



HAL
open science

Inventaire et retrait des glaciers dans les alpes françaises depuis la fin du Petit Age Glaciaire

Marie Gardent

► **To cite this version:**

Marie Gardent. Inventaire et retrait des glaciers dans les alpes françaises depuis la fin du Petit Age Glaciaire. Géographie. Université de Grenoble, 2014. Français. NNT : 2014GRENA008 . tel-01062226

HAL Id: tel-01062226

<https://theses.hal.science/tel-01062226>

Submitted on 9 Sep 2014

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

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

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

Spécialité : **Géographie**

Arrêté ministériel : 7 août 2006

Présentée par

Marie GARDENT

Thèse dirigée par **Philip DELINE** et **Philippe SCHOENEICH**

préparée au sein du **Laboratoire EDYTEM**
dans l'**École Doctorale SISEO**

Inventaire et retrait des glaciers dans les Alpes françaises depuis la fin du Petit Âge Glaciaire

Thèse soutenue publiquement le « **14 Mars 2014** »,
devant le jury composé de :

Monique FORT

Professeur des Universités, PRODIG, Université Paris-Diderot (Rapporteur)

Michael ZEMP

Directeur de recherche, Département de Géographie, Université de Zürich
(Rapporteur)

Marta CHIARLE

Chargée de recherche, CNR IRPI Turin (Examinatrice)

Antoine RABATEL

Physicien adjoint, LGGE, Université de Grenoble (Examineur)

Didier RICHARD

Directeur de recherches, IRSTEA Grenoble (Examineur)

Philippe SCHOENEICH

Professeur des Universités, PACTE, Université de Grenoble (Directeur)

Philip DELINE

Maitre de Conférences, EDYTEM, Université de Savoie (Co-directeur)



Thèse de doctorat de géographie

Inventaire et retrait des glaciers dans les Alpes françaises depuis la fin du Petit Âge Glaciaire

Marie Gardent

Composition du jury:

M. CHIARLE, Chargée de recherche, CNR IRPI Turin	Examinatrice
P. DELINE, Maître de Conférences, EDYTEM, Université de Savoie	Co-directeur
M. FORT, Professeur des Universités, PRODIG, Université Paris-Diderot	Rapporteur
A. RABATEL, Physicien adjoint, LGGE, Université de Grenoble	Examineur
D. RICHARD, Directeur de recherches, IRSTEA Grenoble	Examineur
P. SCHOENEICH, Professeur des Universités, PACTE, Université de Grenoble	Directeur
M. ZEMP, Directeur de recherche, Département de Géographie, Université de Zürich	Rapporteur

Résumé

Les glaciers des Alpes françaises subissent un recul généralisé depuis la fin du Petit Âge Glaciaire (PAG). Dans le contexte actuel d'élévation de la température et du fait des nombreux enjeux auxquels ils sont associés, l'amélioration de leur suivi apparaît indispensable. Avant ce travail, il n'existait pas d'étude exhaustive récente concernant l'ensemble des glaciers des Alpes françaises, les travaux de Mougin et de Vivian datant respectivement du milieu des années 1920 et 1970. L'objectif de ce travail est de dresser un inventaire diachronique des glaciers des Alpes françaises et de leurs marges proglaciaires. Les données de cet inventaire servent ensuite de base à l'étude des modalités du retrait glaciaire depuis la fin du PAG et à l'établissement de méthodes pour détecter les secteurs susceptibles d'être affectés par des instabilités.

L'inventaire diachronique des glaciers des Alpes françaises est réalisé à 3 dates : (i) 2006-2009 à partir des orthophotographies récentes de l'IGN, (ii) 1967-1971 à partir des premières éditions des cartes topographiques 1 :25 000 de l'IGN, et (iii) la fin du PAG (pour les massifs du Mont Blanc, de la Vanoise et des Ecrins), en croisant documents anciens et données géomorphologiques acquises sur le terrain et par photo-interprétation. Les données sont organisées dans un Système d'Information Géographique (SIG) qui permet d'associer cartographie et base de données.

La superficie des glaciers était de 275 km² en 2006-2009, 369 km² en 1967-1971 et 544 km² à la fin du PAG pour les massifs du Mont Blanc, de la Vanoise et des Ecrins. A l'échelle régionale, les glaciers ont perdu 25 % de leur superficie depuis la fin des années 1960 et 50 % de leur superficie depuis la fin du PAG. La rétraction des glaciers est environ 2,5 fois plus rapide entre 1967-1971 et 2006-2009 qu'entre la fin du PAG et 1967-1971. A l'échelle individuelle, les glaciers ont perdu en moyenne 52 % de leur superficie entre 1967-1971 et 2006-2009, et 115 ont même disparu. A l'échelle régionale comme individuelle, le retrait glaciaire présente des tendances différentes selon les massifs, la taille des glaciers et leur exposition

Des méthodes simples, basées sur les données des inventaires des glaciers et des marges proglaciaires sont établies afin d'identifier les lacs potentiellement instables, les secteurs englacés favorables à la formation de futurs lacs, au déclenchement d'avalanches de séracs ou susceptibles d'être déstabilisés en masse, et les marges proglaciaires favorables à l'occurrence de glissements ou de laves de débris.

Abstract

French alpine glaciers are retreating since the end of the Little Ice Age (LIA). In the context of the increasing air temperature and because of issues that they represent, it is necessary to improve glacier monitoring. Before the present study, the only two inventories covering the entire French Alps were made by Mougin (1925) and Vivian (1975). The main goal of this study is to realise a multi-temporal glacier inventory of glaciers in the French Alps and of their proglacial margins. Data from this inventory are used to study glacial retreat since the end of the LIA and to develop methods to detect sector that could be affected by instabilities.

Multi-temporal inventory of French Alpine glacier glaciers is made for 3 dates: (i) 2006-2009, based on IGN recent orthophotographs, (ii) 1967-1971, based on 1: 25 000 IGN topographic maps, and (iii) the end of the LIA (for Mont Blanc, Vanoise and Ecrins massifs), crossing old documents and geomorphologic data based on field work and interpretation of orthophotographs. Data are integrated in a Geographical Information System (GIS), combining mapping and data base.

Glaciers in the French Alps covered 275 km² in 2006-2009, 369 km² in 1967-1971 and 544 km² at the end of the LIA for Mont Blanc, Vanoise and Ecrins massifs. At a regional scale, glaciers lost 25 % of their 1967-1971 area and 50 % of their LIA area. Glacier shrinkage between 1967-1971 and 2006-2009 is about 2.5 times higher than between the end of the LIA and 2006-2009. At an individual scale glaciers lost 52 % of their area between 1967-1971 and 2006-2009, and 115 disappeared. At regional or individual scale, different trends in glacier shrinkage are observed according to the massifs, size and aspect of the glaciers.

Simple methods, based on glaciers inventory and proglacial margins data, are developed in order to identify potential unstable lakes, glaciated sectors prone to glacier lake formation, ice avalanche triggering or mass destabilization, and proglacial margins where sliding or debris flows could occur.

Remerciements

Mes premiers remerciements vont à mon directeur de thèse, Philip Deline, pour m'avoir accompagné tout au long de ces 4 années. Merci Philip pour ta disponibilité, ton entrain et ta motivation communicative qui m'ont sans aucun doutes permis d'aller jusqu'au bout de l'entreprise... Je te remercie surtout d'avoir su toujours me pousser tout en sachant utiliser le bon ton....

Je remercie Philippe Schoeneich, qui en plus de m'avoir fait découvrir la géomorphologie, a accepté de co-encadrer cette thèse. Je le remercie pour ces conseils avisés, ces remarques et ses relectures.

J'adresse également mes sincères remerciements à l'ensemble des membres du jury : Monique Fort, Michael Zemp, Marta Chairle, Antoine Rabatel et Didier Richard, qui ont accepté de relire ce travail et de se déplacer pour ma soutenance.

Un remerciement collectif pour les membres de GlaRiskAlp. Ce projet a été pour moi une grande opportunité d'apprendre et d'échanger... Merci particulièrement à Alex, Marco, Stefania, Marta et Gianni pour leur collaboration, les nombreuses conversations frano-italiennes, et les visites (de terrain ou pas) de l'autre côté de la frontière. Merci également à Lionel et Ahmed pour leurs apports venus d'une autre discipline et pour le voyage aux Sources de l'Arc.

Un grand merci à Antoine Rabatel pour tout le temps qu'il m'a consacré et l'aide précieuse qu'il m'a apportée pour essayer d'y voir plus clair dans toutes ces données....

Ce travail d'inventaire des glaciers français n'aurait pu se faire sans les documents qui nous ont été fournis par la RGD 73-74 et l'IGN, que je remercie de leur collaboration à ce travail.

Je remercie également les personnes qui ont acceptées que j'intègre leurs données dans mon travail (ou que je m'en inspire quand elles avaient disparues... !) : Sylvain Jobard, Samuel Nussbaumer, Etienne Cossart, Melaine Le Roy.

Bernard Bèzes ainsi que le personnel de la cartothèque de l'IGN m'ont également été d'une grande aide et je tiens à les remercier d'avoir accepté de me consacrer du temps. De la même manière, le personnel de la cartothèque de l'IGA s'est montré très disponible et arrangeant, je les en remercie sincèrement.

Un grand merci également à Martial Bouvier (PNE), Emmanuel Thibert (IRSTEA), Jean-Pierre Dedieu (LTHE), Delphine Six et Christian Vincent (LGGE) pour leur disponibilité et le partage de leurs connaissances. Je remercie également Jean Baptiste Bosson pour ces nombreux conseils et son soutien moral!

Je remercie tous les étudiants avec lesquels j'ai pu travailler, et qui ont chacun apporté une pierre à l'édifice : Théo Rhül, Julian Bret, Olivia Lecoq, Romain Bernard, Manon Malhière, Julien Vinette, Raphaëlle Renou, Nicolas Perrel et Jackie Duroule. Une pensée particulière à Benoît, parti trop tôt...

Je remercie également tous les membres du laboratoire EDYTEM qui ont accompagné mon séjour savoyard... Merci à Pierre pour ces explications statistiques, à Vincent, Carole et André pour leur

disponibilité et leur soutien logistique ! Un merci tout particulier à Estelle Ployon pour son soutien aussi bien technique que moral tout au long de ces 4 années. Un grand merci aussi aux collègues doctorants qui ont rendu le quotidien tellement plus drôle...

Je tiens enfin à remercier les personnes qui m'ont soutenu du début à la fin en y croyant souvent beaucoup plus que moi...

Un énorme merci à ma ptite famille, qui a toujours été très présente et qui a eut la chance de supporter mes humeurs variables... Merci de votre soutien infaillible et de toute votre affection! Jérèmy, merci pour tes encouragements et tes relectures avisées... bon courage à toi maintenant! Sylvette coquillette, que ferais-je sans toi ?

Mille mercis à David pour avoir toujours les bons mots, et pour ton soutien depuis tout ce temps...

Merci à la triplète Claire, Laure et Clo: votre présence (malgré la distance quelquefois) pendant ces années m'a été indispensable... pourvu que ça dure !

Merci Clément pour ton soutien et pour avoir su apporter du rêve quand il y en avait besoin...

Je ne voudrais pas oublier de remercier aussi Thomas sans qui je ne me serai probablement jamais lancé sur ce chemin... et qui même un peu loin a toujours su me pousser et m'encourager...

Un grand merci aussi à tous celles et ceux, qui par leur présence et leurs encouragements m'ont souvent redonné le sourire : Sophie, Mounira, Amandine, Matthieu, Jean-Mi, Annabelle, Val, Philou, Laetitia, Marivy et toute la smalah du gîte, Karine, Cécile, les voisins suédois, Marie, Lolo et de nombreux autres encore...Un merci particulier à Didier qui m'a un jour conseillé de prendre le chemin de la géographie... et dont la confiance m'a permis de passer un peu de temps au bord du lac...Merci également à Pascal et à Marielle pour le gîte offert dans le 74.

Ces années de thèse et cette double vie n'ont pas toujours été faciles, mais elles ont été l'occasion de rencontrer des gens formidables qui ont rendu la vie plus belle...Un grand merci à Bruno, Isabelle, Justine, Asmaa et Florence pour tous les bons moments partagés, et ceux à venir... Merci Melaine pour toutes ces sessions géomorpho, montagne, ciné, orthographe, Bretagne...Merci Grégoire pour tes enseignements scientifiques et pour la découverte de la Savoie... Merci Amandine pour tes leçons de géomorphologie et de vie, j'espère que la traversée des Alpes n'aura pas raison de tous nos projets ! Merci à Laine pour le chocolat, mais surtout pour tout le reste....

<i>Introduction générale</i>	11
------------------------------------	----

PARTIE 1 : L'observation des glaciers dans le contexte du changement climatique

<i>Chapitre 1.1 - Les glaciers, indicateurs climatiques et source de danger</i>	19
----------------------------------------------------------------------------------------------	-----------

1.1.1 Climat et fluctuations glaciaires.....	21
a. Relations entre glacier et climat dans les Alpes.....	21
b. Climat passé et fluctuations glaciaires jusqu'au Petit Age Glaciaire.....	24
c. Fluctuations des glaciers et évolution du climat depuis la fin du Petit Âge Glaciaire dans les Alpes.....	26
<i>Climat depuis la fin du PAG</i>	26
<i>Comportement des glaciers depuis la fin du PAG</i>	28
1.1.2 Aléas glaciaires.....	33
a. Les glaciers, source de dangers.....	33
<i>Catastrophes glaciaires et observation des glaciers</i>	33
<i>La connaissance des aléas glaciaires et leur évolution dans le contexte du changement climatique</i>	34
b. La gestion des risques glaciaires.....	35
c. L'étude des aléas glaciaires en France.....	35

<i>Chapitre 1.2 - Historique du suivi des glaciers des Alpes françaises</i>	39
------------------------------------------------------------------------------------------	-----------

1.2.1 De Bonaparte au LGGE, observations et mesures.....	41
a. Historique de l'observation et des mesures des glaciers dans les Alpes françaises... <i>Les pionniers</i>	41
<i>Les Eaux et Forêts</i>	42
<i>Le Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement (LGGE)</i>	43
b. Réseaux d'observations actuels.....	43
<i>Le LGGE</i>	43
<i>Les autres organismes</i>	44
1.2.2 De la carte de l'État-Major à la télédétection, la connaissance de l'extension des glaciers à travers leur cartographie.....	46
a. Historique de la cartographie des glaciers en France.....	46
<i>Principaux documents cartographiques concernant les glaciers des Alpes françaises</i>	47
<i>Le cas particulier du Massif du Mont Blanc</i>	50
b. Banalisation de la cartographie des glaciers à travers l'évolution des méthodes et des données sources.....	59
<i>De l'apparition de la photographie aux images satellitaires : l'évolution des données sources, des outils et des méthodes de cartographie</i>	59
<i>L'évolution de la cartographie, une opportunité pour l'étude des glaciers</i>	60

Chapitre 1.3 - Les méthodes de suivi de la dynamique des glaciers : atouts et limites.....	63
1.3.1 Mesures de longueur.....	65
a. Méthodes.....	65
<i>Mesure depuis des repères fixes.....</i>	65
<i>Cartographie du front par triangulation.....</i>	66
<i>Cartographie du front par GPS.....</i>	66
<i>Cartographie du front depuis des images aériennes ou satellites.....</i>	66
b. Significativité.....	66
1.3.2 Mesures du bilan de masse.....	68
a. Méthode glaciologique.....	68
b. Méthode hydrologique.....	69
c. Méthode cartographique.....	69
d. Méthode gravimétrique.....	69
e. Reconstitution du bilan de masse passé.....	70
1.3.3 Les inventaires des glaciers.....	70
a. SIG et données sources.....	70
b. Méthodes pour la délimitation des glaciers.....	71
<i>Délimitation manuelle.....</i>	71
<i>Méthode automatique.....</i>	71
<i>Méthode semi-automatique.....</i>	72
<i>Reconstitution des extensions glaciaires passées.....</i>	72
Chapitre 1.4 - La triple fonction des inventaires de glaciers.....	75
1.4.1 Connaissance de l'état général des glaciers.....	77
a. L'inventaire pour l'évaluation du stock d'eau glaciaire.....	77
<i>Évaluer la ressource en eau disponible.....</i>	77
<i>Évaluer la contribution potentielle des glaciers à l'augmentation du niveau de l'océan mondial.....</i>	78
<i>Estimer les volumes de glace.....</i>	78
b. L'inventaire comme outil de valorisation patrimoniale.....	79
c. Le rôle de l'inventaire dans la détection et le suivi des aléas.....	80
1.4.2 Comprendre les évolutions passée, présente et future des glaciers.....	80
a. La mise à jour nécessaire des inventaires.....	80
b. Données de base pour la modélisation.....	81
1.4.3 L'inventaire pour la sélection de cas d'étude.....	82

PARTIE 2: Méthodologie pour l'inventaire des glaciers et des marges proglaciaires

Chapitre 2.1 - Les inventaires de glaciers.....	85
2.1.1 Les inventaires de glaciers à l'échelle mondiale – Caractéristiques et méthodologies..	87
a. Le World Glacier Inventory (WGI).....	87
b. GLIMS (Global Land Ice Measurement from Space).....	90
<i>Historique et objectifs.....</i>	90

<i>Organisation</i>	90
<i>Productions du projet GLIMS : base de données et recommandations</i>	91
<i>Randolph Glacier Inventory (RGI)</i>	94
<i>Limites du projet et challenges</i>	93
c. GlobGlacier.....	95
d. Le GTN-G, un lien entre les différents projets d’inventaires internationaux.....	96
<i>La place des données françaises dans le WGI</i>	97
<i>La place des données françaises dans GLIMS et GlobGlacier</i>	98
2.1.2 Les inventaires de glaciers dans les Alpes – Caractéristiques et méthodologies.....	100
a. Inventaires à l’échelle des Alpes.....	100
b. Inventaires locaux.....	100
c. Inventaires en France.....	101
<i>L’inventaire de Mougin (1925)</i>	102
<i>L’inventaire de Vivian (1975)</i>	103
<i>Autres inventaires non exhaustifs</i>	104
Chapitre 2.2 - Création d’un inventaire cartographique sous SIG des glaciers des Alpes françaises et de leurs marges proglaciaires.....	111
2.2.1 Les sources de données.....	113
a. Caractéristiques des données sources requises.....	113
b. Orthophotographies.....	114
c. Cartes topographiques.....	115
d. Modèles Numériques de Terrain.....	116
e. Documents anciens.....	115
f. Inventaires sous SIG existants.....	117
2.2.2 La structure des inventaires : SIG et tables attributaires.....	117
a. Langage spécifique des SIG.....	117
b. Structure du SIG.....	118
<i>Inventaire de l’extension actuelle et passée des glaciers</i>	118
<i>Inventaire des marges proglaciaires et cartographie des formes et formations géomorphologiques</i>	118
c. Bases de données associées au SIG.....	119
<i>Structure des bases de données associées aux glaciers et méthodologie pour les renseigner</i>	119
<i>Structure des bases de données associées aux marges proglaciaires et méthodologie pour les renseigner</i>	128
Chapitre 2.3 - Méthode de cartographie des glaciers.....	135
2.3.1 Glaciers actuels (2006-2009).....	137
a. Cartographie à partir des orthophotographies récentes.....	137
b. Cartographie des secteurs incertains.....	142
c. Limites et incertitudes.....	144
2.3.2 Glaciers de la période 1967-1971.....	146
a. Cartographie à partir de la carte topographique IGN au 1 :25 000.....	146

b. Limites et incertitudes.....	146
c. Uniformisation des données de la carte topographique 1 :25 000 de l'IGN.....	146
<i>Correspondance entre le Scan 25® et les éditions papiers, et date de levés des glaciers</i>	148
<i>Modifications réalisées</i>	148
2.3.3 Glaciers au Petit Âge Glaciaire.....	150
a. Détermination de l'extension des glaciers au PAG.....	150
<i>Cartographie géomorphologique des marges proglaciaires (A)</i>	152
<i>Utilisation des documents anciens (B)</i>	157
<i>Reconstitution des contours des glaciers à la fin du PAG (C)</i>	158
b. Limites et incertitudes.....	159

PARTIE 3 : Les glaciers des Alpes françaises du PAG à aujourd'hui

Chapitre 3.1 - Les glaciers actuels des Alpes françaises.....	167
3.1.1 Distribution actuelle des glaciers.....	169
a. Superficie et nombre de glaciers par massifs.....	169
b. Superficie et nombre de glaciers français par bassins versants.....	180
3.1.2 Caractéristiques topographiques des glaciers.....	181
a. Longueur.....	181
b. Exposition moyenne.....	182
c. Altitudes minimales, maximales et moyennes.....	183
d. Pente moyenne.....	190
e. Type et forme des glaciers.....	190
3.1.3. Extension de la couverture détritique supraglaciaire continue.....	195
a. Extension de la couverture détritique supraglaciaire continue selon les massifs, les classes de taille et l'exposition.....	195
b. Relation entre couverture détritique continue et caractéristiques topo-graphiques selon les massifs, les classes de taille et les expositions.....	197
<i>Altitudes minimale, maximale et moyenne</i>	198
<i>Superficie et longueur</i>	200
<i>Pente, exposition, type et forme des glaciers</i>	200
c. Identification des principaux glaciers noirs des Alpes françaises.....	200

Chapitre 3.1 - Extensions des glaciers des Alpes françaises à la fin du PAG et à la fin des années 1960.....	207
3.2.1 Extension des glaciers au PAG.....	209
a. Superficie et nombre de glaciers.....	209
b. Caractéristiques topographiques des glaciers.....	215
<i>Exposition</i>	215
<i>Altitudes minimales et maximales</i>	215
3.2.2 Extension des glaciers au cours de la période 1967-1971.....	216
a. Superficie et nombre de glaciers.....	216

<i>Superficie et nombre de glaciers par massifs</i>	216
<i>Superficie et nombre de glaciers par bassins versants</i>	224
b. Caractéristiques topographiques.....	225
<i>Longueur</i>	225
<i>Exposition moyenne</i>	225
<i>Altitudes minimale, maximale et moyenne</i>	226
<i>Pente moyenne</i>	227
Chapitre 3.3 - Évolution de l'englacement des Alpes françaises depuis la fin du PAG.....	229
3.3.1 Rétraction de la surface englacée des Alpes françaises de la fin du PAG à l'actuel (2006-2009).....	231
a. Évolution de la superficie englacée de chaque massif.....	231
<i>Évolution des superficies englacées de chaque massif : données chiffrées</i>	231
<i>Cartographie de l'évolution de la superficie englacée de chaque massif</i>	234
b. Évolution des superficies englacées pour chaque classe de taille.....	238
<i>Évolution de la distribution des glaciers du PAG à l'actuel</i>	238
<i>Évolution de la distribution des glaciers pour chaque classe de taille</i>	239
c. Évolution des superficies englacées selon l'exposition.....	240
<i>Évolution de la distribution des glaciers selon leurs expositions du PAG à 2006-2009</i>	240
<i>Évolution de la superficie englacée des glaciers selon l'exposition</i>	242
d. Évolution de l'hypsométrie de la fin du PAG à nos jours.....	243
<i>Glaciers des massifs du Mont Blanc, de la Vanoise et des Écrins entre la fin du PAG et 2006-2009</i>	243
<i>Ensemble des glaciers des Alpes françaises entre 1967-1971 et 2006-2009</i>	247
3.3.2 Évolution des principaux paramètres topographiques des glaciers du PAG à l'actuel (2006-2009).....	249
a. Évolution des altitudes minimale, maximale et moyenne du PAG à 2006-2009.....	249
<i>Ensemble des glaciers des Alpes françaises entre 1967-1971 et 2006-2009</i>	249
<i>Glaciers des massifs du Mont Blanc, de la Vanoise et des Écrins entre la fin du PAG et 2006-2009</i>	250
b. Évolution des longueurs des glaciers de la fin du PAG à 2006-2009.....	253
<i>Ensemble des glaciers des Alpes françaises entre 1967-1971 et 2006-2009</i>	253
<i>Glaciers des massifs du Mont Blanc, de la Vanoise et des Écrins entre la fin du PAG et 2006-2009</i>	254
c. Évolution de la pente moyenne des glaciers de 1967-1971 à 2006-2009.....	256
3.3.3 Influence des paramètres topographiques sur le retrait glaciaire entre 1967-1971 et 2006-2009.....	257
a. Retrait glaciaire moyen.....	257
<i>Retrait glaciaire moyen par massif</i>	258
<i>Retrait glaciaire moyen par classes de taille</i>	262
<i>Retrait glaciaire moyen par expositions</i>	262
b. Relation entre le retrait glaciaire et les paramètres topographique – analyse bivariée.....	265

<i>Relation entre retrait glaciaire et 9 paramètres topographiques pour 516 glaciers des Alpes françaises</i>	265
<i>Relation entre retrait glaciaire et 9 paramètres topographiques pour 402 glaciers des Alpes françaises</i>	267
<i>Relation entre le retrait glaciaire et 9 paramètres topographiques pour 402 glaciers des Alpes françaises par massifs, classes de taille et exposition</i>	268
c. Retrait glaciaire et couverture détritique.....	270
Chapitre 3.4 - Retrait glaciaire et évolution du climat dans les Alpes françaises et européennes	275
3.4.1 Relations entre retrait glaciaire et changements climatiques dans les Alpes françaises.....	277
a. Conditions climatiques dans les Alpes françaises depuis la fin du PAG.....	277
b. Relations entre le retrait glaciaire et les variations climatiques.....	278
3.4.2 Comparaison avec d'autres secteurs dans les Alpes.....	279
a. Comparaison des jeux de données alpins.....	279
b. Comparaison du taux de retrait.....	280
c. Comparaison de l'hypsométrie	281
PARTIE 4 : Aléas glaciaires en lien avec le retrait glaciaire depuis le PAG	
Chapitre 4.1 - Typologie des aléas liés au retrait glaciaire depuis le PAG	285
4.1.1 Les aléas directs.....	288
a. Vidange de lacs glaciaires.....	288
b. Avalanches de séracs.....	293
c. Glissement.....	295
d. Surge.....	296
4.1.2 Les aléas indirects.....	297
a. Laves de débris et laves torrentielles.....	297
b. Mouvements de masse.....	299
<i>Écroulement rocheux par décompression</i>	299
<i>Glissement dans les moraines</i>	299
<i>Déformation gravitaire profonde</i>	300
4.1.3 Les aléas secondaires.....	300
a. Dégradation de néo-permafrost post-glaciaire.....	300
b. Écroulement mixte.....	301
4.1.4 Les aléas complexes.....	302
Chapitre 4.2 - Utilisation de l'inventaire des glaciers et des marges proglaciaires pour détecter les secteurs les secteurs à aléas potentiels	305
4.2.1 Lacs glaciaires.....	307
a. Identification des lacs formés suite au retrait glaciaire post-PAG.....	307
b. Identification des lacs potentiellement instables.....	310

c. Prévion de l'apparition de futurs lacs.....	312
<i>Lacs supraglaciaires</i>	312
<i>Lacs proglaciaires</i>	315
4.2.2 Avalanches de séracs et déstabilisation des glaciers à base froide.....	317
a. Avalanches de séracs.....	317
b. Déstabilisation des glaciers à base froide.....	318
4.2.3 Mouvements de masse.....	319
a. Écroulement rocheux par décompression ou par dégradation du néo-permafrost.....	319
b. Glissement dans une moraine.....	321
4.2.4 Laves de débris.....	322
4.2.5 Chaîne d'aléas.....	324
a. Lacs et laves de débris.....	324
b. Débordement ou vidange de lac provoqué par un écroulement rocheux.....	323
 <i>Conclusion générale</i>	 327
 <i>Bibliographie</i>	 333
 <i>Annexes</i>	 355

AAR : Accumulation Area Ratio :
AGI : Année Géophysique Internationale
ASTER : Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer
cd: Couverture détritique
CEMAGREF : Centre d'Étude du Machinisme Agricole et du Génie Rural des Eaux et Forêts
DGPV : Deep Seated Gravitational Slope Deformation)
ECVs : Essential Climate Variables
E&F : Eaux et Forêts
ESA: European Spatial Agency
FAO : Food and Agriculture Organisation
FCBN: Fédération des Conservatoires Botaniques Nationaux
GCOS: Global Climate Observation System
GTN : Global Terrestrial Network
GTOS: Global Terrestrial Observing System
GES : Gaz à Effet de Serre
GLIMS: Global Land Ice Measurement from Space
ICSU : International Council for Science
IGN : Institut de Géographie National
INPN: Inventaire National du Patrimoine Naturel
IPCC : Intergovernmental Panel on Climate Change
IRSTEA : Institut National de la Recherche en Sciences et Technologies pour l'Environnement et
l'Agriculture
LEG : Ligne d'Équilibre Glaciaire
LGGE : Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement
METI: Ministry of Economy, Trade, and Industry
MNE : Modèle Numérique d'Élévation
MNT : Modèle Numérique de Terrain
NASA: National Aeronautics and Space Administration
NDSI : Normalized-Difference Snow Index
NSIDC : National Snow and Ice Data Center
OTAN : Organisation du Traité de l'Atlantique Nord
PSFG : Permanent Service on Fluctuation of Glaciers
RGD 73-74 : Régie de Gestion des Données des Pays de Savoie
RGI : Randolph Glacier Inventory
RNN: Réserves Naturelles Nationales
RTM: Restauration des Terrains de Montagne
SGA : Service Géographique des Armées
SIG : Système d'Information Géographique
SPOT: Système Probatoire d'Observation de la Terre
TOPC : Terrestrial Observation Panel for Climate
TTS for WGI : Temporary Technical Secretary for the WGI
UNEP : United Nations Environment Program
UNESCO : United Nation Educational Scientific and Cultural Organisation
vd: Voile détritique
WGI: World Glacier Inventory
WGMS : World Glacier Monitoring Service
WMO : World Meteorological Organization

