidence on
 horizontal pyranometer

CALIBRATION PROCEDURE : The reference and test pyranometers are mounted horizontally on a table which can rotate to exchange the positions of both instruments. A 1000W Tungsten-halogen filament lamp produces a directed vertical beam (divergence 3.5°). The irradiance at the pyranometers is approx. $500 \text{ W}/\text{m}^2$. The indoor procedure is based on a sequence of simultaneous readings. The Kipp & Zonen procedure is described in the International Standard ISO 9847, Annex A.3.1

REFERENCE PYRANOMETER : Kipp & Zonen CM3 014392 active from January 10, 2002.

hierarchy of traceability: This pyranometer has been compared with the "reference pyranometer" at the World Radiation Center (WRC) in Davos. All measurements were performed under mainly clear sky conditions, using the sun and sky radiation as source. The reference pyranometer is periodically calibrated against the World Standard Group (WSG). The readings are referred to the World Radiometric Reference (WRR) as stated in the WMO Technical Regulations. The Davos site is 1588 m above sea level at latitude 46.8143° and longitude -9.8458° .

For this calibration, the inclination of the receiver surfaces versus their horizontal position were set to 0.0 degrees, the instrument signal wire to the north. During the comparisons, the instrument received global radiation intensities from 622 to 944 with a mean of $818 \text{ W}/\text{m}^2$. The angle between the solar beam and the normal of the receiver surface varied from 29 to 50 with a mean of 37 degrees. The instrument's temperature ranged from $+15.5$ to $+24.8$ with a mean of $+21.3^\circ\text{C}$. The sensitivity calculation and its standard deviation is based on 741 individual measurements. Sensitivity in Davos was: $17.42 \pm 0.12 \mu\text{V}/\text{W}/\text{m}^2$ (but is corrected by Kipp & Zonen to $17.83 \mu\text{V}/\text{W}/\text{m}^2$. See "correction applied" below.)
 The testing was done July 31 and August 1, 2, 14, 15, 16 and 22, 2001.

Global radiation data were obtained with the absolute cavity pyrhemliometer PMO-2 (member of the WSG, WRR-Factor: 0.99955, based on the last International Pyrhemliometer Comparison IPC-2000) and a continuous disk shaded pyranometer Eppley PSP-20655F3.

correction applied : $+2.0 \%$
 This correction was necessary to correct for the mean directional errors of the reference CM 3 in Davos. This error is estimated at Kipp & Zonen measuring the cosine error for the mean angle of incidence (55°) at azimuth SE and SW. The reference CM 3 now measures the vertical directed beam of the indoor calibration facility more correctly.

IN CHARGE OF TEST: F.de Wit, 20-mrt-02, Kipp & Zonen, Delft, Holland

Scientific Solutions SINCE 1830

3.8 - certificat de calibration du limnigraphie



Druck

SPECIFICATION

Date	16-MAY-2002
Sales Number	V05793.1.1
Transducer Type	PDCR 1830
Serial Number	1634922
Part No.	D1830-03
Pressure Range	350 mbarg
Supply Voltage	10 V
Zero Offset	0 +/- 3 mV
Span	50 +/- 3 mV
Non-Linearity & Hysteresis	max +/- 0.10 % BSL
Temperature Error Band	max +/- 0.30 % FRO
Compensated Temperature Range	-2°C to +30 °C
Pressure Connection	Depth Cone
Electrical Connection	
Cable Length	15 m
Positive Supply	Red
Negative Supply	White
Positive Output	Yellow
Negative Output	Blue
Screen	See Application Data
Mounting Torque	20 Nm

Calibration Traceable To National Standards

APPLICATION DATA

- 1 Supply voltage may be up to a maximum of 12 volts. Transducer sensitivity and current consumption will be proportional to supply voltage.
- 2 Current consumption will not exceed 10 mA for stated supply voltage.
- 3 Zero offset can be nulled using a 250 Kohm potentiometer across the output terminals with the wiper connected to the negative supply via a 250 Kohm resistor.
- 4 For best temperature stability, the transducer must be operated into a load impedance of > 50 Kohm.
- 5 If a power supply earth is to be used, then the positive side should be earthed.
- 6 Cable screen and Black core are connected to the transducer body.

CALIBRATION DATA

Full Range Output(FRO) 50.16 mV at 23°C

Deviations from Best Straight Line

Pressure (mbarg)	0.00	0.00	68.95	137.90	206.84	206.84	275.79	344.74	344.74
(psig)	0.00	0.00	1.00	2.00	3.00	3.00	4.00	5.00	5.00
% FRO	0.00	0.03	0.00	-0.03	-0.02	-0.01	0.00	0.02	0.01

Thermal Zero Shift

Temperature (°C)	-2.0	23.0	30.0
% FRO	-0.07	0.00	-0.07

Thermal Span Shift

Temperature (°C)	-2.0	23.0	30.0
% FRO	-0.10	0.00	-0.11

Temperature Error Band +/- 0.09 % FRO



Druck Limited, Fir Tree Lane, Groby, Leicester LE6 0FH. Telephone:(0116) 2317100, Telex: 341743 Druck G, Facsimile:(0116) 2317101.

Mesure du débit d'un torrent par dilution instantanée d'un traceur chimique (NaCl)	
Auteur : Sylvain Jobard	Rédaction : juillet 2005
Référence : M02	

1- Objet

Cette procédure consiste à décrire la méthode de jaugeage instantanée par dilution d'un traceur chimique NaCl.

2- Références

- Procédure I03 : fiche de jaugeage chimique avec inj. Instantanée
- Procédure C06 : contrôle des conductimètres de terrain
- Procédure G03 : gestion informatique des résultats de mesures
- Procédure G05 : déchargement des données des dataloggers Campbell Sci.
- Procédure G06 : gestion d'une station limnimétrique
- Procédure I02 : calculs d'incertitudes
- Procédure I03 : fiche de jaugeage chimique avec inj. Instantanée
- Procédure T01 : préparation mission terrain

3- Méthodes et domaine d'application

La méthode retenue est basée sur l'intégration au cours du temps de la concentration en traceur dans le torrent. Le débit est égal au rapport de la masse de traceur injectée sur l'intégrale de la concentration en traceur au cours du temps. Cette méthode suppose que le mélange est homogène sur toute la section du torrent et que l'on mesure la totalité du traceur injecté. Les problèmes de mauvais mélange constituent la principale source d'erreur sur le résultat. La mesure de la concentration en NaCl est indirecte par une mesure de la conductivité équivalente à 25°C. Un coefficient de conversion permet de transformer les mesures de conductivité en concentration en NaCl.

4- Conditions expérimentales.

Cette procédure s'applique sur le terrain et ne nécessite que la présence d'un conductimètre. Selon la configuration du terrain, il est parfois possible de réaliser le jaugeage par une seule personne, mais il reste préférable de procéder avec deux opérateurs.

Le matériel nécessaire est le suivant :

- Conductimètre de terrain
- Fiche de jaugeage (I03)
- Chronomètre
- Sacs de sel pesé à l'avance
- Seau pour dissoudre le traceur
- Calculatrice

5- Mode opératoire

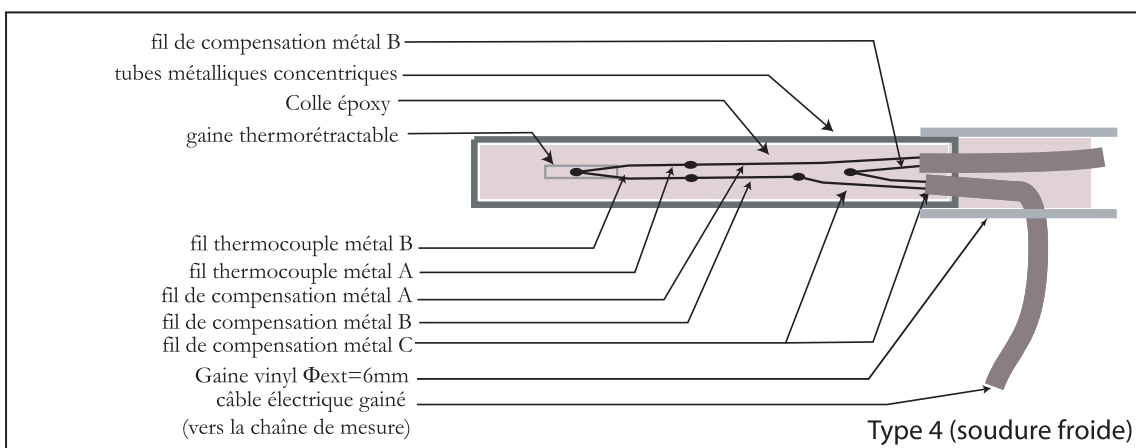
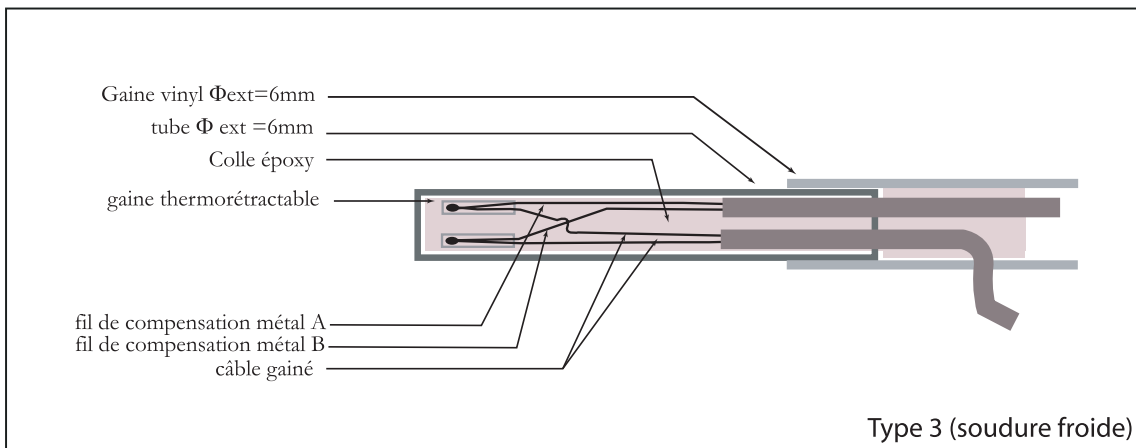
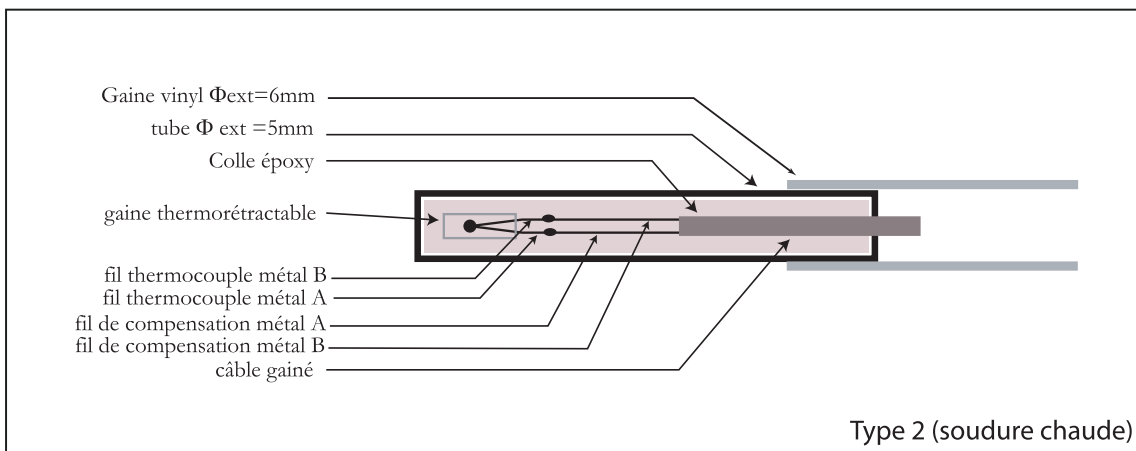
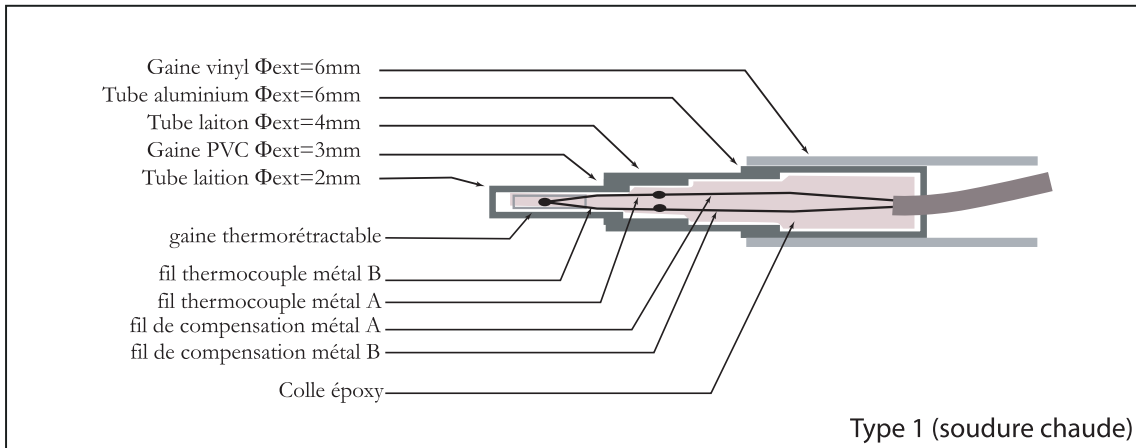
- Préparer à l'avance les doses de sel à injecter (env. 1 g/l/s, par exemple 1 kg pour un débit estimé à 1 m³/s) ; peser le sel avec une balance de précision, ou à défaut avec une balance de précision (exactitude = +/- 1 g).
- Les doses de sel sont stockées dans des sacs pour échantillonnage, avec la masse notée sur le sac et sur un papier placé avec le sel.

3.9 - Exemple d'une procédure (jaugeage chimique)

- Dissoudre le sel dans le seau (env. 100 g/L) et vérifier que tout le sel est bien en solution.
- Placer le conductimètre dans le torrent.
- Attendre la stabilisation de la température de la sonde et noter la valeur de la conductivité avant le jaugeage.
- Noter sur la fiche la hauteur d'eau dans le torrent et la masse de sel injectée.
- Injecter le traceur à une distance supérieure à la distance de bon mélange (opérateur 1)
- Noter la conductivité dans la fiche de jaugeage toutes les 10 secondes.
- Poursuivre les mesures jusqu'à retrouver la conductivité initiale du torrent.
- Traiter les données sur place avec la fiche et calculer le débit.
- Répéter le jaugeage au moins trois fois et vérifier la dispersion des résultats.

JAUGEAGE NaCl			N°
Site :	JJ:HH:MM (GMT) :		
M(g) NaCl =	H (cm) =		
Temps (mm:ss)	Temps (min)	conductivité à 25°C (mS/cm)	CT
00:00	0		0.000
00:10	10		0.000
00:20	20		0.000
00:30	30		0.000
00:40	40		0.000
00:50	50		0.000
01:00	60		0.000
01:10	70		0.000
01:20	80		0.000
01:30	90		0.000
01:40	100		0.000
01:50	110		0.000
02:00	120		0.000
02:10	130		0.000
02:20	140		0.000
02:30	150		0.000
02:40	160		0.000
02:50	170		0.000
03:00	180		0.000
03:10	190		0.000
03:20	200		0.000
03:30	210		0.000
03:40	220		0.000
03:50	230		0.000
04:00	240		0.000
04:10	250		0.000
04:20	260		0.000
04:30	270		0.000
04:40	280		0.000
04:50	290		0.000
05:00	300		0.000
05:10	310		0.000
05:20	320		0.000
05:30	330		0.000
05:40	340		0.000
05:50	350		0.000
06:00	360		0.000

3.10 - Montage des thermocouples



THERMOCOUPLES, CARACTERISTIQUES, NORMES NATIONALES ET INTERNATIONALES, TOLERANCES

CODE LITTÉRAL	CONDUCTEURS		NORMALISATION DES FORCES ELECTROMOTRICES DES COUPLES THERMOELECTRIQUES	VARIATION APPROXIMATIVE PAR DEGRE DE LA F.E.M. GÉNÉRALE JONCTION DE RÉFÉRENCE A 0°C		TENUE EN TEMPERATURE DE LA JONCTION DE MESURE		CLASSES DE TOLERANCES			REMARQUES	
	POSITIF	NEGATIF		100°C	500°C	1000°C	USAGE CONTINU	USAGE INTERMITTENT	CLASSE 1	CLASSE 2		CLASSE 3
K	NICKEL - CHROME Ni-Cr (NiTiCu) Noms abrégés : Chromal, S.T.E., Incoal, J.P., Thermo Sinteral D.P., Thermo Sinteral D.Z., Thermo Sinteral D.A.	NICKEL - ALUMINIUM Ni-Al (NiTiCu) Noms abrégés : Chromal, S.T.E., Incoal, J.P., Thermo Sinteral D.P., Thermo Sinteral D.Z., Thermo Sinteral D.A.	NF EN 60584-1:1996 (Remplace NFC 42-321:1978) DIN EN 60584:1996 BS EN 60584:1996 ANSI/MC96.1 JISC 1602	42	43	39	0 à +1100	-180 à +1300	-40°C à +375°C ±1,5°C 375°C à 1000°C ±0,004 / JH	-40°C à +325°C ±2,5°C 325°C à 1000°C ±0,0075 / JH	-187°C à +40°C ±2,5°C -200°C à -107°C ±0,015 / JH	Mes remarques sur le comportement des thermocouples vis-à-vis des différents milieux sont valables pour les thermocouples les performances intrinsèques des thermocouples.
				46	-	-	-185 à +300	-250 à +400	-40°C à +135°C ±0,2°C 135°C à 300°C ±0,004 / JH	-40°C à +132°C ±1,7°C 132°C à 300°C ±0,0075 / JH	-47°C à +40°C ±1,7°C -200°C à -97°C ±0,015 / JH	Thermocouple très courant. Bien adapté aux milieux oxydants. Large gamme de températures.
T	CUivre	CUivre - NICKEL Cu-Ni Noms abrégés : Chromal, S.T.E., Incoal, J.P., Thermo Sinteral D.P., Thermo Sinteral D.Z., Thermo Sinteral D.A.	NF EN 60584-1:1996 (Remplace NFC 42-321:1978) DIN EN 60584:1996 BS EN 60584:1996 ANSI/MC96.1 JISC 1602	46	-	-	-185 à +300	-250 à +400	-40°C à +135°C ±0,2°C 135°C à 300°C ±0,004 / JH	-40°C à +132°C ±1,7°C 132°C à 300°C ±0,0075 / JH	-47°C à +40°C ±1,7°C -200°C à -97°C ±0,015 / JH	Thermocouple très courant. Bien adapté aux milieux oxydants. Large gamme de températures.
J	FER (MAGNETIQUE)	CUivre - NICKEL Cu-Ni Noms abrégés : Chromal, S.T.E., Incoal, J.P., Thermo Sinteral D.P., Thermo Sinteral D.Z., Thermo Sinteral D.A.	NF EN 60584-1:1996 (Remplace NFC 42-321:1978) DIN EN 60584:1996 BS EN 60584:1996 ANSI/MC96.1 JISC 1602	54	56	-	+20 à +700	-180 à +750	-40°C à +375°C ±1,5°C 375°C à 750°C ±0,004 / JH	-40°C à +337°C ±2,5°C 337°C à 750°C ±0,0075 / JH	-	Thermocouple très courant. Bien adapté aux milieux oxydants. Large gamme de températures.
N	NICKEL - CHROME - RHODIUM	NICKEL - SILICIUM Ni-Si Noms abrégés : Chromal, S.T.E., Incoal, J.P., Thermo Sinteral D.P., Thermo Sinteral D.Z., Thermo Sinteral D.A.	NF EN 60584-1:1996 (Remplace NFC 42-321:1978) DIN EN 60584:1996 BS EN 60584:1996 ANSI/MC96.1 JISC 1602	30	38	38	0 à +1150	-270 à +1300	-40°C à +375°C ±1,5°C 375°C à 1000°C ±0,004 / JH	-40°C à +337°C ±2,5°C 337°C à 1000°C ±0,0075 / JH	-187°C à +40°C ±2,5°C -200°C à -107°C ±0,015 / JH	Très stable, particulièrement à haute température. Peut atteindre 1200°C. Bonne tenue en milieu oxydant. Tenue remarquable au cycle thermique.
E	NICKEL - CHROME	CUivre - NICKEL Cu-Ni Noms abrégés : Chromal, S.T.E., Incoal, J.P., Thermo Sinteral D.P., Thermo Sinteral D.Z., Thermo Sinteral D.A.	NF EN 60584-1:1996 (Remplace NFC 42-321:1978) DIN EN 60584:1996 BS EN 60584:1996 ANSI/MC96.1 JISC 1602	68	81	-	0 à +900	-40 à +900	-40°C à +375°C ±1,5°C 375°C à 800°C ±0,004 / JH	-40°C à +337°C ±2,5°C 337°C à 900°C ±0,0075 / JH	-187°C à +40°C ±2,5°C -200°C à -107°C ±0,015 / JH	Le thermocouple qui offre la plus grande précision. Peut fonctionner sous vide ou en milieu légèrement oxydant.
R	PLATINE - 13% RHODIUM	PLATINE	NF EN 60584-1:1996 (Remplace NFC 42-321:1978) DIN EN 60584:1996 BS EN 60584:1996 ANSI/MC96.1 JISC 1602	8	10	11	0 à +1600	0 à +1700	0°C à +1100°C ±1,5°C 1100°C à 1600°C ±1 (-0,003 à +1000) / JH	0°C à +400°C ±1,5°C 600°C à 1600°C ±0,0025 / JH	-	Comportement comparable au type S, si ce n'est, mais table de l'é.m.f. légèrement différentes. Thermocouple préféré au type S dans certains pays.
S	PLATINE - 10% RHODIUM	PLATINE	NF EN 60584-1:1996 (Remplace NFC 42-321:1978) DIN EN 60584:1996 BS EN 60584:1996 ANSI/MC96.1 JISC 1602	7	10	11	0 à +1550	0 à +1700	0°C à +1100°C ±1,5°C 1100°C à 1600°C ±1 (-0,003 à +1000) / JH	0°C à +400°C ±1,5°C 600°C à 1600°C ±0,0025 / JH	-	Comportement comparable au type S, si ce n'est, mais table de l'é.m.f. légèrement différentes. Thermocouple préféré au type S dans certains pays.
B	PLATINE - 30% RHODIUM	PLATINE - 6% RHODIUM	NF EN 60584-1:1996 (Remplace NFC 42-321:1978) DIN EN 60584:1996 BS EN 60584:1996 ANSI/MC96.1 JISC 1602	1	5	9	+100 à +1600	0 à +1800	0°C à +1100°C ±1,5°C 1100°C à 1600°C ±1 (-0,003 à +1000) / JH	0°C à +400°C ±1,5°C 600°C à 1600°C ±0,0025 / JH	600°C à +800°C ±1,5°C 800°C à 1700°C ±0,005 / JH	Pour hautes températures. Résistance élevée à l'oxydation et à la corrosion. Le plus fiablement et nécessaire une protection. Souvent utilisé en électronique. Souvent utilisé en électronique de 400 à 1000°C.
G (enclassement W)	TUNGSTENE	TUNGSTENE 26% RHENIUM	NON NORMALISEE	5	16	21	+20 à +2320	0 à +2600	-	0°C à +425°C ±4,5°C 425°C à 2320°C ±1,0%	-	Comportement comparable au type C ci-dessous.
C (enclassement WS)	TUNGSTENE 5% RHENIUM	TUNGSTENE 25% RHENIUM	NON NORMALISEE	15	19	18	+50 à +1820	+20 à +2340	-	0°C à +420°C ±4,4°C 420°C à 2320°C ±1,0%	-	Usage déconseillé en milieu oxydant. Les thermocouples à base de tungstène et de rhénium offrent des l.e.m.f. suffisamment élevées et relativement linéaires pour des mesures de haute précision. Les thermocouples à base de tungstène et de rhénium, les gaz inertes et sous vide. Ne conventionnés pas pour des mesures en dessous de 400°C.
D (enclassement WS)	TUNGSTENE 3% RHENIUM	TUNGSTENE 25% RHENIUM	NON NORMALISEE	13	20	20	+20 à +2320	0 à +2600	-	0°C à +400°C ±0,78 mV 400°C à 2315°C ±1,0%	-	Comportement comparable au type C ci-dessus.