Introduction générale

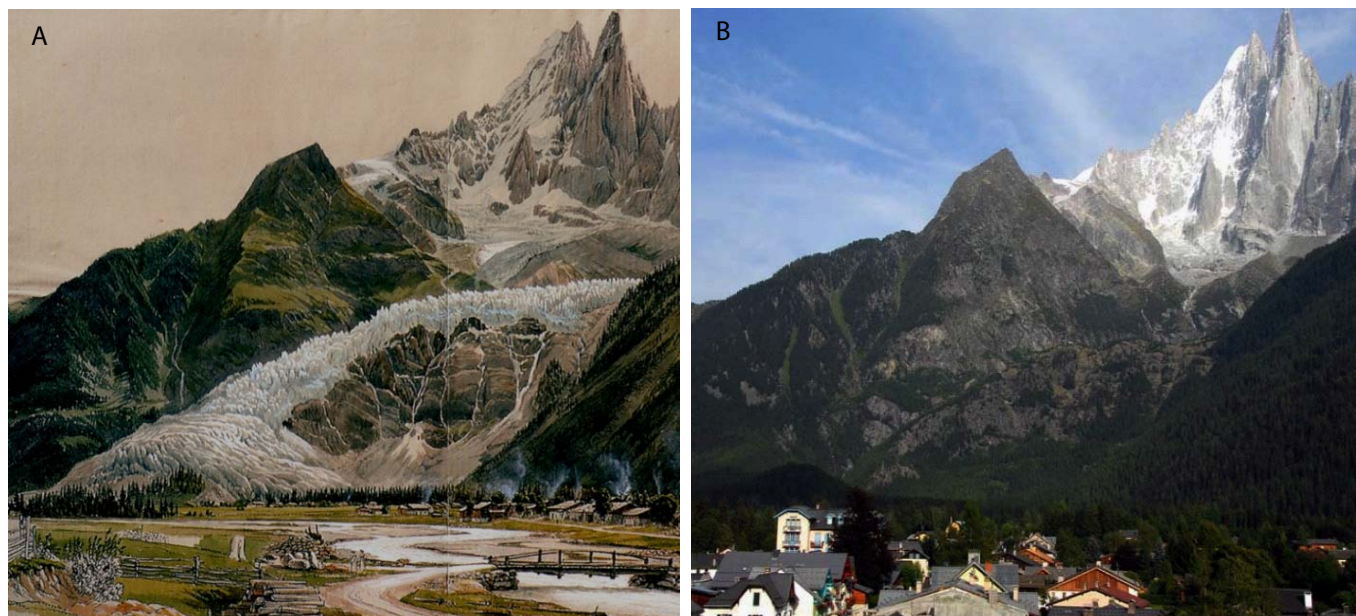


Fig.1 : La Mer de Glace (massif du Mont Blanc) en 1823 (A : La Mer de Glace et le village des Prats, Août 1823, de S. Birman) et à l'époque actuelle (B : S. Coutterand)

Il y 150 ans, la Mer de Glace atteignait la plaine de Chamonix. Aujourd'hui, après que son front s'est retiré sur plus de 2,4 km, elle ne peut plus être admirée depuis le fond de la vallée (Fig.1). De même, le glacier Blanc (massif des Écrins) était visible depuis le Pré de Madame Carle au milieu du 19^e siècle, mais il faut maintenant franchir un ressaut de 400 m avant d'apercevoir le glacier qui a reculé d'environ 2 km. Ces deux exemples illustrent l'ampleur du retrait glaciaire qui a affecté les glaciers des Alpes françaises et plus généralement les glaciers de l'ensemble de l'arc alpin depuis la fin du Petit Âge Glaciaire (PAG). Les glaciers suisses ont ainsi perdu la moitié de leur superficie entre le PAG et les années 2000 (Maisch *et al.*, 1999 ; Paul, 2006), une rétraction glaciaire qui s'observe dans la plupart des montagnes du monde : en Colombie Britannique par exemple, les glaciers du Parc Garibaldi ont perdu 49 % de leur superficie depuis le milieu du 19^e siècle (Koch *et al.*, 2009).

Depuis quelques décennies, ce retrait des glaciers s'est accéléré dans les Alpes. Les glaciers suisses ont perdu plus de 3 fois plus de superficie entre 1975 et 1998-1999 qu'entre la fin du PAG et 1975 (Maisch *et al.*, 1999 ; Paul, 2006 ; Zemp *et al.*, 2006) ; ceux de la vallée d'Aoste ont perdu 0,7 % de leur superficie chaque année entre 1975 et 1999, et 2,1 % de 1999 à 2005 (Diolaiuti *et al.*, 2012).

En France, si le retrait glaciaire depuis la fin du PAG est bien documenté pour les secteurs qui ont connu une mise en tourisme précoce comme la vallée de Chamonix, seule une dizaine de glaciers est suivie régulièrement. Or, les Alpes françaises comptent des centaines de glaciers pour lesquels il n'existe aucune donnée récente documentant leur extension actuelle comme il existe en Suisse ou en Autriche, pas plus qu'une étude exhaustive de leurs fluctuations depuis la fin du PAG. Les dernières données pour les Alpes françaises en terme de localisation, distribution et superficie des glaciers ont été recueillies par R. Vivian entre 1967 et 1971 et publiées en 1975, tandis que la plupart des cartes topographiques au 1:25 000 représentent la position des fronts de la fin des années 1960 – l'IGN n'ayant commencé qu'en 2008 leur mise à jour.

Les glaciers sont depuis longtemps reconnus comme des indicateurs climatiques (IPCC, 2007), du fait de leur grande sensibilité aux variations du climat. L'attention dont ils bénéficient dans le contexte actuel

d'élévation de la température s'accroît au sein des sciences environnementales. De plus, les glaciers sont porteurs d'enjeux car ils sont une ressource majeure en eau potable et pour l'agriculture dans de nombreuses montagnes du monde, mais aussi pour l'hydroélectricité ou le tourisme, dans les Alpes par exemple. Les glaciers sont également une source de risques naturels, d'autant plus que les milieux glaciaires et récemment désenglacés sont transformés du point de vue morphologique et dynamique par la rétraction voire la disparition de la glace. C'est pour mieux comprendre les aléas glaciaires actuels et futurs dans les Alpes occidentales que le projet Alcotra France-Italie *Glariskalp* (2010-2013) a été construit avec ses deux volets : (i) compréhension des processus par des études approfondies sur des sites pilotes comme au glacier de Tacconnaz pour la dynamique des avalanches de séracs ; (ii) inventaire de l'extension actuelle et passée des glaciers. C'est dans le cadre de ce second volet que s'est inscrit notre travail de thèse, en étroite collaboration avec nos partenaires italiens de la Fondation Montagne Sûre et du CNR-IRPI de Turin, qui ont réalisé ou complété les inventaires pour la Vallée d'Aoste et le Piémont.

Les deux principaux objectifs de notre étude sur le retrait glaciaire dans les Alpes françaises ont été (i) la réalisation d'un inventaire diachronique des glaciers des Alpes françaises et de leurs marges proglaciaires, et (ii) l'étude des modalités du retrait glaciaire depuis la fin du PAG à l'aide de cet inventaire, permettant de tester des méthodes pour détecter les secteurs susceptibles d'être affectés par des instabilités. La construction de l'inventaire des glaciers et des marges proglaciaires a constitué le cœur de notre travail. Il s'est agi de dresser un tableau complet et précis de l'état actuel et passé des glaciers des Alpes françaises, avec une cartographie de ces glaciers ainsi que des marges proglaciaires qui résultent du désenglacement depuis la fin du PAG. La cartographie de l'extension des glaciers a été réalisée manuellement pour 3 dates : 2006-2009, 1967-1971 et la fin du PAG, à partir d'orthophotographies à haute résolution (50 cm), de cartes topographiques et d'une étude géomorphologique basée sur la photo-interprétation et les observations sur le terrain. Les données ont été organisées dans un SIG et sont disponibles à sous forme de shapfiles, au format .kml (Google Earth) ou sous forme de tableurs (Excel).

La création du SIG et le rassemblement et l'organisation des documents nécessaires à sa réalisation ont constitué la première phase de construction de l'inventaire, suivie par la création des données cartographiques (extension des glaciers et données géomorphologiques) et le renseignement des données associées. La cartographie géomorphologique sur le terrain et par photo-interprétation, qui n'apparaît pour l'inventaire qu'à travers les données d'extension des glaciers à la fin du PAG, a représenté une autre étape importante de ce travail.

A partir des données de l'inventaire diachronique des glaciers et des marges proglaciaires, une étude des caractéristiques des glaciers actuels et passés a été réalisée. Puis l'évolution de l'englacement entre la fin du PAG et 2006-2009 a été analysée statistiquement à l'échelle de l'ensemble des glaciers, puis par massif, classe de taille et exposition, paramètres qui influencent le comportement des glaciers.

Certaines des données de l'inventaire traitées à l'aide des fonctionnalités logicielles du SIG ont été utilisées pour une première étude des aléas glaciaires dans les secteurs englacés ou récemment désenglacés. Bien qu'exploratoire, cette étude a recensé, testé ou élaboré des méthodes qui visent à localiser ceux de ces secteurs qui sont ou pourraient devenir instables.

Le manuscrit est organisé en quatre parties et 13 chapitres.

La **première partie** décrit la place des inventaires de glaciers dans leur suivi. Le premier chapitre décrit les relations des glaciers avec le climat et son évolution. Un historique du suivi des observations et de la cartographie des glaciers dans les Alpes françaises est présenté dans le chapitre 1.2. Les principales méthodes employées pour l'étude des glaciers, leurs atouts et leurs limites sont succinctement décrites dans le chapitre 1.3. Enfin, un exposé des différentes fonctions des inventaires de glaciers constitue le chapitre 1.4.

La **deuxième partie** présente les méthodes utilisées pour la construction de l'inventaire diachronique des glaciers des Alpes françaises et de leurs marges proglaciaires. Le chapitre 2.1 replace les glaciers français dans le contexte des inventaires qui existent aux échelles mondiale et alpine. Dans le deuxième chapitre, les sources de données utilisées et la structure du SIG retenue sont présentées. Le chapitre 2.3 détaille enfin les méthodes employées pour cartographier les glaciers en 2006-2009, 1967-1971 et à la fin du PAG.

La **troisième partie** est consacrée à la caractérisation de l'englacement post-PAG des Alpes françaises. Les caractéristiques des glaciers actuels sont étudiées dans le chapitre 3.1 ; celles des glaciers en 1967-1971 et à la fin du PAG le sont dans le chapitre 3.2. L'évolution de l'englacement des Alpes françaises depuis la fin du PAG est analysée dans le chapitre 3.3, avant d'interpréter dans le chapitre 3.4 les relations entre retrait glaciaire et climat et de comparer l'évolution des glaciers des Alpes françaises avec celle du reste des Alpes.

La **quatrième partie** aborde les aléas liés au retrait des glaciers. Le chapitre 4.1 en propose une typologie, en faisant l'état des connaissances sur chaque aléa et son évolution en contexte de retrait glaciaire. Le chapitre 4.2 illustre la manière dont l'inventaire diachronique des glaciers et de leurs marges proglaciaires peut être utilisé pour une première sélection des secteurs potentiellement concernés par l'occurrence de ces aléas.

PARTIE 1

L'observation des glaciers dans le contexte du change- ment climatique

Chapitre 1.1

Les glaciers, indicateurs climatiques et source de danger

Afin d'appréhender l'intérêt des inventaires dans l'observation et le suivi des glaciers, il est indispensable de bien comprendre ce qu'est un glacier et quelle relation il entretient avec le climat. Si les causes du retrait généralisé des glaciers observé depuis la fin du PAG sont à rechercher du côté des variations climatiques, une de ses conséquences est l'évolution des aléas liés aux glaciers (si certains disparaissent du fait du retrait glaciaire, d'autres au contraire se développent). Le retrait des glaciers devrait se poursuivre au moins dans les années à venir et la vulnérabilité des vallées alpines tendre à augmenter; dans ce contexte, les aléas glaciaires méritent une attention particulière afin de gérer au mieux les risques qu'ils induisent. Dans une première partie, nous aborderons la question des fluctuations glaciaires en lien avec le climat, puis nous traiterons brièvement de la question des aléas glaciaires et de leur gestion, point qui sera traité plus en détail dans la partie 4 de ce travail.

1.1.1 Climat et fluctuations glaciaires

a. Relations entre glacier et climat dans les Alpes

Un glacier est un stock pérenne de glace, de neige, de névé et d'eau, qui se déforme et se déplace sous l'effet de son propre poids. Il se développe par accumulation de neige dans les secteurs topographiques et avec des conditions climatiques favorables lorsque la fonte estivale ne suffit pas à faire complètement disparaître le stock de neige hivernal. La neige fraîche subit une succession de métamorphoses qui la transforme progressivement en névé puis en glace.

Un glacier se compose de deux parties (Fig.1-1) : (i) à l'amont, la zone d'accumulation dans laquelle la quantité de neige apportée (précipitations essentiellement, mais aussi avalanches ou neige apportée par le vent) est supérieure à la fonte, (ii) à l'aval, la zone d'ablation dans laquelle au contraire, le phénomène de fonte domine.

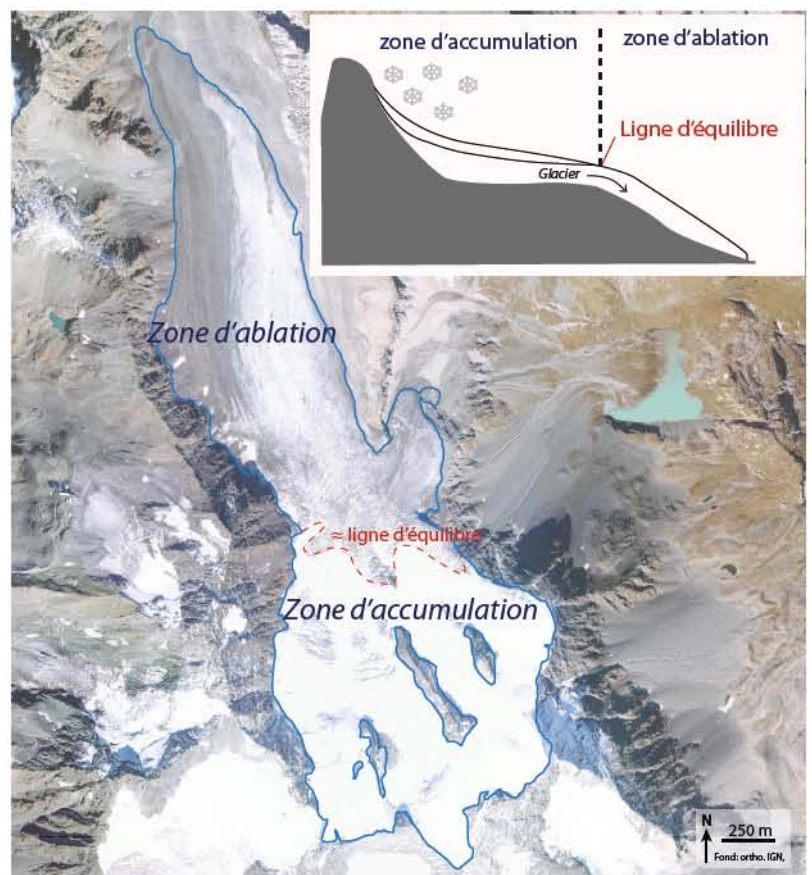


Fig.1.1: Coupe schématique d'un glacier avec la zone d'ablation, la zone d'accumulation et la ligne d'équilibre glaciaire (LEG). Exemple du glacier de Gébroulaz, massif de la Vanoise (2006) : la ligne de neige correspond à peu près à la LEG (Rabatel et al., 2005)

Le **bilan de masse annuel** d'un glacier est la différence entre l'accumulation et l'ablation au cours d'une année hydrologique (période entre le mois d'octobre d'une année et le mois de septembre de l'année suivante). Il s'exprime en mètres d'eau. Celui-ci est positif lorsque l'accumulation est supérieure à l'ablation et négatif lorsque l'ablation domine l'accumulation. Par définition, le bilan de masse est positif dans la zone d'accumulation et négatif dans la zone d'ablation.

On appelle *bilan net spécifique*, le bilan annuel moyenné sur l'ensemble de la surface du glacier (exprimé en mètres d'équivalence en eau par année : m eq. e. a⁻¹). Dans les régions à fort contraste saisonnier, le *bilan hivernal* et le *bilan estival* sont distingués. Le *bilan net* est la somme de ces deux composantes : il est négatif ou positif suivant celui des deux termes de bilans qui est prépondérant.

Le bilan de masse d'un glacier dépend très fortement des conditions météorologiques de surface et des conditions topographiques locales (Vincent, 2010). Les mécanismes qui opèrent diffèrent entre la zone d'accumulation et la zone d'ablation :

- En **zone d'accumulation**, les apports de précipitations solides dominant, issus essentiellement des chutes de neige, mais aussi des avalanches ou du déplacement de la neige par le vent. L'accumulation de neige à la surface d'un glacier peut être bien supérieure à celle enregistrée en vallée (Vincent, 2002). Cette différence peut s'expliquer par l'effet orographique, mais aussi par le redéploiement de la neige accumulée sur les parois raides et désenglacées qui dominent généralement un glacier, par l'intermédiaire du vent ou des avalanches. Le ratio entre précipitations en vallées et bilan de masse hivernal est globalement constant pour une altitude donnée en étant nuancé par la topographie du bassin glaciaire. Hughes (2010) propose de quantifier ce paramètre à travers le calcul de l'*Avalanche Ratio* qui est le rapport entre les pentes de plus de 30° susceptibles d'alimenter le glacier en avalanches et la surface du glacier.
- En **zone d'ablation**, le glacier perd de la glace, principalement par fonte, mais aussi par sublimation dans les environnements froids et secs, par l'intermédiaire du vent ou par chute de séracs (ou vêlage d'iceberg). L'ablation est un phénomène complexe qui est contrôlé par les échanges d'énergie entre le glacier et l'atmosphère. Le bilan d'énergie à la surface d'un glacier dépend de plusieurs facteurs:
 - La radiation solaire à courte longueur d'onde (Q) qui dépend elle-même fortement de l'albédo (α) qui malgré sa grande variabilité dans le temps et dans l'espace, est généralement compris entre 0,3 et 0,4 pour la glace alors que celui de la neige est compris entre 0,6 et 0,95 (Oerlemans, 2001) ;
 - La radiation à grande longueur d'onde absorbée (L_{in}) et émise (L_{out}) par l'atmosphère mais aussi par les parois rocheuses ;
 - Le flux de chaleur sensible (H_s) qui est lié à la température et à la turbulence de l'air ;
 - Le flux de chaleur latente (H_L), qui est lié aux changements d'état de l'eau (condensation, évaporation, sublimation) ;
 - Le flux de chaleur dû à la conduction et la convection à l'intérieur et à l'extérieur du glacier (G) ;
 - Le flux d'énergie apporté par les précipitations, qui peut être négligé sur les glaciers des Alpes.

Le bilan d'énergie à la surface d'un glacier (Ψ) se résume par l'équation ci après (Oerlemans, 2001), dans laquelle la somme des composantes est nulle. Il s'exprime en W.m⁻².

$$\Psi = Q(1-\alpha) + L_{in} + L_{out} + H_s + H_L + G$$

Dans les Alpes, la radiation nette (radiation de courte et longue longueur d'onde) est le facteur qui domine, ce qui rend les glaciers très sensibles aux variations de la température atmosphérique. L'albédo de la surface du glacier, c'est-à-dire la réflexion du rayonnement de courte longueur d'onde, contrôle une part essentielle de l'ablation. L'angle d'incidence et la répartition spatiale du rayonnement solaire ont également un rôle majeur dans le contrôle de l'ablation, en étant plus important dans les versants sud et les secteurs plutôt plats des versants nord (Chueca et Julian, 2004). La présence d'une couverture détritique peut fortement modifier le bilan d'énergie à la surface d'un glacier et donc perturber l'ablation : l'effet de l'albédo domine pour une faible épaisseur de débris (< 2-3 cm; Kayastha *et al.*, 2000) tandis que l'effet d'isolation domine lorsque la couche de débris est plus épaisse (Benn et Evans, 2010).

- La **Ligne d'Equilibre Glaciaire** (LEG) désigne la limite entre la zone d'accumulation et la zone d'ablation. Le bilan de masse y est nul : l'accumulation annuelle est égale à l'ablation annuelle. Dans les Alpes occidentales, l'altitude moyenne de la LEG se situe à 3035 m \pm 120 m (Rabatel *et al.*, 2013a).

Le bilan de masse est considéré comme un bon **indicateur des variations climatiques** (Oerlemans, 2001 ; Haeberli, 1995 ; IPCC, 2007) : c'est un signal direct et non retardé des conditions climatiques locales au cours d'une année, tandis que l'avancée ou le retrait des langues glaciaires sont un signal indirect, différé et filtré des modifications climatiques (Haeberli, 1995).

Dans les Alpes, le bilan de masse dépend des précipitations solides hivernales et des flux d'énergie en surface qui provoquent l'ablation de la neige et de la glace (Haeberli, 2011 ; Francou et Vincent, 2007). Il reflète donc les conditions climatiques annuelles : précipitations hivernales et bilan d'énergie estival (Vincent, 2002). Le bilan de masse total d'un glacier dépend également de la superficie englacée de ce dernier et de sa dynamique, qui dépend elle-même des caractéristiques topographiques locales (altitude, taille du bassin versant, pente, etc.). La présence d'une couverture détritique, un phénomène de surge ou de vélôge peuvent modifier la réponse des glaciers au climat.

Dans les Alpes, le bilan de masse dépend essentiellement des variations du bilan d'énergie de surface, ce qui le rend très sensible aux modifications du climat (Vincent *et al.*, 2004). Ainsi, les conséquences d'une augmentation d'1°C sur le bilan de masse pourraient être compensées par 25-30 % de précipitations supplémentaires.

Il existe un gradient du bilan de masse lié à l'altitude (Haeberli, 2011) : Vincent (2002) estime que la sensibilité de l'ablation estivale à la température est maximale à basse altitude (1,4 m w.e.°C⁻¹ à 1800 m) et décroît avec l'altitude (0,5 m w.e.°C⁻¹ à 2900 m). A très haute altitude, le bilan de masse est principalement contrôlé par l'accumulation de neige tandis l'ablation de surface est négligeable (Vincent *et al.*, 2007). La sensibilité de la LEG à la température est quant à elle de 60-70 m°C⁻¹ (Vincent, 2002). La LEG est bien corrélée avec le bilan de masse des glaciers et peut servir à estimer les variations de ce dernier (Braithwaite, 1984 ; Rabatel *et al.*, 2005).

b. Climat passé et fluctuations glaciaires jusqu'au Petit Age Glaciaire

La Terre a connu des périodes froides et plus chaudes qui ont fait varier l'extension des glaciers à sa surface. Cinq grandes ères glaciaires ont pu être identifiées: l'huronienne (2,4-2,1 milliards d'années), la glaciation de la fin du Précambrien (800-550 Ma), l'ordovicienne (vers 450 Ma), la permo-carbonifère (350-250 Ma), et l'ère glaciaire actuelle commencée il y a 2,6 Ma. D'autres périodes de glaciation ont probablement existé avant, mais leurs traces n'ont pas été conservées.

Au cours des 2,6 derniers Ma (Quaternaire), une quarantaine de périodes glaciaires et interglaciaires ont alternées. Ces alternances s'expliquent par la combinaison des trois principaux cycles orbitaux de Milankovich (Milankovich, 1941) : (i) l'excentricité de l'orbite terrestre autour du soleil, d'une durée de 100 000 à 400 000 ans, (ii) la variation de l'obliquité de l'axe de la Terre d'une périodicité de 41 000 ans, et (iii) la précession des équinoxes qui a une périodicité de 19 000 à 23 000 ans. Ces alternances entre périodes glaciaires et interglaciaires ne semblent pas régulières, sauf depuis 600 000 ans où l'on assiste à une entrée en glaciation tout les 100 000 ans environ. La dernière crue significative de la dernière glaciation est nommée Würm dans les Alpes, dont le maximum a été atteint environ entre 30 000 et 20 000 ans (Coutterand, 2010). Elle est suivie par le Tardiglaciaire qui est une période de fonte générale entrecoupée de phases de progression et de stagnation, qui s'étend de 19 000 à 11 700. Le Dryas récent est considérée comme la dernière période du Tardiglaciaire et de manière plus générale de la période glaciaire : la LEG des glaciers atteint des altitudes ~300 m plus basses que celles atteintes lors du PAG.

La période interglaciaire actuelle, depuis 11 700 ans, appelée Holocène, d'abord plutôt chaude, s'est rafraîchie ensuite aux alentours de 6000 BP. Elle est marquée par de nombreuses variations climatiques de faible ampleur, qui ont fait fluctuer les glaciers de manière importante (retraits très marqués) (cf. Grove, 2004 ; Wanner *et al.*, 2008 ; Le Roy, 2012 ; Matthews et Briffa, 2005). Parmi ces périodes de fluctuations, la plus récente et la mieux documentée est la période d'avancée glaciaire du Petit Âge Glaciaire.

Le terme "**Petit Âge Glaciaire**" (*Little Ice Age - LIA*) désigne généralement la période qui s'étend du début du 14^e au milieu du 19^e siècle (Grove, 2004) et qui succède à la période chaude du Petit Optimum Médiéval (*Medieval Warm Period* ; ~900-1300). La date du début du PAG est controversée: certains auteurs proposent la moitié du 13^e siècle (Holzhauser et Zumbühl, 1999), tandis que d'autres proposent la seconde moitié / fin du 16^e siècle (Lamb, 1977 ; Reynaud et Vincent, 2002). Matthews et Briffa (2005) proposent plutôt de distinguer un PAG glacio-centré (*LIA glacierisation*) d'un PAG climato-centré (*LIA climate*). Le premier s'étend de 1300 à 1850 et correspond à une phase d'extension des glaciers plus développée que par le passé. Le second couvre la période qui s'étend de 1570 à 1900: les températures estivales de l'hémisphère nord étaient alors très inférieures à la moyenne 1961-1999.

Le terme même de PAG reste également controversé. Il est apparu pour la première fois chez Matthes (1939) et désignait les derniers 4000 ans au cours desquels une avancée des glaciers se serait produite (Holzhauser, 1988). Par la suite, la notion de PAG a été utilisée pour caractériser une période plus courte, allant de la fin du 16^e siècle jusqu'à 1850, et c'est ce sens là qui s'est imposée jusqu'à nos jours.

Plusieurs phases semblables au PAG ont existé au cours de l'Holocène. Grove (2004) propose d'ailleurs d'utiliser plutôt le terme "Petits Âges de Glace" (*Little Ice Ages*) tandis que d'autres auteurs (*ex* : Matthews et Briffa, 2005 ; Wanner *et al.*, 2000) proposent de parler de périodes de type PAG (*Little Ice Age-type Events*).

Le PAG est une période marquée par des températures plus basses que la moyenne de 1961-1990 et qui se caractérise par des phases d'avancée et de recul des glaciers. Au cours de cette période, les glaciers ont atteint à plusieurs reprises des positions plus basses qu'aux siècles précédents. Ils ont également subi d'importantes phases de recul et de stagnation. Grove (2004) a réalisé une synthèse des données disponibles à travers le monde: le PAG est un phénomène global, qui touche tous les continents, des tropiques aux régions polaires. Le synchronisme entre les diverses régions du globe reste quant à lui discuté (Matthews et Briffa, 2005 ; Grove, 2004) : les fluctuations glaciaires et leur ampleur varient fortement d'un secteur à un autre, avec des maxima d'avancées glaciaires qui s'échelonnent du 17^e au 19^e siècle (Francou et Vincent, 2007). Les différents travaux font apparaître une synchronisation du comportement des glaciers alpins au cours du PAG, malgré les quelques différences qui peuvent être attribuées aux temps de réponse¹ variables des glaciers (Holzhauser *et al.*, 2005 ; Nussbaumer, 2006). Dans les Alpes, les glaciers ont donc subi des périodes d'avancées majeures autours de 1600, au cours du 17^e siècle, vers 1820 puis aux alentours de 1850.

La période du PAG est davantage documentée en Europe, et il existe plusieurs courbes retraçant les variations de longueur de glaciers depuis le 16^e jusqu'à nos jours, mais peu de données concernant la période précédant le milieu des années 1550. Plusieurs glaciers suisses (le grand glacier d'Aletsch ; le glacier du Rhône, le glacier du Gorner, le glacier inférieur de Grindelwald) ont par exemple fait l'objet d'études approfondies sur la base de datations et d'études de sources historiques (Zumbühl et Holzhauser, 1988 ; Holzhauser et Zumbühl, 1999 ; Holzhauser *et al.*, 2005). En France, seuls la Mer de Glace (appelé glacier des Bois à cette époque) et le glacier des Bossons ont fait l'objet de telles recherches (Nussbaumer 2006 ; Nussbaumer et Zumbühl, 2011). Une partie de la synthèse de Grove (2004) est consacrée aux glaciers du massif du Mont Blanc et apporte de très nombreuses informations sur le comportement de ces glaciers au cours du PAG. Ce travail est en partie basé sur le travail de Le Roy Ladurie (1967) qui était jusqu'alors la synthèse la plus complète du comportement des glaciers du massif du Mont Blanc au cours du PAG. Celui-ci a compilé de nombreuses données d'archives, dans le but de retracer les fluctuations du climat et les variations glaciaires qui en découlent. La plupart du temps, seules les variations des principaux glaciers (Argentièrre, Mer de Glace, Bossons, Tour et Taconnaz) sont étudiées dans ces travaux, du fait de leur position avancée dans la vallée : ils sont plus visibles, et ont eu plus d'impacts sur les biens et les habitants de la vallée. Si le massif du Mont Blanc a fait l'objet de nombreuses recherches, il existe peu d'études similaires concernant les glaciers des autres secteurs des Alpes françaises au cours du PAG, du fait d'un éloignement relatif des hommes vis à vis des glaciers (cf. chapitre 1.3).

Les trois grandes avancées du PAG se retrouvent dans le massif du Mont Blanc (vers 1600, entre 1818 et 1820 et vers 1850) (Grove, 2004). De 1580 à 1645, les glaciers ont une position très avancée et ont tendance à s'étendre pour atteindre leur position maximale en 1599-1600. Au cours de cette période d'avancée glaciaire, les inondations semblent augmenter, des terres cultivées, des forêts et même des habitations sont détruites par les torrents glaciaires ou les glaciers eux-mêmes. Par exemple, la crue de 1600-1616 conduit à la destruction des hameaux du Châtelard et de Bonanay (Le Roy Ladurie, 1967). Les nombreuses plaintes déposées à cette époque par les riverains afin d'obtenir des réductions d'impôts font de cette période une période bien documentée dans les archives. Une période plus calme s'ensuit (1650-1750), pendant laquelle les fronts des glaciers sont proches des habitations, mais les dégâts qu'ils causent sont moindres. Un lent retrait s'amorce même à la fin du 17^e siècle avant que les glaciers grossissent de nouveau à partir du milieu

1- Le temps de réponse est défini par Jiskoot (2011) comme le délai entre la variation du bilan de masse et le début d'une modification du glacier.

du 18^e siècle pour atteindre deux maxima vers 1818-1820 et 1850. Cette dernière période est la mieux documentée du fait de sa concomitance avec le développement du tourisme et des premières descriptions et mesures des glaciers.

L'étude approfondie du glacier des Bossons (Nussbaumer et Zumbühl, 2011) et de la Mer de Glace (Nussbaumer, 2006) a permis de retracer avec précision les fluctuations de ces deux glaciers respectivement entre 1580 et 2005 et entre 1570 et 2003 (Fig.1-2 et Fig.1-3) : la Mer de Glace a atteint son extension maximale en 1644, puis des extensions légèrement moindres en 1821 puis 1852. Le Glacier des Bossons a atteint son extension maximale en 1818 tandis que d'autres avancées ont eut lieu vers 1610/1643, 1685, 1712, 1777, 1854, 1892, 1921, 1941 et 1983.

La variabilité climatique holocène semble provoquée par une conjonction entre la variabilité solaire, l'activité volcanique, ou encore la variabilité du système climatique lui-même (Grove, 2004 ; Wanner *et al.*, 2008), mais les causes du PAG restent mal expliquées. C'est la combinaison d'un faible forçage solaire, de fréquentes et intenses éruptions volcaniques et des effets de la variabilité interne du climat qui aurait conduit aux grandes avancées glaciaires du PAG (Nussbaumer *et al.*, 2011).

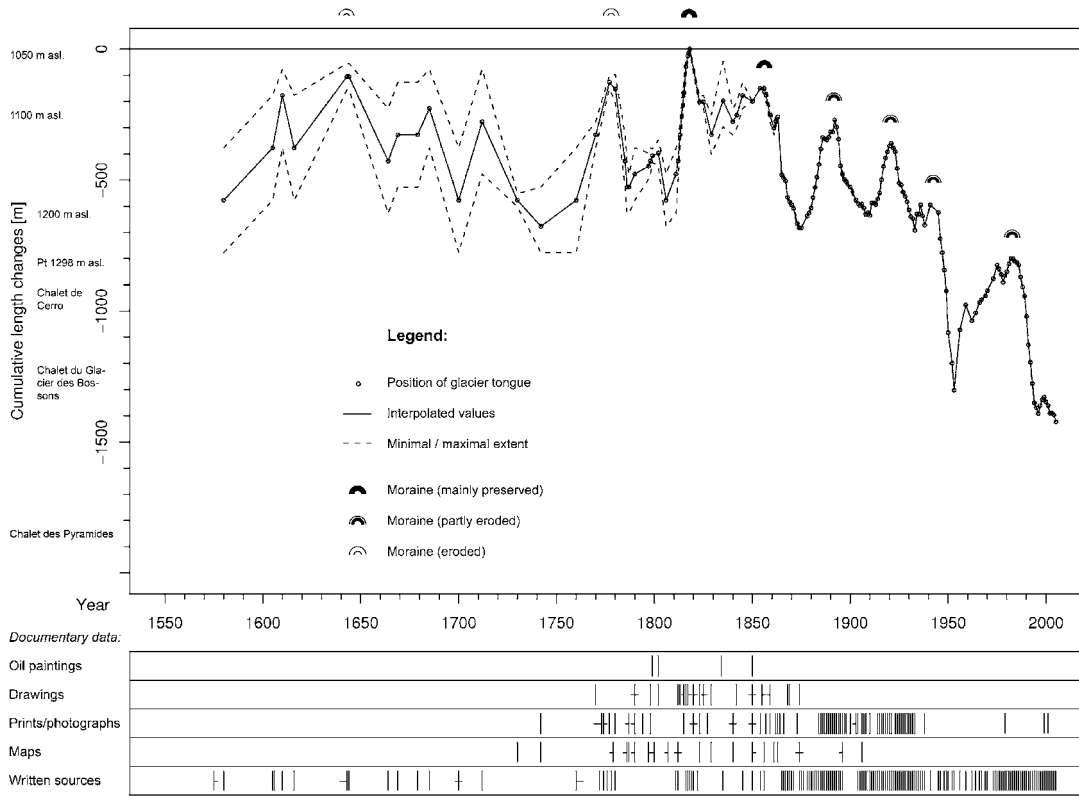
De manière générale, les crues glaciaires du PAG s'expliquent par des conditions climatiques favorables aux glaciers : des hivers plus froids et des étés plus humides (Wanner *et al.*, 2000). Mais la variabilité du comportement des glaciers traduit la variabilité des conditions climatiques au cours de cette période. Vincent *et al.* (2005) ont par exemple montré que la dernière avancée des glaciers entre 1760 et 1830 est liée à une augmentation (25 à 30 % par rapport à la moyenne du 20^e siècle) des précipitations hivernales (les températures estivales à cette période sont supérieures à la moyenne du 20^e siècle). L'éruption du Tambora (Indonésie) en 1815, accompagnée d'étés froids (1815 et 1816, années "sans étés" dans l'hémisphère nord) et d'hivers neigeux a sans doute également amplifié la crue glaciaire. La décrue précoce qui a suivi et qui a affecté à partir des années 1830 beaucoup de glaciers serait due à une baisse des précipitations hivernales (Francou et Vincent, 2007).

c. Fluctuations des glaciers et évolution du climat depuis la fin du Petit Âge Glaciaire dans les Alpes

Climat depuis la fin du PAG

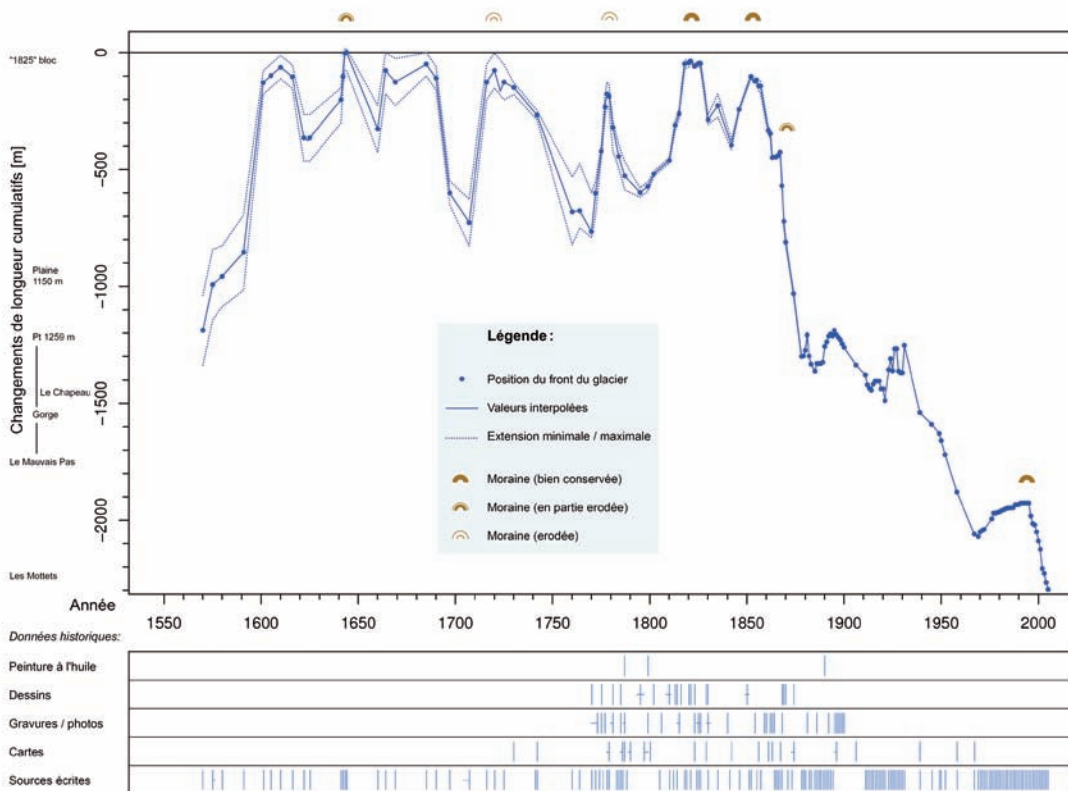
Les travaux concernant le climat récent et actuel sont nombreux. Les documents réalisés dans le cadre du WP5 du projet européen ClimChAlp synthétisent les principaux travaux qui existent à ce sujet dans les Alpes (<http://www.obs.ujf-grenoble.fr/risknat/projets/alpes-climat-risques/index.html>). Nous ne développerons pas ce point dans ce travail et donnons uniquement une idée de la tendance climatique depuis la fin du PAG.

Selon le GIEC (IPCC, 2007) les températures moyennes mondiales ont augmenté de 0,74°C entre 1906 et 2005 (Fig.1-4). Cette tendance est observée presque partout dans le monde, avec une sensibilité accrue aux latitudes élevées (IPCC, 2007) et aux hautes altitudes (Beniston, 2005) de l'hémisphère nord. Dans les Alpes, malgré un refroidissement à la fin des années 1930 et pendant les années 1960 et 1970 (Beniston *et al.*, 1994), la température annuelle moyenne de l'air a augmentée de plus de 1,5°C entre 1906 et 2005



© Nussbaumer, Zumbühl 2011

Fig.1-2 : Fluctuations du Glacier des Bossons de 1580 à 2005 (Nussbaumer et Zumbühl, 2011).



© Nussbaumer, Zumbühl 2011

Fig.1-3: Fluctuations de la Mer de Glace de 1570 à 2003 (Nussbaumer et Zumbühl, 2012).

(Beniston, 2005). Cette valeur est assez proche de celles des données HISTALP (Auer *et al.*, 2007) qui estiment l'augmentation de la température dans les Alpes au 20^e siècle à 1,2°C, avec une augmentation de l'ordre de 1,7°C dans la partie NW, et de 1,5°C dans la partie SW des Alpes (Fig.1-5). Dans les Alpes françaises, la température moyenne a augmenté de 0,9°C entre 1901 et 2000 (ClimChAlp, 2008). La température moyenne a augmenté de 1°C entre 1958 et 2002, principalement entre les années 1980 et les années 1990 (Durand *et al.*, 2009a).

La Fig.1-4 montre que la hausse des températures s'accélère. Les températures ont peu évolué de 1850 à 1915, puis une hausse de 0,35 °C s'est produite entre 1910 et 1940 avant une période de faible refroidissement. Depuis les années 1980, l'augmentation des températures est plus marquée: cette période comporte 11 des 12 années les plus chaudes depuis 150 ans. Le réchauffement des 50 dernières années (+0,13 °C par décennie) est près de deux fois supérieur à celui des 100 dernières années (0,07 °C par décennie) (IPCC, 2007). Dans les Alpes, les données HISTALP (Auer *et al.*, 2007) montrent une hausse des températures 2,5 fois plus importante entre 1970 et 2000 qu'entre 1900 et 1970.

L'évolution des précipitations depuis la fin du PAG est entachée de fortes incertitudes, liées à une forte variabilité naturelle. Il y a eu des modifications des précipitations en terme de quantité, d'intensité, de fréquence et de type (IPCC, 2007). Entre 10°N et 30°N, les précipitations ont fortement augmenté de 1900 à 1950, pour diminuer à partir des années 1970. Depuis le début du 20^e siècle, le nord de l'Europe est plus humide tandis que le pourtour méditerranéen est devenu plus sec. Les Alpes se situent entre ces deux zones climatiques et aucune tendance en termes d'évolution des précipitations n'apparaît clairement. C'est ce que montrent les données HISTALP pour le siècle dernier (Fig.1-6), mais aussi d'autres études (*ex* : Casty *et al.*, 2005 ; ClimChAlp, 2008). L'étude de Durand *et al.* (2009a) fait ressortir cette tendance dans les Alpes françaises pour la période 1958-2002.

Comportement des glaciers depuis la fin du PAG

Nous avons vu que c'est le bilan de masse qui reflète le mieux les variations du climat (Oerlemans, 2001). Or de telles données ne sont disponibles dans les Alpes que depuis la fin de la deuxième guerre mondiale (Haeberli, 2011) malgré l'existence de la série du glacier suisse de Clariden débutée en 1914, et depuis 1949 en France (glacier de Sarennes). Il faut donc s'appuyer sur les données de fluctuations de longueur des glaciers qui existent depuis les années 1870 (Francou et Vincent, 2007) pour analyser le comportement des glaciers depuis la fin du PAG. Les variations de longueur et les valeurs de bilan

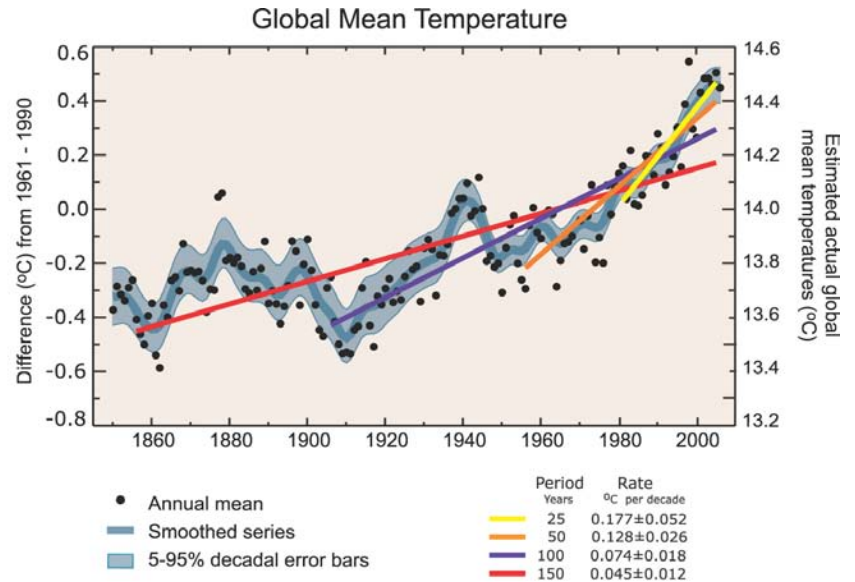


Fig.1-4 : Température annuelle moyenne mondiale observée (point noirs) et lissée (courbe bleue). La tendance linéaire pour les 25, 50, 100 et 150 dernières années est indiquée et correspond respectivement aux périodes 1981-2005, 1956-2005, 1906-2005 et 1856-2005. Elle laisse apparaître une accélération du réchauffement (Source : IPCC, 2007).;

Fig.1-5: Évolution des écarts annuels moyens des températures de la partie NW et SW des Alpes de 1850 à 2007 (par rapport à la période 1961-1990). La courbe rouge représente la moyenne (données HISTALP (<http://www.zamg.ac.at/histalp/>), mises en forme par l'OSCC (2010)).

Tendance linéaire NW : $+1,71^{\circ}\text{C}$ (1850/2007) ; $+1,68^{\circ}\text{C}$ (1950/2007) ; $+1,62^{\circ}\text{C}$ (1975/2007)
 Tendance linéaire SW : $+1,51^{\circ}\text{C}$ (1850/2007) ; $+1,48^{\circ}\text{C}$ (1950/2007) ; $+1,53^{\circ}\text{C}$ (1975/2007)

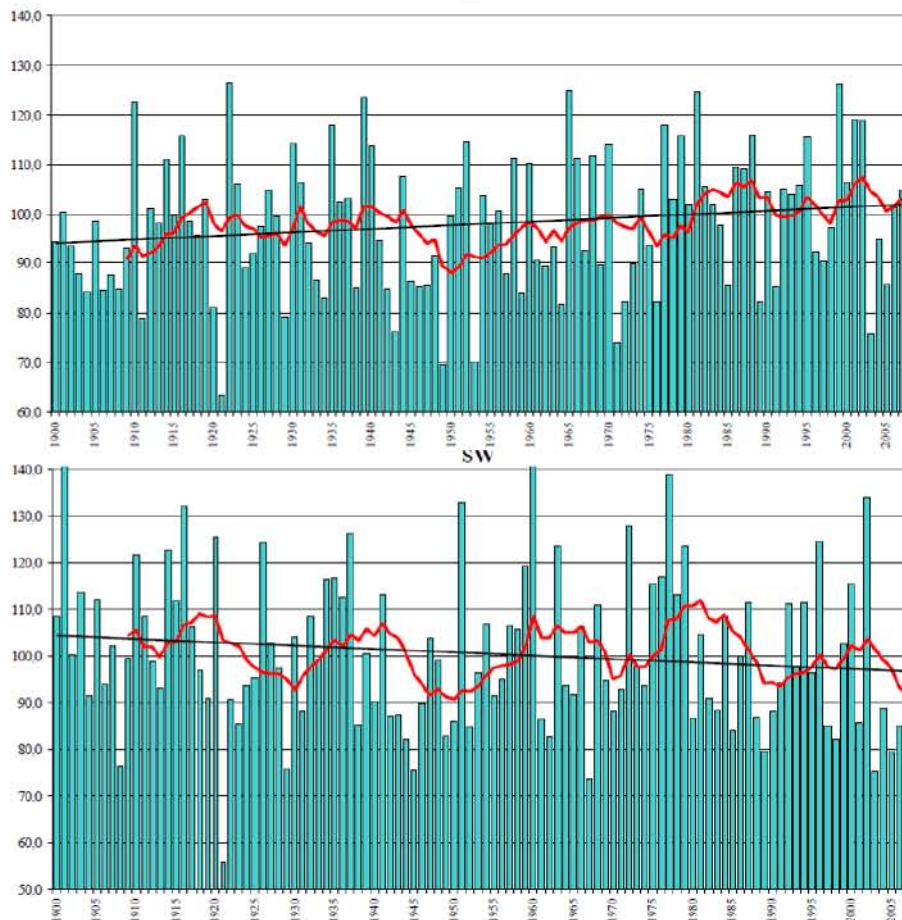
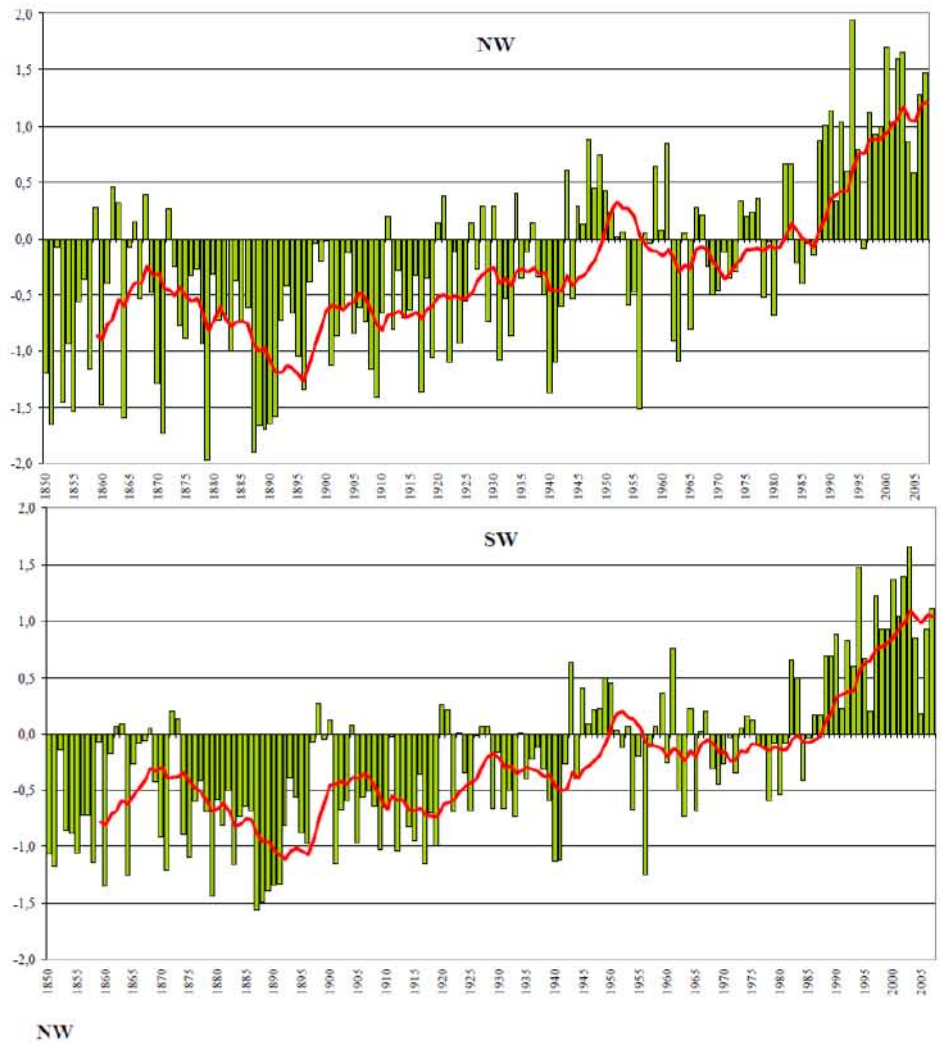


Fig.1-6: Évolution des anomalies des cumuls moyens de précipitations (en %) de la partie NW et SW des Alpes de 1900 à 2007 (par rapport à la période 1961-1990). La courbe rouge représente la moyenne glissante sur 10 périodes ; le trait noir représente la tendance linéaire. (données HISTALP, mises en forme par l'OSCC (2010)).

de masse de nombreux glaciers à travers le monde sont compilées et publiées par le WGMS dans les "Fluctuations of glaciers" (depuis 1959) et les «glacier mass balance bulletin» (depuis 1988; <http://www.geo.uzh.ch/microsite/wgms/index.html>).

Depuis la fin du PAG, la décrue glaciaire à travers le monde a été générale, bien que celle-ci n'ait pas été régulière, alternant entre des périodes stables et des périodes de crues, et d'intensité différente selon les régions (Francou et Vincent, 2007 ; Oerlemans, 2005). Entre 1930 et 1950, et depuis les années 1980, les conditions climatiques sont globalement défavorables aux glaciers dans toutes les régions du monde, bien qu'il existe des exceptions, comme par exemple en Scandinavie, où les glaciers côtiers subissent une avancée depuis la fin des années 1980, liée à une augmentation des précipitations (Francou et Vincent, 2007 ; Copland, 2011).

Dans les Alpes, les longues séries de mesures de longueur et de bilans de masse montrent que le retrait des glaciers y est généralisé depuis le milieu du 19^e siècle (Grove, 2004 ; Zemp *et al.*, 2006, 2008) malgré quelques périodes d'avancées qui viennent interrompre ce retrait : les années 1890, 1920 et 1970-80 (Zemp *et al.*, 2008). Le retrait glaciaire alpin tend à s'accélérer depuis le milieu des années 1980 (ex : Käab *et al.*, 2002 ; Knoll et Kerschner, 2009 ; Maragno *et al.*, 2009 ; Diolaiuti *et al.*, 2011). Par exemple, Paul (2006) a montré que le taux de retrait glaciaire par décennie est 7 fois plus important entre 1985 et 1998-1999 (les glaciers ont perdu -14 % de leur superficie par décennie) qu'entre 1850 et 1973 (-2,2 % par décennie).

Cette même tendance est observable en France (Reynaud et Vincent, 2000 ; Grove, 2004 ; Gardent *et al.*, *soumis*) où les glaciers qui font l'objet d'un suivi régulier perdent de la longueur, malgré quelques réavancées des fronts dans les années 1880, 1920 et 1970-80. Cette tendance est illustrée par la Figure 1-7, qui présente les variations de longueurs de quatre glaciers français et d'un glacier suisse. La diminution significative des longueurs depuis 1850 est frappante, malgré le fait que les variations de longueur ne soient pas toujours synchrones ni même visibles du fait de la variabilité des temps de réponse, elle-même liée aux différences de dynamiques glaciaires. Par exemple, le glacier des Bossons a un temps de réponse plus court que celui du glacier d'Argentière ou de la Mer de Glace, et il apparaît que les avancées du glacier d'Argentière et de la Mer de Glace sont plus tardives et plus lissées que celles du glacier des Bossons. Cela reflète la difficulté d'interpréter directement les variations de longueurs comme signal des modifications

climatiques (Haeberli, 1995). Les images de l'Annexe 1-1 offrent un aperçu visuel du retrait glaciaire.

Les mesures de bilan de masse à travers le monde (WGMS, 2011) montrent que les glaciers perdent de la masse au moins depuis le milieu des années 1940 (Fig.1-8). Ces mesures, de plus en plus nombreuses au fil du temps, laissent apparaître une forte perte de masse pendant la première décennie qui

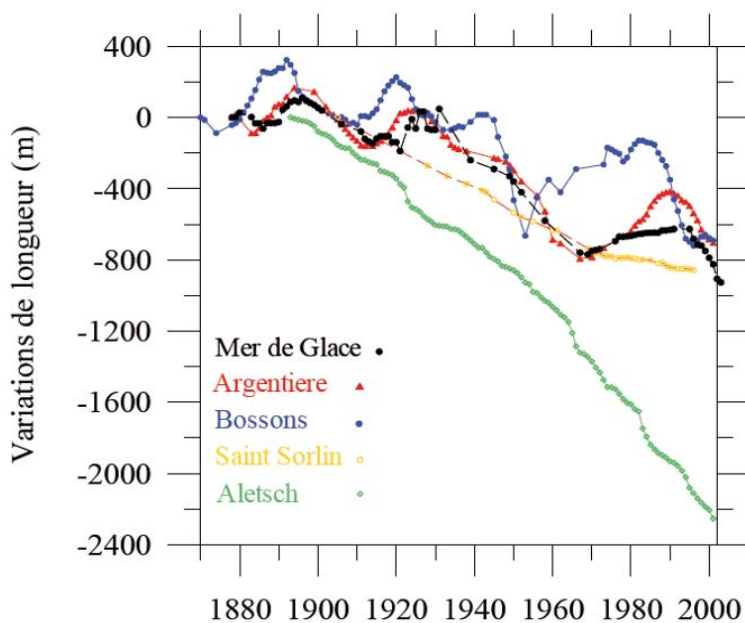


Fig.1-7: Variation des fronts des glaciers d'Aletsch (Suisse), des Bossons, d'Argentière, de la Mer de Glace et de Saint Sorlin (France) (Vincent, 2010).

suit le début des mesures (1946), qui ralentit ensuite de 1956 à 1985 pour finalement accélérer jusqu'à nos jours. Le bilan de masse moyen de la décennie 2000-2009 pour 37 glaciers répartis dans 10 massifs est de -667 mm équivalent en eau, ce qui est environ 3 fois plus élevé que celui de la décennie 1980-1989 (-222 mm équivalent en eau).