1. En Europe les thermocouples G, C et D (W et WS) ne font l'objet d'aucune norme, les données qui nous parviennent sur ces thermocouples ne sont pas officielles.
 2. La tolérance est exprimée soit sous la forme d'une déviation, soit sous la forme d'une fraction de la température.
 3. Les milieux thermocouples sont complètement fournis sans dépendre des tolérances de fabrication spécifiées dans le tableau pour les températures supérieures à -40°C. Cependant, ces matériaux peuvent ne pas répondre aux tolérances pour les basses températures de la classe 3 pour les thermocouples type T, E, K et N. Si les thermocouples doivent garantir annuellement à la classe 3 et à la classe 1 ou 2, l'acheteur doit s'assurer que l'extension des conducteurs étant convenablement choisie.

POLYNÔMES D'APPROXIMATION DES COURBES DE THERMOCOUPLES:

Pour application sur calculateur. Les erreurs résultant de l'utilisation de ces polynômes seront inférieures au dernier chiffre significatif des tables de f.é.m.

K	T	J	N	E	R	S	B	
Plage de température -270°C à 0°C	Plage de température -270°C à 0°C	Plage de température -210°C à 760°C	Plage de température -270°C à 0°C	Plage de température -270°C à 0°C	Plage de température -50°C à 1064,18°C	Plage de température -50°C à 1064,18°C	Plage de température 0°C à 630,615°C	
$E = \sum_{i=1}^n a_i (t_{90})^i \mu\text{V}$ où $a_1 = 3,945 012 8027 5 \times 10^{-1}$ $a_2 = 2,362 237 359 8 \times 10^{-2}$ $a_3 = -3,285 890 676 4 \times 10^{-4}$ $a_4 = -4,990 482 877 7 \times 10^{-6}$ $a_5 = 9,013 801 955 9 \times 10^{-7}$ $a_6 = 2,65 115 659 3 \times 10^{-9}$ $a_7 = 3,607 115 420 5 \times 10^{-10}$ $a_8 = 3,849 393 988 3 \times 10^{-12}$ $a_9 = 2,821 352 192 5 \times 10^{-14}$ $a_{10} = 1,425 159 477 9 \times 10^{-16}$ $a_{11} = 4,876 866 228 6 \times 10^{-18}$ $a_{12} = 1,079 553 927 0 \times 10^{-21}$ $a_{13} = 1,394 502 706 2 \times 10^{-24}$ $a_{14} = 7,979 515 392 7 \times 10^{-26}$	$E = \sum_{i=1}^n a_i (t_{90})^i \mu\text{V}$ où $a_1 = 5,038 118 781 5 \times 10^{-1}$ $a_2 = 3,047 583 693 0 \times 10^{-2}$ $a_3 = -9,384 111 155 4 \times 10^{-5}$ $a_4 = -4,641 203 975 9 \times 10^{-8}$ $a_5 = -1,705 295 833 7 \times 10^{-10}$ $a_6 = -2,265 343 800 3 \times 10^{-11}$ $a_7 = -2,608 930 079 1 \times 10^{-14}$ $a_8 = -9,341 966 783 5 \times 10^{-17}$	$E = \sum_{i=0}^n a_i (t_{90})^i \mu\text{V}$ où $a_0 = 2,964 562 568 1 \times 10^5$ $a_1 = -1,497 612 778 6 \times 10^3$ $a_2 = 3,178 710 392 4$ $a_3 = -3,184 768 670 1 \times 10^{-5}$ $a_4 = 1,572 081 900 4 \times 10^{-9}$ $a_5 = -3,069 136 905 6 \times 10^{-16}$	$E = \sum_{i=1}^n a_i (t_{90})^i \mu\text{V}$ où $a_1 = 2,615 910 596 2 \times 10^{-1}$ $a_2 = 1,095 748 422 8 \times 10^{-2}$ $a_3 = -9,384 111 155 4 \times 10^{-5}$ $a_4 = -4,641 203 975 9 \times 10^{-8}$ $a_5 = -1,705 295 833 7 \times 10^{-10}$ $a_6 = -2,265 343 800 3 \times 10^{-11}$ $a_7 = -2,608 930 079 1 \times 10^{-14}$ $a_8 = -9,341 966 783 5 \times 10^{-17}$	$E = \sum_{i=1}^n a_i (t_{90})^i \mu\text{V}$ où $a_1 = 5,866 550 870 8 \times 10^{-1}$ $a_2 = 4,541 097 712 4 \times 10^{-2}$ $a_3 = -7,759 804 668 6 \times 10^{-4}$ $a_4 = -2,580 016 084 3 \times 10^{-5}$ $a_5 = -5,945 258 305 7 \times 10^{-7}$ $a_6 = -9,321 405 666 7 \times 10^{-9}$ $a_7 = -1,028 760 553 4 \times 10^{-10}$ $a_8 = -6,037 012 362 1 \times 10^{-13}$ $a_9 = -4,397 949 739 1 \times 10^{-15}$ $a_{10} = -1,641 477 635 5 \times 10^{-17}$ $a_{11} = -3,967 361 951 6 \times 10^{-20}$ $a_{12} = -5,582 732 872 1 \times 10^{-23}$ $a_{13} = -3,465 764 201 3 \times 10^{-26}$	$E = \sum_{i=1}^n a_i (t_{90})^i \mu\text{V}$ où $a_1 = 5,289 617 297 65$ $a_2 = 1,391 665 897 82 \times 10^{-2}$ $a_3 = -2,388 556 930 17 \times 10^{-5}$ $a_4 = 3,569 160 010 63 \times 10^{-8}$ $a_5 = -4,623 476 662 98 \times 10^{-11}$ $a_6 = -5,007 774 410 34 \times 10^{-14}$ $a_7 = 3,731 058 861 91 \times 10^{-17}$ $a_8 = 1,577 164 823 67 \times 10^{-20}$ $a_9 = -2,810 386 252 51 \times 10^{-24}$	$E = \sum_{i=0}^n a_i (t_{90})^i \mu\text{V}$ où $a_0 = 1,329 004 440 85 \times 10^3$ $a_1 = 3,345 093 113 44$ $a_2 = 6,548 051 928 18 \times 10^{-3}$ $a_3 = -1,648 562 592 09 \times 10^{-6}$ $a_4 = 1,299 896 051 74 \times 10^{-11}$	$E = \sum_{i=1}^n a_i (t_{90})^i \mu\text{V}$ où $a_1 = -2,485 081 634 6 \times 10^{-1}$ $a_2 = 5,904 042 117 1 \times 10^{-3}$ $a_3 = -1,325 793 163 6 \times 10^{-6}$ $a_4 = 1,566 829 190 1 \times 10^{-9}$ $a_5 = -1,694 452 924 0 \times 10^{-12}$ $a_6 = 6,299 034 709 4 \times 10^{-16}$	$E = \sum_{i=0}^n a_i (t_{90})^i \mu\text{V}$ où $a_0 = -3,893 816 862 1 \times 10^3$ $a_1 = 2,657 174 747 0 \times 10^1$ $a_2 = -8,488 510 478 5 \times 10^{-2}$ $a_3 = 1,578 528 016 4 \times 10^{-4}$ $a_4 = -1,683 534 486 4 \times 10^{-7}$ $a_5 = 1,110 979 401 3 \times 10^{-10}$ $a_6 = -4,451 543 103 3 \times 10^{-14}$ $a_7 = 9,897 564 082 1 \times 10^{-18}$ $a_8 = -9,379 133 028 9 \times 10^{-22}$
$E = b_0 \sum_{i=1}^n b_i (t_{90})^i + c_0 \exp[c_1 (t_{90} - 126,9686)^2] \mu\text{V}$ où $b_0 = -1,760 041 368 6 \times 10^1$ $b_1 = 3,892 120 497 5 \times 10^1$ $b_2 = 1,855 877 003 2 \times 10^{-2}$ $b_3 = -9,945 759 287 4 \times 10^{-5}$ $b_4 = 3,184 094 571 9 \times 10^{-7}$ $b_5 = -5,607 284 488 9 \times 10^{-10}$ $b_6 = 5,607 505 905 9 \times 10^{-13}$ $b_7 = -3,202 072 000 3 \times 10^{-16}$ $b_8 = 9,715 114 715 2 \times 10^{-20}$ $b_9 = -1,210 472 127 5 \times 10^{-23}$	$E = \sum_{i=1}^n a_i (t_{90})^i \mu\text{V}$ où $a_1 = 3,874 810 636 4 \times 10^1$ $a_2 = 3,329 222 788 0 \times 10^{-2}$ $a_3 = 2,061 824 340 4 \times 10^{-4}$ $a_4 = -2,188 225 684 6 \times 10^{-4}$ $a_5 = 1,099 688 092 8 \times 10^{-4}$ $a_6 = -3,081 576 877 2 \times 10^{-11}$ $a_7 = 4,547 913 529 0 \times 10^{-14}$ $a_8 = -2,751 290 167 3 \times 10^{-17}$	$E = \sum_{i=0}^n a_i (t_{90})^i \mu\text{V}$ où $a_0 = 2,592 939 460 1 \times 10^1$ $a_1 = 1,571 014 188 0 \times 10^{-2}$ $a_2 = 4,382 562 723 7 \times 10^{-5}$ $a_3 = -2,526 116 979 4 \times 10^{-7}$ $a_4 = 6,431 181 933 9 \times 10^{-10}$ $a_5 = -1,006 347 151 9 \times 10^{-12}$ $a_6 = 9,974 533 899 2 \times 10^{-16}$ $a_7 = -6,086 324 560 7 \times 10^{-19}$ $a_8 = 2,084 922 933 9 \times 10^{-22}$ $a_{10} = -3,068 219 615 1 \times 10^{-26}$	$E = \sum_{i=1}^n a_i (t_{90})^i \mu\text{V}$ où $a_1 = 5,866 550 871 0 \times 10^1$ $a_2 = 4,503 227 558 2 \times 10^{-2}$ $a_3 = 2,890 840 721 2 \times 10^{-5}$ $a_4 = -3,305 669 665 2 \times 10^{-7}$ $a_5 = 6,502 440 327 0 \times 10^{-10}$ $a_6 = -1,919 749 550 4 \times 10^{-13}$ $a_7 = -1,253 660 049 7 \times 10^{-16}$ $a_8 = 2,148 921 756 9 \times 10^{-19}$ $a_9 = -1,436 804 178 2 \times 10^{-21}$ $a_{10} = 3,596 089 948 1 \times 10^{-25}$	$E = \sum_{i=0}^n a_i (t_{90})^i \mu\text{V}$ où $a_0 = 2,951 579 253 16 \times 10^3$ $a_1 = -2,520 612 513 32$ $a_2 = 1,955 645 018 65 \times 10^{-2}$ $a_3 = -7,640 859 475 76 \times 10^{-6}$ $a_4 = 2,053 052 910 24 \times 10^{-9}$ $a_5 = -2,933 596 661 73 \times 10^{-13}$	$E = \sum_{i=0}^n a_i (t_{90})^i \mu\text{V}$ où $a_0 = 1,466 282 326 36 \times 10^5$ $a_1 = -2,584 305 167 52 \times 10^5$ $a_2 = 1,636 935 746 41 \times 10^{-1}$ $a_3 = -3,364 390 469 87 \times 10^{-5}$ $a_4 = -9,432 236 906 12 \times 10^{-12}$	$E = \sum_{i=0}^n a_i (t_{90})^i \mu\text{V}$ où $a_0 = 1,522 321 182 09 \times 10^5$ $a_1 = -2,688 198 885 45 \times 10^2$ $a_2 = 1,712 802 804 71 \times 10^{-1}$ $a_3 = -3,458 957 064 53 \times 10^{-5}$ $a_4 = -9,346 339 710 46 \times 10^{-12}$		

Tableau 3.5: Expressions polynomiales pour thermocouples courants.

3.1.2 - Loi de conversion fem-température pour différents types de thermocouples

3.13 -Fiches d'étalonnage des thermocouples

Fiche d'étalonnage thermocouple		
Méthode : essais avec enregistrement des mesures	N° 1	
Date: 24/06/2005		
Capteur	T6-F	
identification:	T6-F	
type:	K	
plage de mesure :	-30 à +70	
Chaîne de mesure :	Thermologger Voltcraft K204	
identification:	50103060	
résolution de la chaîne :	0.1	
ETM:	1	
Etalon	Tréfi	
identification :	Tréfi	
type:	K	
Chaîne de mesure :	Thermologger Voltcraft K204	
identification:	50103060	
résolution de la chaîne:	0.1	
exactitude de la chaîne :	0.5	
Synthèse des résultats		
moyenne	étalon	capteur
écart-type	27.1	27.2
Max-Min	0.1	0.1
nombre de mesures	0.3	0.2
pas de mesure (s)	244	244
	5	5
Correction et calculs d'incertitudes		
C : étalon-capteur (°C) = -0.02		
U (+/- °C) = 0.36		
Incertitude (+/- °C) = 0.7		
ETM (°C) = 1		
vérification:		CONFORME

Fiche d'étalonnage thermocouple		
Méthode : essais avec enregistrement des mesures	N° 2	
Date: 24/06/2005		
Capteur	T6-C	
identification:	T6-C	
type:	K	
plage de mesure :	-30 à +70	
Chaîne de mesure :	Thermologger Voltcraft K204	
identification:	50103060	
résolution de la chaîne :	0.1	
ETM:	1	
Etalon	Tréfi	
identification :	Tréfi	
type:	K	
Chaîne de mesure :	Thermologger Voltcraft K204	
identification:	50103060	
résolution de la chaîne:	0.1	
exactitude de la chaîne :	0.5	
Synthèse des résultats		
moyenne	étalon	capteur
écart-type	27.1	27.1
Max-Min	0.1	0.1
nombre de mesures	0.3	0.2
pas de mesure (s)	301	301
	5	5
Correction et calculs d'incertitudes		
C : étalon-capteur (°C) = 0.02		
U (+/- °C) = 0.37		
Incertitude (+/- °C) = 0.7		
ETM (°C) = 1		
vérification:		CONFORME

Fiche d'étalonnage thermocouple

Méthode : essais avec enregistrement des mesures

N° 3

Date: 24/06/2005	
Capteur	
identification:	T7-C
type:	K
plage de mesure :	-30 à +70
Chaîne de mesure :	Thermologger Voltcraft K204
identification:	50103060
résolution de la chaîne :	0.1
ETM:	1

Etalon	
identification :	Tréfi
type:	K
Chaîne de mesure :	Thermologger Voltcraft K204
identification:	50103060
résolution de la chaîne:	0.1
exactitude de la chaîne :	0.5

Synthèse des résultats

	étalon	capteur
moyenne	24.4	24.4
écart-type	0.1	0.0
Max-Min	0.1	0.1
nombre de mesures	286	286
pas de mesure (s)	5	5

Correction et calculs d'incertitudes

C : étalon-capteur (°C) = -0.05
U (+/- °C) = 0.35
Incertitude (+/- °C) = 0.7
ETM (°C) = 1

vérification:

CONFORME

Fiche d'étalonnage thermocouple

Méthode : essais avec enregistrement des mesures

N° 4

Date: 24/06/2005	
Capteur	
identification:	T7-F
type:	K
plage de mesure :	-30 à +70
Chaîne de mesure :	Thermologger Voltcraft K204
identification:	50103060
résolution de la chaîne :	0.1
ETM:	1

Etalon	
identification :	Tréfi
type:	K
Chaîne de mesure :	Thermologger Voltcraft K204
identification:	50103060
résolution de la chaîne:	0.1
exactitude de la chaîne :	0.5

Synthèse des résultats

	étalon	capteur
moyenne	24.4	24.4
écart-type	0.0	0.0
Max-Min	0.1	0.0
nombre de mesures	317	317
pas de mesure (s)	5	5

Correction et calculs d'incertitudes

C : étalon-capteur (°C) = -0.04
U (+/- °C) = 0.35
Incertitude (+/- °C) = 0.7
ETM (°C) = 1

vérification:

CONFORME

Fiche d'étalonnage thermocouple

Méthode : essais avec enregistrement des mesures

N° 6

Date: 24/06/2005

Capteur	T40-C
identification:	K
type:	-30 à +70
plage de mesure :	Thermologger Voltcraft K204
Chaîne de mesure :	50103060
identification:	0.1
résolution de la chaîne :	1
ETM:	

Etalon	Tréfl
identification :	K
type:	Thermologger Voltcraft K204
Chaîne de mesure :	50103060
identification:	0.1
résolution de la chaîne:	0.5
exactitude de la chaîne :	

Synthèse des résultats

moyenne	étalon	15.8	capteur	15.8
écart-type	0.1	0.0		
Max-Min	0.2	0.1		
nombre de mesures	71	71		
pas de mesure (s)	5	5		

Correction et calculs d'incertitudes

C : étalon-capteur (°C) = 0.01
U (+/- °C) = 0.35
Incertitude (+/- °C) = 0.7
ETM (°C) = 1

vérification:

conforme

Correction = +0.3°C

Fiche d'étalonnage thermocouple

Méthode : essais avec enregistrement des mesures

N° 7

Date: 24/06/2005

Capteur	T40-F
identification:	K
type:	-30 à +70
plage de mesure :	Thermologger Voltcraft K204
Chaîne de mesure :	50103060
identification:	0.1
résolution de la chaîne :	1
ETM:	