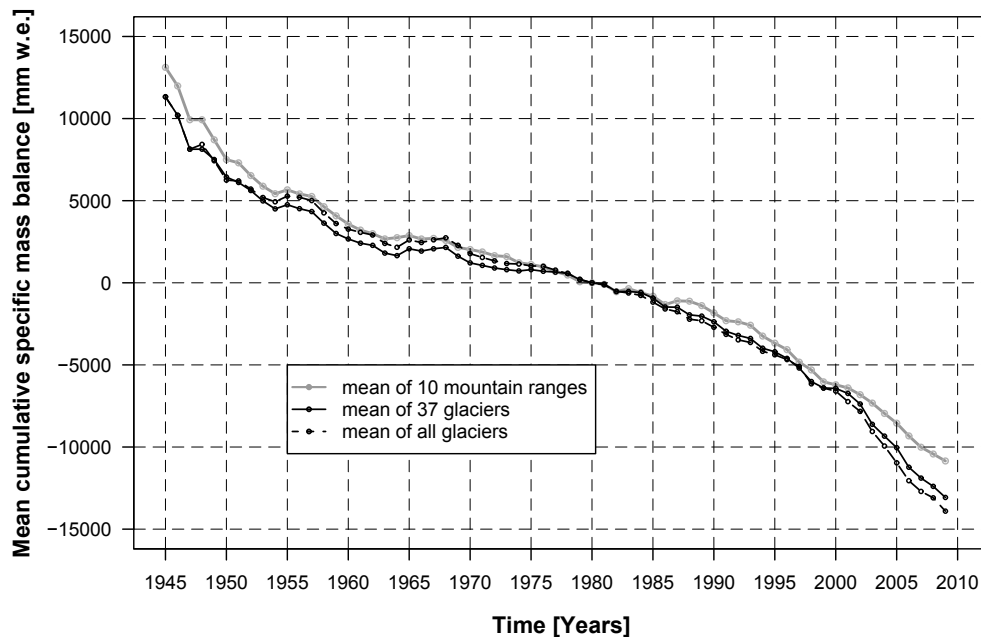


Fig.1-8 : Bilans de masse spécifiques moyens cumulés depuis 1945/1946 pour des glaciers de référence. (WGMS, 2011).

Dans les Alpes, la même tendance se dessine (Zemp *et al.*, 2008 ; WGMS, 2011). Depuis les années 1980, les bilans de masse des glaciers des Alpes sont en effet devenus très négatifs (Zemp *et al.*, 2006 ; Paul *et al.* 2004a ; Haeberli *et al.*, 2007 ; WGMS, 2011). Entre 1980 et 2009, seules quelques années affichent des bilans positifs (1980, 1984, 1995 et 2001 ; WGMS, 2011). Par exemple, l'été 2003 a provoqué des records de fonte des glaciers (Schär *et al.*, 2004) avec des bilans de masse négatifs plus de trois fois supérieurs à la moyenne de ceux de 1980-2000 (Haeberli *et al.*, 2007). D'après les bilans de masse de 10 glaciers alpins (WGMS, 2011), le bilan de masse spécifique annuel moyen entre 1980 et 2009 est de -825 mm équivalent en eau : il est près de 3 fois plus négatif au cours de la décennie 2000 qu'au cours de la décennie 1980. Il a été estimé que les glaciers des Alpes ont perdu à peu près la moitié de leur volume total ($0,5 \text{ \%} \cdot \text{a}^{-1}$) entre 1850 et 1975, tandis qu'ils ont perdu 25 % du volume restant ($1\% \cdot \text{a}^{-1}$) entre 1975 et 2000 et 10-15 % supplémentaires ($2-3 \text{ \%} \cdot \text{a}^{-1}$) entre 2000 et 2005 (Haeberli *et al.*, 2007).

Les bilans de masse cumulés de 4 glaciers des Alpes, indiquent une perte de masse générale des glaciers au cours du 20^e et début du 21^e siècle (Fig.1-9). Les réponses de chacun de ces glaciers sont différentes puisque leur dynamique est différente. L'analyse des bilans de masse cumulés montre qu'il existe un signal climatique commun à travers les Alpes (Vincent *et al.*, 2004), les variations temporelles des bilans de masse des glaciers alpins étant essentiellement expliquées par les variations de l'ablation estivale. Les variations du bilan hivernal au cours du 20^e siècle sont en effet beaucoup plus faibles que pour le bilan estival. C'est l'élévation du bilan d'énergie depuis 1982 qui a eu pour conséquence l'augmentation des vitesses d'ablation : le taux d'ablation a augmenté de 44 %, passant de $1,9$ à $2,8 \text{ m.e.} \cdot \text{an}^{-1}$ entre 1954-1981 et 1981-1999. A très haute altitude, les bilans de masse de surface ont en revanche très peu variés (Vincent *et al.*, 2007).

En France, les glaciers pour lesquels la mesure du bilan de masse est effectuée perdent également de la masse, comme le confirme la Figure 1-10 qui représente les bilans de masse cumulés de 5 glaciers français, avec l'accélération de cette perte depuis la fin des années 1980. Par exemple, le glacier de Saint Sorlin a perdu en moyenne 1,5 m équivalent en eau par an entre 1994 et 2012, avec un seul bilan de masse positif sur cette période (1995). La perte en eau de ce glacier a été plus de deux fois plus importante entre 1994 et 2003 qu'entre 2004 et 2012 (données Glacioclim).

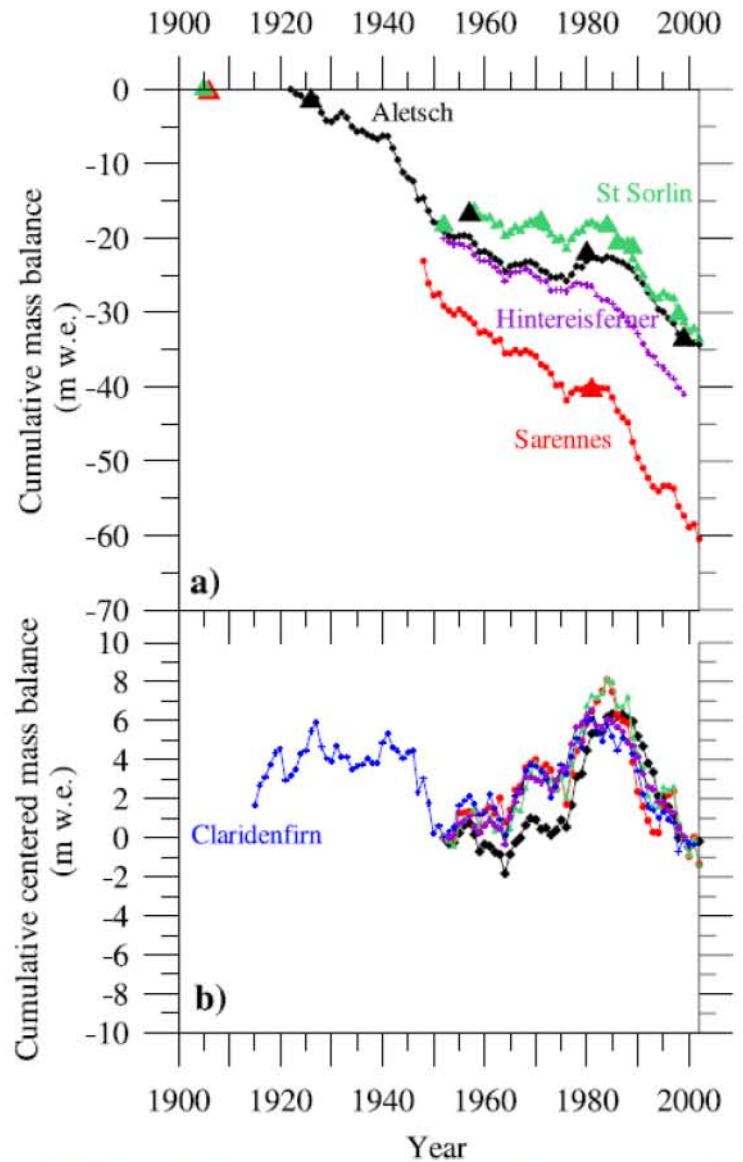


Fig.1-9 : bilans de masse cumulés de 4 glaciers des Alpes. Les points correspondent à des mesures directes tandis que les triangles représentent des bilans de masse reconstitués à partir d'anciennes cartes et des mesures géodésiques (Vincent et al., 2004).

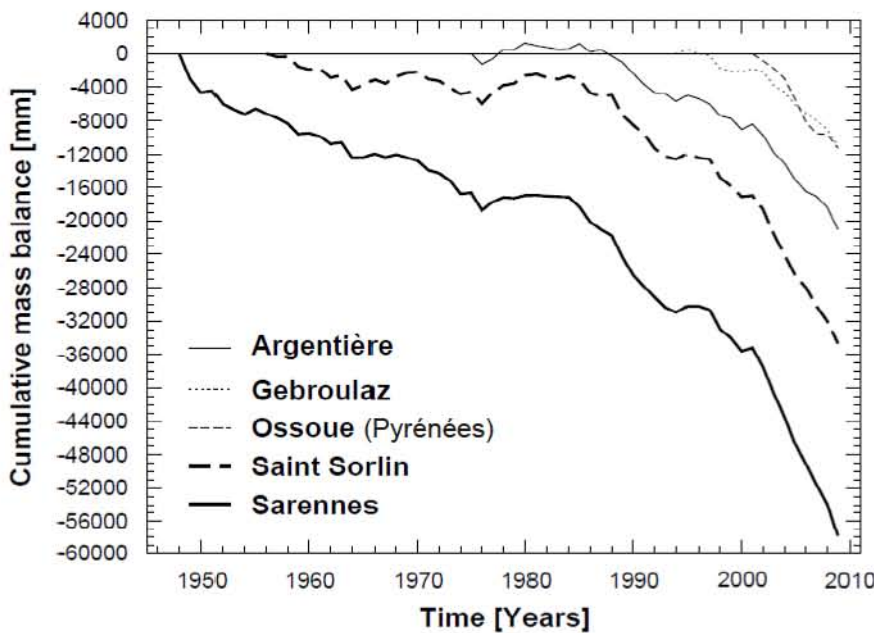


Fig.1-10 : Bilans de masse cumulés de 5 glaciers français (WGMS (2011)).

Le GIEC (IPCC, 2007) prévoit une accentuation du réchauffement de 1,8°C à 4°C d'ici 2090 à 2099 (par rapport aux moyennes de 1980-1999) selon les scénarios d'émissions de gaz à effet de serre (Fig.1-11). Les glaciers devraient donc continuer leur régression dans les années à venir. Zemp et al. (2006) ont estimé qu'une augmentation de 3°C de la température estivale devrait conduire à une diminution de 80 % de la superficie englacée des Alpes, et qu'une augmentation de 6°C conduirait à la disparition totale de leurs glaciers.

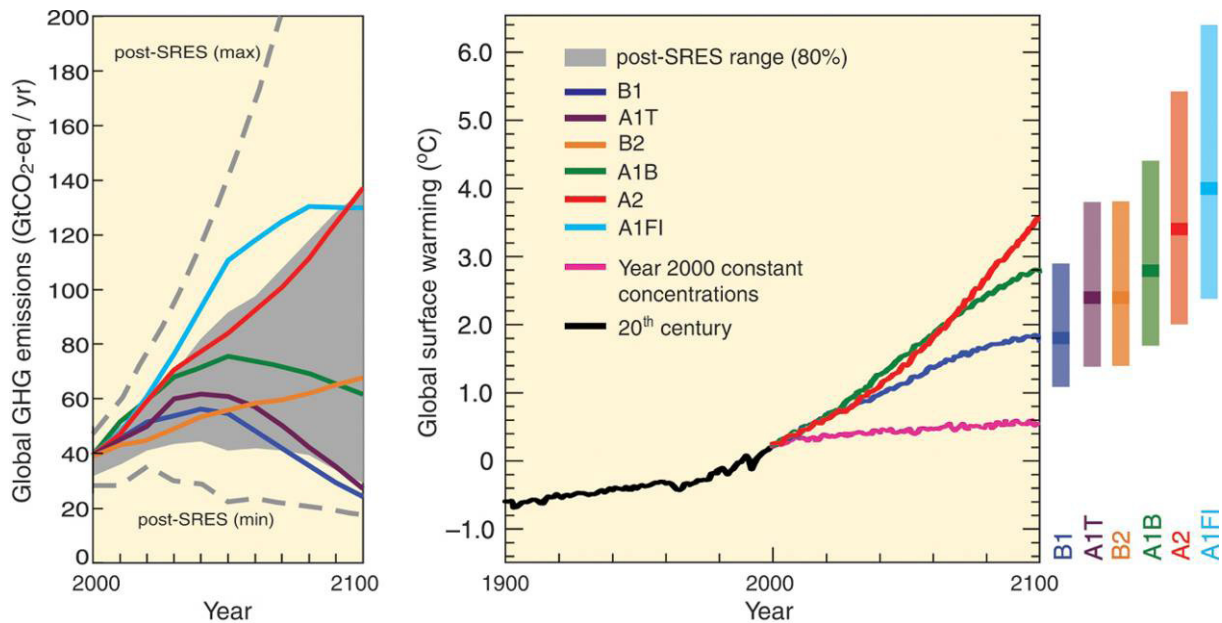


Fig.1-11 : Scénarios d'émissions de GES pour la période 2000–2100 et projections relatives aux températures en surface.(IPCC, 2007).

1.1.2 Aléas glaciaires

a. Les glaciers, source de dangers

Catastrophes glaciaires et observation des glaciers

Les glaciers peuvent être source d'événements catastrophiques. De nombreuses catastrophes glaciaires ont en effet été recensées à travers le monde (Grove, 2004 ; Lliboutry, 1965 ; Vivian, 1975 ; Huggel, 2004), et particulièrement dans les Alpes (Glaciorisk) qui est un massif bien documenté du point de vue des glaciers.

Les catastrophes glaciaires ont d'ailleurs souvent fait progresser la recherche en glaciologie et l'observation des glaciers. Par exemple en Suisse, la débâcle du lac de Giétro en 1818 a stimulé l'intérêt porté aux glaciers: cette catastrophe qui causa la mort de plus de 40 personnes trouve son origine dans la rupture d'un lac formé en amont d'un glacier régénéré alimenté par le glacier du Giétro (Zryd, 2001). En France, c'est une série de catastrophes (Tête Rousse, 1892; Pellerins, 1892; Taconnaz, 1892; Argentièrre, 1904) qui est à l'origine de la mise en place d'un réseau de surveillance des glaciers par l'administration des Eaux et Forêts (Bernard, 1910).

Comme il y a eu peu de catastrophes glaciaires au cours de la seconde moitié du 20^e siècle, l'attention s'est quelque peu détournée de ces phénomènes. L'effondrement de la partie terminale du glacier d'Allalin (Suisse) sur le chantier du barrage de Mattmark en 1965 (cf. chapitre 4.1) est la dernière catastrophe glaciaire majeure dans les Alpes. Mais des situations potentielles de catastrophes glaciaires existent, dans les Alpes comme en France, comme le Lago Effimero sur le glacier du Belvédère (Italie) ou le lac du glacier d'Arsine (France), qui ont nécessité une intervention humaine. Ces situations montrent que la question des risques glaciaires reste d'actualité dans les secteurs englacés et récemment désenglacés, et qu'il convient d'améliorer la connaissance des aléas qui en sont à l'origine. Dans le contexte climatique actuel et du fait des scénarios futurs qui prévoient la poursuite du réchauffement, la problématique des aléas glaciaires actuels et futurs doit être reconsidérée.

La connaissance des aléas glaciaires et leur évolution dans le contexte du changement climatique

Les aléas glaciaires, s'ils sont confrontés avec des enjeux humains (vulnérabilité) constituent un risque de premier ordre pour les territoires de montagne. La faible fréquence d'occurrence de la plupart d'entre eux, souvent combinée à une forte intensité, tend en effet à en faire des aléas majeurs (PARN, 2012). Les catastrophes glaciaires ont provoqué le décès de milliers de personnes dans le monde depuis la fin du PAG (période la mieux documentée), et des millions d'euros de dégâts matériels. Parmi ces événements, l'avalanche de Huascarán dans les Andes péruviennes le 31 Mai 1970 (Morales, 1966; Plaker et Ericksen, 1978 ; Evans *et al.*, 2009) a été très meurtrière. Un séisme provoqua une énorme avalanche de glace et de roche dans la face Ouest du Huascarán, qui emporta avec elle de grandes quantités de débris et de neige. Elle parcourut environ 16 km, détruisant une ville entière et provoquant la mort de plusieurs milliers de personnes. Ces événements catastrophiques et les nombreuses études qui traitent de la question (Evans et Clague, 1994 ; Haeberli *et al.*, 1997 ; Ridcharson et Reynolds, 2000 ; Huggel , 2004) ont permis d'acquérir une expérience en terme de risques glaciaires, tant au niveau de la compréhension des aléas qu'à celui de la gestion des risques. Mais des exemples récents, comme celui de Kolka/Karmadon (Huggel *et al.*, 2005; Huggel, 2009) montrent que la question des risques glaciaires reste d'actualité.

L'amélioration des outils et des méthodes utilisées pour l'étude des aléas, permettent d'améliorer la gestion et l'évaluation des risques glaciaires (Quincey *et al.*, 2005, Kääb *et al.*, 2005a,b). L'imagerie aérienne et satellitaire, ainsi que l'utilisation des SIG sont en effet des outils intéressants pour étudier des secteurs éloignés et peu accessibles, répéter plus régulièrement le suivi, et étudier de vastes espaces (Kääb, 2000 ; Huggel *et al.*, 2004b ; Kargel *et al.*, 2005).

Dans les Alpes, les aléas glaciaires les plus étudiés, car les plus courants sont les chutes de séracs, les vidanges de lacs glaciaires et les laves torrentielles qu'elles engendrent. Pourtant, les modifications climatiques actuelles et futures ainsi que l'augmentation de la pression anthropique dans les vallées alpines rendent nécessaire une attention non seulement pour les secteurs englacés, mais aussi pour les secteurs fraîchement déglacés (Huggel , 2004). La dynamique des glaciers et de leurs environnements, étroitement liés aux conditions climatiques, font en effet des aléas glaciaires des aléas qui évoluent, souvent à des pas de temps plus rapides que ceux nécessaires à la détermination des caractéristiques de fréquence (Huggel *et al.*, 2004a). Dans le contexte actuel de retrait généralisé des glaciers (cf. section 1.1.1), certains aléas liés aux glaciers ont tendance à disparaître où à s'atténuer (ex : chutes de séracs), tandis que d'autres au

contraire apparaissent ou se développent (ex : écroulements rocheux par décompression) (cf. Partie 4). Afin de protéger au mieux les populations et infrastructures situées à l'aval, il est nécessaire d'améliorer la connaissance de mécanismes qui restent mal compris (cf. chapitre 4.1).

Une synthèse bibliographique sur l'évolution des aléas glaciaires en lien avec les changements climatiques dans les Alpes a été réalisée dans le cadre du projet *ClimChAlp* (Changement climatique, impacts et stratégies d'adaptation dans l'Espace Alpin) et fait partie de la base de connaissances "Alpes-Climat-Risques" (<http://www.risknat.org/projets/alpes-climat-risques/>). Ce projet Interreg IIIB Espace Alpin *ClimChAlp* (2006-2008) a rassemblé 7 pays alpins dans le programme *Espace Alpin* qui avait pour but d'analyser les impacts du changement climatique dans les Alpes et d'élaborer une base commune pour l'élaboration de stratégies d'adaptation.

b. La gestion des risques glaciaires

Dans ce travail, nous nous sommes concentrés sur la question de l'aléa, c'est-à-dire du processus. Mais l'étude de l'aléa fait partie d'un processus complexe qui conduit à la gestion du ou des risques pour les populations (Haeberli *et al.*, 1989). Dans les Alpes, les activités humaines sont souvent éloignées des secteurs générateurs de risques. Par exemple, dans le massif des Écrins, les longues vallées à fond plat amortissent les laves torrentielles souvent initiées dans les marges proglaciaires (ex : vallon de la Pilatte). A cela s'ajoute la faible fréquence d'occurrence de ce type d'aléas, ce qui rend la culture du risque autour de ces phénomènes plus limitée que pour d'autres aléas en montagne (PARN, 2012). En revanche, dans certaines vallées, les infrastructures humaines sont proches des secteurs englacés et récemment désenglacés, comme par exemple dans le massif du Mont Blanc, où la pression anthropique est très forte (ex : Glacier de Tacconnaz, cf. chapitre 4.1). De plus, certains phénomènes peuvent parcourir de grandes distances (cf. chapitre 4.1) et ainsi provoquer des dégâts très éloignés du secteur d'origine de l'aléa.

Le passage de l'étude de l'aléa à la gestion du/des risques est souvent délicat, pour plusieurs raisons :

- L'étude des aléas glaciaires reste entachée d'incertitudes, tant dans leur connaissance que dans la prévision de leur fréquence, de leur intensité et de leur localisation ;
- Les acteurs impliqués dans la question des risques glaciaires sont très nombreux (scientifiques, techniciens, responsables administratifs, etc.) et leurs objectifs souvent divergent, ce qui rend le transfert d'information aux décideurs difficile;
- Peu de moyens (économiques et humains) sont mis en oeuvre dans la question des risques glaciaires.

Ces difficultés ont été soulignées à l'occasion du séminaire "gestion des risques glaciaires et périglaciaires" organisé par le PARN les 12 et 13 Mars 2012 (PARN, 2012). La gestion de crise faisant suite à l'observation d'une poche d'eau intraglacière dans le glacier de Tête- Rousse en 2010 en est un bon exemple.

Ces observations mettent en lumière la nécessité d'accorder une large place à la question des risques glaciaires, tant du point de vue de la compréhension des phénomènes que de la gestion de ce risque mal connu des populations.

c. L'étude des aléas glaciaires en France

En France, les aléas glaciaires font surtout l'objet d'études ponctuelles dans les secteurs où le danger est avéré : lac d'Arsine (1986), lac de Rochemelon (2004-05), poche d'eau intraglacière du glacier de Tête

Rousse (depuis 2010), chute de séracs du glacier de Taconnaz. Dans les deux premiers cas, l'intervention humaine a permis d'éloigner le danger. Dans le cas de Tête Rousse, une solution pérenne est actuellement à l'étude tandis que le glacier de Taconnaz fait l'objet d'études approfondies ayant pour objectif d'améliorer la compréhension de l'aléa chute de sérac, et de comprendre son évolution dans le contexte du changement climatique (Vincent *et al.*, 2013).

C'est généralement le LGGE qui assure l'étude des aléas glaciaires en France, en collaboration avec d'autres institutions (IRSTEA, RTM).

Une réflexion sur le danger que peuvent présenter les glaciers a été menée entre 2001 et 2003, dans le cadre d'un projet européen rassemblant les pays européens : *Glaciorisk* (http://glaciorisk.grenoble.cemagref.fr/projet_glaciorisk.htm). Ses objectifs principaux étaient d'une part de développer des études scientifiques pour la détection, la surveillance et la prévention de futures catastrophes glaciaires, d'autre part de créer un inventaire précis de tous les sites potentiellement dangereux en Europe. Cinq actions principales ont ainsi été menées :

- La création d'un inventaire et d'une base de données commune relative aux différents risques d'origine glaciaire (<http://www.nimbus.it/glaciorisk/gridabasemainmenu.asp>). Pour chaque glacier affecté par un aléa glaciaire, une fiche récapitulant les caractéristiques du glacier est accessible (cf. Annexe 1-2), elle recense les différents événements qui se sont produits, et mentionne les dégâts causés et la bibliographie utilisée ;
- Des études sur sites pilotes, afin d'améliorer les connaissances scientifiques. En France, les sites pilotes étaient les glaciers d'Arsine, de Rochemelon et de Taconnaz pour le cas des vidanges de lacs proglaciaires et de chutes de séracs ;
- La réalisation de simulations numériques afin de mieux comprendre les processus et d'estimer les surfaces potentiellement affectées par les conséquences d'un événement catastrophique ;
- L'analyse de mesures et stratégies de réduction des risques ;
- Le transfert des connaissances vers les utilisateurs finaux (services gestionnaires, collectivités territoriales).

Dans le cadre de ce projet, 87 événements ont été recensés en France, concernant 28 sites (cf. Annexe 1-2). La plupart des glaciers concernés par un aléa glaciaire sont situés dans le massif du Mont Blanc (12 glaciers) et totalisent la grande majorité (60 événements) des événements qui se sont produits (Tab.1-1).

Massif	Nombre de sites	Nombre d'événements
Écrins	5	7
Mont Blanc	12	60
Ubaye	1	5
Vanoise	10	15

Tab.1-1 : Récapitulatif par massifs du nombre de sites concernés par un aléa glaciaire et le nombre d'événements recensés dans la base de données *Glaciorisk*. Le détail est présenté en Annexe 1.2.

En écho au projet *Glaciorisk*, le projet *GlaRiskAlp* (<http://www.glariskalp.eu/>) s'est déroulé entre 2010 et 2013 dans le cadre du programme Alcotra France-Italie, avec 7 partenaires français et italiens : la Fondation Montagne Sûre, l'ARPA de la Vallée d'Aoste et le CNR - IRPI (Région Piémont), le LISTIC, le LGGE, GIPSA-Lab et EDYTEM. Ces financements étaient multiples : l'Union Européenne, l'État Italien, le Ministère de l'environnement français, les Régions Rhône-Alpes et PACA, les départements de la Savoie et de la Haute-Savoie, le SIVOM de la Haute vallée de l'Arve, et la commune de Saint-Gervais-les-Bains. C'est dans le cadre de ce projet qu'a été financé le travail de doctorat présenté ici.

Le projet *GlaRiskAlp* était organisé en deux parties : la reconnaissance des aléas potentiels dans les secteurs englacés et récemment désenglacés des Alpes occidentales, et des études sur des sites pilotes caractérisés par des situations à risques avérés.

L'organisation globale du projet était la suivante :

I. Reconnaissance des aléas potentiels dans les secteurs englacés et récemment désenglacés des Alpes occidentales

- 1.A - Localisation et quantification des secteurs englacés et récemment désenglacés ;
- 1.B - Élaboration d'une typologie des aléas actuels, passés et à venir ;
- 1.C - Évaluation de la prédisposition des secteurs glaciaires et récemment désenglacés à produire des phénomènes d'instabilités.

II. Études locales sur sites pilotes

- 2.A - Site pilote Sérac de Taconnaz
- 2.B - Site pilote Sérac des Grandes Jorasses
- 2.C - Site pilote Étude du glacier de Tête Rousse
- 2.D - Site pilote Vulnérabilité des marges proglaciaires (Bionnassay / Tête Rousse / la Griaiz; Haut Val de Rhône, Verra Grande)
- 2.E - Site pilote Dynamique du glacier d'Argentière

Le séminaire organisé par le PARN en 2012 évoqué plus haut est le signe d'une volonté des pouvoirs publics de s'intéresser à la problématique des risques glaciaires. La Direction Générale de la Prévention des Risques (DGPR) du ministère en charge de l'écologie souhaite en effet pouvoir établir à court terme un programme d'actions à conduire pour l'amélioration de la gestion des risques d'origine glaciaire et périglaciaire. C'est dans ce cadre qu'elle a demandé au PARN d'établir une synthèse faisant le point sur les connaissances, les méthodes et les pratiques qui existent, et de proposer des pistes de réflexion/de travail qui permettraient d'améliorer la gestion des risques glaciaires et périglaciaires. Ce travail de thèse est un des éléments sur lesquels se fonde cette synthèse.

A travers leur bilan de masse, les glaciers sont de très bons indicateurs du climat. Dans les Alpes, depuis la fin du PAG et malgré quelques périodes de réavancée, les glaciers perdent du volume et voient leur superficie diminuer en même temps que les températures moyennes augmentent. Cette tendance tend à s'accélérer depuis les années 1980. Il en résulte une évolution rapide des aléas glaciaires : tandis que certains d'entre eux disparaissent ou s'atténuent, d'autres apparaissent ou se développent. Dans les Alpes, les instabilités liées aux glaciers et des risques qu'elles engendrent est largement abordée, mais le contexte climatique actuel et futur rend nécessaire leur reconsidération. En France, plusieurs interventions ont permis d'écarter ponctuellement un danger provoqué par un aléa glaciaire, mais il n'existe pas de suivi continu dans ce domaine. Les efforts menés dans ce sens par les pouvoirs publics ne permettent cependant pas de combler certaines lacunes et de nombreux efforts restent à fournir en matière de connaissance des aléas et de gestion des risques qui leur sont associés.

Chapitre 1.2

Historique du suivi des glaciers dans les Alpes françaises

Les Alpes bénéficient d'une documentation concernant les glaciers (gravures, peintures, cartes, photographies et sources écrites) plus riche qu'ailleurs (Grove, 2004), même si cette richesse documentaire dépend de l'accessibilité du glacier et de la menace potentielle qu'il représente (Nussbaumer et Zumbühl, 2012), d'où en France, une documentation particulièrement riche pour les glaciers du massif du Mont Blanc par rapport à la Vanoise ou aux Écrins, où les glaciers avaient peu d'impact sur la vie des hommes (Cossart *et al.*, 2006 ; Jobard, 2005).

Le suivi systématique des glaciers alpins a été initié en Suisse par F.-A. Forel. Son intérêt pour les fluctuations glaciaires fait suite au "procès du Léman" opposant les États de Vaud et de Genève après des crues dévastatrices du Léman entre 1876 et 1879 (Portman, 1981). Depuis 1881, un rapport sur les variations des glaciers suisses a été publié tous les ans, et le réseau d'études s'est par la suite étoffé. Les glaciers suisses sont ainsi certainement les glaciers les mieux documentés de la planète. En France, le suivi régulier des glaciers tire plutôt son origine d'une série de catastrophes entre la fin du 19^e et le début du 20^e siècle, parmi lesquelles la catastrophe du glacier de Tête Rousse en 1892, qui fit 175 victimes. De la mesure des positions frontales à l'évaluation de leur bilan de masse, le type et la fréquence des mesures et observations réalisées sur les glaciers français ont évolué au cours du temps. L'étude de l'extension des glaciers par leur cartographie constitue une forme de suivi, qui peut être reproduit, de plus en plus rapidement grâce à l'évolution des données sources, des outils et des méthodes de cartographie.

Dans ce chapitre, nous aborderons tout d'abord l'historique des observations et des mesures réalisées sur les glaciers des Alpes françaises, depuis le prince Bonaparte qui fut pionnier, jusqu'au LGGE qui réalise aujourd'hui la plupart des relevés. Nous verrons ensuite comment l'évolution des glaciers peut être étudiée à travers leur cartographie.

1.2.1 De Bonaparte au LGGE, observations et mesures

Avant le développement du tourisme au milieu du 18^e siècle, les informations concernant les glaciers émanent la plupart du temps de récits de catastrophes ou de plaintes déposées par des villageois victimes des glaciers. Du milieu du 18^e siècle au milieu du 19^e siècle, les descriptions touristiques sont les principales sources d'information, avant que les mesures systématiques ne se développent. Nous n'aborderons ici que cette troisième période, marquée par la mise en place de réseaux d'observation et de mesures des glaciers.

a. Historique de l'observation et des mesures des glaciers dans les Alpes Françaises

Les pionniers

Dans le massif du Mont Blanc, l'intérêt pour les glaciers est étroitement lié à l'histoire de l'alpinisme. Si les premières descriptions des glaciers datent de la fin du 18^e siècle (Bourrit, 1787 ; H.B. de Saussure, 1779-1796), les premières observations sur les glaciers du Mont Blanc sont probablement celles de Forbes et d'Agassiz au milieu du 19^e siècle, suivies par celles de Tyndall et de Viollet-le-Duc. Les premières observations et mesures systématiques de longueur des principaux appareils glaciaires ont été réalisées par Favre, Forel et Payot au cours de la seconde moitié du 19^e siècle (Nussbaumer, 2006). Mais c'est

Joseph Vallot qui impulsa véritablement les études sur les glaciers du massif du Mont Blanc, à travers l'établissement de ses cartes topographiques et d'études glaciologiques (notamment à la Mer de Glace) et météorologiques diverses, publiées pour la plupart dans *Les annales de l'observatoire météorologique, physique et glaciaire du Mont-Blanc* (7 tomes, 1893-1917).

Ailleurs, c'est le **Prince Roland de Bonaparte** qui a initié la plupart des observations sur les glaciers. Ces études sur les glaciers français des Alpes et des Pyrénées (essentiellement des repérages frontaux), étaient placées sous le patronage du **Club Alpin Français** (CAF) qui en a publié les principaux résultats dans la revue du CAF de 1890 à 1892. Ce sont majoritairement des impressions subjectives sur l'état et l'évolution des glaciers, et non des données chiffrées précises.

Au début des années 1890, la **Société des Touristes du Dauphiné** (STD), à travers un programme d'études glaciologiques, centralise toutes les informations concernant les glaciers du Dauphiné et débute un programme de suivi de 26 glaciers qui durera 10 ans.

La *Commission française des glaciers* est créée en 1901 sous le patronage du CAF et de la STD. Celle-ci est rattachée à la *Commission internationale des glaciers* et présidée par Bonaparte qui finança en partie les études sur les glaciers et la publication de leurs résultats. En 1908, la Brigade Glaciaire de Savoie est constituée; elle établit un programme d'étude applicable à tous les glaciers mis en observation et propose l'étude complète d'un grand glacier, celui de Tré-la-Tête. Les levés sont effectués par Kilian, puis par Flusin, Jacob, Offner, Blanchard, Blache, Bénévent, Allix et Gignaux qui se répartissent la tâche par secteurs et élargissent leurs études aux glaciers de l'ensemble des massifs montagneux. Les résultats de ces études sont publiés dans les premiers tomes des *Études Glaciologiques* à partir de 1910. La guerre désorganisa et fragmenta ensuite les recherches malgré quelques mesures régulières effectuées par Blanchard ou Allix (1927).

Les Eaux et Forêts

Il fallut attendre 1921 pour que l'Administration des **Eaux et Forêts** (ministère de l'agriculture) reprenne la gestion des campagnes de mesures glaciologiques et développe un réseau d'observation régulier sur les glaciers à l'échelle nationale. Les derniers tomes des *Études Glaciologiques* sont alors publiés sous la direction de **P. Mougin**, synthétisant et analysant les données existantes. Les observations des glaciers comprennent le levé du front du glacier, le levé de deux ou trois profils transversaux de la langue terminale pour estimer l'ablation annuelle, et quelquefois, le levé de lignes de pierres pour mesurer la vitesse d'écoulement superficiel du glacier. Ces mesures sont complétées par des photographies prises au sol à partir de points soigneusement repérés.

Les glaciers suivis par les Eaux et Forêts sont les suivants:

- Les glaciers de la Pilatte, du Chardon, de la Selle, du Glacier Noir et du Glacier Blanc dans le massif des Ecrins ;
- Les glaciers de Saint Sorlin, des Quirliès, des Malâtres, du Grand Sablat, de Sarennes et des Rousses dans le massif des Grandes Rousses ;
- Les glaciers de Gébroulaz, des Sources de l'Isère, des Sources de l'Arc, du Mulinet, du Grand-Méan, des Evettes et d'Arnès dans le massif de la Vanoise ;
- Les glaciers du Tour, d'Argentière, des Bossons, de Taconnaz, de Bionnassay, de Tré-la-Tête et la Mer de Glace dans le massif du Mont Blanc ;

- Le Glacier de la Blanche dans le massif de l'Ubaye.

Le glacier du Marinnet (massif de l'Ubaye) est mis en observation en 1924, et la mesure des bilans de masse hivernal et estival débute en 1949 sur le glacier de Sarennes.

Le démantèlement des Eaux et Forêts en 1965 s'est accompagné de la disparition de nombreuses observations et mesures glaciaires. Le **CEMAGREF** de Grenoble (Centre d'Étude du Machinisme Agricole et du Génie Rural des Eaux et Forêts), aujourd'hui **IRSTEA** (Institut National de la Recherche en Sciences et Technologies pour l'Environnement et l'Agriculture) a repris le suivi des glaciers des Alpes françaises en 1977. Des missions aériennes sont effectuées en fin de saison d'ablation sur une vingtaine de glaciers. Ces clichés aériens photogrammétriques au 1/15 000 sont théoriquement pris tous les 3 ans: dans le massif des Ecrins, les missions des années 1975, 1978, 1981, 1988 et 1991 sont ainsi disponibles (Reynaud, 1997).

Le Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement (LGGE)

Parallèlement, le **LGGE** (créé en 1958) a développé une approche géophysique des glaciers. Ce laboratoire a repris dans les années 1980 le suivi de quelques glaciers du réseau d'observation des Eaux et Forêts. En 1993, il a étendu la mesure des bilans de masse à 4 glaciers : Argentière, Mer de Glace, Saint Sorlin et Gébroulaz (sur toute la plage d'altitude disponible) et augmenté le nombre d'observations dans le temps (mesures bi-annuelles au moins, pour la mesure des bilans hivernaux et estivaux; Site LGGE).

Le LGGE a mené plusieurs études ponctuelles, comme des campagnes de cartographie de la surface et du lit glaciaire par sismique, gravimétrie ou carottages (ex : glacier Blanc en 1968-69) ou des mesures ponctuelles du bilan de masse (ex : glacier d'Arsine en 1968 et 1986).

Le LGGE travaille également en collaboration avec les services de production électrique. Dans ce cadre, une série d'observations détaillées est réalisée au glacier d'Argentière avec le soutien de la société Electricité d'EMOSSON S.A. qui capte les eaux sous-glaciaires pour les acheminer dans le barrage d'Emosson. De même, le LGGE travaille en collaboration avec EDF qui capte les eaux de la Mer de Glace depuis 1973 afin d'alimenter l'usine hydroélectrique des Bois.

Le LGGE, en partenariat avec d'autres organismes d'État (services RTM, collectivités locales, conseils régionaux, etc.) est également en charge de l'étude des aléas liés aux glaciers qui peuvent présenter un risque pour les populations situées à l'aval. Il a ainsi conduit les études portant sur les lacs d'Arsine et de Rochemelon. Les études sur le glacier de Tête Rousse (poche d'eau intraglaciaire) et celui de Taconnaz (chute de séracs) sont toujours en cours (cf. chapitre 4.1).

b. Réseaux d'observations actuels

Le LGGE

Actuellement, c'est le LGGE qui est en charge de la plupart des études sur les glaciers en France. Les observations glaciaires sont réalisées dans le cadre de la branche ALPES du service d'observation GLACIOCLIM (les GLACIers, un Observatoire du CLIMat) qui a également une composante dans les Andes et une en Antarctique. GLACIOCLIM-ALPS concerne 5 glaciers répartis dans plusieurs massifs : la Mer de Glace, le glacier d'Argentière (massif du Mont Blanc), le glacier de Sarenne, le glacier de Saint Sorlin (massif des Grandes Rousses) et le glacier de Gébroulaz (Vanoise).

Les mesures réalisées sur chacun de ces glaciers sont synthétisées dans le Tableau 1-2. Des bilans de masse annuels sont réalisés par le LGGE sur ces glaciers depuis la fin des années 1950 (1957 pour le glacier de Saint Sorlin, 1976 pour Argentière, 1983 pour la Mer de Glace et 1993 pour Gébroulaz, tandis que c'est IRSTEA-Grenoble qui assure les mesures de bilan de masse du glacier de Sarennes depuis 1949). Depuis 1994, les bilans de masse estivaux et hivernaux sont également effectués pour ces 4 glaciers. Récemment (2006), des stations météorologiques ont été installées sur les rives des glaciers d'Argentière et de Saint Sorlin afin de comprendre les relations entre bilan de masse et paramètres météorologiques.

La plupart des données compilées par le LGGE (Tab.1-2) sont disponibles sur le site du LGGE (<http://www-lgge.obs.ujf-grenoble.fr/ServiceObs/SiteWebPOG/index.htm>).

Les autres organismes

Plusieurs autres organismes travaillent actuellement au suivi des glaciers. Parmi eux, IRSTEA-Grenoble, les Parcs Nationaux de la Vanoise et des Écrins, les réserves naturelles lorsqu'elles sont concernées par la présence glaciaire, ou encore des personnes indépendantes (Tab.1-2).

IRSTEA-Grenoble (ancien CEMAGREF) assiste le PNE pour les mesures annuelles de bilan de masse du glacier Blanc (méthode glaciologique) et du glacier Noir (suivi des profils transversaux), ainsi que pour les mesures de fluctuation de ces deux glaciers. Il assure également les observations de bilans de masse hivernal, estival et annuel (méthode glaciologique) sur le glacier de Sarennes, dans le cadre de GLACIOCLIM et en collaboration avec le LGGE. IRSTEA-Grenoble organise également des campagnes de photogrammétrie aérienne (1952, 1981, 2003) ou terrestre (2009, 2011) sur ce glacier, afin de mesurer les bilans de masse cumulés par la méthode volumétrique et ainsi vérifier les mesures annuelles de terrain.

Le **Parc National des Ecrins** réalise un certain nombre d'observations glaciologiques (M. Bouvier, comm. personnelle):

- Mesures du bilan de masse (mesures d'accumulation et d'ablation) du Glacier Blanc depuis 2000, entre 3000 et 3250 m (13 sites de mesure). Un bilan de masse par photogrammétrie a été fait pour ce glacier en 1952, 1981 et 2002 ;
- Mesures de la position du front des glaciers Noir, Blanc, du Sélé, du Chardon et de la Pilatte, depuis des repères au sol (spits et peinture). Les mesures réalisées au glacier de la Selle ont été arrêtées il y a quelques années.
- Suivi des profils transversaux (vitesse d'écoulement, variation d'épaisseur) au glacier Noir en collaboration avec E. Thibert (IRSTEA). Ces profils avaient été initiés au début des années 1980 par L. Reynaud et B. Francou.
- Photos constats (à but pédagogique) sur une trentaine de glaciers avec des pas de temps de 3 ans en général et un an pour le glacier Blanc.

Le **Parc National de la Vanoise** soutient le travail réalisé par le LGGE sur le glacier de Gébroulaz par une aide financière et logistique.

L'association **ASTER**, Conservatoire départemental de Haute Savoie d'espaces naturels, chargée de la gestion des 9 réserves naturelles, assure depuis une quinzaine d'années un suivi régulier de 6 glaciers : le glacier de Tré la Tête (massif du Mont Blanc), les glaciers du Ruan, de Beugeant, d'Annelay, du Bérard

Nom du Glacier	Massif	Organisme	Type de mesures	Date de début des mesures
Gl. d'Anneuley	Aig. Rouges - Ruan	ASTER	Suivi photographique	1999
Gl. de Beaugeant	Aig. Rouges - Ruan	ASTER	Suivi photographique	1999
Gl. de Bérard	Aig. Rouges - Ruan	ASTER	Suivi photographique	1999
Gl. du Mort	Aig. Rouges - Ruan	ASTER	Suivi photographique	1999
Gl. du Ruan	Aig. Rouges - Ruan	ASTER	Position du front Suivi photographique	1995 1995
Gl. Blanc	Ecrins	PNE - IRSTEA	Position du front** Bilan de masse*	début 1980s 2000
Gl. de la Pilatte	Ecrins	PNE	Position du front*	1994
Gl. du Chardon	Ecrins	PNE	Position du front*	1994
Gl. du Sélé	Ecrins	PNE	Position du front*	1994
Gl. Noir	Ecrins	PNE - IRSTEA	Position du front* Suivi de profils transversaux*	2001 déb.1980s
Gl. de Saint Sorlin	Grandes Rousses	LGGE	Bilan de masse hivernal Bilan de masse estival Bilan de masse annuel Vitesse d'écoulement de surface	1994 1994 1957 1994
Gl. de Sarnes	Grandes Rousses	IRSTEA - LGGE	Bilan de masse hivernal Bilan de masse estival Bilan de masse annuel	1949 1949 1949
Gl. d'Argentière	Mont Blanc	LGGE	Bilan de masse hivernal Bilan de masse estival Bilan de masse annuel Vitesse d'écoulement de surface Épaisseurs* Position du front* Données météorologiques Glissement Suivi photographique journalier	1994 1994 1976 1994 1994 1994 2006 1987 2007
Gl. de Tré-la-Tête	Mont Blanc	ASTER	Position du front* Suivi photographique*	1999 1999
Mer de Glace	Mont Blanc	LGGE	Bilan de masse hivernal Bilan de masse estival Bilan de masse annuel Vitesse d'écoulement de surface Épaisseur* Position du front* Suivi photographique journalier	1994 1994 1983 1994 1994 1994 2008
Gl. de Bionnassay	Mont Blanc	L. Moreau	Bilan de masse	2009
Gl. des Bossons	Mont Blanc	LGGE L. Moreau	Position du front Position du front*	 1993
Gl. du Nant Blanc	Mont Blanc	L. Moreau	Position du front	2011
Gl. de Gébroulaz	Vanoise	LGGE	Bilan de masse hivernal Bilan de masse estival Bilan de masse annuel Vitesse d'écoulement de surface Épaisseur* Position du front*	1994 1994 1993 1983 1994 1990

Tab.1-2 : Tableau des glaciers actuellement suivis dans les Alpes françaises et type de mesures réalisées. * Existence de mesures antérieures.

et du Mort (massif des Aiguilles Rouges – Ruan). Le glacier de Tré la Tête et le glacier du Ruan, situés respectivement dans les Réserves Naturelles Nationales (RNN) des Contamines-Monjoie et de Sixt Passy, font l'objet de mesures de variations du front depuis un repère fixe et d'un suivi photographique depuis plusieurs points de repères. Les 4 autres glaciers, situés dans la RNN du Vallon du Bérard font l'objet uniquement d'un suivi photographique depuis le versant opposé. Les mesures de la position du front du glacier de Tré-la-Tête sont réalisées depuis 1999 et font suite à la longue série de données qui existe pour ce glacier (données issues de la Mappede Sarde, de la carte de l'État Major et de relevés réalisés par les Eaux et Forêts puis par le CEMAGREF).

Luc Moreau, glaciologue indépendant et membre associé du laboratoire EDYTEM, suit régulièrement l'évolution plusieurs glaciers du massif du Mont Blanc. Depuis 1987, il mesure le glissement du glacier d'Argentière sur son lit, en relation avec les débits de l'eau circulant sous le glacier. Le glacier de Bionnassay fait l'objet d'un bilan de masse annuel depuis 2009. Le glacier de Tré-la-Tête pourrait faire l'objet des mêmes études dès 2014. La position du front des glaciers des Bossons, d'Argentière, du Nant Blanc et de la Mer de Glace est relevée chaque année. Des photographies automatiques journalières sont réalisées au niveau de la chute de sérac du glacier d'Argentière (depuis 2007) et au front de la Mer de Glace (depuis 2008).

1.2.2 De la carte de l'État-Major à la télédétection, la connaissance de l'extension des glaciers à travers leur cartographie

a. Historique de la cartographie des glaciers en France

Dans l'histoire de la cartographie, les Alpes ont été largement négligées jusqu'à la fin du 17^e siècle. D'une part, parce que la cartographie des montagnes est difficile, d'autre part parce que les montagnes sont à cette époque considérées comme sans intérêt commercial ou culturel (Aliprandi et Aliprandi, 2005) ni même stratégique car on fait alors peu la guerre en montagne (Lacoste, 2000). C'est au milieu du 17^e siècle que les montagnes alpines commencent réellement à être représentées sur les cartes. Nicolas Sanson d'Abbeville semble avoir été le premier à représenter les montagnes en tant que chaînes, avec leurs systèmes de vallées (Raffestin, 2000). Il faut attendre la fin de ce siècle et le suivant pour voir apparaître une cartographie plus réaliste et conforme à la réalité. Au cours de cette période, une impulsion considérable sera donnée par la cartographie militaire, relayée au 19^e siècle par la cartographie touristique, avec le début des cartes spécialisées des ensembles montagneux (Aliprandi et Aliprandi, 2005).

Directement liés à la présence de montagnes, les glaciers sont également longtemps ignorés. Ils restent négligés lors de l'apparition des montagnes dans la cartographie au 17^e siècle, sans représentation symbolique ou toponymique. Les glaciers sont petit à petit mentionnés ("glacières", "Mons. Glacialis."), puis représentés sur les cartes vers la fin du 17^e siècle. Et c'est seulement un peu avant le milieu du 19^e siècle que la convention de représenter les glaciers avec des teintes bleutées est adoptée (Aliprandi et Aliprandi, 2005).

Principaux documents cartographiques concernant les glaciers des Alpes françaises

L'histoire de la cartographie des glaciers dans les Alpes françaises est marquée par la publication de plusieurs cartes d'intérêt particulier dont nous mentionnons ici les principales caractéristiques. Un inventaire exhaustif des documents cartographiques représentant les *Grandes Alpes* est proposé par Laura et Giorgio Aliprandi dans leur ouvrage *Les Grandes Alpes dans la cartographie – 1482-1885* (volume I et II : 2005 et 2007). Rappelons que les départements actuels de la Savoie et de la Haute-Savoie étaient jusqu'en 1860 rattachés au Piémont. Leur cartographie a donc été réalisée tantôt par les Piémontais, tantôt par les Français.

La première carte couvrant l'ensemble des Alpes françaises et sur laquelle les glaciers sont mentionnés est sans doute **la carte de France des Cassini** publiée entre 1756 et 1815 à l'échelle du 1 :86 400. Sur cette carte, qui fut la première à couvrir l'ensemble du territoire français (Savoie et Haute Savoie exclues), la représentation des Alpes est négligée car la triangulation ne comprenait pas les montagnes. Les glaciers ne sont pas représentés bien que parfois indiqués en tant que "Glacières" (Fig.1-12).

En Savoie et Haute-Savoie, les **Mappes Sardes** sont des cadastres établis entre 1728 et 1738 par l'administration du royaume de Piémont-Sardaigne. Certaines feuilles cadastrales de 1730 ("vieilles mappes") indiquent la position des fronts des glaciers, de la résurgence des torrents émissaires, ou des moraines fraîches (Le Roy Ladurie, 1967).



Fig.1-12: Extrait de la carte des Cassini, secteur de la Bérarde (massif des Ecrins). Certains glaciers sont indiqués par le toponyme "Glacières" (<http://www.geoportail.gouv.fr>).

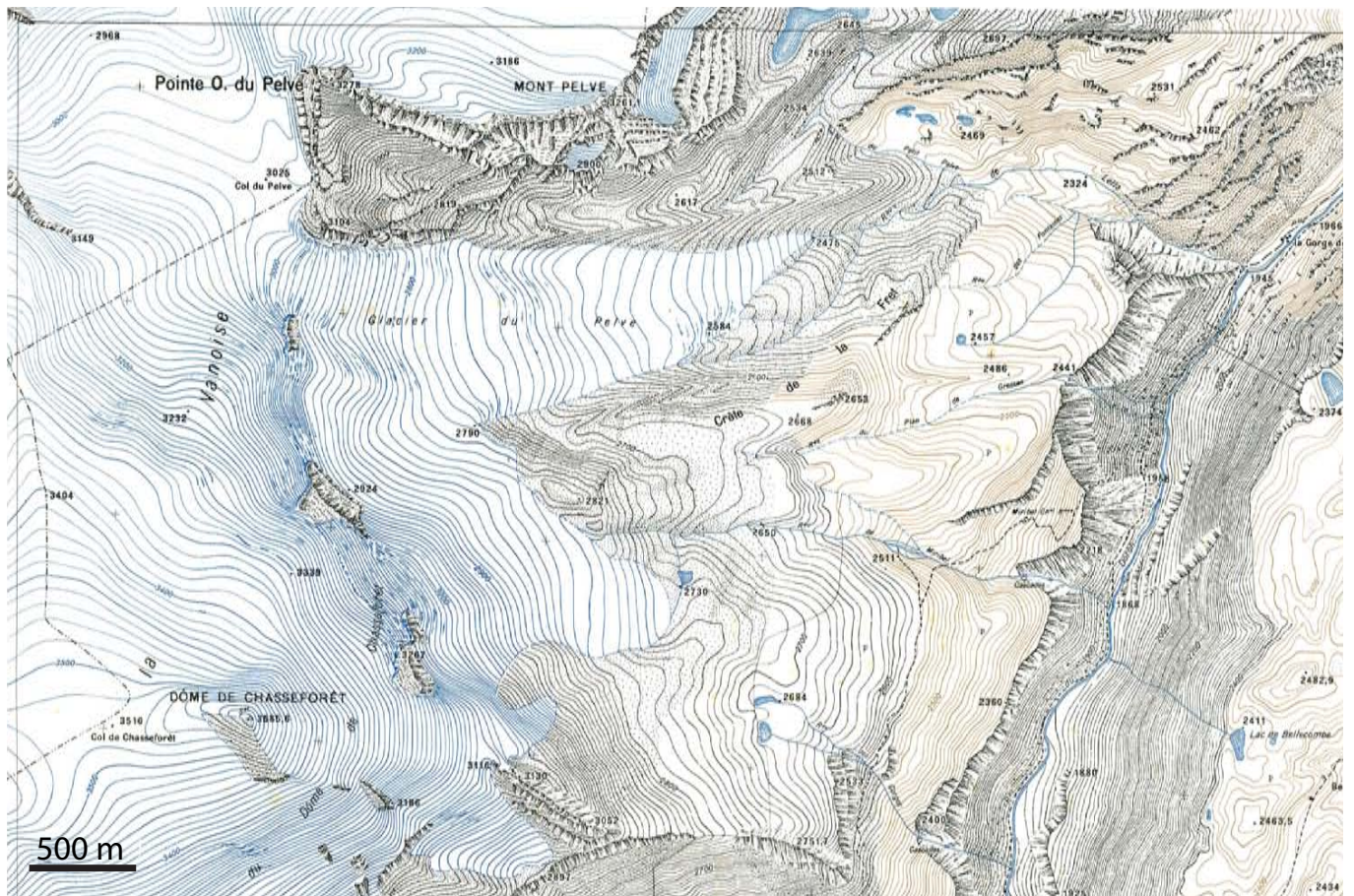


Fig.1-13: Extrait de la carte "Type 1922" au 1 : 20 000, feuille de Modane n°4 (cf. Annexe 1-3).

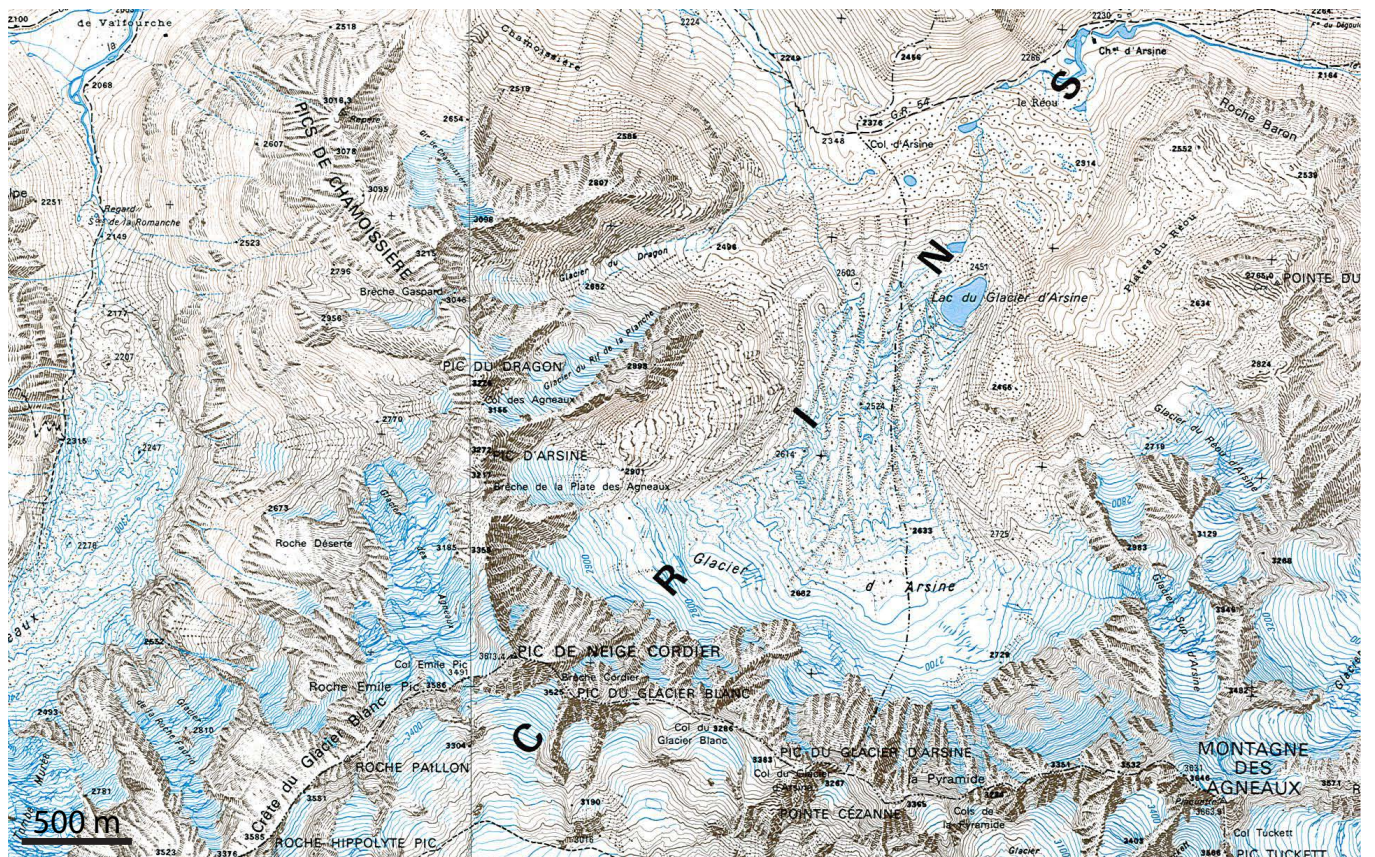


Fig.1-14: Extrait de la carte "Série bleue" au 1 : 25 000, feuille de Saint-Christophe-en-Oisans 3-4 (publiée en 1976).