Etalon	Tréfl
identification :	K
type:	Thermologger Voltcraft K204
Chaîne de mesure :	50103060
identification:	0.1
résolution de la chaîne:	0.5
exactitude de la chaîne :	

Synthèse des résultats

moyenne	étalon	15.8	capteur	15.9
écart-type	0.1	0.0		
Max-Min	0.2	0.1		
nombre de mesures	71	71		
pas de mesure (s)	5	5		

Correction et calculs d'incertitudes

C : étalon-capteur (°C) = -0.08
U (+/- °C) = 0.35
Incertitude (+/- °C) = 0.7
ETM (°C) = 1

vérification:

conforme

Fiche d'étalonnage thermocouple

Méthode : essais avec enregistrement des mesures

N° 7

Date: 27/04/2004

Capteur	T20
identification:	J
type:	-30 à +70
plage de mesure :	Campbell Sci - CR10X
Chaîne de mesure :	capteur PT100
identification:	0.1
résolution de la chaîne (°C) :	1
ETM (°C) :	

Etalon	T1
identification :	datalogger température
type:	Hobo U12
Chaîne de mesure :	-
identification:	0.2
résolution de la chaîne:	0.5
exactitude de la chaîne :	

Synthèse des résultats

moyenne	étalon	capteur
-19.9	-19.9	-19.8
écart-type	0.2	0.2
Max-Min	0.9	0.7
nombre de mesures	33	33
pas de mesure (MM:SS)	10:00	10:00

Correction et calculs d'incertitudes

C : étalon-capteur (°C) = -0.07
U (+/- °C) = 0.48
Incertitude (+/- °C) = 1.0
ETM (°C) = 1

vérification:

CONFORME

Fiche d'étalonnage thermocouple

Méthode : essais avec enregistrement des mesures

N° 8

Date: 27/04/2004

Capteur	T21
identification:	J
type:	-30 à +70
plage de mesure :	Campbell Sci - CR10X
Chaîne de mesure :	capteur PT100
identification:	0.1
résolution de la chaîne (°C) :	1
ETM (°C) :	

Etalon	T1
identification :	datalogger température
type:	Hobo U12
Chaîne de mesure :	-
identification:	0.2
résolution de la chaîne:	0.5
exactitude de la chaîne :	

Synthèse des résultats

moyenne	étalon	capteur
-19.9	-19.9	-19.8
écart-type	0.2	0.2
Max-Min	0.9	0.7
nombre de mesures	33	33
pas de mesure (MM:SS)	10:00	10:00

Correction et calculs d'incertitudes

C : étalon-capteur (°C) = -0.12
U (+/- °C) = 0.48
Incertitude (+/- °C) = 1.0
ETM (°C) = 1

vérification:

CONFORME

Fiche d'étalonnage thermocouple

Méthode : essais avec enregistrement des mesures

N° 9

Date: 27/04/2004	
Capteur	
identification:	T22
type:	J
plage de mesure :	-30 à +70
Chaîne de mesure :	Campbell Sci - CR10X
identification:	capteur PT100
résolution de la chaîne (°C) :	0.1
ETM (°C) :	1

Etalon	
identification :	T1
type:	datalogger température
Chaîne de mesure :	Hobo U12
identification:	-
résolution de la chaîne:	0.2
exactitude de la chaîne :	0.5

Synthèse des résultats

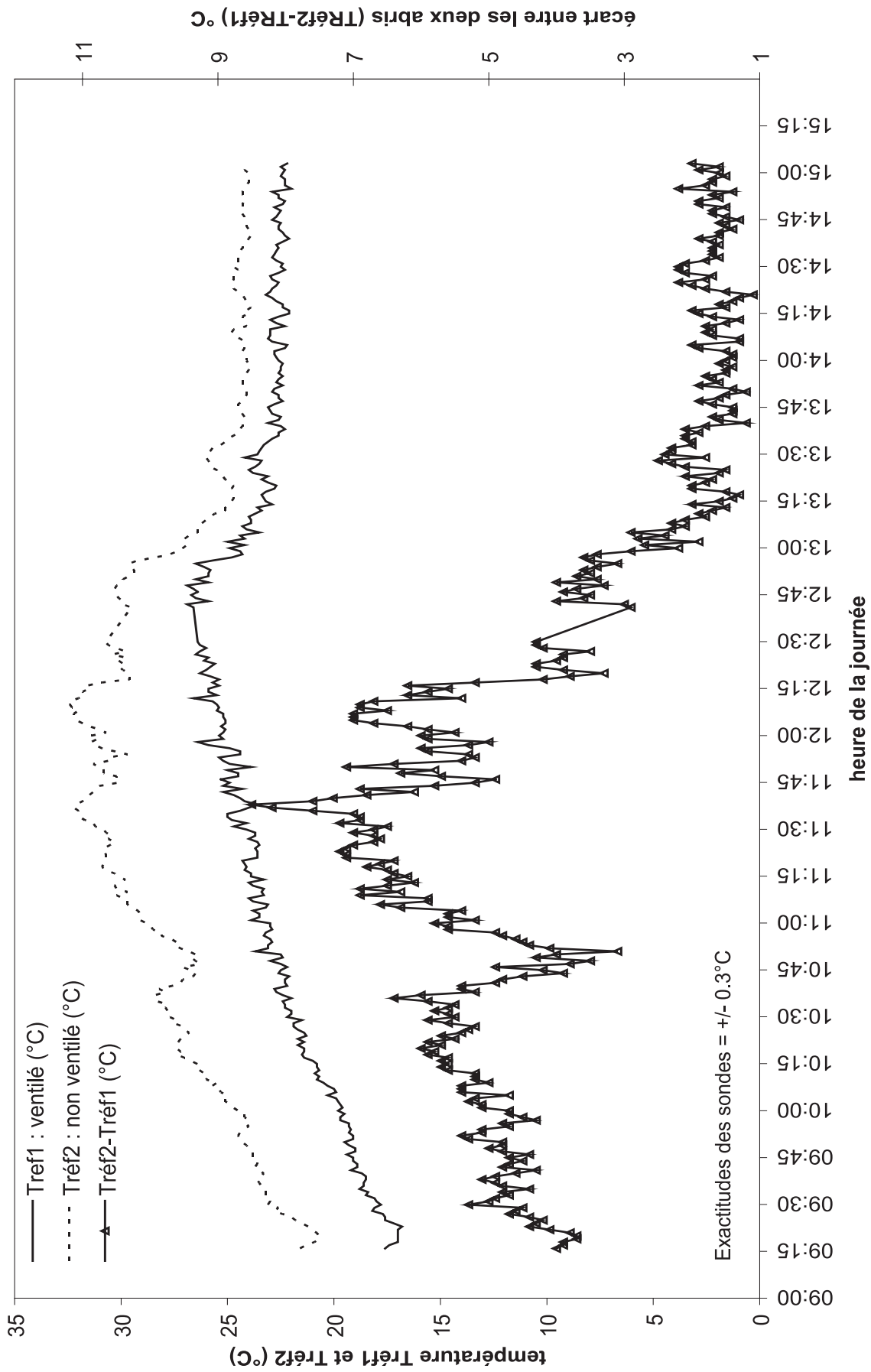
	étalon	capteur
moyenne	-19.9	-19.8
écart-type	0.2	0.2
Max-Min	0.7	0.8
nombre de mesures	28	28
pas de mesure (MM:SS)	10:00	10:00

Correction et calculs d'incertitudes

C : étalon-capteur (°C) = -0.11
U (+/- °C) = 0.49
Incertitude (+/- °C) = 1.0
ETM (°C) = 1

vérification: CONFORME

3.14 - Comparaison des abris pour les sondes de température



Test à St André (Maurienne, Savoie) - alt. 1100m - 05/09/2005

Thermogger Voltcraft K204 - Sondes thermocouples K

Conditions météo : Soleil, peu de vent jusqu'à 12h15, puis soleil voilé et brise de vallée

3.15 -Données journalières à la station du Baounet (2800m) - saison 2002 (1)

date	pas enreg. (s)	Irradiance moy. (W/m ²)	Min Tair (°C)	Max Tair (°C)	Moy Tair (°C)	ampl Q (L/s)	Qj (L/s)
20/07/02	900	374	1.2	14.8	9.4	443	472
21/07/02	900	136	3.5	11.4	7.9	651	604
22/07/02	900	353	5.1	13.8	9.3	437	618
23/07/02	900	303	3.8	18.1	10.7	497	565
24/07/02	900	333	1.4	15.0	6.8	498	543
25/07/02	900	282	-1.3	12.2	4.4	406	470
26/07/02	900	288	0.6	14.1	6.6	557	499
27/07/02	900	352	3.3	22.0	10.7	570	584
28/07/02	900	191	4.7	17.4	8.9	620	610
29/07/02	900	269	3.6	21.3	9.4	1098	573
30/07/02	900	232	2.8	17.0	7.0	759	588
31/07/02	900	98	3.0	10.4	4.7	345	505
01/08/02	900	193	1.0	11.4	4.8	248	400
02/08/02	900	298	-1.3	14.4	6.5	450	398
03/08/02	900	225	4.6	14.6	9.1	589	517
04/08/02	900	180	2.1	12.6	7.2	279	472
05/08/02	900	189	0.8	15.3	6.2	297	388
06/08/02	900	134	-0.2	6.9	2.3	189	346
07/08/02	900	264	0.8	9.2	3.7	402	344
08/08/02	900	234	-0.8	12.4	4.1	360	347
09/08/02	900	99	-0.2	7.7	1.9	111	340
10/08/02	900	129	-0.7	7.2	1.4	78	271
11/08/02	900	65	-1.6	2.1	0.1	48	213
12/08/02	900	314	-0.2	9.2	4.1	154	217
13/08/02	900	305	-1.7	24.0	7.6	220	255
14/08/02	900	304	2.2	18.6	8.8	313	331
15/08/02	900	303	1.8	20.9	8.8	372	363
16/08/02	900	251	2.9	21.6	8.3	353	346
17/08/02	900	269	3.5	20.9	8.3	359	362
18/08/02	900	252	2.5	18.5	8.4	385	369
19/08/02	900	210	3.0	19.5	7.5	581	404
20/08/02	900	138	3.4	15.0	6.9	459	476
21/08/02	900	289	2.1	14.5	6.6	479	471
22/08/02	900	287	0.8	16.5	7.0	457	414
23/08/02	900	123	2.6	11.8	5.3	289	429
24/08/02	900	236	2.0	13.7	6.3	327	406
25/08/02	900	77	0.1	9.1	4.0	934	410
26/08/02	900	49	2.1	4.9	3.5	1448	1157
27/08/02	900	156	-0.1	13.8	3.5	261	486
28/08/02	900	78	1.2	7.4	3.8	157	348
29/08/02	900	199	0.8	20.9	6.0	318	340
30/08/02	900	184	3.1	21.5	6.6	318	386
31/08/02	900	161	2.1	18.4	5.9	451	433
01/09/02	900	120	1.8	12.6	4.7	439	462
02/09/02	900	123	0.8	8.0	3.4	784	719
03/09/02	900	171	1.9	14.8	4.7	292	396
04/09/02	900	80	0.8	5.5	2.4	140	306
05/09/02	900	95	-1.4	8.3	1.3	88	240
06/09/02	900	70	-0.2	7.0	2.3	46	219
07/09/02	900	147	-0.2	9.8	3.5	55	195
08/09/02	900	175	0.4	9.2	4.0	75	197

Données : S. Jobard et al.

3.16 -Données journalières à la station du Baounet (2800m) - saison 2002 (2)

Données journalières saison ablation 2002 (2/2)				Station du Baounet (2800m)			
date	pas enreg.	Irradiance moy.	Min Tair	Max Tair	Moy Tair	ampl Q	Qj
	(s)	(W/m ²)	(°C)	(°C)	(°C)	(L/s)	(L/s)
09/09/02	900	64	0.2	7.3	2.8	204	336
10/09/02	900	207	-1.3	7.6	2.3	100	232
11/09/02	900	183	-2.7	11.2	1.6	108	200
12/09/02	900	72	-0.2	3.8	1.5	24	192
13/09/02	900	217	-0.8	11.3	3.3	103	198
14/09/02	900	216	-1.5	14.2	4.1	51	183
15/09/02	900	228	-1.8	16.6	4.1	47	180
16/09/02	900	226	-2.1	20.9	4.7	36	183
17/09/02	900	224	-0.9	19.6	5.1	45	186
18/09/02	900	223	-0.5	17.1	5.7	52	185
19/09/02	900	108	3.2	11.5	5.5	118	222
20/09/02	900	159	2.4	11.0	5.6	149	256
21/09/02	900	154	0.4	13.8	4.6	106	232
22/09/02	900	106	-2.3	8.1	1.9	90	217
23/09/02	900	173	-6.0	0.9	-3.9	55	152
24/09/02	900	84	-6.4	-1.5	-5.0	12	123
25/09/02	900	58	-9.5	0.1	-5.9	12	112
26/09/02	900	172	-9.3	10.9	-3.5	12	106
27/09/02	900	184	-9.1	7.3	-2.6	14	103
28/09/02	900	193	-5.9	8.9	-0.6	18	101
29/09/02	900	187	-4.8	7.8	-0.3	12	98
30/09/02	900	183	-4.3	12.2	1.2	14	95
01/10/02	900	183	-3.0	13.8	2.9	12	92
02/10/02	900	161	-1.1	15.4	4.0	10	90
03/10/02	900	161	-1.0	13.4	3.0	12	89
04/10/02	900	92	-1.4	5.6	1.2	12	88
05/10/02	900	182	-2.6	10.5	1.5	14	88
06/10/02	900	129	-4.0	3.6	-1.0	12	85
07/10/02	900	165	-6.7	8.6	-1.6	20	81
08/10/02	900	154	-5.4	7.5	-0.7	17	83
09/10/02	900	47	-4.1	0.9	-1.7	37	81
10/10/02	900	55	-1.5	1.4	-0.3	82	115
11/10/02	900	103	-4.2	6.3	0.1	5	82
12/10/02	900	112	-5.7	5.7	-1.0	17	82
13/10/02	900	149	-9.2	14.7	-0.9	36	85
14/10/02	900	71	-3.7	6.3	2.9	14	79
15/10/02	900	131	-1.4	18.2	4.7	9	83
16/10/02	900	141	-1.3	10.7	4.1	6	83
17/10/02	900	46	-7.6	2.9	-0.7	26	85
18/10/02	900	88	-10.4	0.8	-6.9	256	164
19/10/02	900	125	-11.1	1.8	-6.8	45	102
20/10/02	900	128	-8.7	9.0	1.3	18	76
21/10/02	900	46	0.4	6.0	2.9	19	83
22/10/02	900	98	-7.4	8.5	-0.6	54	98

Données : S. Jobard et al.

3.17 -Données journalières à la station du Baoumet (2800m) - saison 2003 (1)

date	pas enreg. (s)	Irradiance moy. (W/m ²)	Min Tair (°C)	Max Tair (°C)	Moy Tair (°C)	ampl Q (L/s)	Qj (L/s)
01/06/03	1200	252	0.5	5.1	5.1	630	872
02/06/03	1200	269	1.4	5.4	5.4	460	891
03/06/03	1200	233	1.9	5.4	5.4	184	985
04/06/03	1200	306	1.9	5.7	5.7	702	1052
05/06/03	1200	269	3.0	5.7	5.7	1122	1328
06/06/03	1200	224	1.4	4.8	4.8	648	1161
07/06/03	1200	274	1.8	5.4	5.4	400	928
08/06/03	1200	304	2.5	6.0	6.0	547	988
09/06/03	1200	334	2.0	6.3	6.3	629	1115
10/06/03	1200	317	3.5	7.1	7.1	956	1305
11/06/03	1200	304	3.4	7.7	7.7	710	1348
12/06/03	1200	333	4.5	7.7	7.7	1113	1360
13/06/03	1200	253	3.9	7.4	7.4	381	1101
14/06/03	1200	297	4.6	9.2	9.2	953	1224
15/06/03	1200	212	4.0	8.4	8.4	339	1180
16/06/03	1200	299	4.2	7.8	7.8	1108	1154
17/06/03	1200	199	2.7	6.4	6.4	1704	1345
18/06/03	1200	249	2.1	6.0	6.0	426	1080
19/06/03	1200	368	0.9	8.0	8.0	696	1052
20/06/03	1200	364	2.9	9.3	9.3	921	1157
21/06/03	1200	363	3.7	10.1	10.1	561	1045
22/06/03	1200	291	4.9	9.6	9.6	499	922
23/06/03	1200	320	5.0	11.0	11.0	579	917
24/06/03	1200	261	5.2	10.5	10.5	1101	1046
25/06/03	1200	256	6.1	12.3	12.3	1173	1166
26/06/03	1200	201	6.8	10.7	10.7	742	1037
27/06/03	1200	351	4.1	9.7	9.7	829	927
28/06/03	1200	232	3.7	6.7	6.7	470	737
29/06/03	1394	240	3.1	8.7	8.7	1269	934
30/06/03	1200	306	5.2	10.8	10.8	1661	1205
01/07/03	1200	99	-0.4	4.9	4.9	394	869
02/07/03	1200	186	-1.5	2.6	2.6	326	624
03/07/03	1200	334	0.6	3.2	3.2	704	666
04/07/03	1200	152	-1.0	0.8	0.8	375	537
05/07/03	1200	362	-2.3	4.5	4.5	881	674
06/07/03	1200	320	1.2	6.5	6.5	1102	844
07/07/03	1200	328	2.1	7.6	7.6	972	851
08/07/03	1200	355	2.5	8.5	8.5	1413	957
09/07/03	1200	187	3.3	6.3	6.3	825	847
10/07/03	1200	348	3.0	9.1	9.1	1725	1075
11/07/03	1200	348	3.4	9.5	9.5	1592	1079
12/07/03	1200	309	4.7	10.4	10.4	1546	1119
13/07/03	1200	343	5.1	11.1	11.1	2079	1262
14/07/03	1200	308	5.9	11.7	11.7	1429	1173
15/07/03	1200	333	5.7	10.9	10.9	2227	1313
16/07/03	1200	213	5.4	11.0	11.0	1340	1148
17/07/03	1200	351	3.9	8.5	8.5	1846	1142
18/07/03	1200	353	2.9	10.0	10.0	1567	994
19/07/03	1200	347	4.1	10.6	10.6	2058	1140
20/07/03	1200	320	5.1	9.8	9.8	2408	1277
21/07/03	1200	232	7.4	11.4	11.4	1991	1272
22/07/03	1200	248	5.8	11.2	11.2	1674	1081
23/07/03	1200	335	6.1	11.0	11.0	1999	1184
24/07/03	1200	142	3.3	7.0	7.0	822	792
25/07/03	1200	326	1.2	8.8	8.8	1637	956

Données : S. Jobard et al.