La première carte française qui symbolise de manière réaliste les glaciers est la **carte de l'État-Major** publiée entre 1830 et 1880 au 1 :80 000 (cf. Encart 1-1). L'établissement de cette carte destinée à remplacer la carte de France des Cassini jugée trop imprécise, s'étale sur plus de 60 ans. Dans les Alpes, les levés de terrain débutent aux alentours de 1850. Ils ne sont entrepris qu'en 1862 pour la Savoie et la Haute Savoie, suite à leur annexion à la France. Dans ces régions, les topographes avaient reçu la consigne de cartographier les glaciers avec précision, consigne qui n'avait malheureusement pas été donnée pour le levé des glaciers de Provence et du Dauphiné.

Suite à la réalisation de ce vaste chantier qu'est la carte de l'État-Major, la cartographie française stagne malgré "*diverses productions, dont les essais de 1881-83, l'État-Major type 1889, les essais 1897-1900 et les plans directeurs établis depuis 1873 [qui] vont converger vers le 1 :50 000 type 1900*" (Chappart et Reynard, 2007). Il n'existe une bonne cartographie topographique qu'à l'est de la France dans la zone annexée par les Allemands en 1870.

Dans les zones de montagnes, les cartes existant au début du 20^e siècle sont considérées comme peu satisfaisantes du point de vue de leur qualité. Des cartographes indépendants, les « topographes-alpinistes », forment en 1903 la *Commission de topographie du Club Alpin Français*, dans le but de fédérer les initiatives de la cartographie de la haute montagne (Guilhot, 2007). C'est notamment Henri Vallot qui anima cette commission, partageant les nombreuses compétences techniques qu'il mettait en œuvre pour réaliser avec l'aide de son cousin Joseph Vallot la carte du Mont Blanc au 1 :20 000. De 1903 à 1914, de nombreux travaux cartographiques démarrèrent sous le sceau de cette Commission, et notamment la *Description géométrique détaillée des Alpes françaises* de Paul Helbronner. Parallèlement, les militaires commencent à s'intéresser à la cartographie de montagne, du fait de tensions frontalières. Une collaboration entre services de l'Armée (le Service Géographique de l'Armée, SGA, fondé en 1887), et les "topographes-alpinistes" se développe dans un premier temps, puis se transforme en concurrence voilée qui tourna à l'avantage des militaires (Guilhot, 2007). Au début des années 1920, le SGA fait le choix de l'innovation technique, en généralisant les levés stéréophotographiques terrestres. Et en 1934, alors qu'il est décidé que les levés aériens serviraient de base à la cartographie topographique française, le SGA acquiert le monopole de la cartographie en France.

Ce n'est qu'en 1922 que la cartographie à l'échelle de la France connaît réellement une nouvelle impulsion, avec l'apparition de la carte **Type 1922** réalisée et financée par le SGA (Fig.1-13 ; Annexe 1-3). Publiée au 1 :50 000 puis au 1 :20 000, cette série intègre tous les travaux de l'époque déjà réalisés à l'échelle du 1 :20 000. Mais sa réalisation est lente (malgré l'utilisation de la photogrammétrie) et à peine un quart du territoire est couvert en 1940 lorsque le SGA est transformé en organisme civil dépendant du Ministère des travaux publics, l'IGN.

A partir de 1952, pour les besoins de l'OTAN, le **1 :25 000** succède au 1 :20 000. Mais le retard pris dans sa réalisation pousse l'IGN à réaliser une version allégée de la carte à partir de 1964, très vite abandonnée car très controversée. En 1969, un groupe d'études est chargé d'étudier les spécifications modernes de la carte de base au 1 :25 000 afin de pallier les nombreux inconvénients du 1 :20 000 (Michot, 1984). Il en résulte l'apparition de la carte **Type 1972**, dont la couverture complète de la France n'est achevée qu'en 1980.

Dans certains secteurs, et notamment dans les massifs montagneux, les cartes au 1 :25 000 connaissent plusieurs évolutions, notamment au niveau du découpage des feuilles. La **série bleue** (Fig.1-14) est lancée à partir de 1975, selon un découpage par moitiés est et ouest du 1 :50 000. En 1989, les **Top 25** apparaissent : ces cartes proposent un découpage plus cohérent dans les zones touristiques. Elles remplacent les séries

bleues « touristiques » renseignées par un point violet sur la couverture qui avaient été lancées en 1983 pour s'adapter aux besoins des utilisateurs.

En 1993, les cartes deviennent **numériques**. Elles sont établies à partir d'une base de données topographique, la *BD Topo*, entreprise dès 1987. La *BD Topo* constitue aujourd'hui la composante topographique du Référentiel à Grande Échelle (RGE) de l'IGN. La collecte des informations géographiques se fait en continu, ce qui permet une meilleure mise à jour des données.

Le cas particulier du Massif du Mont Blanc

Au regard des autres massifs français, la cartographie du massif du Mont Blanc est particulièrement riche du fait de l'intérêt qu'il suscita auprès des savants dès le 18^e siècle, et du rattachement des Savoies à la France qui rendit nécessaire le dessin de nouvelles frontières. Plusieurs chercheurs ont travaillé sur l'évolution de la cartographie dans ce secteur (Aliprandi et Aliprandi, 2007). Nussbaumer (2006) présente quant à lui une synthèse sur la représentation des glaciers sur les cartes du massif du Mont Blanc. Vallot et Vallot (1895), dans l'annuaire du CAF de 1894 proposent également un historique de la cartographie de ce massif.

Après un bref historique de l'évolution de la représentation du massif du Mont Blanc et de ses glaciers sur les cartes, nous présenterons ici les cartes les plus intéressantes pour la cartographie des glaciers du massif.

Comme d'autres, le massif du Mont Blanc resta longtemps à l'écart de la cartographie. On retrouve les premières mentions de ce massif à la fin du 17^e siècle, mais sous l'appellation « Montagne maudite », puis de « glaciers ». Ce n'est qu'au 18^e siècle que l'appellation *Mont-Blanc* apparaît sur les cartes. Les glaciers ne sont ni individuellement nommés ni réellement représentés jusqu'à la parution de la *Carte du Faussigny et de la Frontière du Pays de Valais* de Sieur Roussel (1709), carte à laquelle Aliprandi et Aliprandi (2007) attribuent la première mention nominative des glaciers du Mont Blanc. Dès lors, la nomination des glaciers sur les cartes devient courante.

La première cartographie détaillée des glaciers du massif du Mont Blanc est celle de Martel en 1742 (Vallot et Vallot, 1895 ; Aliprandi et Aliprandi, 2000) qui publia en 1744 une carte du secteur de l'Arve. Mais ce document ressemble davantage à un croquis qu'à une carte bien que des glaciers et des sommets soient nommés. Plusieurs cartes concernant spécifiquement le massif du Mont Blanc apparaissent pendant la seconde moitié du 18^e siècle, car il attire de nombreux écrivains et savants.

Jusqu'à la publication de la carte de l'État Major, la cartographie des glaciers est rarement précise, ce qui ne permet pas l'utilisation de ces cartes dans un SIG. Néanmoins, un certain nombre de cartes sont intéressantes du point de vue de la représentation des glaciers, donnant des indications sur la position des fronts glaciaires. L'intérêt de ces cartes vient surtout de leur date de levé puisqu'elles ont généralement été établies au cours du PAG. Certaines cartes donnent même un aperçu de l'extension glaciaire proche du dernier maximum du PAG.

Parmi les cartes recensées par Nussbaumer (2006) et Aliprandi et Aliprandi (2007), certaines méritent une attention particulière pour leur cartographie des glaciers :

- La carte de la Mer de Glace (*Map of the Mer de Glace of Chamouni*) au 1.25 000 du Britannique **James David Forbes** est publiée en 1843. En 1855, celle-ci est rééditée en couleur et élargie jusqu'au glacier des Bossons. Cette carte fait figurer plusieurs moraines et notamment la « moraine

Encart 1-1- Focus sur la Carte de l'Etat-Major

Historique

La Carte de l'État-Major est destinée à remplacer la carte des Cassini pour pallier ses faiblesses notamment dans les zones de montagnes. Bien que le détail des travaux à entreprendre soit établi dès 1808 sous celui de Napoléon I^{er}, le projet démarra réellement sous le règne de Louis XVIII avec la mise en place en 1817 d'une commission chargée de poser les bases du canevas géodésique (triangulation du premier ordre) sur lesquelles elle reposera. La question de l'échelle n'est définitivement tranchée qu'en 1824: les minutes seront levées à l'échelle du 1 :40 000 (Fig.1-15) au lieu du 1 :10 000 initial, en raison d'une trop grande lenteur dans la levée des minutes et du surcoût entraîné par cette précision. La carte sera publiée à l'échelle du 1 :80 000 et agrandie au 1 :50 000 en 1889; à cette occasion, quelques corrections seront apportées.

La réalisation d'un canevas géodésique à travers la mesure de la méridienne de Dunkerque et de sa perpendiculaire Strasbourg-Brest puis l'établissement de chaînes de triangulations furent les premières étapes dans la réalisation de la carte de l'État-Major. L'étape suivante fut celle du remplissage des cartes par les topographes, chargés de faire figurer le relief ainsi que toutes les informations liées à l'hydrographie, aux cultures, routes, chemins, végétation. Ce travail titanesque fut réalisé par plusieurs générations de géodésiens et de topographes, malgré une échelle de levée relativement petite.

Après l'annexion de la Savoie et de la Haute-Savoie, les travaux de cartographie y ont été entrepris pour compléter la carte de l'État-Major. Les campagnes de mesures se sont étalées sur plusieurs campagnes de mesures, de 1862 à 1866. Les topographes avaient reçu la consigne de lever même les glaciers de façon précise, pour permettre de répondre aux nouveaux besoins de la science. L'intérêt d'une cartographie minutieuse des glaciers n'était sans doute pas aussi bien compris en 1853, début des levés des glaciers de Provence et Dauphiné.

Au final, la réalisation de la carte de l'État-major fut longue et tourmentée : elle fut achevée en 1880 alors que les levés avaient commencé en 1818, et avec les premières feuilles imprimées en 1833 (Aliprandi et Aliprandi, 2005). 273 feuilles ont été publiées. En montagne, le relief est figuré par des hachures d'autant plus serrées que la pente est forte, ce qui a tendance à rendre difficile la lecture de la carte.

Critiques

La carte de l'État-major, bien qu'elle fût en son temps une véritable révolution, a été très critiquée (Rhül, 2010) : (i) elle présente de nombreuses erreurs topographiques et toponymiques ; (ii) des erreurs de gravures ont également été constatées ; (iii) les tentatives de révision ont eu pour effet de dégrader la qualité de la carte, car elles n'ont pas été faites correctement, selon Girardin (1908), Berthaut (1899) et Arnaud (1904) ; (iv) elle n'est pas homogène d'un point de vue qualitatif, en raison de la multitude d'officiers ayant travaillé dessus, des nombreuses campagnes de levés étalées sur des décennies, et de besoins ayant évolué au fur et à mesure de la constitution de cette carte.



Fig.1-15 : Minute de la carte de l'État Major au 1 :40 000. Feuille de Bonneval, 1864.

1820 » du Glacier des Bois.

- La **carte de l'État-Major** levée par le capitaine Jean-Joseph Mieulet de 1860 à 1864, est plutôt de bonne qualité dans la partie nord du massif du Mont Blanc (Fig.1-16). Il reçut la collaboration d'Adams-Reilly qui avait entrepris de cartographier le massif du Mont Blanc à titre personnel. Bien que les courbes de niveau aient une valeur figurative, on trouve de nombreuses indications d'altitudes sur cette carte, et notamment d'altitudes de fronts glaciaires. Dans la partie Sud du Mont Blanc, les levés réalisés par le Capitaine Titre sont de moins bonne qualité.

Exceptionnellement, le ministère décida de publier la carte de Mieulet au 1 :40 000 au lieu du 1 :80 000 habituellement utilisé.

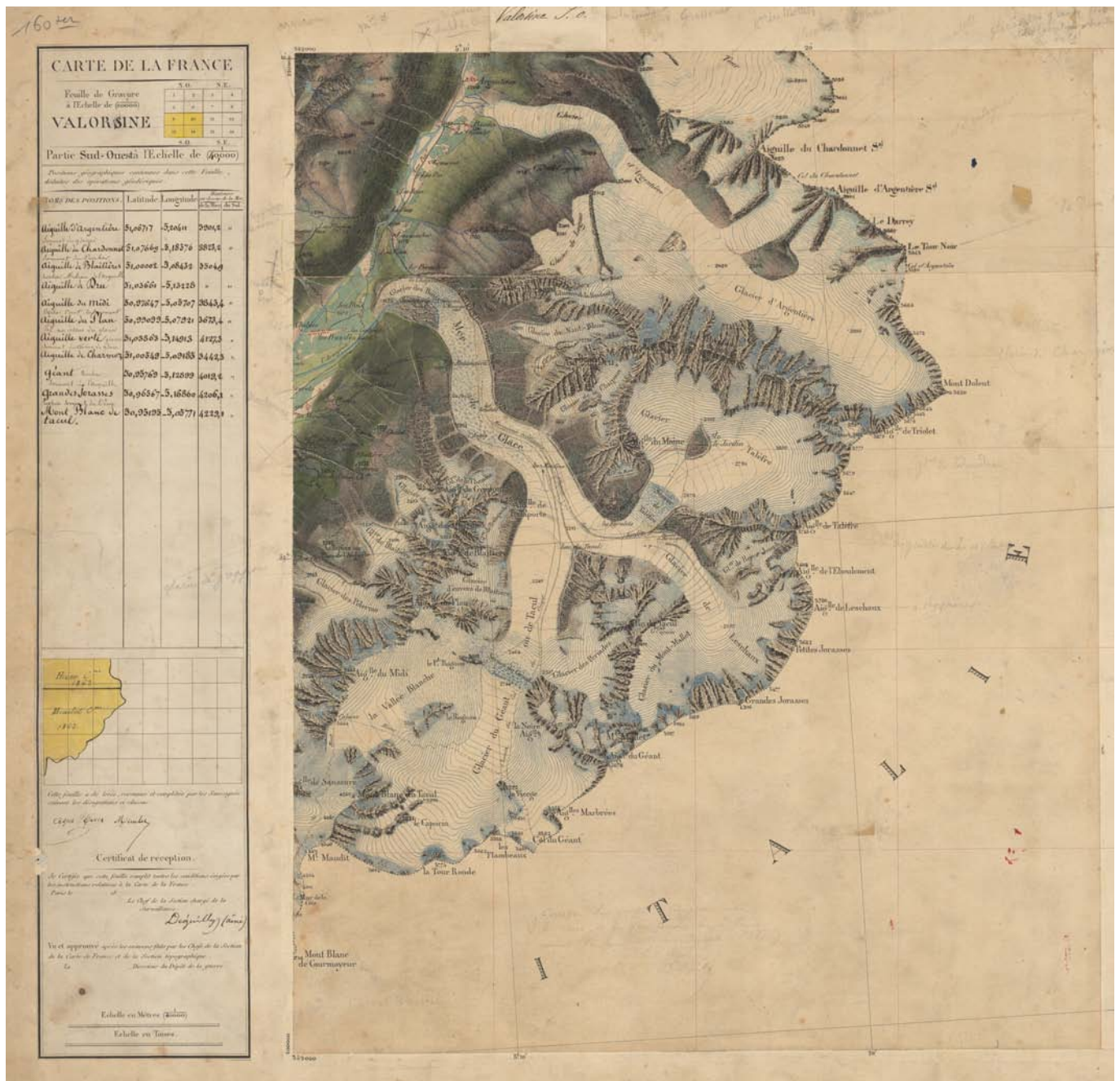


Fig.1-16: Minute de la carte de l'État Major couvrant la partie nord du massif du Mont Blanc, feuille de Vallorcine, 1863.

- Les levés de *The chain of Mont Blanc* au 1:80 000 d'Adams-Reilly (1865) ont été effectués pour l'Alpine Club en 1863-64. Cette carte est basée sur les propres observations d'Adams-Reilly qui a collaboré avec J-J Mieulet (Adams-Reilly, 1864 ; Vallot et Vallot, 1892).
- La carte au 1:40 000 en 4 feuilles, *Le massif du Mont Blanc*, réalisée par Eugène Viollet-le-Duc

accompagne son ouvrage du même nom publié en 1876. Outre des levés de terrain effectués de 1868 à 1875, E. Viollet-le-Duc a beaucoup réutilisé les cartes existantes, et notamment la carte de l'État-Major. Si cette carte est remarquable pour sa qualité esthétique, sa représentation géodésique médiocre en fait davantage une œuvre artistique que scientifique (Vallot et Vallot, 1892).

- La première carte dont l'exactitude géodésique permet de l'intégrer dans un SIG est la **carte Vallot** réalisée par Henri et Joseph Vallot (cf. Encart 1-2). Les feuilles de la carte Vallot furent d'abord publiées au 1 :20 000 de 1925 à 1940, mais incomplètement (15 feuilles prévues, 8 publiées). A partir de 1935, l'ensemble du Mont Blanc est couvert par la carte au 1:50 000.
- En 1939, la première couverture photographique aérienne du Mont Blanc est réalisée par le Service Géographique de l'Armée. Elle est utilisée comme base pour une **carte spéciale au 1 :10 000** de l'ensemble du massif que publie l'IGN entre 1950 et 1954 (Fig.1-17). Celle-ci, initialement prévue en 24 feuilles fut arrêtée en 1959 après que 9 feuilles seulement n'aient été publiées (Annexe1-4). Plusieurs glaciers ont gardé la même extension sur les cartes actuelles que celle sur ces cartes (ex : glaciers de la République, des Drus, du Fou, du Nant Blanc).
- A partir des années 1950, l'IGN publie une série de cartes topographiques dont l'échelle et le découpage évoluent au fil des éditions (Fig.1-18). Le Tableau 1-3 récapitule les éditions successives de cartes qui couvrent le massif du Mont Blanc et en donne les principales caractéristiques.
 - L'IGN publie dans les années 1950 une **carte au 1 :20 000** pour laquelle une partie des données est basée sur l'image de 1939 (même extension des glaciers que sur la carte au 1 :10 000). Un certain nombre de glaciers bénéficient d'une mise à jour, probablement en 1949 (ex : glaciers de Blaitière, de l'Arête de Midi Plan, de Tacconnaz, des Bossons, des Nantillons, du Moine, du Téléphérique).
 - Entre 1974 et 1976, l'IGN publie les **premières feuilles au 1 :25 000** (*Mont Blanc 1-2, Saint Gervais 3-4 et Saint Gervais 7-8*). Hormis les glaciers de Bionnassay, de la Pendant, de Tré la Tête, des Grands Montets, du Mont Tondu et la Mer de Glace, les données sont les mêmes que celles qui figurent sur la carte au 1:20 000 des années 1950.
 - Les cartes de la **Série Bleue** sont publiées en 1984 pour *Chamonix – Mont Blanc* et 1986 pour *Saint-Gervais-les-Bains – Mont Blanc*. Un certain nombre de glaciers ont été mis à jour, probablement à partir des images de la mission aérienne de 1967 (ex : les glaciers de la Petite Aiguille des Glaciers, de Miage, de Tré la Tête, des Bossons)
 - La **Top 25** et ses éditions successives couvrent le secteur du massif du Mont Blanc depuis 1990, en conservant le découpage de la Série Bleue. A priori, il n'y a pas eu de mise à jour de l'extension des glaciers entre l'édition des cartes de la Série Bleue (1984 et 1986) et celles des Top 25 (1990, 1998, 2003 et 2008 pour *Saint Gervais-les-Bains – Massif du Mont Blanc* (3531 ET); 1990, 1996, 2002 et 2008 pour *Chamonix – Massif du Mont Blanc* (3630 OT)). L'extension des glaciers figurant sur la dernière édition (2012) de la carte *Chamonix – massif du Mont Blanc* (3630 OT) a été mise à jour à partir des images aériennes de 2008.
 - La **version numérique** de la carte topographique qui couvre le massif du Mont Blanc est disponible depuis 2012.

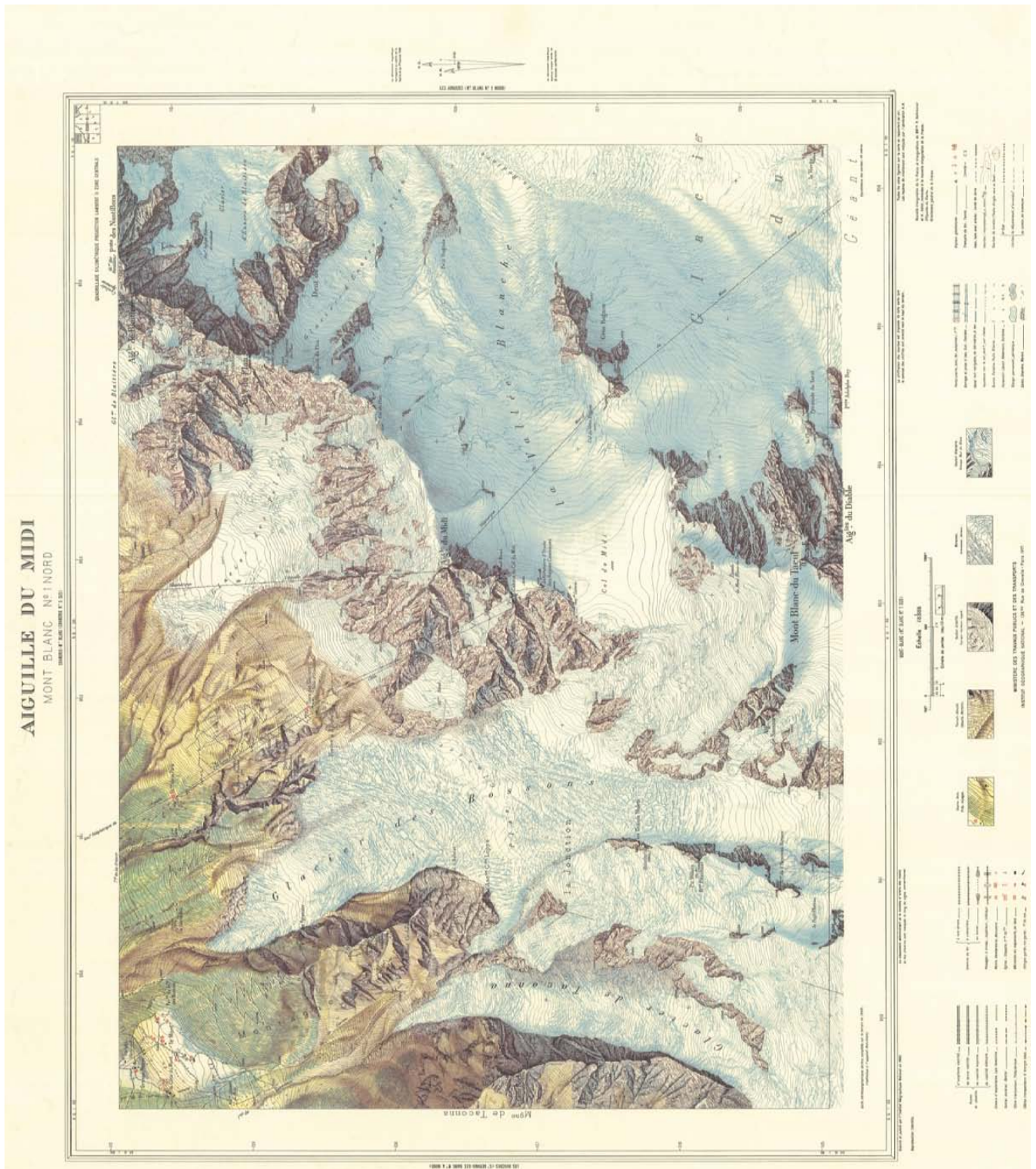


Fig.1-17: Carte topographique au 1 :10 000 réalisée et publiée par l'IGN au début des années 1950 sur la base des photographies aériennes de 1939. Feuille de l'Aiguille du Midi, l'une des 9 réalisées parmi les 24 initialement prévues.

Échelle	Nom de la carte	Référence	Série	Date d'Édition
1:10 000	Aiguille du Midi	Mont Blanc n°1 Nord		1952
1:10 000	Aiguille Verte	Chamonix n°6 Sud		1953
1:10 000	Chamonix - Mont Blanc	Chamonix n°5 Sud		1950
1:10 000	Les Houches	Saint-Gervais-les-Bains n°4 Nord		1951
1:20 000	Mont Blanc	1-2		1958
1:20 000	Saint Gervais-les-Bains	8		1951
1:20 000	Saint Gervais-les-Bains	4		1951
1:20 000	Chamonix	1-2		?
1:20 000	Chamonix	5-6		?
1:25 000	Chamonix - Massif du Mont Blanc	3630 OT	Top25	2012
1:25 000	Chamonix - Massif du Mont Blanc	3630 OT	Top25	2008
1:25 000	Saint Gervais les Bains - Massif du Mont Blanc	3531 ET	Top25	2008
1:25 000	Saint Gervais les Bains - Massif du Mont Blanc	3531 ET	Top 25	2003
1:25 000	Chamonix - massif du Mont Blanc	3630 OT	Top25	2002
1:25 000	Saint Gervais les Bains - Massif du Mont Blanc	3531 ET	Top 25	1998
1:25 000	Chamonix - massif du Mont Blanc	3630 OT	Top25	1996
1:25 000	Chamonix - massif du Mont Blanc	3630 OT	Top25	1990
1:25 000	Saint Gervais les Bains - Massif du Mont Blanc	3531 ET	Top 25	1990
1:25 000	Saint Gervais les Bains - Mont Blanc	3531 est	Série Bleue	1986
1:25 000	Chamonix - Mont Blanc	3630 ouest	Série Bleue	1984
1:25 000	Saint Gervais les Bains	3-4		1976
1:25 000	Saint Gervais les Bains	7-8		1976
1:25 000	Chamonix	1-2		1974
1:25 000	Chamonix	5-6		1974
1:25 000	Mont Blanc	1-2		1974

Tab.1-3 : Cartes topographiques couvrant le massif du Mont Blanc réalisées par l'IGN depuis les années 1950. Les cartes sont présentées par échelle puis par années d'édition.



Fig.1-18: Extrait des cartes : A) au 1 :20 000, Saint Gervais les Bains n°4 ; B) Série bleue, 3531 est, édition 1986 ; C) Top 25, 3531 ET, édition 1990, pour le secteur du glacier de Bionnassay (massif du Mont Blanc).