3.18 -Données journalières à la station du Baounet (2800m) - saison 2003 (2)

date	pas enreg. (s)	Irradiance moy. (W/m ²)	Min Tair (°C)	Max Tair (°C)	Moy Tair (°C)	ampl Q (L/s)	Qj (L/s)
26/07/03	1200	205	6.7	10.6	10.6	956	854
27/07/03	1200	218	4.6	9.8	9.8	6139	1629
28/07/03	1200	321	0.9	7.3	7.3	1702	1036
29/07/03	1200	331	1.1	7.0	7.0	2112	1028
30/07/03	1200	311	1.9	7.6	7.6	2183	961
31/07/03	1200	215	0.4	4.6	4.6	634	570
01/08/03	1200	304	1.5	7.2	7.2	2136	938
02/08/03	1200	277	4.6	9.2	9.2	2001	997
03/08/03	1200	242	5.5	9.5	9.5	3255	1267
04/08/03	1200	237	6.8	9.7	9.7	2772	1169
05/08/03	1200	143	6.7	9.5	9.5	1379	897
06/08/03	1200	225	6.1	9.7	9.7	1747	1079
07/08/03	1200	265	6.2	9.9	9.9	1885	1097
08/08/03	1200	190	5.7	8.5	8.5	1830	1004
09/08/03	1200	241	5.6	9.3	9.3	1827	926
10/08/03	1200	228	6.1	11.3	11.3	1277	892
11/08/03	1200	263	6.1	11.3	11.3	2129	972
12/08/03	1200	260	6.5	11.9	11.9	1289	834
13/08/03	1200	208	6.3	10.1	10.1	1844	948
14/08/03	1200	210	5.3	9.8	9.8	1956	1128
15/08/03	1200	126	6.0	9.4	9.4	895	877
16/08/03	1200	197	6.1	9.9	9.9	2297	1060
17/08/03	1200	229	6.0	10.0	10.0	6003	1456
18/08/03	1200	117	3.6	7.2	7.2	1089	870
19/08/03	1200	282	1.7	7.6	7.6	1735	855
20/08/03	1200	207	3.9	8.3	8.3	1494	855
21/08/03	1200	113	4.3	6.9	6.9	590	693
22/08/03	1200	280	2.7	8.2	8.2	1945	878
23/08/03	1200	267	3.5	9.3	9.3	1291	715
24/08/03	1200	135	4.9	8.0	8.0	897	701
25/08/03	1200	121	3.5	5.8	5.8	1254	646
26/08/03	1200	227	2.9	7.2	7.2	1489	707
27/08/03	1200	265	3.2	9.0	9.0	1788	799
28/08/03	1200	226	3.6	9.5	9.5	2074	851
29/08/03	1200	68	3.4	6.3	6.3	1818	899
30/08/03	1200	108	2.8	4.9	4.9	578	580
31/08/03	1200	219	-0.3	1.9	1.9	704	481
01/09/03	1200	205	-2.5	2.0	2.0	611	445
02/09/03	1200	238	-3.8	0.7	0.7	657	406
03/09/03	1200	215	-0.4	2.5	2.5	627	391
04/09/03	1200	256	-1.6	4.0	4.0	867	451
05/09/03	1200	113	1.7	4.1	4.1	449	379
06/09/03	1200	104	1.0	3.7	3.7	376	365
07/09/03	1200	113	2.4	3.9	3.9	475	375
08/09/03	1200	185	3.2	4.0	4.0	163	371
09/09/03	1200	60	1.9	2.6	2.6	110	298
10/09/03	1200	205	1.7	2.2	2.2	121	273
11/09/03	1200	196	-0.3	2.0	2.0	68	240
12/09/03	1200	189	-0.7	2.3	2.3	45	205
13/09/03	1200	169	1.3	3.2	3.2	22	192
14/09/03	1838	101	-0.7	2.6	2.6	114	226
15/09/03	1800	233	-3.6	3.4	3.4	43	195
16/09/03	1800	214	-0.4	5.9	5.9	33	185
17/09/03	1800	209	2.1	6.8	6.8	62	199
18/09/03	1800	206	2.7	7.3	7.3	115	248

Données : S. Jobard et al.

3.19 -Données journalières à la station du Baounet (2800m) - saison 2003 (3)

date	pas enreg. (s)	Irradiance moy. (W/m ²)	Min Tair (°C)	Max Tair (°C)	Moy Tair (°C)	ampl Q (L/s)	Qj (L/s)
19/09/03	1800	203	2.2	7.4	7.4	180	303
20/09/03	1800	202	3.3	6.6	6.6	179	314
21/09/03	1800	199	2.2	5.7	5.7	247	328
22/09/03	1800	145	1.8	4.1	4.1	92	275
23/09/03	1800	88	0.1	2.6	2.6	143	297
24/09/03	1800	189	-3.7	2.1	2.1	160	257
25/09/03	1800	200	-2.1	3.1	3.1	87	201
26/09/03	1800	189	-2.6	2.6	2.6	59	183
27/09/03	1800	126	-0.8	2.9	2.9	65	180
28/09/03	1800	42	0.4	1.4	1.4	31	171
29/09/03	1800	160	-1.2	0.8	0.8	16	156
30/09/03	1800	150	-1.0	2.1	2.1	16	149
01/10/03	1800	104	1.4	4.5	4.5	187	222
02/10/03	1800	168	2.0	6.4	6.4	86	194
03/10/03	1800	139	0.6	6.1	6.1	242	308
04/10/03	1800	70	-2.4	0.2	0.2	56	205
05/10/03	1800	92	-9.3	-5.7	-5.7	107	178
06/10/03	1800	148	-11.7	-4.6	-4.6	59	155
07/10/03	1800	130	-4.1	-2.3	-2.3	272	177
08/10/03	1800	160	-7.0	-3.0	-3.0	1269	669
09/10/03	1800	58	-1.5	-0.4	-0.4	90	161
10/10/03	1800	152	-1.2	2.8	2.8	31	141
11/10/03	1800	148	-1.7	3.2	3.2	35	141
12/10/03	1800	149	-0.4	3.4	3.4	38	141
13/10/03	1800	141	-3.1	0.8	0.8	34	138
14/10/03	1800	90	-1.9	0.5	0.5	25	135
15/10/03	1800	132	-4.7	-1.8	-1.8	63	138
16/10/03	1800	131	-6.2	-1.4	-1.4	256	147
17/10/03	1800	119	-5.9	-1.0	-1.0	87	133
18/10/03	1800	90	-3.0	-1.7	-1.7	250	176
19/10/03	1800	120	-4.4	0.3	0.3	8	110
20/10/03	1800	79	-3.6	-1.4	-1.4	169	170
21/10/03	1800	114	-14.7	-6.1	-6.1	89	138
22/10/03	1800	131	-13.2	-5.7	-5.7	17	114
23/10/03	1800	88	-6.3	-3.6	-3.6	11	115
24/10/03	1800	116	-15.9	-6.6	-6.6	3	113
25/10/03	1800	125	-20.2	-9.6	-9.6	3	112
26/10/03	1800	109	-19.1	-9.6	-9.6	3	111
27/10/03	1800	81	-14.4	-7.3	-7.3	5	107
28/10/03	1800	96	-15.6	-4.8	-4.8	1	103
29/10/03	1800	88	-8.9	-4.2	-4.2	7	102
30/10/03	1800	105	-10.0	-8.0	-8.0	22	116
31/10/03	1800	71	-4.9	-2.3	-2.3	41	92
01/11/03	1800	101	-12.4	-6.3	-6.3	19	98
02/11/03	1800	114	-14.7	-7.3	-7.3	5	110
03/11/03	1800	96	-9.3	-4.3	-4.3	7	107
04/11/03	1800	99	-7.6	-2.6	-2.6	4	101
05/11/03	1800	100	-4.7	-1.0	-1.0	2	99
06/11/03	1800	91	-5.2	-1.0	-1.0	1	97
07/11/03	1800	53	-10.5	-9.3	-9.3	8	100
08/11/03	1800	65	-11.5	-8.7	-8.7	5	98
09/11/03	1800	92	-6.9	-0.9	-0.9	2	96
10/11/03	1800	65	-6.7	-0.6	-0.6	2	95
11/11/03	1800	77	-8.3	-3.4	-3.4	2	93

Données : S. Jobard et al.

3.20 -Données journalières à la station du Baounet (2800m) - saison 2003 (4)

date	pas enreg. (s)	Irradiance moy. (W/m ²)	Min Tair (°C)	Max Tair (°C)	Moy Tair (°C)	ampl Q (L/s)	Qj (L/s)
12/11/03	1800	80	-10.9	-5.8	-5.8	1	91
13/11/03	1800	78	-12.6	-7.3	-7.3	3	90
14/11/03	1800	78	-12.2	-5.8	-5.8	3	90
15/11/03	1800	73	-11.8	-5.1	-5.1	2	90
16/11/03	1800	48	-3.2	-1.9	-1.9	6	90
17/11/03	1800	67	-8.7	-3.4	-3.4	3	91
18/11/03	1800	64	-6.3	-2.1	-2.1	1	90
19/11/03	1800	64	-4.2	-0.8	-0.8	3	88
20/11/03	1800	64	-6.4	-2.0	-2.0	1	87
21/11/03	1800	53	-3.7	-1.2	-1.2	2	87
22/11/03	1800	54	-2.4	-1.3	-1.3	4	88
23/11/03	1800	61	-3.4	-2.5	-2.5	3	88
24/11/03	1800	51	-6.9	-2.1	-2.1	6	87
25/11/03	1800	47	-11.7	-6.1	-6.1	2	85
26/11/03	1800	45	-11.1	-6.1	-6.1	3	85
27/11/03	1800	34	-7.3	-4.5	-4.5	2	86
28/11/03	1800	65	-7.4	-5.4	-5.4	2	85
29/11/03	1800	59	-7.0	-5.2	-5.2	2	84
30/11/03	1800	53	-4.7	-1.7	-1.7	4	84
01/12/03	1800	32	-3.5	-2.8	-2.8	5	87
02/12/03	1800	28	-3.4	-3.0	-3.0	2	86
03/12/03	1800	36	-3.0	-2.4	-2.4	13	82
04/12/03	1800	31	-6.6	-3.1	-3.1	3	75
05/12/03	1800	49	-7.0	-3.0	-3.0	2	75
06/12/03	1800	53	-9.0	-5.2	-5.2	1	76
07/12/03	1800	55	-15.0	-7.1	-7.1	4	78
08/12/03	1800	53	-12.5	-7.2	-7.2	2	79
09/12/03	1800	54	-11.5	-6.6	-6.6	2	80
10/12/03	1800	50	-13.5	-7.6	-7.6	2	80
11/12/03	1800	52	-15.9	-8.2	-8.2	1	80
12/12/03	1800	52	-10.1	-5.5	-5.5	2	80
13/12/03	1800	52	-8.7	-2.5	-2.5	2	80
14/12/03	1800	47	-12.1	-5.6	-5.6	3	81
15/12/03	1800	81	-15.3	-11.4	-11.4	4	80
16/12/03	1800	51	-14.8	-8.3	-8.3	5	79
17/12/03	1800	44	-11.0	-7.3	-7.3	1	78
18/12/03	1800	47	-12.7	-8.7	-8.7	1	78
19/12/03	1800	49	-11.5	-7.8	-7.8	1	77
20/12/03	1800	51	-13.1	-8.8	-8.8	1	77
21/12/03	1800	34	-14.1	-7.4	-7.4	3	78
22/12/03	1800	76	-17.1	-13.4	-13.4	7	77
23/12/03	1800	47	-18.5	-14.0	-14.0	9	77
24/12/03	1800	50	-13.8	-8.0	-8.0	2	76
25/12/03	1800	47	-10.0	-5.3	-5.3	1	75
26/12/03	1800	48	-9.2	-6.2	-6.2	1	75
27/12/03	1800	50	-9.2	-4.7	-4.7	2	75
28/12/03	1800	35	-10.7	-7.2	-7.2	3	75
29/12/03	1800	64	-15.7	-9.4	-9.4	3	74
30/12/03	1800	51	-12.1	-7.6	-7.6	2	74
31/12/03	1800	39	-10.9	-7.7	-7.7	1	74

Données : S. Jobard et al.

3.21 -Données journalières à la station du Baounet (2800m) - saison 2004 (1)

date	pas enreg. (s)	Irradiance moy. (W/m ²)	Min Tair (°C)	Max Tair (°C)	Moy Tair (°C)	ampl Q (L/s)	Qj (L/s)
01/01/04	1800	58	-14.4	-3.8	-9.6	1	74
02/01/04	1800	34	-15.9	-4.4	-11.7	2	73
03/01/04	1800	52	-18.5	-3.4	-12.7	1	73
04/01/04	1800	50	-16.4	1.9	-12.4	1	73
05/01/04	1800	53	-13.8	-2.9	-8.6	1	72
06/01/04	1800	55	-13.9	-1.8	-7.9	2	72
07/01/04	1800	54	-10.7	3.4	-6.9	1	72
08/01/04	1800	52	-9.9	-2.1	-6.2	2	71
09/01/04	1800	43	-8.4	-4.5	-6.9	5	73
10/01/04	1800	73	-7.6	-5.1	-6.6	3	72
11/01/04	1800	53	-6.2	-1.5	-3.4	3	72
12/01/04	1800	32	-5.2	-2.5	-3.9		
13/01/04	1800	27	-3.9	-0.7	-2.0		
14/01/04	1800	69	-9.7	-2.0	-6.0		
15/01/04	1800	54	-19.0	-10.3	-13.1		
16/01/04	1800	60	-13.0	-3.9	-6.4		
17/01/04	1800	61	-11.1	-3.5	-6.9		
18/01/04	1800	44	-9.9	-6.9	-8.4		
19/01/04	1800	71	-17.7	-4.3	-10.9		
20/01/04	1800	64	-12.6	-5.9	-8.0	3	73
21/01/04	1800	68	-14.0	-7.4	-10.2	2	71
22/01/04	1800	55	-14.9	1.3	-10.9	1	70
23/01/04	1800	65	-17.1	-1.4	-11.7	1	70
24/01/04	1800	48	-16.8	-5.1	-10.4	0	70
25/01/04	1800	69	-21.9	-9.6	-15.2	1	70
26/01/04	1800	49	-17.2	-5.1	-10.7	1	69
27/01/04	1800	54	-19.3	-11.1	-14.2	1	69
28/01/04	1800	72	-19.0	-16.4	-17.8	1	69
29/01/04	1800	77	-21.8	-16.9	-19.1	2	69
30/01/04	1800	77	-24.5	-0.4	-13.9	1	69
31/01/04	1800	75	-15.4	2.1	-7.0	1	69
01/02/04	1800	78	-9.1	0.4	-3.9	1	68
02/02/04	1800	71	-3.7	0.9	-1.5	1	68
03/02/04	1800	84	-6.9	9.9	-3.0	1	68
04/02/04	1800	89	-9.0	8.6	-4.6	1	68
05/02/04	1800	93	-8.4	8.8	-2.6	1	68
06/02/04	1800	100	-6.8	13.0	-1.6	1	68
07/02/04	1800	62	-12.3	-2.6	-5.9	3	68
08/02/04	1800	106	-13.6	-8.1	-10.7	2	68
09/02/04	1800	105	-17.2	3.8	-10.2	1	67
10/02/04	1800	94	-17.4	6.7	-10.3	1	67
11/02/04	1800	58	-11.8	-0.6	-8.0	2	67
12/02/04	1800	106	-11.7	7.6	-6.1	0	67
13/02/04	1800	109	-10.1	13.7	-5.5	1	66
14/02/04	1800	102	-9.5	4.7	-5.4	0	66
15/02/04	1800	101	-10.2	6.5	-6.2	0	66
16/02/04	1800	113	-9.7	11.4	-5.2	1	66
17/02/04	1800	113	-13.0	11.1	-5.9	1	66
18/02/04	1800	130	-9.5	10.4	-6.6	1	66
19/02/04	1800	84	-9.7	-7.0	-8.3	1	66
20/02/04	1800	94	-9.0	-4.6	-7.2	1	66
21/02/04	1800	71	-5.9	-1.5	-3.8	2	66
22/02/04	1800	107	-4.3	11.3	-0.8	0	65
23/02/04	1800	97	-14.8	-4.6	-8.7	1	65
24/02/04	1800	135	-13.4	-3.2	-8.8	0	65
25/02/04	1800	133	-15.1	1.3	-8.4	0	65
26/02/04	1800	120	-12.6	-2.3	-9.8	0	65
27/02/04	1800	139	-21.8	1.1	-11.0	0	65
28/02/04	1800	131	-15.1	0.6	-10.0	0	65
29/02/04	1800	143	-20.6	-0.8	-12.2	1	64

Données : S. Jobard et al.

3.22 -Données journalières à la station du Baounet (2800m) - saison 2004 (2)

date	pas enreg. (s)	Irradiance moy. (W/m ²)	Min Tair (°C)	Max Tair (°C)	Moy Tair (°C)	ampl Q (L/s)	Qj (L/s)
01/03/04	1800	167	-18.0	-5.0	-11.9	1	64
02/03/04	1800	141	-15.4	-2.7	-8.0	1	64
03/03/04	1800	167	-13.4	8.4	-6.3	1	64
04/03/04	1800	183	-8.9	7.6	-5.1	0	64
05/03/04	1800	112	-6.2	-1.6	-4.4	0	64
06/03/04	1800	139	-8.8	0.2	-5.7	0	64
07/03/04	1800	172	-11.8	4.2	-8.0	1	64
08/03/04	1800	174	-12.9	2.2	-9.0	0	64
09/03/04	1800	185	-16.0	3.3	-9.8	0	63
10/03/04	1800	191	-11.0	-2.0	-8.0	0	63
11/03/04	1800	185	-16.4	3.5	-9.3	1	63
12/03/04	1800	164	-8.5	3.0	-2.9	0	63
13/03/04	1800	116	-3.2	1.8	-1.2	1	63
14/03/04	1800	180	-9.7	5.6	-2.6	1	63
15/03/04	1800	197	-9.0	18.2	-1.9	0	63
16/03/04	1800	201	-4.9	21.3	1.6	1	63
17/03/04	1800	210	-4.1	11.7	0.3	0	63
18/03/04	1800	205	-5.5	8.3	-0.4	0	63
19/03/04	1800	210	-5.9	14.8	-0.8	0	63
20/03/04	1800	131	-4.1	7.1	-0.8	1	63
21/03/04	1800	223	-6.8	5.2	-0.5	1	63
22/03/04	1800	174	-13.4	5.7	-8.0	1	63
23/03/04	1800	164	-13.8	-8.3	-10.7	1	63
24/03/04	1800	209	-12.2	6.8	-7.5	0	63
25/03/04	1800	132	-11.4	3.1	-7.2	0	63
26/03/04	1800	207	-15.7	8.7	-8.1	0	63
27/03/04	1800	223	-15.6	-1.9	-10.0	0	63
28/03/04	1800	248	-12.8	11.5	-6.0	1	62
29/03/04	1800	260	-8.6	2.5	-3.6	1	62
30/03/04	1800	203	-7.3	-4.4	-5.8	1	62
31/03/04	1800	176	-7.9	-1.6	-4.0	1	62
01/04/04	1800	195	-8.0	0.9	-3.0	0	62
02/04/04	1800	215	-7.3	-0.6	-3.6	1	62
03/04/04	1800	213	-9.1	8.2	-2.4	1	62
04/04/04	1800	224	-9.5	15.1	-2.9	1	62
05/04/04	1800	260	-8.0	-1.3	-4.3	0	62
06/04/04	1800	256	-9.6	-4.2	-7.0	1	62
07/04/04	1800	250	-18.6	-7.2	-11.5	1	62
08/04/04	1800	211	-19.4	3.9	-8.9	1	62
09/04/04	1800	182	-10.2	-4.3	-7.8	1	62
10/04/04	1800	214	-10.3	0.3	-7.2	0	62
11/04/04	1800	300	-15.1	2.1	-7.6	0	62
12/04/04	1800	257	-9.7	6.8	-5.4	0	62
13/04/04	1800	255	-12.4	5.8	-6.2	0	62
14/04/04	1800	223	-12.6	9.5	-4.9	1	61
15/04/04	1800	189	-9.2	-3.7	-6.3	0	61
16/04/04	1800	195	-9.9	-2.1	-5.4	1	61
17/04/04	1800	266	-9.7	17.3	-2.2	0	61
18/04/04	1800	246	-10.0	15.9	-2.6	1	61
19/04/04	1800	180	-15.1	-4.1	-9.6	0	62
20/04/04	1800	307	-14.8	16.5	-5.0	1	61
21/04/04	1800	303	-10.8	23.0	0.5	0	61
22/04/04	1800	293	-7.9	21.6	2.6	2	62
23/04/04	1800	181	-3.3	10.6	0.8	1	64
24/04/04	1800	324	-4.5	23.4	3.4	1	65
25/04/04	1800	330	-7.9	14.9	-0.4	4	67
26/04/04	1800	312	-8.0	10.8	-1.2	1	70
27/04/04	1800	279	-9.1	21.0	1.0	2	71
28/04/04	1800	120	-3.7	0.3	-2.3	1	72
29/04/04	1800	179	-4.5	-1.3	-3.3	1	73

Données : S. Jobard et al.