Encart 1-2 - Focus sur les Cartes Vallot

Au début des années 1890, les cousins germains Henri (1853-1922) et Joseph (1854-1925) Vallot débutent un travail d'envergure : la cartographie du massif du Mont Blanc à l'échelle 1 :20 000. Ils considèrent en effet qu'aucune carte existante n'a la précision et la qualité dont ont besoin les utilisateurs. La meilleure est alors celle de l'État-Major réalisée par le Capitaine Mieulet, mais elle contient des erreurs topographiques et de gravures (cotes d'altitudes inexactes), avec une qualité et une échelle insuffisantes. L'idée des Vallot est de réaliser «une carte faite surtout pour l'étude des phénomènes de dégradation des montagnes, et de variation des glaciers, et qui, par surcroît, doit rendre au touriste tous les services qu'il est en droit d'exiger» (Vallot, 1904). Cette entreprise est à l'époque une véritable révolution technique qui est à l'origine de la cartographie moderne et qui participera à la professionnalisation des topographes-alpinistes indépendants (Guilhot, 2006). Les cousins Vallot réalisèrent la triangulation complète du massif du Mont Blanc de 1892 à 1897 (Vallot et Vallot, 1893 ; Pelletier, 1986). Le canevas de la carte est «constitué par une triangulation précise et serrée dont la chaîne principale, s'appuyant sur une base de près de 1880 m de longueur [...] s'étend depuis le col de Balme au col de la Seigne» (Vallot, 1904). Les levés sont réalisés à la planchette et à la règle à éclimètre, complétés par des restitutions photographiques d'après le procédé Laussedat pour les zones à fortes déclivité (Vallot, 1904). C'est Joseph qui est chargé des levés photographiques, tandis qu'Henri est chargé des levés à la planchette, aidé dès 1907 par son fils Charles (1884-1953). Les Vallot créent le phototachéomètre, plus adapté à la montagne, qui remplace l'appareil de prises de vues Laussedat (Vallot et Vallot, 1895).

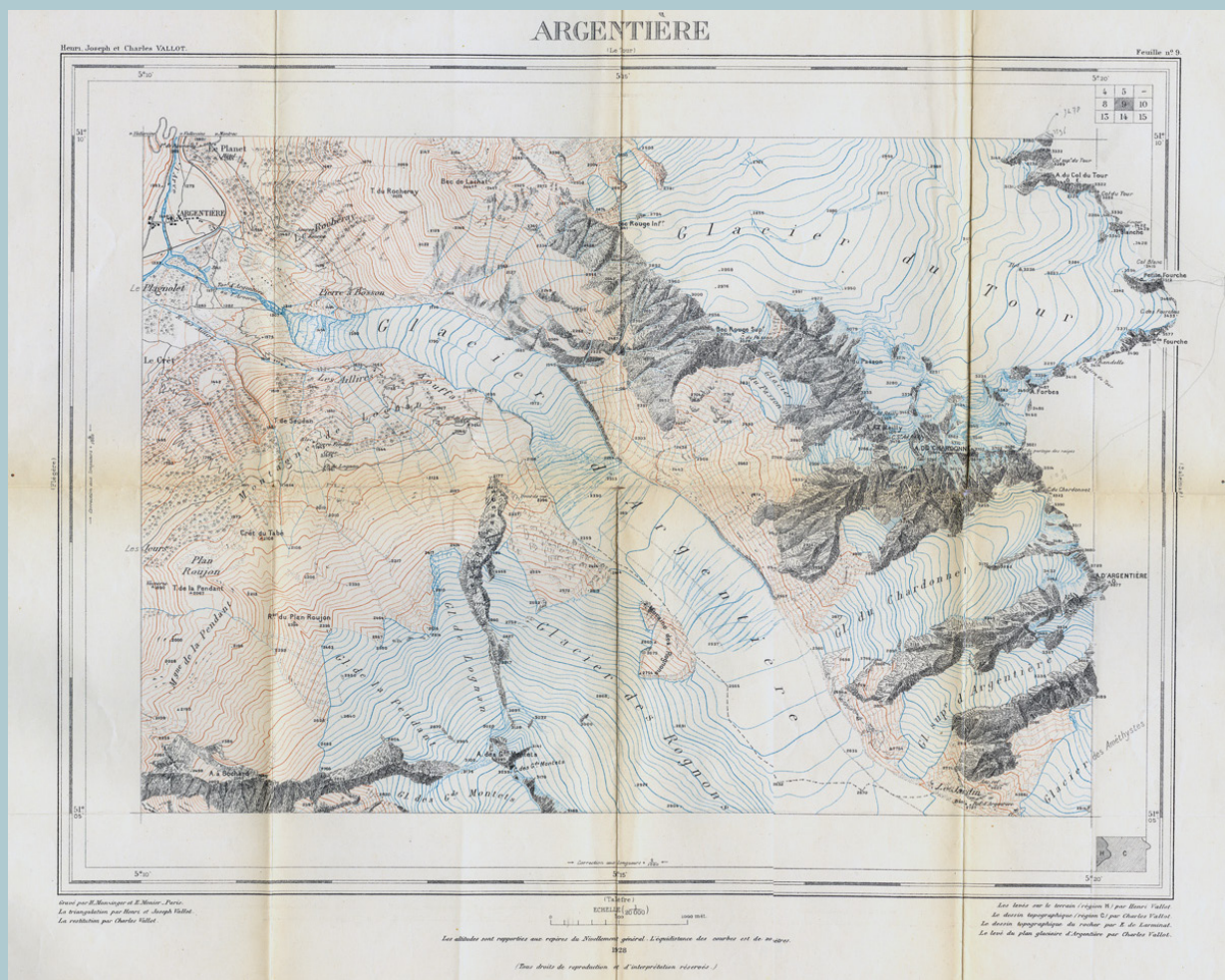


Fig.1-19: Carte Vallot au 1 :20 000. Feuille d'Argentière, publiée en 1928.

Les opérations de terrain se terminent en 1922 mais quelques corrections durent être apportées du fait de la lenteur des levés. Les cartes Vallot sont d'abord publiées au 1 :20 000 (Fig.1-19) de 1925 à 1940 (une première feuille expérimentale a été publiée en 1907), mais parmi les 15 feuilles prévues, 8 seulement sont publiées. L'intégralité du travail des Vallot ne fut connue que grâce à la parution de la carte au 1 :50 000 (Fig.1-20), par laquelle Charles Vallot et Etienne Larminat terminèrent le travail entrepris par Joseph et Henri Vallot.

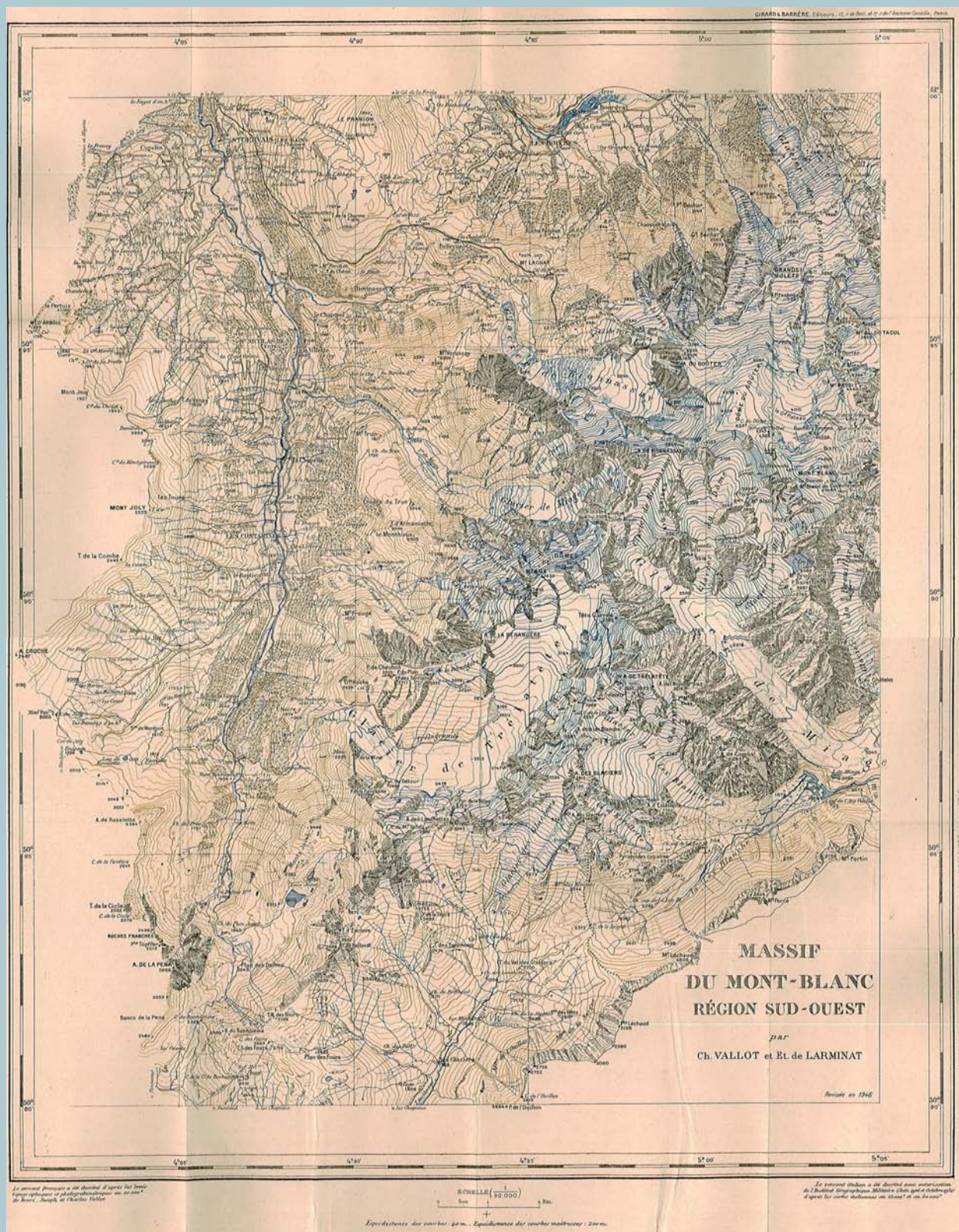


Fig.1-20 : Carte Vallot au 1 :50 000, publiée en 1946.

b. Banalisation de la cartographie des glaciers à travers l'évolution des méthodes et des données sources

Le développement de la photographie et de la télédétection à travers les images aériennes puis les images satellites a considérablement fait progresser la cartographie et par conséquent le suivi des glaciers. Initié dès la fin du 19^e siècle, cet essor de la cartographie est essentiellement lié à l'évolution des données sources et des méthodes qui n'ont cessé de s'améliorer depuis.

De l'apparition de la photographie aux images satellitaires : l'évolution des données sources, des outils et des méthodes de cartographie

C'est le commandant A. Laussedat qui développa dans les années 1860 la méthode de mesure indirecte à partir de **photographies terrestres**, connue aujourd'hui sous le nom de photogrammétrie (Guilhot, 2006). Il s'agit de déterminer la position et l'altitude de points du paysage à partir de photographies terrestres. Cette méthode fut tout d'abord peu utilisée car elle était jugée moins précise que les levés directs, mais elle trouva sa place dans la cartographie des zones montagneuses, sous l'égide notamment des Vallot (cf. Encart 1-2). Ces derniers, après quelques adaptations, adoptèrent en effet cette méthode pour cartographier les secteurs difficilement accessibles. Bien que plus efficace que les méthodes ultérieurement utilisées, la méthode de mesure indirecte par la photographie restait très artisanale et complexe à utiliser, nécessitant d'importantes compétences de la part des opérateurs. La restitution ne fut simplifiée qu'avec l'apparition de la stéréophotographie qui permit d'accélérer le travail de restitution : l'emploi de vues jumelées donnait une impression de relief lors de leur observation simultanée, ce qui permettait de calculer directement les coordonnées altitudinales d'un point. Cette méthode facilitait également l'identification des points importants permettant ainsi de dispenser de terrain les opérateurs (Guilhot, 2006). La stéréophotographie, rejetée dans un premier temps par le SGA, devient au début des années 1910 la méthode officiellement utilisée dans les régions de fort relief.

Si la photographie terrestre servit à lever les secteurs trop élevés pour le plafond de vol des avions jusqu'au milieu des années 1930, elle fut complètement abandonnée à la fin des années 1930 au profit des levés aériens qui se généralisèrent dès 1943 (Guilhot, 2006).

C'est le développement de l'**imagerie aérienne** dans les années 1930 qui a apporté une véritable impulsion à la cartographie. Bien que les premiers essais aient eu lieu dès la fin du 19^e siècle, la photographie aérienne ne se développe véritablement que pendant la 1^{ère} Guerre Mondiale. De nombreux problèmes techniques, et notamment la question du redressement des clichés, persistent jusqu'au début des années 1930, mais l'utilisation du stéréotopographe Poivilliers par le SGA permet la généralisation de la méthode. La couverture aérienne du massif du Mont Blanc en 1939 servit même de validation à l'efficacité de ce procédé (Guilhot, 2005). Les méthodes de levés aériens connurent une industrialisation systématique, avec l'amélioration du rendement et de la qualité des images du fait du développement de l'aviation, des appareils photographiques et des émulsions (couleur, infrarouge noir et blanc, infrarouge couleur).

Les clichés aériens sont pris sur des plaques de verre jusqu'en 1966, abandonnées à la fin des années 1960 au profit de la prise de vue sur films. Depuis 2004, les images sont acquises par des caméras numériques, ce qui supprime les étapes de scannage et permet de stocker davantage de clichés.

Uniquement en noir et blanc jusque dans les années 1990, les photographies aériennes sont aujourd'hui en couleur.

Les années 1970 voient l'apparition des **images satellitaires** (ou **satellitales**). Les 3 premiers satellites Landsat sont les premiers à fournir une image de la Terre. Les images satellitaires sont des images numériques qui sont issues de la mesure du rayonnement électromagnétique émis ou réfléchi par la surface terrestre. Autrefois limitées par leur résolution tant spatiale que spectrale, les images satellitaires offrent aujourd'hui d'importantes possibilités pour la mise à jour des données cartographiques. Celles-ci sont en effet de plus en plus précises: elles couvrent de vastes superficies, sont répétées très régulièrement et elles possèdent plusieurs bandes spectrales (Quincey et Bishop, 2011). Nous ajouterons qu'elles sont de plus en plus facilement accessibles à moindre coût.

L'utilisation de l'imagerie satellitaire est aujourd'hui en pleine expansion et promet encore d'importantes évolutions, notamment au niveau de la résolution des images. Les photographies aériennes restent très utilisées du fait de leur grande précision et de leur plus longue couverture temporelle. Actuellement, les données des cartes topographiques de l'IGN sont dérivées des images aériennes qui couvrent la totalité du territoire tous les 5 ans environ.

Directement associés à l'évolution des documents sources, les méthodes de cartographie ont considérablement évolué entre l'établissement de la carte de l'État-Major et nos jours. L'apparition des **SIG**, et plus généralement de la géomatique, dans les années 1960-1970, en lien avec l'évolution de l'informatique, a permis le développement de nouvelles méthodes de collection et d'acquisition de données. La production de données ne cesse d'accélérer, la quantité de données stockables d'augmenter, et ce d'autant que l'utilisation des SIG se démocratise dans les années 1980-1990.

En même temps que l'accessibilité aux images issues de la télédétection, les méthodes de traitement d'images, d'extraction d'information et les logiciels associés se sont fortement développés. Les méthodes de **classification automatique** (cf. chapitre 1.3) permettent par exemple d'automatiser certaines tâches, rendant leur accomplissement plus rapide et facilement reproductible.

L'évolution de la cartographie, une opportunité pour l'étude des glaciers

Nous avons vu que l'essor de la photographie, puis celui de la télédétection aérienne et spatiale ont donné une véritable impulsion à la cartographie. Ces mêmes évolutions des données sources, des outils et des méthodes ont constitué de grandes opportunités pour l'étude des glaciers.

Directement en lien avec l'amélioration de la qualité et de l'emprise spatiale des données sources, les méthodes de traitement de l'information, d'extraction et d'organisation des données se sont fortement développées. Ainsi, avec l'élargissement des couvertures aériennes et spatiales, les études sur les glaciers, qui étaient autrefois très localisées (position du front, profils transversaux) sont progressivement devenues plus globales, couvrant des secteurs difficiles d'accès. Parallèlement, les méthodes et les outils permettant le redressement des images aériennes (et plus tard des images satellitaires) se sont améliorés, apportant des résultats de meilleure qualité dans des délais plus courts. C'est aussi grâce aux capacités croissantes de l'informatique pour le stockage d'informations que ces images plus précises et couvrant de plus vastes espaces ont pu être utilisées pour le suivi des glaciers.

Le développement des SIG, qui permettent d'organiser des données en associant cartographie et base de données, a également contribué à la banalisation de la cartographie des glaciers. Les capacités de ces logiciels à traiter simultanément de nombreuses informations, ainsi que l'apparition de méthodes de classification

automatique ont permis d'accélérer les processus de cartographie.

Cette évolution des données sources, des outils et des méthodes a particulièrement bénéficié à la réalisation des inventaires de glaciers, qui sont progressivement devenus de plus en plus ambitieux, passant du rang de projets locaux à celui de projets mondiaux. Le développement des images aériennes et des SIG a permis au WGI de se concrétiser dans un premier temps, puis le développement des images satellitaires a permis la naissance du projet GLIMS (cf. chapitre 3.1).

La télédétection aérienne ou spatiale a montré tout son intérêt pour l'étude des glaciers (Paul et Svoboda, 2009 ; Paul *et al.*, 2011 ; Nuth *et al.*, 2013). Selon Quincey et Bishop (2011), son utilisation peut être multiple :

- Construire des MNT dérivés des images satellites ou aériennes (pour déterminer la géomorphométrie du glacier ou évaluer les variations de volume) ;
- Détecter l'évolution des surfaces et leurs mouvements (mesure de la vitesse de surface du glacier) ;
- Déterminer la position de la ligne de neige (et de la LEG) ;
- Calculer les bilans de masse ;
- Estimer les épaisseurs de débris à la surface des glaciers par imagerie thermique (Suzuki *et al.*, 2007 ; Mihalcea *et al.*, 2008) ;
- Travailler sur l'évolution des environnements glaciaires à travers la cartographie géomorphologique réalisée depuis des images satellites ou aériennes.

En France, le suivi des glaciers est actuellement restreint à un petit nombre de glaciers. Si les services des Eaux et Forêts ont été très actifs des années 1920 à 1960, plusieurs sites de mesures ont été ensuite abandonnés, faute de moyens humains et financiers.

La cartographie tardive des zones montagneuses s'est accompagnée de la cartographie des glaciers. A condition d'être précisément datées, ces données peuvent fournir de précieuses informations sur l'extension passée des glaciers et ainsi contribuer au suivi de l'évolution glaciaire.

Le 20^e siècle a apporté l'amélioration des données sources utilisées pour la cartographie (images aériennes puis satellitaires), ce qui a donné un véritable essor à cette discipline. Ces mêmes évolutions ont constitué une opportunité pour l'étude des glaciers, à travers la réalisation d'inventaires à des échelles de plus en plus vastes.

Chapitre 1.3

Les méthodes de suivi de la dynamique des glaciers : atouts et limites

Les glaciers sont considérés au sein du GCOS¹/GTOS² comme un des indicateur essentiel du climat. Le GTN-G (*Global Terrestrial Network for Glaciers*) est chargé de mettre en œuvre une stratégie globale d'observation des glaciers qui combine mesures de terrain (bilan de masse, variations de longueur), télédétection (inventaires) et modélisation numérique. L'idée est de combler le vide qui existe entre les études locales détaillées et celles qui couvrent de vastes ensembles, en centralisant les informations existantes et en en créant de nouvelles telles que (Haeberli *et al.*, 2007) : i) des mesures de bilan de masse dans les principales zones climatiques pour calibrer les modèles ; ii) les changements de masse des glaciers régionaux dans les principaux massifs montagneux ; iii) des observation des variations de longueur sur le long terme, et iv) des inventaires de glaciers répétés à intervalles de temps de quelques décennies. L'intérêt porté à ces différents type d'études souligne leur importance et la nécessité de produire et d'homogénéiser ce type de données à l'échelle mondiale, en minimisant les interruptions temporelles.

Dans cette partie, les méthodes permettant de mesurer les variations de longueur et les bilans de masse des glaciers sont dans un premier temps discutées avant d'aborder la question des inventaires de glaciers. Les atouts et limites de chacune de ces méthodes utilisées pour le suivi de la dynamique glaciaire sont discutées.

1.3.1 Mesures de longueur

La mesure de la longueur des glaciers est historiquement le premier type de mesure des variations glaciaires (cf. chapitre 1.2). La Suisse, pionnière dans ce type de mesure à travers son réseau de mesure initié par Forel en 1881, relève annuellement depuis cette date la position d'un échantillon d'une centaine de glaciers considérés comme représentatifs, constituant la plus remarquable série continue de données sur les fluctuations des glaciers. La longueur des périodes pour lesquelles elles sont disponibles, ainsi que leur disponibilité pour de nombreux massifs montagneux tiennent au fait que les données de longueurs sont facile à acquérir et illustrent bien les impacts du changement climatique (Le Bris et Paul, 2013). Leur utilisation est parfois limitée car les séries sont souvent incomplètes (interruptions) et l'hétérogénéité des méthodes utilisées rend la comparaison des données difficiles (Hoelzle *et al.*, 2003).

a. Méthodes

C'est généralement la variation de longueur du glacier entre deux dates qui est exprimée. Selon les cas, c'est un seul point qui est mesuré (position du front la plus basse) ou un ensemble de points plus ou moins denses qui permettent une véritable cartographie du front. Cette mesure est généralement effectuée une fois par an, à la fin de la saison d'ablation. Plusieurs méthodes permettent de localiser la position du front et d'en déduire les variations de longueur du glacier: la mesure depuis des repères fixes, la cartographie du front par triangulation, par GPS ou depuis des images aériennes ou satellites.

Mesure depuis des repères fixes

Un ou plusieurs repères fixes (rocher, point particulier) localisés à l'intérieur ou en bordure de

1 - GCOS : Global Climate Observing System (cf.2.1)

2 - GTOS : Global Terrestrial Observing System (cf. 2.1)

la marge proglaciaire, permettent de déterminer la distance entre le front du glacier et ces repères. Le manuel de l'institut fédéral suisse de recherches sur la forêt (actuel WSL), reproduit par Kasser (1967), indique que *toutes les mesures de distances entre les points de référence et le front doivent être réalisées parallèlement à une direction donnée* (Fig.1-21). En cas de besoin (fort recul du glacier), les repères fixes peuvent être déplacés.

Cartographie du front par triangulation

La position du front du glacier est mesurée par triangulation, c'est-à-dire en mesurant les angles entre le front et des points de référence (à l'aide d'un théodolite), plutôt que de mesurer directement la distance entre les points.

Cartographie du front par GPS

La position du front est relevée grâce à un GPS ou un dGPS (differential Global Positioning System). L'incertitude est alors celle de l'appareil utilisé. Par cette méthode, de nombreux points peuvent être relevés.

Cartographie du front depuis des images aériennes ou satellites

Les images aériennes ou satellites permettent de repérer et de cartographier la position du front d'un ou plusieurs glaciers à des intervalles de temps réguliers. L'incertitude est alors directement liée à la taille du pixel de l'image. Cette méthode ne nécessite pas de visites régulières sur le terrain mais reste dépendante de la régularité de l'acquisition des données. Elle permet de suivre l'évolution des fronts des glaciers sur de vastes régions simultanément.

Deux types de mesures peuvent être réalisées à l'aide d'un SIG : (i) mesure de la distance entre point le plus haut et point le plus bas du glacier en suivant la ligne de flux ; (ii) mesure de la position du front du glacier. Les méthodes automatiques permettant de déterminer la longueur du glacier à partir du contour des glaciers et d'un MNT (Le Bris et Paul, 2013) peuvent être utilisées dans le premier cas ; celles permettant de délimiter le contour des glaciers depuis des images multispectrales (*ex* : Paul *et al.*, 2004b) peuvent être utilisées pour délimiter la position du front.

b. Significativité

A la différence du bilan de masse qui reflète une réponse directe et non retardé du climat, les

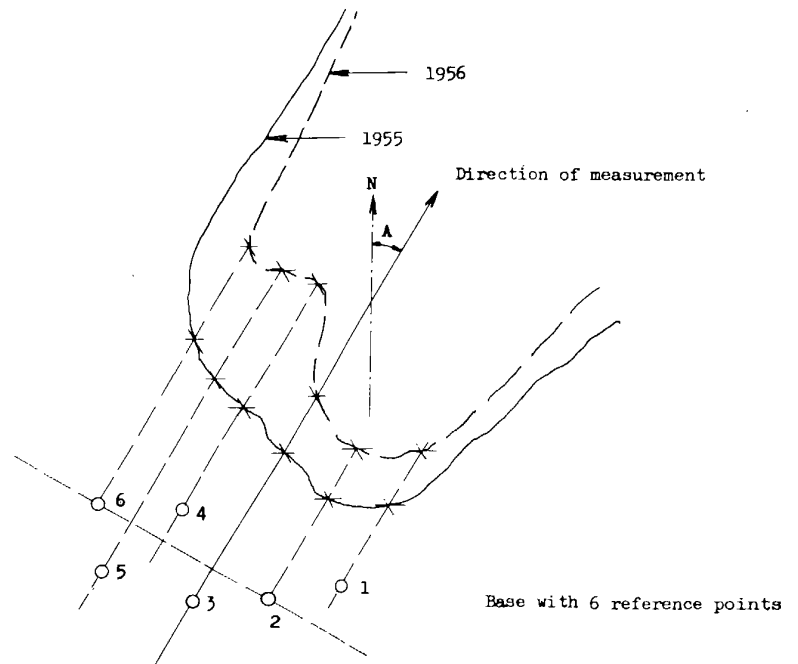


Fig.1-21 : Méthode d'évaluation de la position du front d'un glacier à une date donnée afin d'en déduire ses variations (Kasser, 1967).

variations de longueur sont une réponse claire, différée et filtrée du glacier aux conditions climatiques (Haeberli, 1995). Cela se traduit par un décalage entre les conditions climatiques et les mouvements de retrait ou d'avancée du front du glacier. Le temps de réponse d'un glacier aux modifications climatiques est en effet différent d'un glacier à l'autre car il dépend de la dynamique du glacier et de ses caractéristiques (Vincent *et al.*, 2004). Par exemple, le temps de réponse du glacier des Bossons est beaucoup plus court que celui de la Mer de Glace : respectivement 9 et 41 ans selon Haeberli et Hoelzle (1995) et Hoelzle *et al.* (2007). Les variations de longueur des glaciers ne peuvent pas être interprétées directement en termes de changements climatiques (Vincent *et al.*, 2004), car la position des fronts est le résultat de dynamiques d'écoulement de la glace complexes qui dépendent du forçage climatique des décennies passées (Paterson, 1994) et que le temps de réponse des glaciers dépend de leur taille, de leur géométrie et d'autres paramètres dynamiques qui diffèrent d'un glacier à une autre (Nye, 1965 ; Jóhannesson *et al.*, 1989).

Il n'existe pas de méthode simple qui permet de relier directement les fluctuations glaciaires aux variations de bilan de masse (Jóhannesson *et al.*, 1989; Haeberli, 1995; Haeberli *et al.*, 2007; Hoelzle *et al.*, 2003; Oerlemans, 2007). La synthèse proposée par Le Roy (2012) souligne que le temps de réponse est inversement proportionnel au gradient de bilan de masse et à la pente moyenne du lit du glacier, et qu'il n'est pas forcément corrélé à la taille du glacier, à sa sensibilité climatique, et à son orientation. Les grands glaciers à pente généralement plus faible, ont généralement un temps de réponse plus long. Dans les Alpes, l'influence de la morphologie du glacier sur son temps de réponse, et donc sur ces variations de longueur permet de distinguer trois types de glaciers: (i) les grands glaciers sensibles aux changements séculaires du climat (ex: le glacier d'Aletsch), (ii) les glaciers de vallée et de montagne, de taille moyenne et à pente moyenne à forte, qui réagissent à l'échelle décennale (ex: la Mer de Glace), et (iii) les petits glaciers, qui reflètent les variations interannuelles du climat (ex: le glacier de Saint Sorlin).

Toutefois, les variations de longueur cumulées des glaciers peuvent être utilisées comme indicateur climatique (Oerlemans, 1994) et servir de données de bases à la reconstitution des fluctuations climatiques passées ou pour des travaux de modélisation. La représentation statistique du comportement des glaciers (Fig.1-22)

permet par exemple de mettre en évidence une tendance générale du comportement des glaciers, et de relier celle-ci avec le climat. Pour cela, un échantillon le plus complet possible de glaciers représentatifs de l'évolution du climat est nécessaire. Le GCOS /GTOS insiste sur l'importance de pérenniser la mesure des variations de longueur des glaciers dans le cadre du GTN-G.