3.23 -Données journalières à la station du Baounet (2800m) - saison 2004 (3)

date	pas enreg. (s)	Irradiance moy. (W/m ²)	Min Tair (°C)	Max Tair (°C)	Moy Tair (°C)	ampl Q (L/s)	Qj (L/s)
30/04/04	1800	208	-6.0	2.8	-2.5	1	72
01/05/04	1800	262	-9.2	6.8	-3.1	2	71
02/05/04	1800	281	-8.1	15.8	-0.9	1	70
03/05/04	1800	211	-4.4	0.7	-2.1	1	68
04/05/04	1800	197	-2.1	14.3	0.8	0	68
05/05/04	1800	227	-8.8	10.9	-3.3	1	67
06/05/04	1800	279	-13.6	-4.0	-7.7	1	67
07/05/04	1800	273	-18.5	13.3	-8.0	0	67
08/05/04	1800	290	-13.2	9.4	-6.5	0	66
09/05/04	1800	305	-12.2	6.3	-4.6	0	66
10/05/04	1800	342	-14.5	22.9	-0.3	1	66
11/05/04	1800	302	-8.8	24.8	2.7	2	67
12/05/04	1800	235	-3.5	8.6	-0.3	0	68
13/05/04	1800	169	-9.9	7.9	-1.7	1	68
14/05/04	1800	355	-11.0	23.1	2.2	1	67
15/05/04	1800	368	-3.4	18.2	2.1	8	71
16/05/04	1800	361	-4.3	20.2	4.3	9	80
17/05/04	1800	358	-5.0	12.3	2.3	9	89
18/05/04	1800	363	-4.2	22.2	4.7	10	98
19/05/04	1800	365	-4.8	18.7	4.8		
20/05/04	1107.69231	324	-4.2	22.9	4.9		
21/05/04	900	295	-2.9	20.4	3.8		
22/05/04	900	249	-4.0	10.0	0.7		
23/05/04	900	383	-7.7	15.3	0.4		
24/05/04	900	381	-8.4	15.6	-0.5		
25/05/04	900	363	-9.2	18.4	2.5		
26/05/04	900	286	-5.0	19.3	1.7		
27/05/04	900	212	-4.1	17.8	2.8		
28/05/04	900	345	-6.0	17.0	1.1		
29/05/04	900	374	-8.0	19.8	1.9		
30/05/04	900	360	-6.5	19.7	2.7		
31/05/04	900	144	-0.8	6.0	1.3		
01/06/04	900	234	-0.9	6.8	1.8		
02/06/04	900	329	-1.8	6.1	1.6		
03/06/04	900	365	-4.7	12.4	0.9		
04/06/04	900	312	-4.2	17.8	3.5		
05/06/04	900	336	-1.4	15.5	3.7		
06/06/04	900	379	-4.0	19.3	4.4		
07/06/04	900	358	-2.6	15.5	4.6		
08/06/04	900	363	-0.8	15.2	6.7		
09/06/04	900	374	1.6	10.8	5.8		
10/06/04	900	362	1.1	11.1	5.9		
11/06/04	900	248	0.3	14.9	5.7		
12/06/04	900	364	-1.0	12.1	4.2	855	1901
13/06/04	900	128	-5.5	5.4	-1.4	936	1016
14/06/04	900	120	-2.2	3.3	0.3	250	539
15/06/04	900	286	0.9	17.6	5.1	132	408
16/06/04	900	220	-0.5	11.3	4.8	264	546
17/06/04	900	375	-0.3	13.0	5.5	867	872
18/06/04	900	379	-3.0	8.6	3.8	373	1031
19/06/04	900	184	-1.8	10.0	1.6	453	793
20/06/04	900	251	-3.1	5.3	-0.2	107	542
21/06/04	900	239	-3.3	6.7	1.8	68	509
22/06/04	900	136	0.6	7.1	3.4	97	502
23/06/04	900	131	0.9	8.9	5.0	615	763
24/06/04	900	358	0.5	9.4	5.1	602	1129
25/06/04	900	364	-1.7	8.5	3.4	310	988
26/06/04	900	352	-1.4	12.7	6.4	436	905
27/06/04	1289.55224	150	5.5	12.9	8.8	733	1116
28/06/04	1200	302	6.5	13.9	10.3	1448	1738

Données : S. Jobard et al.

3.24 -Données journalières à la station du Baounet (2800m) - saison 2004 (4)

date	pas enreg. (s)	Irradiance moy. (W/m ²)	Min Tair (°C)	Max Tair (°C)	Moy Tair (°C)	ampl Q (L/s)	Qj (L/s)
29/06/04	1200	362	2.0	12.6	7.6	834	1507
30/06/04	1200	368	2.3	15.0	8.9	770	1271
01/07/04	1200	152	4.8	11.7	8.5	388	1166
02/07/04	1200	369	-1.8	8.0	3.9	286	1046
03/07/04	1200	367	-3.0	11.2	4.6	231	933
04/07/04	1200	371	0.4	12.4	7.3	574	972
05/07/04	1200	241	4.5	13.8	9.4	616	1048
06/07/04	1200	180	3.9	10.9	7.5	270	1055
07/07/04	1200	86	5.4	9.4	7.6	176	925
08/07/04	1200	85	-1.5	8.2	5.8	1238	1426
09/07/04	1200	351	-2.0	4.7	0.8	429	862
10/07/04	1200	318	-2.4	6.7	1.8	157	603
11/07/04	1200	279	-2.6	4.3	0.1	196	552
12/07/04	1200	227	-3.3	2.3	-1.1	117	483
13/07/04	1200	278	-2.7	5.2	0.6	226	463
14/07/04	1200	353	-2.1	9.1	3.9	580	635
15/07/04	1200	324	1.7	14.3	8.0	897	882
16/07/04	1200	186	4.0	12.4	7.0	328	768
17/07/04	1200	253	4.1	10.0	7.1	388	726
18/07/04	1200	253	4.0	11.3	7.6	884	862
19/07/04	1200	288	4.8	12.2	8.1	1238	1080
20/07/04	1200	111	4.8	10.8	7.3	371	947
21/07/04	1200	261	3.0	14.5	8.4	740	904
22/07/04	1200	284	6.9	17.3	11.9	1188	1053
23/07/04	1200	261	6.1	16.0	11.2	1072	1015
24/07/04	1200	92	3.4	8.8	6.5	535	867
25/07/04	1200	337	2.2	13.6	7.8	1266	960
26/07/04	1200	268	2.7	9.8	6.0	779	849
27/07/04	1200	335	0.1	11.3	5.9	1197	864
28/07/04	1200	333	1.9	15.1	8.6	1078	821
29/07/04	1200	322	3.3	15.2	9.3	1320	850
30/07/04	1200	300	3.8	15.1	9.4	1451	878
31/07/04	1200	327	4.8	17.2	10.5	1755	978
01/08/04	1200	318	5.1	16.9	11.0	1884	1068
02/08/04	1200	267	5.3	15.9	10.3	1780	1042
03/08/04	1200	116	4.8	12.4	7.0	1277	846
04/08/04	1200	192	3.6	11.4	6.9	1477	1053
05/08/04	1200	141	3.5	8.8	5.8	1271	1006
06/08/04	1200	227	2.8	11.8	6.6	1267	929
07/08/04	1200	271	4.2	12.3	8.2	1802	1187
08/08/04	1200	233	3.6	13.4	8.6	1236	938
09/08/04	1200	189	5.2	15.2	9.3	1524	1045
10/08/04	1200	191	6.2	13.0	10.0	1339	1109
11/08/04	1200	231	5.3	13.1	9.0	2079	1201
12/08/04	1200	228	4.0	12.7	8.4	1696	972
13/08/04	1200	310	0.8	9.2	4.5	1397	842
14/08/04	1200	304	0.5	10.3	4.9	1185	726
15/08/04	1200	298	1.5	14.7	8.2	1420	755
16/08/04	1200	159	3.6	13.9	8.1	789	659
17/08/04	1200	83	3.5	8.7	7.0	1210	829
18/08/04	1200	185	3.1	11.1	7.8	963	951
19/08/04	1200	235	6.4	14.1	9.8	2110	1117
20/08/04	1200	261	0.7	9.7	5.9	1296	1090
21/08/04	1200	204	-1.3	3.7	0.4	452	516
22/08/04	1200	248	-1.1	12.3	5.1	771	514
23/08/04	1200	219	2.4	13.9	8.3	1293	690
24/08/04	1200	58	1.0	9.0	6.0	1953	1225
25/08/04	1200	275	0.2	10.9	6.2	1070	744
26/08/04	1200	165	-1.7	2.4	0.3	215	424
27/08/04	1200	268	-2.2	12.0	5.1	944	562

Données : S. Jobard et al.

3.25 -Données journalières à la station du Baoumet (2800m) - saison 2004 (5)

date	pas enreg. (s)	Irradiance moy. (W/m ²)	Min Tair (°C)	Max Tair (°C)	Moy Tair (°C)	ampl Q (L/s)	Qj (L/s)
28/08/04	1200	277	1.1	12.6	6.6	1238	675
29/08/04	1200	151	1.5	8.7	4.8	639	582
30/08/04	1200	240	0.4	11.1	5.4	1135	669
31/08/04	1200	262	0.5	10.1	4.6	1130	695
01/09/04	1200	261	1.2	13.0	6.6	1179	642
02/09/04	1200	238	1.8	13.9	6.4	1277	649
03/09/04	1200	235	2.1	13.5	7.5	1116	636
04/09/04	1200	240	3.4	14.3	8.7	1201	674
05/09/04	1200	221	4.2	13.2	8.5	1211	672
06/09/04	1200	247	2.9	13.6	7.3	1073	650
07/09/04	1200	250	1.4	13.5	6.9	981	580
08/09/04	1200	249	1.9	15.0	7.8	915	549
09/09/04	1200	239	3.0	14.7	8.4	1074	600
10/09/04	1200	221	3.2	14.6	8.6	1240	656
11/09/04	1200	212	4.0	11.5	6.7	716	440
22/09/04	1800	49	0.6	8.2	3.4	516	522
23/09/04	1800	212	1.0	9.4	4.7	952	556
24/09/04	1800	191	-5.4	3.1	-0.5	267	372
25/09/04	1800	134	-7.3	0.5	-3.6	70	177
26/09/04	1800	121	-4.5	1.1	-2.6	88	176
27/09/04	1800	156	-3.9	8.2	1.9	205	220
28/09/04	1800	155	-0.4	10.6	3.4	333	259
29/09/04	1800	126	-0.9	9.1	2.8	217	237
30/09/04	1800	178	-1.0	10.4	4.0	367	281
01/10/04	1800	173	-0.7	9.2	3.5	217	263
02/10/04	1800	166	-0.5	10.9	4.2	156	216
03/10/04	1800	162	-1.4	10.9	3.9	164	211
04/10/04	1800	149	0.9	11.9	5.9	339	261
05/10/04	1800	167	1.2	13.1	6.6	437	321
06/10/04	1800	95	1.8	7.8	4.5	191	297
07/10/04	1800	69	0.0	7.5	3.4	92	247
08/10/04	1800	77	1.0	8.4	4.5	93	218
09/10/04	1800	127	4.0	10.1	6.7	185	235
10/10/04	1800	90	-2.4	6.3	1.8	58	184
11/10/04	1800	100	-3.0	6.0	-0.3	28	149
12/10/04	1800	83	-3.1	1.0	-1.2	22	134
13/10/04	1800	86	-3.2	2.3	-1.4	21	126
14/10/04	1800	54	-5.5	-1.5	-3.0	12	121
15/10/04	1800	88	-7.9	0.9	-4.1	29	121
16/10/04	1800	128	-9.7	-3.5	-7.6	21	120

Données : S. Jobard et al.

3.26 -Données journalières à la station du Baounet (2800m) - saison 2005 (1)

date	pas enreg. (s)	Irradiance moy. (W/m ²)	Min Tair (°C)	Max Tair (°C)	Moy Tair (°C)	ampl Q (L/s)	Qj (L/s)
02/06/05	1800	304	-2.0	15.5	5.1	1714	1335
03/06/05	1800	326	-1.2	12.4	5.7	623	1101
04/06/05	1800	329	-1.5	12.1	4.7	445	1189
05/06/05	1800	363	-4.1	10.0	2.8	249	961
06/06/05	1800	218	-2.4	7.9	1.4	247	756
07/06/05	1800	345	-2.8	5.3	1.6	304	683
08/06/05	1800	323	-4.1	11.2	1.8	579	771
09/06/05	1800	311	-4.0	5.3	0.2	150	642
10/06/05	1800	368	-5.4	8.1	0.9	288	658
11/06/05	600	370	-4.8	10.5	3.3	545	793
12/06/05	600	280	-0.5	9.2	3.7	244	717
13/06/05	600	149	0.6	10.7	4.3	258	664
14/06/05	600	122	1.4	5.5	2.7	183	901
15/06/05	600	204	1.1	11.9	4.2	319	763
16/06/05	600	297	-0.2	12.0	5.8	500	870
17/06/05	600	297	1.8	14.0	7.7	631	1074
18/06/05	600	327	2.8	16.2	8.5	1033	1335
19/06/05	600	246	3.3	12.9	6.9	1135	1452
20/06/05	600	299	3.1	13.2	7.9	638	1222
21/06/05	600	267	3.4	15.3	7.9	814	1247
22/06/05	600	289	3.7	11.9	7.5	780	1280
23/06/05	600	292	3.4	15.4	9.3	591	1219
24/06/05	600	226	4.8	13.1	7.5	418	1136
25/06/05	600	179	4.1	11.4	8.1	840	1126
26/06/05	600	353	3.2	17.6	10.3	1031	1237
27/06/05	600	361	5.5	17.4	11.0	1391	1362
28/06/05	600	275	5.3	17.6	10.9	631	1160
29/06/05	600	281	4.4	15.3	9.3	2453	1533
30/06/05	600	346	2.0	12.8	7.2	806	1248
01/07/05	600	211	-0.5	5.1	2.3	486	880
02/07/05	600	350	-0.9	13.1	6.8	970	885
03/07/05	600	335	3.4	15.2	9.2	1405	1142
04/07/05	600	166	3.6	13.7	7.9	1628	1201
05/07/05	600	326	-1.3	5.8	1.6	668	1021
06/07/05	600	193	-0.8	8.0	3.1	462	762
07/07/05	600	227	-2.8	7.5	1.6	318	693
08/07/05	600	227	-3.2	4.5	0.7	162	514
09/07/05	600	93	-1.0	5.2	0.7	84	404
10/07/05	600	156	-1.3	9.5	2.2	152	376
11/07/05	600	197	0.2	11.0	4.2	264	442
12/07/05	600	259	1.2	12.6	5.5	1027	722
13/07/05	600	207	1.7	11.6	5.8	385	746
14/07/05	600	325	2.0	14.1	8.1	634	798
15/07/05	1800	404	3.5	15.1	9.3	1049	845
16/07/05	1800	247	8.0	13.9	11.2	1319	1125
17/07/05	1800	347	8.2	16.9	12.6	1545	1231
18/07/05	1800	115	1.2	15.8	8.5	979	1064
19/07/05	1800	332	1.4	9.6	4.9	1020	1022
20/07/05	1800	352	1.7	12.1	7.2	1105	896
21/07/05	1800	336	2.2	10.7	6.1	1211	901
22/07/05	1800	322	1.7	10.8	5.9	1225	841
23/07/05	1800	265	0.3	11.1	5.7	668	680
24/07/05	1800	235	2.6	12.2	8.5	1093	832
25/07/05	1800	199	7.9	15.2	11.1	1077	1012
26/07/05	1800	250	5.8	15.8	10.4	1453	1109
27/07/05	1800	315	5.2	16.5	10.1	1994	1240
28/07/05	1800	323	7.8	17.1	13.1	2204	1281
29/07/05	1800	165	7.9	13.7	11.2	2928	1309
30/07/05	1800	198	4.0	11.1	7.6	963	868
31/07/05	1800	315	0.6	11.1	6.0	1211	835

Données : S. Jobard et al.

3.27 -Données journalières à la station du Baounet (2800m) - saison 2005 (2)

date	pas enreg. (s)	Irradiance moy. (W/m ²)	Min Tair (°C)	Max Tair (°C)	Moy Tair (°C)	ampl Q (L/s)	Qj (L/s)
01/08/05	1800	292	2.3	11.8	7.4	1613	886
02/08/05	1800	60	1.5	6.5	3.8	2552	1332
03/08/05	1800	120	0.2	5.7	2.9	530	819
04/08/05	1800	322	-0.5	8.0	4.2	919	757
05/08/05	1800	313	0.0	12.0	6.4	1443	840
06/08/05	1800	218	2.3	9.9	5.9	1287	904
07/08/05	1800	88	-1.4	4.2	1.6	700	552
08/08/05	1800	305	-3.8	8.5	2.3	996	583
09/08/05	1800	315	-1.1	12.1	5.6	1104	637
10/08/05	1800	227	2.9	13.1	8.8	1558	749
11/08/05	1800	80	2.2	6.6	4.7	609	623
12/08/05	1800	307	-0.6	10.7	5.1	1448	754
13/08/05	1800	271	1.2	10.3	5.3	1302	704
14/08/05	1800	220	-0.8	9.5	3.8	825	585
15/08/05	1800	283	-2.0	5.0	1.1	585	459
16/08/05	1800	295	-0.7	12.3	5.8	1126	602
17/08/05	1800	279	2.1	14.9	8.0	1303	654
18/08/05	1800	96	4.3	7.9	5.6	624	565
19/08/05	1800	158	2.8	10.6	6.1	622	623
20/08/05	1800	159	-0.1	7.2	3.0	600	565
21/08/05	1800	53	-0.4	3.2	1.1	104	426
22/08/05	1800	71	0.1	5.3	2.7	270	497
23/08/05	1800	283	0.7	8.1	4.3	330	572
24/08/05	1800	260	0.4	11.1	5.6	354	529
25/08/05	1800	183	2.8	11.9	6.9	538	630
26/08/05	1800	278	2.0	12.0	7.1	611	690
27/08/05	1800	81	1.6	8.7	3.8	552	536
28/08/05	1800	214	1.3	9.5	5.6	627	610
29/08/05	1800	200	3.4	9.4	6.0	791	639
30/08/05	1800	240	2.7	11.2	7.2	1262	718
31/08/05	1800	147	3.7	11.8	6.9	997	651
01/09/05	1800	141	4.3	12.2	7.3	793	673
02/09/05	1800	180	4.1	14.0	8.2	729	596
03/09/05	1800	190	3.4	13.3	8.3	747	581
04/09/05	1800	242	2.7	12.8	7.4	1196	643
05/09/05	1800	214	2.1	11.6	5.3	849	563
06/09/05	1800	38	1.6	3.9	2.7	207	647
07/09/05	1800	76	2.1	4.8	3.4	2226	1872
08/09/05	1800	74	2.4	5.5	3.7	2666	1253
09/09/05	1800	82	0.9	5.8	3.4	1870	1215

Données : S. Jobard et al.

4- DIVERS

4.1 - Atmospheric CO2 concentrations at Mauna Loa Observatory, Hawaii.....	250
4.2 - Relation entre ELA et bilan de masse sur le glacier Hintereisferner.....	251
4.3 - Caractérisation de la fidélité d'un GPS Garmin Etrex Summit.....	252

Year	Jan.	Feb.	March	April	May	June	July	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Annual	Annual-Fit
1958	-100	-100	316	317	318	-100	316	315	313	-100	313	315	-100	-100
1959	316	316	317	318	318	318	316	315	314	313	315	316	316	316
1960	316	317	318	319	320	320	318	316	314	314	315	316	317	317
1961	317	318	319	320	321	321	319	317	315	315	316	317	318	318
1962	318	319	320	321	321	321	320	317	316	315	317	318	318	318
1963	318	319	320	321	322	321	320	318	316	316	317	318	319	319
1964	320	-100	-100	-100	322	322	320	319	317	317	318	319	-100	320
1965	319	320	321	322	322	322	321	319	318	317	319	319	320	320
1966	321	322	322	324	324	324	322	320	319	318	320	321	321	321
1967	322	323	323	324	325	324	323	321	319	319	321	322	322	322
1968	323	323	324	325	326	325	324	322	320	320	321	322	323	323
1969	324	324	326	327	327	327	326	324	322	322	323	324	325	325
1970	325	326	327	328	328	328	326	325	323	323	324	325	326	326
1971	326	327	327	328	329	329	327	325	323	324	325	326	326	326
1972	327	328	328	330	330	329	328	326	325	325	327	328	327	328
1973	329	330	330	332	332	329	331	329	328	327	328	329	330	330
1974	329	331	331	333	333	332	331	329	327	327	328	330	330	330
1975	330	331	332	333	334	334	333	330	329	328	329	331	331	331
1976	332	333	334	335	335	334	333	331	329	329	330	332	332	332
1977	333	333	335	336	337	336	335	333	332	331	333	334	334	334
1978	335	335	337	338	338	338	337	335	333	333	334	335	336	336
1979	336	337	338	339	339	339	338	336	334	334	335	337	337	337
1980	338	338	340	341	341	341	340	338	336	336	337	338	339	339
1981	339	340	341	343	343	342	340	338	337	337	338	340	340	340
1982	341	342	343	344	344	343	343	340	338	338	339	340	341	341
1983	341	343	343	345	346	345	344	342	340	340	341	343	343	343
1984	344	345	345	347	347	347	344	343	341	341	343	344	344	344
1985	345	346	347	348	349	348	347	345	343	343	344	346	346	346
1986	346	347	348	350	350	350	348	346	345	344	346	347	347	347
1987	348	348	349	351	352	351	350	348	346	346	348	349	349	349
1988	350	352	352	354	354	354	352	350	349	349	350	351	351	351
1989	353	353	354	355	356	355	354	352	350	350	351	353	353	353
1990	354	355	355	356	357	356	355	353	351	351	353	354	354	354
1991	355	356	357	359	359	358	356	354	352	352	354	355	356	356
1992	356	357	358	359	360	359	357	355	353	353	354	355	356	356
1993	357	357	358	359	360	360	358	356	354	354	355	357	357	357
1994	358	359	360	361	362	361	360	357	356	356	358	359	359	359
1995	360	361	362	363	364	363	362	359	358	358	360	361	361	361
1996	362	363	364	365	365	365	364	361	359	360	361	362	363	363
1997	363	364	365	366	367	366	364	363	360	361	362	364	364	364
1998	365	366	367	369	369	369	366	366	364	364	365	367	367	367
1999	368	369	370	371	371	370	369	367	365	365	367	368	368	368
2000	369	369	371	372	372	372	370	368	367	367	368	370	369	369
2001	370	372	372	373	374	373	372	370	368	368	370	371	371	371
2002	372	373	374	375	376	375	374	371	371	370	372	374	373	373
2003	375	376	376	378	378	378	377	375	373	373	374	376	376	376

4.1 - Atmospheric CO₂ concentrations at Mauna Loa Observatory,

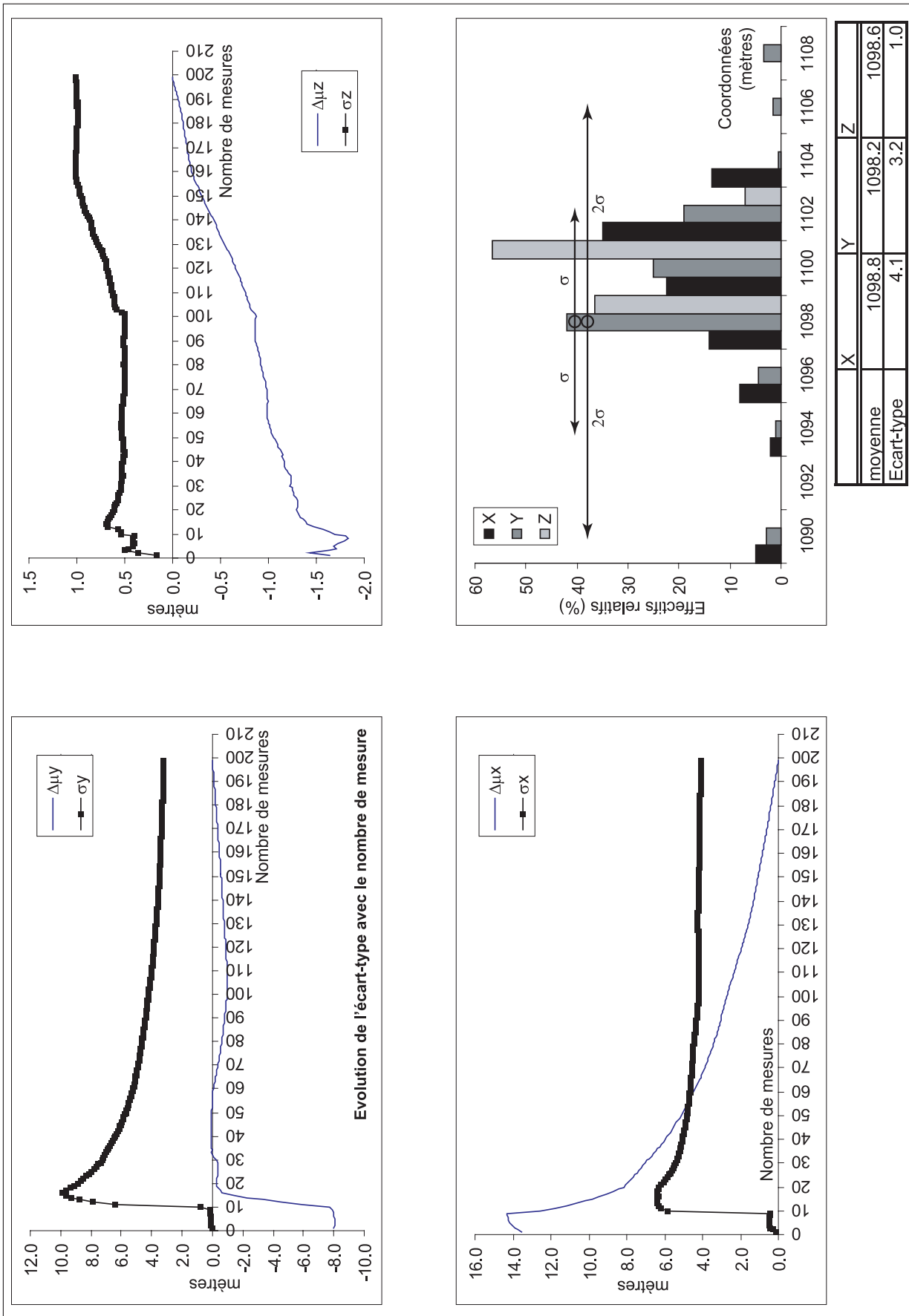
Source: ~~Edouard~~ Keeling, T.P. Whorf, and the Carbon Dioxide Research Group University of California

Monthly values are expressed in parts per million (ppm) and reported in the 2003A SIO manometric mole fraction scale. The monthly values have been adjusted to the 15th of each month. Missing values are denoted by -99.99. The «annual» average is the arithmetic mean of the twelve monthly values. In years with one or two missing monthly values, annual values were calculated by substituting a fit value (4-harmonics with gain factor and spline) for that month and then averaging the twelve monthly values.

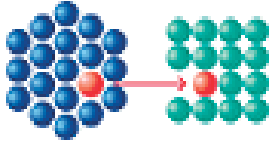
4.2 - Relation entre ELA et bilan de masse sur le glacier Hintereisferner (entre 1955 et 1995)

Bilan annuel (mmEqe)	Bilan hivernal (mmEqe)	Bilan estival (mmEqe)	ELA (mètres)
76	706	-630	2851
-275	685	-960	2921
-189	511	-700	2931
-981	599	-1580	3100
-763	677	-1440	3060
-63	628	-690	2881
-205	1705	-1910	2941
-696	584	-1280	3080
-603	727	-1330	3011
-1245	695	-1940	3180
925	1385	-460	2771
344	1184	-840	2851
20	1140	-1120	2921
338	858	-520	2851
-431	549	-980	2961
-553	747	-1300	3030
-600	800	-1400	3040
-73	327	-400	2936
1230	670	-1900	3250
55	1105	-1050	2911
65	1285	-1220	2906
-314	526	-840	2996
761	1461	-700	2841
411	1191	-780	2826
-219	751	-970	2971
-50	1140	-1190	2931
-173	1087	-1260	2941
-1240	790	-2030	3260
-581	1779	-2360	3075
32	1102	-1070	2971
-574	1286	-1860	3011
-731	1179	-1910	3080
-717	1183	-1900	3070
-946	804	-1750	3130
-636	564	-1200	3080
-996	484	-1480	3115
1325	1035	-2360	3260
-1119	1051	-2170	3155
-574	886	-1460	3050
-1107	983	-2090	3145
-461	909	-1370	3081
-826	1004	-1830	3100
-591	594	-1185	3050

D'après Glacier Mass Balance and Regime, Durgerov M., 2002 (Occasional Paper N°55, Institute of Arctic and Alpine Research, University of Colorado)



4.3 - Caractérisation de la fidélité d'un GPS Garmin Etrex Summit.



Valorisation des compétences : un nouveau chapitre pour la thèse

La décrue glaciaire du XXe siècle en Haute Maurienne et ses conséquences

Sylvain Jobard

Juin 2005

Mentor : **M. Maurice Rochet**
Correspondant de l'ABG : **M. Bernard Aubert.**

Laboratoire d'accueil : **EDYTEM**
Ecole Doctorale de l'Université de Savoie (EDUS)
Directeur de thèse : **M. Alain Marnézy**
Date de soutenance prévue : octobre à novembre 2005.



1- Présentation du cadre général et des enjeux de la thèse

1.1- Le projet de recherche et ses enjeux

1.1.1- Résumé du projet

Cette étude a pour but d'étudier les fluctuations des glaciers à l'échelle du dernier siècle pour identifier les différentes formes possibles du retrait glaciaire et ses conséquences. Une analyse à l'échelle de l'année par un suivi en continu d'un glacier nous renseigne sur les moteurs ses fluctuations à haute fréquence. Le traitement du sujet est guidé par deux angles d'investigation : les évolutions à l'échelle du siècle et la structuration du glacier sur une saison. Ce choix nous apporte deux visions complémentaires d'un même espace, avec des échelles de temps différentes. L'observation et l'analyse de la décrue de l'ensemble des glaciers de Haute Maurienne valident les résultats obtenus sur le site suivi en continu.

1.1.2- Les enjeux

- Scientifiques et techniques :

Les enjeux majeurs de cette étude sont d'identifier les différentes facettes de la décrue glaciaire et les liens avec les changements climatiques. La reconstitution de l'histoire des glaciers au cours du XXe siècle nous apporte aussi un outil pour relativiser leurs évolutions actuelles. Les enjeux techniques consistent à centraliser les documents d'archive et à les exploiter quantitativement. Ces documents sont de nature très variables (cartes anciennes, photographies aériennes, textes, scènes satellites...) et l'ordinateur personnel ouvre une voie inédite dans le traitement de ces documents. Le deuxième enjeu technique majeur consiste à suivre en continu pendant plusieurs années l'environnement d'un glacier. Ceci implique de mettre en place et de maintenir du matériel de précision dans un milieu hostile et agressif. La rigueur dans les instrumentations et la maintenance de ce matériel est une garantie sur la qualité des résultats.

- Socio-économiques :

Ces enjeux concernent principalement les ressources en eau. Tout d'abord, il s'agit de l'exploitation hydroélectrique. Dans le contexte de décrue glaciaire, existe-t-il des modifications de régime des cours d'eau de montagne ? Le deuxième volet concerne les ressources en eau pour les sociétés de montagne : irrigation, adduction en eau potable (AEP), neige de culture. Enfin, la décrue glaciaire est associée à une perte de patrimoine glaciologique dont il existe des répercussions sur l'image perçue de la montagne, moteur du tourisme estival en Haute Maurienne.

1.2- Le contexte

Le programme de recherche de cette thèse s'inscrit dans la thématique d'une des trois équipes de l'Unité Mixte de Recherche EDYTEM (Bourget du Lac, Savoie). Cette dernière se consacre aux fonctionnements actuels des milieux de montagne, mais des liens avec les deux autres équipes existent également. En effet, le contexte géologique et géomorphologique de la problématique de recherche de ce doctorat concerne l'équipe « Archives », alors que les questionnements abordant les sociétés de montagne trouvent des réponses avec l'équipe

« Territoires de montagne ». Les collaborations dans le laboratoire concernent principalement le traitement des données hydrologiques et l'exploitation des images satellites. Le volet technique avec l'acquisition sur le terrain est amélioré en fin de thèse avec l'ingénieur d'étude du laboratoire. Dans ce contexte, l'Université apporte une aide appréciable par le biais de l'accès aux ressources électroniques de documentation. Ces dernières sont soumises à des abonnements pris en charge par le Service de Documentation de l'Université de Savoie.

Sur le plan technique, ce projet a bénéficié du soutien du laboratoire Edytem dès la première année avec l'utilisation d'une station de mesure automatique pour le suivi en continu des conditions météorologiques et de l'hydrologie d'un glacier. De même, pour le levé topographique de terrain, il est possible d'utiliser un couple de GPS différentiels, apportant une grande précision sur les mesures. Les moyens humains ont été renforcés en 2004 avec l'arrivée d'un Ingénieur d'Etude, dont les missions concernent notamment les stations de mesures. Par ailleurs, ce dernier a réalisé un système de calibration du débit des torrents, à la demande de plusieurs doctorants du laboratoire.

Le laboratoire Edytem est une Unité Mixte de Recherche entre l'Université de Savoie et le CNRS. A ce titre, il bénéficie de financements et du réseau du CNRS. Ce dernier apporte notamment son soutien par le biais de formations spécifiques (informatique, technique,...). Mais le fonctionnement des projets nécessite le recours à des contrats de recherche avec des partenaires industriels pour le financement de thèse sur des sujets précis (Danone, établissements Thermaux, ...).

Le choix du sujet et son cadrage ont été réalisés dans les grandes lignes en accord avec mon Directeur de Thèse. De nombreux ajustements ont été effectués au cours de la première année à l'aide d'avis de différentes personnalités scientifiques sur les milieux froids et la glaciologie. La problématique a été affinée par compromis entre les résultats attendus et les moyens mis en jeu pour cette étude.

2- La gestion de projet

2.1- Cadrage et préparation

Une approche scientifique à cheval entre deux disciplines aux philosophies très différentes apporte beaucoup de richesse mais comporte aussi un risque de replis sur les méthodes de chacun des deux champs disciplinaires. Cette étude est une thèse de Géographie, évaluée par des géographes. Cependant le recours à des techniques scientifiques typiques des Sciences de la Terre est indispensable pour enrichir et augmenter la rigueur de ce travail. Le champ disciplinaire de la géographie risque de ne pas percevoir l'intérêt de ces choix. Au contraire, les glaciologues rattachés aux Sciences de la Terre peuvent percevoir cette approche géographique du sujet de recherche comme un déficit de rigueur. Les enrichissements par raisonnements croisés portent aussi en corollaire un risque d'affrontement méthodologique.

Ces facteurs de risques sont aggravés par des moyens mis en jeu parfois insuffisants au regard des résultats attendus. Il en résulte des stratégies d'adaptations du sujet. De même, les grandes orientations sont alors plus argumentées à l'amont des décisions, pour un gain de productivité et s'assurer de la pertinence des expériences engagées.

La souplesse du sujet est à la fois un facteur de risque par éloignement sur des axes de recherches peu porteur, mais elle offre la possibilité de s'adapter rapidement au contexte de recherche et de conserver un large part de créativité. L'innovation est alors un atout indéniable pour la réussite du projet.

2.2- Conduite du projet

Le cadre général est composé du contexte du laboratoire (équipes, moyens, administration, ...) et des interactions du projet de thèse avec les thématiques et le personnel titulaire. Le directeur de thèse fixe les grandes orientations, parfois appuyées par des avis extérieurs au laboratoire. Une part importante provient également des échanges entre les doctorants, dont les méthodes de recherche sont souvent très proches. Tous ces éléments fixent un cadre d'évolution donné, à un instant précis, dans lequel évolue le projet de recherche dont j'ai assuré la gestion par des impulsions afin d'adapter les stratégies aux contraintes pratiques de ce cadre (Fig.1).

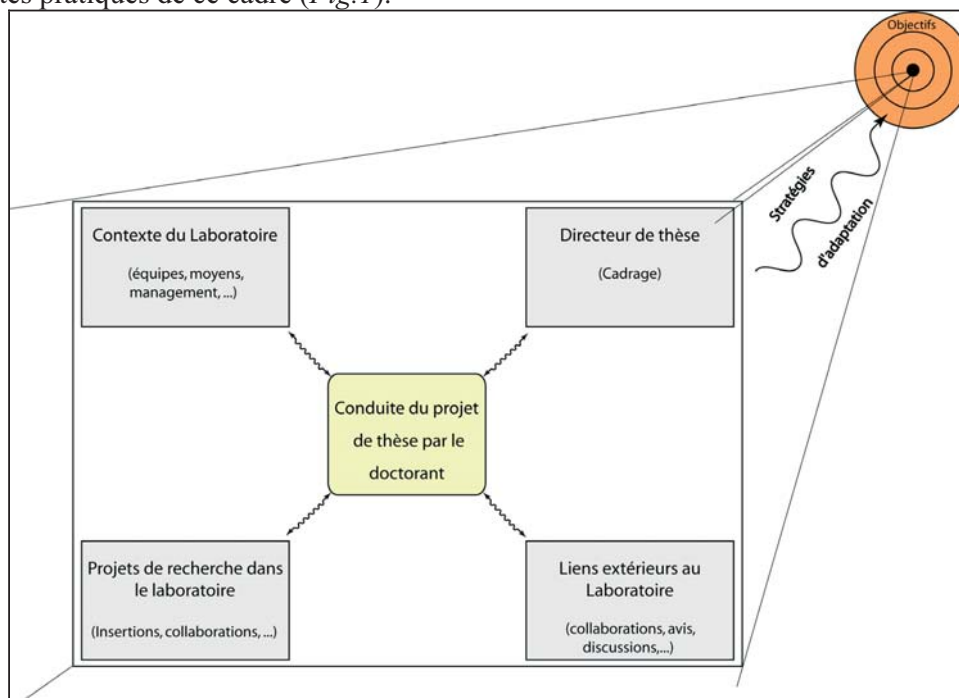


Fig. 1 : La conduite du projet de thèse

- Une adaptation organisationnelle

Le management du projet est partagé entre le Directeur de Thèse, fixant les grandes orientations, et le doctorant gérant le projet au quotidien. La périodicité des réunions reste variable selon les besoins du doctorant pour les accords ou la validation des grandes orientations. Cependant, à l'échelle du laboratoire, les réunions d'équipes sont rares, conduisant à organiser des petits groupes de travail ponctuellement. C'est notamment le cas en hydrologie, pour exploiter les mesures de terrain. La technique consiste à solliciter un membre titulaire du laboratoire, possédant de solides compétences et suffisamment disponible pour mettre en place un travail en binôme. Cependant, il est fréquent de recourir à des personnes extérieures, dans d'autres institutions lorsque les compétences ne sont pas disponibles sur le site.

- une adaptation fonctionnelle

Le financement du projet, en particulier les charges salariales, est prévu pour une durée de trois ans. Cependant, le fonctionnement et l'inertie du système académique sont souvent un facteur limitant pour la productivité du travail doctoral. Par conséquent, j'ai suivi des adaptations pour augmenter mon efficacité globale aussi bien par les techniques de travail que par autofinancement du matériel spécifique ce projet. Cette stratégie vise à combler les lacunes dans le montage du projet initial (absence de ligne budgétaire pour le matériel) mais elle trouve rapidement des limites avec les ressources financières du doctorant. Il en résulte une modification du projet vers des objectifs plus modestes en moyens. L'exemple le plus caractéristique concerne les déplacements sur le terrain, source d'information vitale pour une thèse en géographie. Les contraintes financières m'ont conduit à redéfinir la problématique de recherche pour diminuer de manière drastique le nombre de missions.

- Une adaptation méthodologique

Les techniques de mesures sur le terrain posent des problèmes de métrologie et de mise en place de procédure sur l'utilisation et le contrôle du matériel. Les méthodes utilisées dans le laboratoire m'ont rapidement incité à développer mes propres procédures en s'inspirant des techniques utilisées dans l'industrie, à l'encontre des avis prononcés par le personnel du laboratoire. L'objectif est alors d'augmenter la crédibilité des mesures de terrain en utilisant des procédures simples et reproductibles, utilisables après ce projet sur d'autres thèmes de recherche.

2.3- Estimation des coûts

2.3.1 – Personnes affectées au projet et salaires

personnes	coût annuel (euros)	coût horaire (euros)	temps consacré (heures)**	coût annuel du projet (euros)	coût / thèse (euros)
Dir. Thèse	75000	46.9	50	782	2345
Ing. Recherche	42000	26.26	30	263	788
Technicien	32500	20.34	20	136	407
Maître de Conférence	57000	35.66	130	1545	4636
Doctorant*	31000	19.4	4800	31040	93120
				Total (€) :	101295

* dont 22% du salaire net utilisé dans le financement matériel du projet

** ce calcul ne tient pas compte du temps estimé des aides bénévoles ext. Université : 40 journées de 10h = 400h, soit 8000€

2.3.2 – Matériel

Matériel	Coût dans le projet, avec amortissement (€)
matériel de terrain*	3900
Informatique**	2800
total (€) :	6700

* dont 23% à la charge du doctorant (900€); ** dont 70% à la charge du doctorant (2050€)

2.3.3- Déplacements

Déplacements*	distance annuelle (Km)	coût kilométrique (€)	coût annuel (€)	coût total (€)
terrain	5000	0.3	1500	4500
Réunions, réseaux, ...	1000	0.3	300	900
			Total:	5400

*Origine financement : doctorant

2.3.4- Prestations mises à disposition ou achetées

prestations	montant (€)	origine financement
soutien école d'été 2004	130	EDUS
colloque Clermont Ferrand 2005	110	EDYTEM
ABG/NCT	700	EDUS + EDYTEM
achats Photos aériennes	460	EDYTEM
Total (€) :	1400	

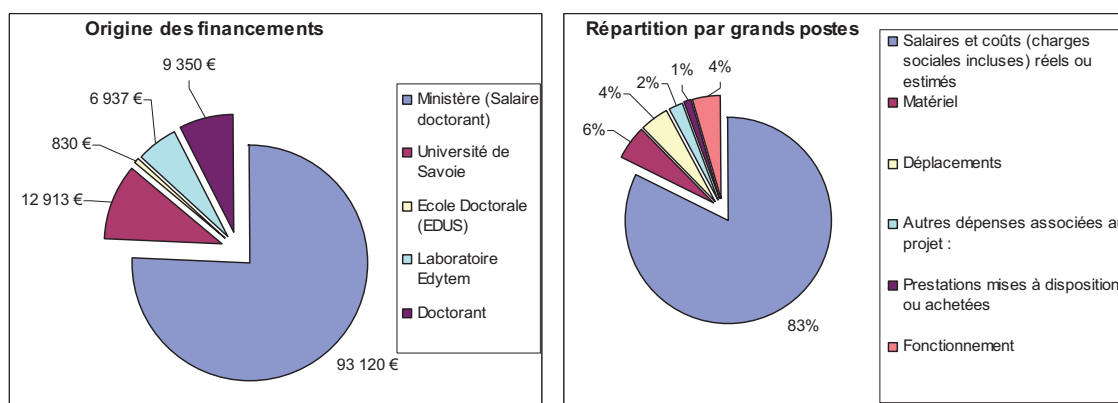
2.3.5- Autres dépenses associées au projet et fonctionnement :

	coût dans le projet (€)
logiciels	900
reprographie de la thèse	2000
Fonctionnement (coût de siège, fluides,...)	5400
Total autres dépenses associées au projet (€) =	8300

2.3.6- Synthèse

Coût total du projet : 123 000euros.

Les répartitions entre les grands postes de dépenses et les sources de financement sont illustrés par les diagrammes ci-dessous.



3- La valorisation dans le projet

3.1- Le développement des compétences

Cette étude a été l'occasion de développer des domaines d'expertises scientifiques. Plus précisément, ces compétences concernent les impacts des changements climatiques sur les glaciers alpins et les ressources en eau associées. Sur le plan technique, le contexte de recherche m'a conduit à maîtriser entièrement les chaînes d'informations. En effet, cette étude m'a poussé à développer les méthodes d'acquisition des données sur le terrain et mettre en place des méthodes de traitement informatique des résultats.

L'instrumentation d'un site en haute montagne a été associée à une initiation aux méthodes de métrologie appliquées au terrain. Ce milieu agressif nous pousse à simplifier les chaînes d'acquisition et à rendre le matériel le plus résistant possible. Un transfert de ce type de méthode pour instrumenter des sites de plaine augmente les chances de réussites des suivis en continu pour les études environnementales.

L'utilisation et le choix du matériel restent les compétences les plus développées lors de ce travail, formalisées sous la forme de procédures transférables à d'autres études et dans d'autres contextes.

Par ailleurs, la cartographie informatique est un outil omniprésent dans cette étude, comme instrument de recherche, mais aussi comme vecteur de communication des résultats. Ce volet m'a poussé à développer des compétences dans le domaine de l'assemblage des ordinateurs, ainsi que leur maintenances matérielle et logiciel. Plus récemment, j'ai eu également l'occasion de m'initier à l'environnement Linux, système d'exploitation appelé à se développer fortement dans les prochaines années.

Ce travail de laboratoire reste associé à des observations de terrain avec un regard naturaliste. Le volet communication est également développé dans le cadre de la valorisation des résultats par le biais de colloques, conférences, mais aussi articles dans les revues spécialisées.

Le contexte du travail de doctorat a été l'occasion de découvrir et de s'adapter à un fonctionnement administratif contraignant dans la conduite du projet. Ce cadre a renforcé ma volonté de poursuivre ce travail avec patience. La conduite du projet m'a amené à développer des savoirs faire de gestion du temps et d'organisation du travail.

Cette planification a pour but d'améliorer la productivité de cette étude afin de respecter les objectifs initiaux et les délais de réalisation. Sur le plan pratique, le projet est découpé en grands thèmes menés de front en raison de leur interdépendance. Pour tenir compte de ces contraintes, j'ai développé des compétences de gestion des priorités sur les tâches à réaliser dans le projet afin d'optimiser l'organisation temporelle de mon travail.

3.2- Les résultats et les impacts de la thèse

Les retombées de cette étude concernant le laboratoire sont principalement liées à des réflexions sur les méthodes d'acquisition des données de terrain. Un souci de rigueur est resté constant au cours de mon travail, avec la volonté de partager ces expériences avec les autres membres du laboratoire. La pertinence des stratégies et des choix de matériel a ainsi été évoquée à plusieurs reprises.

La philosophie de mes travaux de terrain est de se rapprocher des normes de qualité en vigueur dans l'industrie et trop souvent marginalisées à l'université. Les méthodes de travail employées dans le cadre de cette étude ont bien souvent été en marge du fonctionnement général du laboratoire, mais les procédures que j'ai utilisé pour la métrologie appliquée aux milieux de montagne sont directement transférables à d'autres thématiques. Par ailleurs, les réflexions de fond sur les techniques métrologiques en vigueur dans le laboratoire sont facilement applicables, apportant une plus-value aux mesures réalisées pour nos travaux de recherche. Ces remarques portent en particulier sur la gestion des capteurs, des chaînes de mesures, et sur la mise en place d'étalons raccordés à des étalons d'ordre supérieur validés par un organisme agréé. La qualité du travail de terrain reste une condition nécessaire à la crédibilité des résultats de cette thèse.

Les résultats sur les fluctuations glaciaires en Haute Maurienne constituent une base de référence pour les futures études sur ce secteur. La mise à jour avec les données des années futures est simplifiée par l'utilisation d'outils informatiques comme les SIG. L'approche conjointe entre une discipline liée aux sciences humaines et sociales et une discipline associée aux sciences de la Terre montre que des visions croisées apportent un enrichissement mutuel.

Les évolutions des glaciers au cours du XXe siècle indiquent que la dernière décennie constitue une rupture environnementale. Cependant, cette étude n'a pas pour ambition de lier ces impacts avec les activités anthropiques, mais simplement de relativiser les évolutions actuelles avec les modifications des surfaces de glace au cours du XXe siècle. Les liens avec les régimes des torrents issus des glaciers restent très ténus. Cependant, la cartographie des surfaces englacées reflète bien la diminution du stock de glace et donc d'une partie des ressources en eau. Le détail de ces impacts constitue un axe de recherche majeur pour les prochaines années. En effet, il reste difficile de quantifier les effets induits sur les aquifères de montagne, souvent exploités pour l'adduction en eau potable.

Par ailleurs, la contraction des surfaces de glace, parfois même leur disparition, modifie les régimes en augmentant les apports d'eau dans les torrents au printemps. La plupart des ouvrages hydroélectriques ne tiennent pas compte de ces évolutions et vont probablement être confrontés à des modifications des techniques d'exploitation.

Conclusion

Les caractéristiques du travail de doctorat définissent ce projet comme une expérience professionnelle à part entière. La gestion du travail à différentes échelles de temps, les relations humaines, les compétences développées et acquises sont autant de facettes indiquant que la thèse n'est pas une parenthèse professionnelle coupée du monde de l'entreprise. Au contraire, le contexte et la structure du laboratoire de recherche m'ont incité à adopter des stratégies de gain d'efficacité transposables à d'autres domaines d'activité, notamment les bureaux d'étude. Ce contexte m'a conduit à rechercher constamment des stratégies d'adaptation pour mener ce projet à son terme. Ces dernières concernent aussi bien les techniques et les méthodes de travail sur le terrain, que les orientations quotidiennes du projet de recherche. Cette gestion par petites impulsions a pour but d'atteindre les objectifs initiaux, mais parfois à les adapter aux réalités du contexte quotidien. Par ailleurs, le cadre général du laboratoire, notamment de ces moyens matériels et humains évolue rapidement. Le même projet qui débiterait aujourd'hui serait à coup sûr géré d'une manière bien différente en intégrant ces nouveaux paramètres. Le résultat final de cette étude n'est que le résultat d'un projet mené du mieux possible dans un contexte particulier et ne constitue qu'une étape dans cette voie de recherche.

Cette expérience m'a également apporté des connaissances sur le fonctionnement actuel de la recherche et des laboratoires, éléments indispensables pour s'intégrer au milieu académique et bâtir un projet professionnel solide. Ce projet est axé sur une intégration au monde de la recherche publique. Les trois années de thèse m'ont montré les atouts et les limites du système actuel. Cette expérience associant recherche et enseignement confirme un parcours universitaire orienté vers le métier d'enseignant chercheur. En cas de difficultés d'intégration au monde académique de la recherche, il existe des alternatives appuyées sur mon expérience et mes compétences acquises lors des trois années de thèse. Il s'agit d'intégrer un département de Recherche et Développement d'une grande entreprise ou un laboratoire de recherche privé. Une autre possibilité est liée à l'enseignement et à la pédagogie, sous une forme classique dans le cycle secondaire avec des matières liées aux sciences de l'environnement, ou sous une forme indirecte dans un cadre de valorisation de la culture scientifique et technique.

TABLE DES FIGURES

Fig. I.1 : Représentation schématique du système glaciaire.....	7
Fig. I.2 : Représentation détaillée de la complexité des interactions dans le système glaciaire	8
Fig. I.3 : Délimitation scalaire du sujet de recherche	9
Fig. I.4 : Les glaciers du bassin versant du Haut Arc.	10

PREMIÈRE PARTIE : L'ÉVOLUTION DES GLACIERS DE HAUTE MAURIENNE AU COURS DE LA DÉCRUE POST-PETIT ÂGE GLACIAIRE

Fig. 1.1 : Comparaison de la position des moraines PAG avec un document d'archive	15
Fig. 1.2 : Le taux de CO2 atmosphérique, un indicateur des changements climatiques	16
Fig. 1.3 : Corrélation entre les bilans de masse centrés de quatre glaciers alpins.....	18
Fig. 1.4 : Extrait des levés de la carte de la France, Feuille de Bonneval, levée en 1864.	20
Fig. 1.5 : Extrait de la carte d'Etat Major type 1922, levée en 1902 par le Service Géographique de l'Armée.....	20
Fig. 1.6 : Fluctuations du front du glacier des Evettes entre 1850 et les années 1970.....	22
Fig. 1.7 : Schéma structural simplifié du bassin versant du Haut-Arc.	28
Fig. 1.8 : Croquis de la plaine de Bessans, l'écroulement de la Madeleine et le paléo-lac de barrage.	29
Fig. 1.9 : La légende de la carte géomorphologique.	33
Fig. 1.10 : Schéma géomorphologique de la vallée d'Avérole-Sud	34
Fig. 1.11 : Schéma géomorphologique de la vallée d'Avérole-Nord	35
Fig. 1.12 : Schéma géomorphologique du secteur Avérole Nord – Charbonnel	36
Fig. 1.13 : Schéma géomorphologique du massif de l'Albaron	37
Fig. 1.14 : Schéma géomorphologique du secteur des Evettes.	38
Fig. 1.15 : Schéma géomorphologique du secteur du Mulinet.....	39
Fig. 1.16 : Schéma géomorphologique du secteur des Sources de l'Arc	40
Fig. 1.17 : Schéma théorique de la formation des moraines en phase de crue glaciaire.	42
Fig. 1.18 : Schéma théorique de la formation des moraines en phase de décrue glaciaire.	43
Fig. 1.19 : La datation du dernier maximum du PAG dans la vallée d'Avérole	44
Fig. 1.20 : Schéma de la chaîne de traitement pour l'orthorectification des photographies aériennes.....	48
Fig. 1.21 : Validation des reconstitutions 3D par comparaison avec un document de terrain.....	50
Fig. 1.22 : Extrait d'une scène LandSat 7 sur la Haute Maurienne.....	52
Fig. 1.23: Scène LandSat 7 drappée sur le Modèle Numérique de Terrain.....	52
Fig. 1.24 : Schéma de la centralisation des données cartographiques par un Système d'Information Géographique.	55
Fig. 1.25 : Reconstitution de l'extension des glaciers des vallées du Ribon et d'Avérole de 1850 aux années 2000..	59
Fig. 1.26 : Reconstitution de l'extension des glaciers du massif de l'Albaron de 1850 aux années 2000.....	60
Fig. 1.27 : Reconstitution de l'extension des glaciers des Sources de l'Arc à de l'Iseran de 1850 aux années 2000..	61
Fig. 1.28 : Reconstitution de l'extension des glaciers du secteur Jave - Méan Martinde 1850 aux années 2000.....	62
Fig. 1.29 : Diagrammes des surfaces relatives des glaciers de 1850 à 2000 - Vallons d'Avérole et du Ribon	63
Fig. 1.30 : Diagrammes des surfaces relatives des glaciers de 1850 à 2000 - Secteur Evettes et Sources de l'Arc	64
Fig. 1.31 : Diagrammes des surfaces relatives des glaciers de 1850 à 2000 - Secteur Iseran et Méan Martin.....	65
Fig. 1.32 : Les grands types de trajectoires au cours de la décrue post-PAG.....	66
Fig. 1.33 : Evolution de la température de l'air et des précipitations à la station du Mont Aigual (France).....	67
Fig. 1.34 : Evolution de la température de l'air à la station de Olekminsk (Sibérie orientale)	67
Fig. 1.35 : Illustration du «paléo-glacier» d'Andagne et les indices de la présence de glace pendant le PAG.....	70
Fig. 1.36 : Evolution des superficies des glaciers de la Vallée d'Avérole de 1850 à 2000 selon leur orientation.....	71

DEUXIÈME PARTIE : L'HYDROLOGIE DES TORRENTS PRO-GLACIAIRES, UN MARQUEUR DU RETRAIT DES GLACIERS

Fig. 2.1- Le bassin versant d'Avérole (Savoie) à la prise d'eau de Plan du Pré (45km ²).....	77
Fig. 2.2 : Courbe hypsométrique du bassin versant de l'Avérole à la prise d'eau de Plan du Pré (2100m)	78
Fig. 2.3 : Evolution du taux d'englacement sur le bassin versant d'Avérole au cours de la décrue post-PAG.	78
Fig. 2.4 : Station Nivose de Bonneval (2700m) entre 2001 et 2005.	79
Fig. 2.5 : Evolution des précipitations cumulées annuelles à la station de Bessans de 1952-2004	80
Fig. 2.6 : Débits journaliers classés pour les deux périodes (1953 à 1965 et 1971 à 1989).....	81
Fig. 2.7 : Evolution du débit moyen annuel sur la période 1952-2003.	82
Fig. 2.8 : Evolution du régime du torrent de l'Avérole entre les trois périodes de mesures continues	83
Fig. 2.9 : Evolution des débits moyens mensuels de juin et juillet à la prise d'eau d'Avérole.	83
Fig. 2.10 : Les précipitations moyennes mensuelles de juin et juillet à la station de Bessans (1740m).	83

Fig. 2.11 : Évolution des débits caractéristiques à la prise d'eau de Plan du Pré.....	84
Fig. 2.12 : Principe de la représentation des données dans les domaines temporels et fréquentiels.....	86
Fig. 2.13 : Le signal brut des précipitations mensuelles cumulées à la station de Bessans (Savoie, 1740m)	87
Fig. 2.14 : Analyse spectrale des précipitations mensuelles cumulées à la station de Bessans (Savoie, 1740m).....	87
Fig. 2.15 : Les températures de l'air mensuelles à la station de Bessans (Savoie, 1740m).....	88
Fig. 2.16 : Analyse spectrale des températures de l'air mensuelles à la station de Bessans (Savoie, 1740m).....	88
Fig. 2.17 : Le signal brut des débits moyens journaliers à la prise d'eau d'Avérole (Savoie, 2100m)	89
Fig. 2.18 : Analyse spectrale des débits moyens journaliers à la prise d'eau d'Avérole.	89
Fig. 2.19 : Comparaison des régimes nivo-glaciaire et nival.	91
Fig. 2.20 : Le bassin versant instrumenté du glacier du Baounet.....	96
Fig. 2.21 : Schéma de la chaîne de mesure utilisée pour le monitoring du glacier du Baounet	98
Fig. 2.22 : Spectre solaire et domaine spectral d'observation du pyranomètre CM3 Kipp and Zonen.....	103
Fig. 2.23 : Le dispositif de jaugeage par dilution d'un traceur chimique (NaCl) par injection instantanée.	107
Fig. 2.24 : Dispositif de jaugeage par dilution d'un traceur chimique (E110) par injection continue.	108
Fig. 2.25 : La courbe de tarage du limnigraphe de la station automatique du Baounet (torrent de la Vallettaz).	109
Fig. 2.26 : Représentation graphique des données brutes à la station du Baounet pour la saison d'ablation 2002. ..	111
Fig. 2.27 : Représentation graphique des données brutes à la station du Baounet pour la saison d'ablation 2003. ..	112
Fig. 2.28 : Représentation graphique des données brutes à la station du Baounet pour la saison d'ablation 2004. ..	113
Fig. 2.29 : Représentation graphique des données brutes à la station du Baounet pour la saison d'ablation 2005. ..	114
Fig. 2.30 : Spectrogramme pour la température de l'air et les débits du torrent émissaire du Gl. du Baounet.....	115
Fig. 2.31 : Evolution des débits journaliers et de l'amplitude journalière de 2002 à 2005.	116
Fig. 2.32 : Evolution du déphasage entre la température de l'air et le débit du torrent proglaciaire.	118
Fig. 2.33 : Principe de l'ajustement d'une loi de vidange sur une décrue.....	120
Fig. 2.34 : Evolution du paramètre β au cours des saisons d'ablation 2002 à 2005	122
Fig. 2.35 : La synthèse des résultats et les séquences dans les saisons de 2003 à 2005	124
Fig. 2.36 : Principe de la méthode de décomposition des hydrogrammes de crues glaciaires.....	126
Fig. 2.37 : Exemple de décompositions d'hydrogrammes à l'aide des lois de recession.....	127
Fig. 2.38 : Evolution comparée de l'ablation spécifique pour les années 2003 et 2004.....	128
Fig. 2.39 : Principe de la mesure topographique avec un GPS Différentiel (DGPS).....	129
Fig. 2.40 : Comparaison entre une mesure DGPS et une mesure topographique.....	130
Fig. 2.41 : PVA du glacier du Baounet en 2000, avec le tracé du profil et la surface de glacier mesurée.	132

TROISIÈME PARTIE : LES IMPACTS DE LA DÉCRUE GLACIAIRE SUR LE MILIEU DE HAUTE MONTAGNE AU COURS DU XXE SIÈCLE.

Fig. 3.1 - Le complexe glaciaire «Arnès-Arbéron-Baounet» en 1909.	140
Fig. 3.2- Le fractionnement de l'ensemble glaciaire Arnès-Arbéron-Baounet au cours de la décrue post-PAG.....	142
Fig. 3.3 : Proposition d'un schéma du comblement de l'ombilic des Evettes et de la décrue post-PAG.....	147
Fig. 3.4 : Modification de la dynamique glaciaire dans le Cirque des Evettes depuis la fin du PAG	148
Fig. 3.5 : Extensions des avalanches induites par les chutes de séracs du glacier de Charbonnel.....	152
Fig. 3.6 : Évolution de la superficie du lac proglaciaire des Sources de l'Arc entre 1974 et 2001	155
Fig. 3.7 - Effets probables d'une vidange par débordement du lac proglaciaire de Grand Méan.....	156
Fig. 3.8 : Un exemple en Suisse de la gestion d'un risque lié à la vidange de lacs proglaciaires.	157
Fig. 3.9 - Scénario de vidange rapide du lac supra glaciaire de Rochemelon	160
Fig. 3.10 - Schéma du lac supra glaciaire de Rochemelon.....	163
Fig. 3.11 : Le lac supraglaciaire du Baounet, de la bédrière et du système de moulins.	167
Fig. 3.12 : Proposition d'un schéma d'organisation des moulins et de la bédrière sur le glacier du Baounet	168
Fig. 3.13 : Les formations sédimentaires associées aux vidanges du lac supralaciaire du Baounet	171
Fig. 3.14 : Séquences schématiques de la vidange du lac du Baounet en juin 2005.....	174
Fig. 3.15 : Carte de la vidange du lac supra glaciaire du lac du Baounet en 2005.....	175
Fig. 3.16 : Mécanisme général de rupture d'une poche d'eau.....	176
Fig. 3.17 : Schéma du mécanisme de rupture d'une poche d'eau intraglaciaire sur le glacier des Sources de l'Arc	179
Fig. 3.18 : Vidange de la poche d'eau intra glaciaire du glacier du Inférieur du Vallonnet en 2005.	180
Fig. 3.19 : Carte de synthèse des aléas d'origine glaciaire et des enjeux menacés en Haute Maurienne	182

TABLE DES PHOTOGRAPHIES

PREMIÈRE PARTIE : L'ÉVOLUTION DES GLACIERS DE HAUTE MAURIENNE AU COURS DE LA DÉCRUE POST-PETIT ÂGE GLACIAIRE

Photo 1.1 : Crevasses sur le glacier du Baounet.....	24
Photo 1.2 : Couverture de débris sur le glacier Inférieur du Vallonnet (Bonneval/Arc).	25
Photo 1.3 : Vue générale du glacier du Vallonnet Inférieur et des moraines «PAG».	25
Photo 1.4 : Kaskawulsh Glacier.....	26
Photo 1.5 : Roches moutonnées au dessus du hameau de l'Ecot, en montant au glacier des Evettes.	27
Photo 1.7 : Moraine latéro-frontale «PAG» du glacier des Grandes Pareis.	57
Photo 1.6 : Cordons morainiques latéraux «PAG» du glacier de Grand Méan.	57
Photo 1.8 : Un exemple de glacier résiduel : le glacier de la Jave	68
Photo 1.9 : Orthophotographie des paléo-glaciers de la Levanna et des Trois Becs.	69

DEUXIÈME PARTIE : L'HYDROLOGIE DES TORRENTS PRO-GLACIAIRES, UN MARQUEUR DU RETRAIT DES GLACIERS

Photo 2.1: Une bédrière sinueuse illustrant le réseau d'écoulement supraglaciaire.	94
Photo 2.3 : Une visualisation du réseau sous glaciaire.....	94
Photo 2.2 : Un moulin sur le glacier du Baounet.	94
Photo 2.4 : La station de mesure hydrométéorologique	97
Photo 2.5 : Le pluviomètre à augets.	100
Photo 2.6 : Abri à lamelles pour les sondes de température de l'air.....	101
Photo 2.7 : Thermocouples pour les mesures de températures.....	102
Photo 2.8 : Le pyranomètre CM3 Kipp and Zonen sur sa platine horizontale.	103
Photo 2.9 : Un capteur de pression différentielle Druck (PDCR22)	104
Photo 2.10 : Vue depuis l'amont sur la section de mesure du limnigraphe.....	106
Photo 2.11: le DGPS Aschtech configuré pour une phase d'initialisation.	129

TROISIÈME PARTIE : LES IMPACTS DE LA DÉCRUE GLACIAIRE SUR LE MILIEU DE HAUTE MONTAGNE AU COURS DU XXIÈ SIÈCLE.

Photo 3.1: Les confluences sur le glacier du Baounet en 2000.	143
Photo 3.3 : Erosion éolienne d'un dépôt sédimentaire fluvio glaciaire;.....	144
Photo 3.2 : Figures d'érosion éolienne sur la marge proglaciaire du glacier du Baounet.	144
Photo 3.4 : Extrait de l'orthophoto de 1953 sur les confluences Baounet-Croix Rousse-Autaret.	145
Photo 3.5 : La tourbière des Evettes et la marge proglaciaire.	146
Photo 3.6 : Le glacier du Fond.	149
Photo 3.7: Cristaux de gypse sur le glacier du fond.....	150
Photo 3.8 : Dirt-cônes sur le glacier du Fond.	150
Photo 3.9 : La barre de séracs du glacier de Charbonnel.	151
Photo 3.10: Débris-flow sous la barre de séracs du glacier de Charbonnel.....	153
Photo 3.11 : Le lac proglaciaire de Grand Méan.	154
Photo 3.12 : Lac proglaciaire du Grubengletscher.	158
Photo 3.13 : Le lac proglaciaire du Glacier d'Arsine.	158
Photo 3.14 : Le lac gelé de Rochemelon	159
Photo 3.15 : Niveau d'eau devenu critique sur le col de glace du lac de Rochemelon,	160
Photo 3.16 : Dispositif de vidange artificiel à l'automne 2004.	161
Photo 3.17 : Excavation à l'explosif de la tranchée de vidange artificielle.....	162
Photo 3.18 : Vue en coupe de la tranchée de vidange artificielle	162
Photo 3.19 : La bédrière creusée par la vidange du lac de Rochemelon	164
Photo 3.20 : Vue générale sur la confluence Baounet - Autaret	165
Photo 3.21 : Vue depuis l'amont du lac du contexte topographique de la surface de glace.....	166
Photo 3.22 : Le lit du torrent pro glaciaire.	169
Photo 3.23 : La marge proglaciaire et le chenal occupé par la crue	169
Photo 3.24 : L'émergence du torrent sous glaciaire après la crue liée à la vidange du lac.....	170
Photo 3.25 : Coupe d'une séquence sédimentaire silto-sableuse stratifiée.	170
Photo 3.24 : L'émergence du torrent sous glaciaire après la crue liée à la vidange du lac.....	170
Photo 3.26 : Le lac supra glaciaire du Baounet.	172
Photo 3.27 : Ouverture du conduit de vidange du lac du Baounet.	172
Photo 3.28 : Traces de la rupture d'une poche d'eau intraglaciaire sur le glacier des Sources de l'Arc.	177
Photo 3.29 : Rupture de la poche d'eau du glacier des Sources de l'Arc en 1996.	178
Photo 3.30 : Le portail glaciaire du glacier Inférieur du Vallonnet en 2005.	181
Photo 3.31 : Le conduit intraglaciaire au front du glacier Inférieur du Vallonnet en 2005.	181

TABLE DES ANNEXES

1- Reconstitutions glaciaires	201
1.1 - Evolution des surfaces brutes des glaciers du Haut Arc de 1850 à 2003 (1)	202
1.2 - Evolution des surfaces brutes des glaciers du Haut Arc de 1850 à 2003 (2)	203
1.3 - Evolution des surfaces brutes des glaciers du Haut Arc de 1850 à 2003 (3)	204
1.4 - Liste des PVA utilisées	205
2- Hydrologie et hydrométrie	207
2.1 - Synthèse hydrologique des prises d'eau d'Avérole et de Bissorte.....	208
2.2 - Evolution des débits à la prise d'eau d'Avérole entre les deux grandes périodes de mesures	209
2.3 -Le classement du régime des cours d'eau aplins par ordre d'importance des débits d'été.....	210
2.4- Fiches des jaugeages du torrent de la Vallettaz (Glacier du Baounet, 2800m)	211
3- Station de mesure automatique et métrologie	217
3.1 - Plan de haubannage de la structure de la station automatique	218
3.2 - Croquis d'agencement de la station hydro-météorologique du Baounet	219
3.3 - Croquis d'un pluviomètre totalisateur	220
3.4 - Liste des capteurs et les ETM associées (Erreurs Tolerées Maximum).....	221
3.5 - Fiche de calibration de balance	222
3.6 - Fiche de calibration de conductivimètre	223
3.7 - certificat de calibration du pyranomètre.....	224
3.8 - certificat de calibration du limnigraphe.....	225
3.9 - Exemple d'une procédure (jaugeage chimique).....	226
3.10 - Montage des thermocouples.....	227
3.11 - Les types de thermocouples	228
3.12 - Loi de conversion fem-température pour différents types de thermocouples	229
3.13 -Fiches d'étalonnage des thermocouples.....	230
3.14 - Comparaison des abris pour les sondes de température.....	235
3.15 -Données journalières à la station du Baounet (2800m) - saison 2002 (1).....	236
3.16 -Données journalières à la station du Baounet (2800m) - saison 2002 (2).....	237
3.17 -Données journalières à la station du Baounet (2800m) - saison 2003 (1).....	238
3.18 -Données journalières à la station du Baounet (2800m) - saison 2003 (2).....	239
3.19 -Données journalières à la station du Baounet (2800m) - saison 2003 (3).....	240
3.20 -Données journalières à la station du Baounet (2800m) - saison 2003 (4).....	241
3.21 -Données journalières à la station du Baounet (2800m) - saison 2004 (1).....	242
3.22 -Données journalières à la station du Baounet (2800m) - saison 2004 (2).....	243
3.23 -Données journalières à la station du Baounet (2800m) - saison 2004 (3).....	244
3.24 -Données journalières à la station du Baounet (2800m) - saison 2004 (4).....	245
3.25 -Données journalières à la station du Baounet (2800m) - saison 2004 (5).....	246
3.26 -Données journalières à la station du Baounet (2800m) - saison 2005 (1).....	247
3.27 -Données journalières à la station du Baounet (2800m) - saison 2005 (2).....	248
4- Divers	249
4.1 - Atmospheric CO2 concentrations at Mauna Loa Observatory, Hawaii	250
4.2 - Relation entre ELA et bilan de masse sur le glacier Hintereisferner	251
4.3 - Caractérisation de la fidélité d'un GPS Garmin Etrex Summit.....	252
5- Nouveau Chapitre de la Thèse : valorisation des compétences	253

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION GÉNÉRALE

1 – Le retrait glaciaire contemporain.	5
2- Les objectifs de l'étude.....	6
3- Approche méthodologique et choix conceptuels.	6
4- Le choix du terrain d'étude.	9
5- Organisation de l'étude.	11

PREMIÈRE PARTIE : L'ÉVOLUTION DES GLACIERS DE HAUTE MAURIENNE AU COURS DE LA DÉCRUE POST-PETIT ÂGE GLACIAIRE

1- L'enregistrement climatique du P.A.G. par les glaciers alpins.	13
1.1- Le Petit Âge Glaciaire, un phénomène planétaire.	13
1.1.1- Définition du PAG : extension spatio temporelle.....	13
1.1.2- Le PAG en Haute Maurienne.....	14
1.1.3- Les liens entre le PAG et les changements climatiques.....	14
1.2- Les glaciers, enregistreurs climatiques intégratifs.....	17
1.2.1- Exploitation des mesures de bilan de masse.....	17
1.2.2- Les liens entre les bilans de masse et les variables climatiques.....	17
1.3- L'enregistrement local des fluctuations glaciaires : le cas de la Haute Maurienne.	19
1.3.1 – Le premier demi-siècle de la décrue post-PAG (1850-1900).....	19
1.3.2- La première décennie du XXe siècle.....	21
1.3.3- L'Entre-Deux-Guerre.....	21
1.3.4- De 1940 aux années 2000.....	22
2- La méthode de cartographie géomorphologique pour reconstituer l'état des glaciers lors du dernier maximum du PAG.	24
2.1- Le contexte géomorphologique local.	24
2.1.1- Les processus géomorphologiques associés au milieu glaciaire.	24
2.1.2- Les héritages glaciaires quaternaires.....	26
2.1.3- Le contexte géologique.....	27
2.2- La méthodologie de la cartographie géomorphologique.....	30
2.2.1- Le choix de la légende.....	30
2.2.2- Méthode de levé.	30
2.2.3- L'échelle.....	31
2.3- Les résultats de la cartographie géomorphologique en Haute Maurienne.....	32
2.3.1- La vallée d'Avérole.....	32
2.3.2- Des Evettes aux glaciers des Sources de l'Arc.....	41
2.4- L'analyse croisée des documents d'archives et des témoins géomorphologiques.....	43
3- La méthode de reconstitution cartographique des glaciers entre la fin du PAG (1850) et les années 2000.....	46
3.1 – Les apports des documents cartographiques.....	46
3.1.1- Une carte ancienne.....	46
3.1.2- La carte topographique « moderne ».....	46

3.2- Exploitation des photographies verticales aériennes : les orthophotographies	47
3.2.1- Préparations initiales	47
3.2.2- Principe du traitement.....	49
3.2.3- Visualisation en trois dimensions	49
3.3- L'exploitation des scènes satellites : Landsat et spot.....	51
3.4- Le centralisation des données par un système d'Information Géographique.....	53
3.4.1 – Réalisation des cartes d'extension des glaciers	54
3.4.2 - Les diagrammes de surfaces relatives	54
4- Résultats et interprétations : une typologie de la décrue glaciaire post-PAG en Haute Maurienne.....	56
4.1- La notion de pic de crue glaciaire.....	56
4.2- Les « trajectoires » des systèmes glaciaires au cours du XXe siècle	56
4.2.1- Les adaptations régulières : type « linéaire »	66
4.2.2- Les ruptures et leurs significations : type « R ».....	68
4.2.3- La disparition et les paléo-glaciers : type « Rd »	69
4.2.4- Le rôle de l'orientation dans les évolutions des glaciers.....	71
4.3 – Les Glaciers du Haut Arc : « reliques » du Petit Âge Glaciaire ?.....	72
4.3.1- Hypothèse n° 1 : l'extension actuelle des glaciers est une relique du Petit Âge Glaciaire.	72
4.3.2- Hypothèse n° 2 : le système glaciaire est en interaction active avec le climat	72
Conclusion de la première partie	73

DEUXIÈME PARTIE : L'HYDROLOGIE DES TORRENTS PRO-GLACIAIRES, UN MARQUEUR DU RETRAIT DES GLACIERS

1- Les variations pluri-décennales de l'hydrologie du torrent de l'Avérole.	76
1.1- Présentation du bassin versant d'Avérole et de la problématique.	76
1.2- Description des stations d'enregistrement et des mesures.....	79
1.2.1- Les mesures hydrométriques.....	79
1.2.2- Les mesures climatiques.....	80
1.3- Méthode de traitement des données.....	80
1.3.1- Techniques classiques d'analyse hydrologique	80
1.2.2- Les mesures climatiques.....	80
1.3.2- Analyses des données par traitement du signal	85
1.4- Synthèse des résultats et discussions	90
1.4.1- L'amorce d'une modification de régime du torrent de l'Avérole.	90
1.4.2- Prévision des conséquences hydrologiques d'une modification du régime des torrents proglaciaires.	90
1.4.3 – Les apports des analyses spectrales.	92

2- L'évolution saisonnière du réseau hydrologique glaciaire	93
2.1- La méthode de suivi des évolutions saisonnières d'un réseau hydrologique glaciaire ...	95
2.1.1 – Objectifs et justification des mesures en continu in situ	95
2.1.2 – La présentation du glacier du Baounet et de ses caractéristiques	95
2.1.3- La métrologie environnementale appliquée aux milieux de montagne	97
2.1.4 – L'instrumentation et la chaîne de mesure	99
2.1.5- Les mesures hydrologiques : calibration du limnigraphe	106
2.2- Le traitement des mesures de débits du torrent pro-glaciaire du Baounet	110
2.2.1- Les observations sur les données brutes	110
2.2.2- Les évolutions du système glaciaire	117
2.3 – Perspectives : vers une méthodologie pour le suivi quotidien de l'ablation.....	127
2.3.1- La décomposition des hydrogrammes, un outil pour une quantification quotidienne de l'ablation.....	127
2.3.2- Estimation du bilan de masse topographique par GPS Différentiel	128
2.3.3- Croisement des résultats de la modélisation hydrologique avec les mesures DGPS	133
Conclusion de la deuxième partie	137

TROISIÈME PARTIE : LES IMPACTS DE LA DÉCRUE GLACIAIRE SUR LE MILIEU DE HAUTE MONTAGNE AU COURS DU **XXE SIÈCLE.**

1- Impacts de la décrue sur le milieu glaciaire	139
1.1- L'évolution séculaire de l'ensemble glaciaire Arnès-Arbéron-Baounet	139
1.1.1- La fragmentation des surfaces de glace	139
1.1.2- les évolutions des confluences glaciaires	141
1.1.3- Les impacts sur la dynamique glaciaire.....	143
1.2- Le cas des Evettes : les modifications de flux	146
1.3- Le glacier du Fond : le passage d'un seuil dynamique.....	150
2- Les aléas d'origine glaciaire en Haute Maurienne	151
2.1- Les chutes de séracs.....	151
2.2- Les lacs proglaciaires et supra glaciaires.....	153
2.2.1- La formation et de développement de lacs proglaciaires en Haute Maurienne.....	154
2.2.1- Un exemple dans le Haut Valais (Suisse)	156
2.2.2- Le cas du Glacier d'Arsine (Oisans, France).....	158
2.3- Les lacs supra glaciaires.	159
2.3.1- Le lac de Rochemelon	159
2.3.2- Le lac du Baounet : le cas d'un lac de confluence.....	165
2.4- Les poches d'eau intraglaciaires.....	177
2.4.1- Le glacier des Sources de l'Arc.	177
2.4.2- Le glacier Inférieur du Vallonnet	181
2.5- Synthèse des aléas d'origine glaciaire en Haute Maurienne.	183
2.5.1 – Des aléas modérés et peu d'enjeux	183
2.5.2- Évolution spatio-temporelle des aléas glaciaires.....	183
2.5.2- Évolution spatio-temporelle des enjeux menacés par les aléas glaciaires.....	184
Conclusion de la troisième partie.....	185

CONCLUSION GÉNÉRALE

1- La quantification de la décrue post-PAG en Haute Maurienne.	187
2- La rupture des années 2000.	187
3- L'évolution des risques d'origine glaciaire.....	187
4- Les processus de la décrue post PAG : le monitoring du glacier du Baounet.	188
5- Les perspectives.....	189

Références bibliographiques	190
-----------------------------------	-----

ANNEXES

1- Reconstitutions glaciaires	201
2- Hydrologie et hydrométrie.....	207
3- Station de mesure et métrologie	217
4- Divers.....	249
5- Valorisation des compétences : le Nouveau Chapitre de la Thèse.....	253

Table des figures	261
Table des photographies.....	263
Table des annexes	264

RÉSUMÉ

La décrue post-Petit Age Glaciaire en Haute Maurienne est abordée dans cette étude par trois angles de vision complémentaires. Les évolutions de l'englacement du bassin versant du Haut Arc pendant la décrue glaciaire post Petit Age Glaciaire sont reconstituées sur un échantillon d'une trentaine de glaciers à l'aide de différentes sources documentaires (archives, témoins géomorphologiques, clichés aériens et scènes satellitaires). Les résultats sont exprimés sous la forme d'une série de cartes d'extension des glaciers et de diagrammes des surfaces relatives sur la période d'étude (1850-2000). Ces données aboutissent à une typologie des modes de décrue, révélant un couplage efficace entre les forçages climatiques et ces glaciers alpins. La décennie 1990-2000 est marquée par une accélération synchrone de la décrue sur l'ensemble des glaciers.

Dans un deuxième temps, les impacts de la décrue sur l'hydrosystème proglaciaire sont étudiés à travers les enregistrements pluri-décennaux des débits journaliers d'un torrent glaciaire (l'Avérole). Les analyses montrent une modification majeure du régime du torrent proglaciaire

au cours de la dernière décennie. Cette évolution est interprétée comme une intensification du forçage climatique actuel. L'analyse à un pas de temps très fin d'un glacier instrumenté de 2002 à 2005 aboutit à un outil de suivi quotidien des caractéristiques du réseau de drainage glaciaire. Il s'avère que l'efficacité du réseau de drainage augmente fortement au cours de la saison d'ablation, principalement par un accroissement de la perméabilité du glacier. L'analyse des hydrogrammes de crue nous renseigne sur l'intensité des processus d'ablation à un pas journalier reliant les phénomènes de surface à la structure du réseau de drainage glaciaire.

Les impacts de la décrue sur le milieu glaciaire montrent une modification significative de l'environnement des glaciers au cours des 150 dernières années. La genèse des aléas d'origine glaciaire se transforme avec cette évolution du milieu, avec des atténuations ou au contraire l'apparition de nouveaux phénomènes. L'intensification de la décrue au cours de la dernière décennie induit la formation d'aléas préoccupants.

Mots-Clefs : Haut Arc (Savoie), retrait glaciaire, hydrologie, monitoring météorologique et environnemental, réseau de drainage glaciaire, aléas glaciaires

ABSTRACT

The glacial recession post-Little Ice Age in the valley of Haute Maurienne is studied by three complementary points of view. In the first time, the evolutions of the glacial rate in the watershed of the Haut Arc have been reconstructed on the sample of thirty glaciers. The method carried out is based on GIS software supplied by various documentations (old maps, aerophotography, geomorphological records). The maps of glacier's extension and the diagrams of the relative area, obtained by this approach, lead to a classification of the different type of glacial recession. These results are interpreted as a high degree of interaction between the climate forcing and the glacier response. The last ten years are characterized by a synchronous increase in the glacial recession on all glaciers in the watershed.

The second part of this study concerns the consequences of the glacial recession on the high mountain environment. The analyses on glacial discharge the Avérole river case-study show a significant evolution of the proglacial hydrology of the river on the last ten years.

The mechanisms of the glacial recession processes are investigated through a high frequency systemic analysis of atmospheric parameters and pro-glacial discharge. In this aim, the Baounet glacier has been instrumented since 2002 with a monitoring station to record the environmental parameter. The measurements are modelled to characterize the development and the evolution of glacial drainage networks. The results show an increase in drainage system efficiency during the ablation season. It's interpreted as the recording of the climate forcing on the glacial drainage structure. In the last time, the analyses of the daily hydrographs with this method lead to the quantification of the daily intensity of the melting processes on the glacier. This new tool can be used to link the glacial surface processes to the internal structure the drainage patterns.

The impacts of the glacier's surface evolution on the mountain environment are studied by the glacial hazards approach. We show that the last ten years are characterized by the increase of the glacial hazards in the Haut Arc watershed. The case studies of supra-glacial lakes are developed to explain the mechanisms.

Keywords : Haut Arc (Savoie), glacial retreat, hydrology, environmental monitoring, glacial drainage network, glacial hazards.