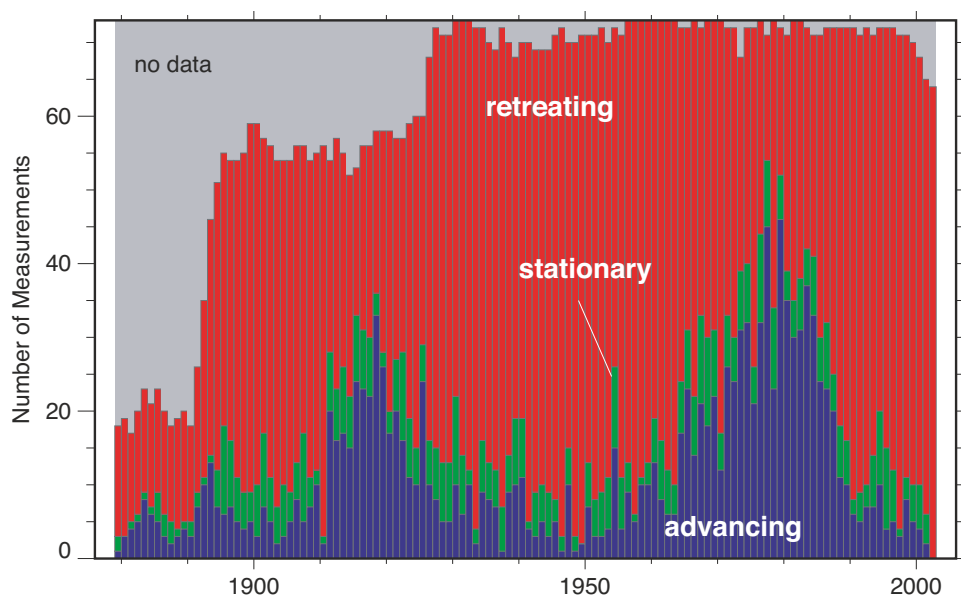


Fig.1-22 : Classification annuelle du comportement de 73 glaciers suisses (en bleu: glaciers qui avancent ; en vert : glaciers stationnaires ; en rouge : glaciers en retrait) (Herren *et al.*, 2008).

1.3.2 Mesures du bilan de masse

De nombreux travaux détaillent les méthodes de mesure du bilan de masse (Østrem et Brugman, 1991 ; Six, 2000 ; Braithwaite, 2002 ; Dyurgerov, 2002 ; Hubbard et Glasser, 2005 ; Kaser *et al.*, 2003 ; Barry, 2006 ; Vincent 2010 ; Benn et Evans, 2010 ; Cogley *et al.*, 2011) Nous donnerons ici un aperçu rapide des 4 principales méthodes utilisées: glaciologique, hydrologique, cartographique et gravimétrique, avant de présenter les différentes méthodes pour reconstituer les bilans de masse passés.

a. Méthode glaciologique

La méthode glaciologique ou méthode directe, consiste à mesurer sur le terrain l'ablation et l'accumulation totale.

- L'**accumulation** est mesurée en forant la couche de neige avec un carottier manuel, jusqu'au névé de l'année précédente. La limite entre la neige récente et le névé de l'année passée est repérable grâce à la différence de structure entre les deux types de neige. Les carottes extraites du glacier sont ensuite pesées et mesurées afin de traduire leur masse en équivalent en eau. L'accumulation annuelle s'exprime de la manière suivante (Benn et Evans, 2010) :

$$b_a = h (\rho_i / \rho_w)$$

où b_a est le bilan annuel ; h est la hauteur ; ρ_i la densité de la couche annuelle de la carotte et ρ_w la densité de l'eau.

- L'**ablation** est mesurée par l'intermédiaire de balises d'ablation, implantées dans la glace à l'aide d'une sonde à vapeur qui permet de forer la glace sur plusieurs mètres de profondeur. L'ablation à chaque balise d'ablation est déduite en mesurant son émergence au dessus de la surface du glacier. La densité de la glace est ensuite prise en compte pour convertir la mesure en équivalent en eau.

En général, le bilan de masse hivernal est mesuré à la fin de la période d'accumulation (mai) et le bilan annuel à la fin de la saison d'ablation. Le bilan estival est déduit de ces deux mesures en soustrayant le bilan de masse hivernal au bilan de masse annuel.

Les valeurs obtenues permettent d'estimer un bilan de masse local (au point de mesure). Le bilan de masse spécifique du glacier est ensuite déduit de l'extrapolation de ces valeurs ponctuelles à l'ensemble du glacier, en attribuant à chaque valeur du bilan de masse la surface du glacier pour laquelle elle est supposée être représentative.

La méthode glaciologique comporte trois principales sources d'erreurs suivantes (Zemp *et al.*, 2013), qui nécessitent de réanalyser les données afin de les homogénéiser (Fischer, 2010 ; Zemp *et al.*, 2013):

- Les mesures de terrain sont sensibles aux erreurs liées à la précision de la mesure, la densité de la mesure, l'estimation de la limite entre la neige récente et le névé, et la divergence des flux de glace ;
- L'extrapolation à la surface du glacier est sensible aux erreurs liées à la représentativité des points de mesure, aux méthodes d'interpolation utilisées et au sous-échantillonnage des secteurs difficile d'accès ;
- Les changements de surface et d'altitude du glacier par rapport à la surface de référence considérée (souvent grâce à la méthode cartographique; cf. section 1.3.2.c).

b. Méthode hydrologique

La méthode hydrologique consiste à établir le bilan hydrologique annuel du glacier en quantifiant les gains et les pertes en eau du glacier. Les précipitations correspondent aux gains tandis que l'eau du torrent émissaire représente les pertes. Le bilan peut s'écrire de la manière suivante (Benn et Evans, 2010) :

$$P_a - R_a - E_a + \Delta S_g + \Delta S_0 = 0$$

où P_a , R_a , et E_a sont, respectivement, les précipitations annuelles totales, l'écoulement et l'évaporation, ΔS_g la variation du stockage d'eau par le glacier et ΔS_0 celle des autres stocks d'eau (couvert neigeux à l'extérieur du glacier, eau qui s'infiltré, etc.).

Cette méthode est délicate à mettre en œuvre car certains paramètres sont difficiles à évaluer précisément (estimation des précipitations dans le bassin versant, pertes par infiltration, évaporation/sublimation, etc.). Elle nécessite également l'installation d'un seuil permettant de réaliser des mesures hydrologiques continue.

c. Méthode cartographique

Le principe de la méthode cartographique (appelée également méthode volumétrique, photogrammétrique ou géodésique) est d'évaluer la différence de volume du glacier à partir de deux MNT établis à des dates différentes. Ces MNT peuvent être obtenus à partir de cartes topographiques ou par photogrammétrie à partir de photographies aériennes ou d'images satellites. Le volume mesuré est ensuite converti en hauteur d'eau en prenant en compte la densité moyenne des matériaux (neige, névé, glace). L'utilisation d'images aériennes anciennes permet d'obtenir des mesures de bilan passé (les premières images aériennes exploitables sont celles que l'IGN a réalisé au début des années 1950).

Cette méthode, bien que plus précise que la méthode glaciologique, est coûteuse. Elle est généralement effectuée tous les 5 à 10 ans afin de valider les valeurs de bilan de masse obtenues par la méthode glaciologique (Vincent, 2010 ; Six, 2000). La principale limite de cette méthode est la densité affectée aux matériaux (neige, névé, glace) (Benn et Evans, 2010).

Les techniques photogrammétriques sont en pleine évolution et la qualité et la précision des images prises par satellite s'améliorent de plus en plus, ce qui laisse présager l'automatisation de cette méthode, à des coûts plus abordables. Berthier *et al.* (2007) ou Gardelle *et al.* (2012) ont appliqué cette méthode à des images satellites (SPOT et SRTM) dans le but de déterminer l'épaisseur de glace perdue par les glaciers de l'Himachal Pradesh et du Karakoram afin d'en déduire la variation de bilan de masse. Cette méthode prometteuse demande cependant de corriger de nombreux biais liés aux MNT utilisés avant de pouvoir être appliquée.

d. Méthode gravimétrique

Cette méthode récente consiste à détecter les changements de masse par l'intermédiaire des mesures de la gravité terrestre effectuées par les deux satellites GRACE (*Gravity Recovery And Climate Experiment*). Elle présente le grand intérêt d'être utilisable pour de grandes surfaces comme le Golfe d'Alaska (Luthcke *et al.*, 2008) ou le Groenland (Chen *et al.*, 2006).

e. Reconstitution du bilan de masse passé :

Plusieurs méthodes permettent de reconstituer les bilans de masse passés:

- *La modélisation depuis des données météorologiques*

Vincent (2002) a montré qu'il est possible de reconstituer les bilans masse des glaciers depuis le début du 20^e siècle en utilisant un modèle basé sur les précipitations hivernales (octobre à mai) et les températures estivales (mai à septembre).

- *La reconstitution depuis les longueurs cumulées*

Le bilan spécifique moyen peut être déterminé depuis les longueurs cumulées (Jóhannesson *et al.*, 1989 ; Hoelzle *et al.*, 2003 ; Haeberli, 1995). Les valeurs obtenues sont très approximatives, mais permettent d'obtenir un ordre de grandeur satisfaisant pour les variations séculaires des bilans de masse moyens.

- *L'estimation depuis la ligne de neige*

La LEG peut servir à estimer les variations du bilan de masse, avec lequel elle est bien corrélé (Braithwaite, 1984). Rabatel *et al.* (2005) ont par exemple déduit le bilan de masse de 3 glaciers français sur la période 1994-2002, en se basant sur les lignes de neige qui correspondent à la LEG lorsqu'elles sont relevées en fin d'année hydrologique.

1.3.3 Les inventaires des glaciers

Les inventaires de glaciers permettent de quantifier le changement des superficies glaciaires de manière globale. L'apparition des logiciels de SIG, un meilleur accès aux données sources et le développement des techniques de cartographie ont considérablement amélioré les conditions d'inventaires des glaciers, aujourd'hui partie intégrante du suivi des glaciers. De nombreuses études et travaux ont tenté d'homogénéiser les méthodes au niveau international (Müller *et al.*, 1977 ; Racoviteanu *et al.*, 2009), afin de rendre possible la comparaison des données issues de ces travaux.

La question du SIG et des données sources sont ici évoquées et seront davantage détaillées dans le chapitre 2.3), avant de présenter les différentes méthodes de cartographies. Les atouts et limites des inventaires de glaciers feront l'objet du chapitre suivant (1.4).

a. SIG et données sources

En France, avant l'apparition des SIG, les inventaires étaient établis sous forme de liste (ex : Mougin, 1925) et la superficie des glaciers était mesurée par planimétrie (ex : Vivian, 1975). Les logiciels de SIG permettent aujourd'hui d'organiser les inventaires et de les rendre plus facilement réutilisables et reproductibles. De plus, les fonctionnalités de ces logiciels permettent de déterminer automatiquement certaines caractéristiques des glaciers (superficie, altitude minimale, pente moyenne, etc.) qui peuvent être reliées à sa cartographie.

L'apparition des images satellites au début des années 1970 et la systématisation de l'orthorectification des images aériennes a stimulé le développement des inventaires de glaciers, à l'échelle locale (ex : Lambrech et Kunt, 2007 ; Andreasen *et al.*, 2008 ; Bolch *et al.*, 2010) ou globale (ex : GLIMS, GlobGlacier). Les images aériennes et satellitaires couvrent en effet de vastes superficies et permettent de cartographier un

grand nombre de glaciers. Leur répétition régulière à moindre coût ainsi que leur grande précision (qui ne cesse de s'améliorer) en font des données sources de grande qualité pour l'inventaire des glaciers.

b. Méthodes pour la délimitation des glaciers

La cartographie du contour des glaciers est la première étape vers la réalisation d'un inventaire. Quatre méthodes peuvent être utilisées: 1) la délimitation manuelle, 2) la méthode automatique, 3) la méthode semi-automatique, et 4) la reconstitution des extensions passées. Les méthodes que nous avons utilisées dans ce travail (1 et 4) sont détaillées dans le chapitre 2.2.

Délimitation manuelle

Le contour des glaciers est tracé manuellement depuis un document source (carte, orthophotographie, images satellite). Cette méthode, bien que très consommatrice en temps, est très précise, notamment dans les secteurs où la glace est couverte de débris rocheux et où l'ombre masque le glacier.

C'est cette méthode qui a été appliquée dans ce travail d'inventaire des glaciers français, depuis des orthophotographies. Celle-ci a également été utilisée dans des travaux tels que ceux de Stokes *et al.* (2007) où les glaciers de la vallée d'Adylsu (Caucase russe) ont été cartographiés manuellement depuis des images Landsat TM et ETM+.

Méthode automatique

De nombreux travaux ont montré l'intérêt de la méthode automatique basée sur les images satellites pour digitaliser le contour des glaciers (Paul *et al.*, 2002 et 2004; Kargel *et al.*, 2005; Racoviteanu *et al.*, 2008; Citterio *et al.*, 2009). Elle s'applique aux images multispectrales³ (ou multibandes). Il s'agit de regrouper les pixels similaires dans ces images. Pour cela, des méthodes de traitement d'images sont développées et des indices adaptés aux objets étudiés sont mis en place afin de mettre en évidence la végétation, l'eau, la glace, etc.

La détection automatique des glaciers est basée sur la différence de réflectance entre le glacier et les matériaux qui l'entourent. La neige et la glace ont en effet un indice de réflexion plus fort que celui des matériaux morainiques, de la végétation, ou de la roche (Herren *et al.*, 2008). Des algorithmes de classification sont utilisés pour classer les pixels de l'image satellite multispectrale, puis, à partir de suppositions à propos du matériel qui compose le glacier, et d'informations supplémentaires (topographie, texture, autres paramètres geomorphométriques), chaque pixel est identifié comme faisant partie ou non du glacier.

Trois types de méthodes de détection existent (Paul, 2000 ; Paul, 2002) : (i) la reconnaissance et le regroupement automatique de pixels par ratio de bandes spectrales (*segmentation of ratio image*), (ii) les

3 - Selon le capteur qui est utilisé pour la réaliser, une image peut être en niveaux de gris (1 bande) ou multispectrale (à plusieurs bandes). Les images multispectrales sont réalisées par de appareils de prise de vue qui permettent d'obtenir simultanément des enregistrements dans plusieurs bandes spectrales, visibles ou infrarouge. Les satellites comme Landsat TM (*Thematic Mapper*), Landsat ETM+ (*Enhanced Thematic Mapper*), ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflexion Radiometer*) ou encore SPOT HVR (*High Resolution Visible*) produisent ce type d'images.

techniques de classification supervisées et non-supervisées, et iii) l'amélioration du contraste entre la glace et les terrains alentours à travers l'utilisation d'un indice NDSI (*Normalized-Difference Snow Index*) (ex : Racoviteanu *et al.*, 2008).

L'avantage de la classification automatique depuis des images satellites est de pouvoir couvrir rapidement de vastes surfaces, avec une résolution spatiale correcte. La possibilité de répéter rapidement les opérations de cartographie est également très importante. Cependant, des corrections manuelles doivent être apportées dans certains cas : glaciers couverts de débris (encart 1-3), lacs (ex : Paul et Andreassen, 2009 ; Citterio *et al.*, 2009), zones d'ombre. L'évolution rapide des techniques permet de plus en plus de contourner ces difficultés : il existe par exemple des méthodes de classification automatique pour détecter les lacs (Huggel *et al.*, 2002 ; Bolch *et al.*, 2011).

Méthode semi-automatique

La méthode semi-automatique combine les méthodes automatique et manuelle. La méthode de détection automatique est appliquée dans un premier temps aux images, avant de réaliser une vérification individuelle en s'appuyant sur un autre inventaire ou sur d'autres images plus précises (orthophotographies par exemple).

C'est cette méthode qui a été employée pour réaliser les inventaires de 1985-1986 et de 2003 des glaciers des Alpes françaises par A. Rabatel et J.P. Dedieu (Gardent *et al.*, soumis). Une première étape a permis de déterminer l'extension des glaciers de 1985-1986 depuis des images Landsat 5 TM par une combinaison de bandes du moyen infra rouge (bandes 5, 4 et 2). Les limites de chaque glacier ont ensuite été individuellement vérifiées à partir de l'inventaire de 2006-2009 en apportant une attention particulière aux glaciers couverts de débris et aux secteurs à l'ombre. Les contours de 1985-1986 ont ensuite été croisés avec des images Landsat 5TM et Landsat 7 ETM+ de 2003, et le contour des glaciers a été manuellement ajusté à la superficie de 2003.

Reconstitution des extensions glaciaires passées

L'extension passée des glaciers est reconstituée sur la base d'indices visibles sur le terrain, depuis des cartes anciennes, ou depuis des images issues de la télédétection. C'est cette méthode qui a été utilisée dans ce travail pour reconstituer l'extension des glaciers des massifs du Mont Blanc, des Écrins et de la Vanoise au PAG (cf. chapitre 2.3), comme par Maisch *et al.* (1999) pour les glaciers suisses au PAG. Citterio *et al.* (2009) ont quant à eux reconstitué la position des glaciers de l'ouest groënlandais au PAG depuis les *trimlines* et les marges proglaciaires dépourvues de végétation, bien visibles sur les images multispectrales (Landsat ETM+).

Encart 1-3 - La détection automatique des glaciers couverts de débris

La classification multispectrale ne permet pas de détecter les glaciers couverts de débris (Fig.1-23) car les propriétés spectrales des débris qui recouvrent le glacier sont similaires à celles des tills alentours (Paul *et al.*, 2004b, Shukla *et al.*, 2010). La délimitation manuelle, très consommatrice de temps mais plus fiable, a donc souvent été privilégiée (*ex* : Stokes *et al.*, 2007). Afin d'automatiser au maximum la délimitation des glaciers couverts de débris, plusieurs méthodes ont été développées ces dernières années, mais de nombreuses imperfections persistent, notamment pour les glaciers dont l'épaisseur de la couverture détritique supraglaciaires est importante (Bolch *et al.*, 2007). Parmi ces méthodes, citons : (i) l'analyse morphométrique des données issues d'un MNT (Bishop *et al.*, 2001 ; Bolch et Kamp, 2006) , (ii) l'analyse morphométrique couplée avec les informations thermiques fournies par ASTER (Shukla *et al.*, 2010 ; Bolch *et al.*, 2007; Ranzi *et al.*, 2004), (iii) la méthode semi-automatique combinant la classification multispectrale automatique (glace vive, végétation), avec des données extraites de MNT (pente), l'analyse de la connexion entre glacier couvert et glacier non couvert, et la détection de changements entre deux dates (Paul *et al.*, 2004b), et plus récemment, (iv) l'analyse des textures (Racovinteanu et William, 2012).

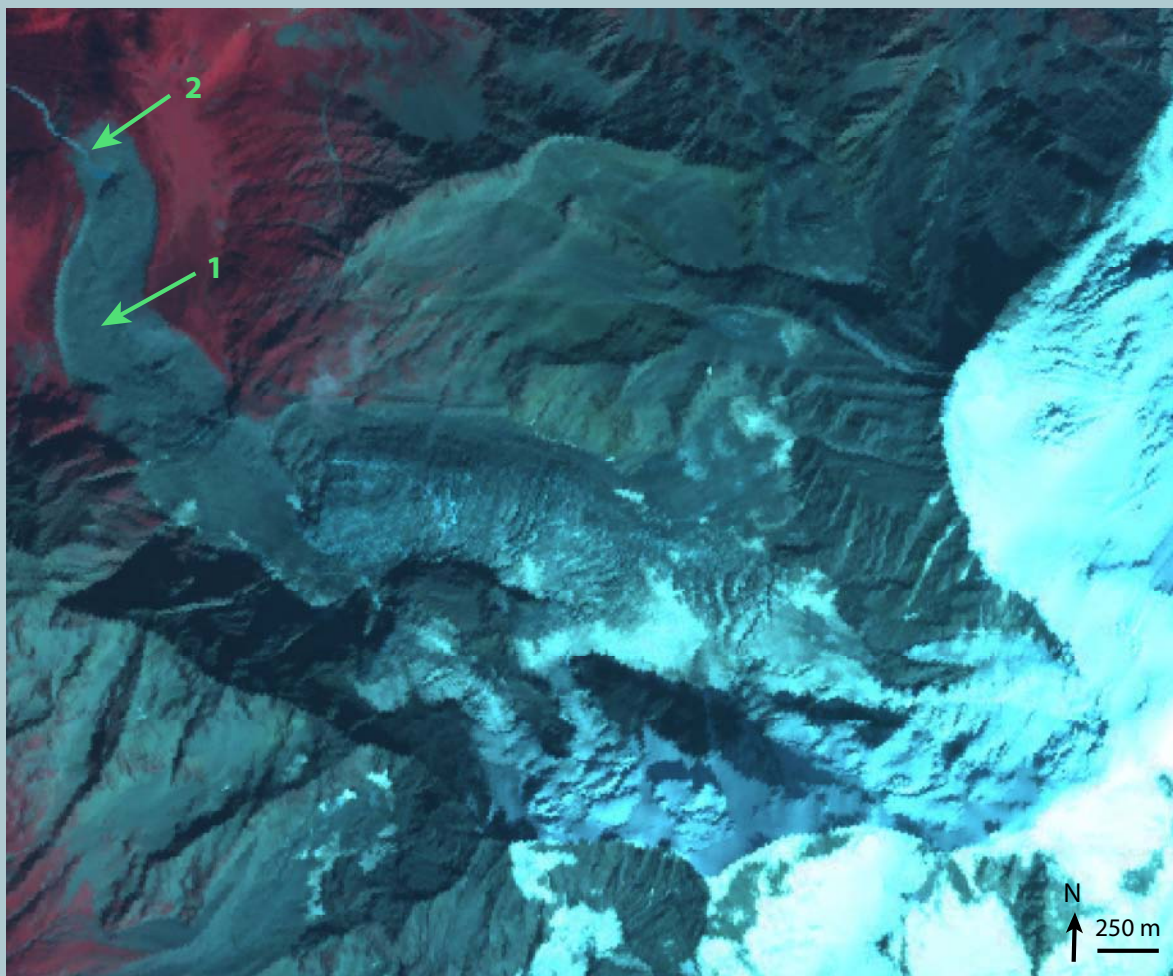


Fig.1-23 : Glacier de Bionnassay (massif du Mont Blanc) sur une image SPOT de 2009 (Fondation Montagne Sûre). La détection automatique ne permet pas de différencier le glacier (1) de la marge proglaciaire (2).

Les mesures de longueur et de bilan de masse par la méthode glaciologique sont les méthodes de suivi classique de la dynamique glaciaire. Le bilan de masse est un bon indicateur des variations climatiques, mais sa mesure régulière demande une logistique lourde, ce qui restreint ce type de mesure à un petit nombre de glaciers. Les séries de mesure de bilan de masse sont relativement courtes par rapport à celles des variations de longueur des glaciers qui, bien qu'elles ne représentent qu'un signal indirect des variations climatiques, sont des données essentielles pour le suivi des glaciers.

Les inventaires de glaciers ont pu se développer grâce à l'apparition des logiciels de SIG, à un meilleur accès aux données sources, et à l'amélioration des techniques de cartographie. Documents anciens et données d'archives permettent d'obtenir des données qui couvrent des périodes passées, rendant possible l'étude de l'évolution des glaciers au cours du temps.

Chapitre 1.4

La triple fonction des inventaires de glaciers

Les inventaires de glaciers aident à résoudre le problème de la représentativité des mesures locales (Hoelzle *et al.*, 2007) et peuvent constituer une base de travail statistique pour de nombreuses autres études. A travers leur répétition, les inventaires de glaciers sont devenus des outils pour l'évaluation des impacts du changement climatique (Haeberli *et al.*, 2007) et pour le suivi de la dynamique glaciaire en complément des méthodes de suivi classiques des glaciers.

Cependant, les inventaires de glaciers n'ont de valeurs que s'ils sont exhaustifs et régulièrement mis à jour (Müller et Scherler, 1980). Si l'intérêt des inventaires de glaciers aux échelles locale (France, Alpes) et globale (cf. WGI, GLIMS) est différent, ce chapitre présente leurs principales fonctions : la connaissance de l'état de l'ensemble des glaciers, la compréhension de leur évolution, et leur rôle dans la détection de glaciers représentatifs ou à risque.

1.4.1 Connaissance de l'état général des glaciers

Les inventaires de glaciers constituent un tableau de l'état des glaciers à une date donnée, celle des documents sources utilisés pour leur réalisation. Ils peuvent servir à évaluer la ressource en eau, fournir des informations exhaustives pour une valorisation patrimoniale, ou l'étude des aléas glaciaires.

a. L'inventaire pour l'évaluation du stock d'eau glaciaire

Les inventaires de glaciers, peuvent servir de base pour estimer les volumes de glace et donc la ressource en eau stockée. La comparaison de deux inventaires permet quand à elle d'évaluer avec précision les variations de volume stocké. Le volume de glace est une donnée indispensable pour évaluer la ressource en eau disponible et la contribution potentielle des glaciers à l'augmentation du niveau de l'océan mondial.

Évaluer la ressource en eau disponible

Les Alpes sont souvent considérées comme le château d'eau de l'Europe. Elles assurent en effet l'approvisionnement en eau d'un espace qui compte près de 170 millions d'habitants (CIPRA, 2011). En Suisse et en Autriche, la quantité d'eau douce consommable par habitant est près de 2,5 fois plus élevée que pour la moyenne européenne (CIPRA, 2011). Les principaux besoins hydriques sont l'agriculture (irrigation), l'énergie hydroélectrique, l'industrie, l'eau potable et le tourisme (CIPRA, 2011).

Les glaciers constituent une ressource en eau de premier ordre. Dans les régions de montagne, une grande partie des précipitations est en effet stockée à différentes échelles de temps (Jansson *et al.*, 2003) dans les lacs ou sous forme de neige et de glace, ce qui a pour effet de réguler les débits. Dans le contexte actuel de modification du climat et de retrait des glaciers, il paraît indispensable de connaître les volumes d'eau disponibles et d'estimer leur évolution future (Huss *et al.*, 2010 ; Farinotti *et al.*, 2012 ; Finger *et al.*, 2013). La diminution, voire la disparition des volumes de glace, ainsi que la diminution du couvert neigeux entraînent en effet une modification de la ressource hydrique disponible (Barnett *et al.*, 2005 ; CIPRA, 2011). En ce qui concerne la ressource en eau provenant directement des glaciers, si à court terme celle-ci a tendance à augmenter (fonte rapide des glaciers), elle devrait diminuer sur le long terme suite à la disparition de nombreux appareils glaciaires.

Les inventaires de glaciers sont donc nécessaires pour l'évaluation de la ressource en eau. Cette dernière présente des enjeux environnementaux et économiques forts qui nécessitent des stratégies de gestion dans le contexte des modifications climatiques. Deux des trois principaux objectifs du WGI sont d'ailleurs : d'améliorer les connaissances au niveau local, régional et global, du cycle de l'eau et de son équilibre, et de servir de base de données pour la gestion de la ressource en eau, l'hydroélectricité, l'irrigation, la prévention des risques et les activités récréatives (Müller et Scherler, 1980). L'inventaire du WGI sert par exemple de base à l'étude de Kaser *et al.* (2010), qui estiment la contribution des glaciers dans la disponibilité en eau des populations pour plusieurs grands bassins versants.

Évaluer la contribution potentielle des glaciers à l'augmentation du niveau de l'océan mondial

De nombreuses études ont tenté d'estimer la valeur de la contribution des glaciers et calottes de glace à l'augmentation du niveau de l'océan, à travers l'estimation de leur volume de glace (Oerlemans et Fortuin, 1992 ; Dyurgerov, 2003 ; Braithwaite et Raper, 2002 ; Meier *et al.*, 2007, Radic et Hock, 2011 ; Huss et Farinotti, 2012 ; Grinsted, 2013). Leurs résultats ne sont pas toujours en accord, du fait notamment des incertitudes qui demeurent : la localisation et la taille des glaciers à l'échelle globale n'est pas connue de façon complète, et les projections concernant l'évolution du climat sont variables (Paul, 2011). Haeberli et Linsbauer (2013) soulignent également qu'une part des volumes de glace libérés ne contribue pas à l'élévation du niveau marin car ils sont situés en dessous du niveau des océans. Selon le GIEC, le niveau moyen de l'océan s'est élevé de 2 mm.an^{-1} en moyenne entre 1971 et 2010 ; cette élévation pourrait atteindre 0,26 à 0,82 m pour la période 2081-2100 par rapport à 1986-2005 (IPCC, 2013). Pour les glaciers de montagne et de calottes, Meier *et al.* (2007) suggèrent une contribution de 0,1 à 0,25 m d'ici la fin du siècle, tandis que Radic et Hock (2011) proposent $0,124 \pm 0,037 \text{ m}$.

Ces auteurs soulignent la nécessité d'améliorer la distribution statistique et spatiale des superficies et volumes glaciaires (Meier *et al.*, 2007 ; Paul, 2011 ; Radic et Hock, 2011). Les inventaires de glaciers, associant la localisation des glaciers à leurs caractéristiques topographiques, sont essentiels, bien que les glaciers hors inlandsis du Groenland et de l'Antarctique représentent à peine 1 % de la superficie englacée de la Terre (Radic et Hock, 2011). La fonte des glaciers alpins ne contribuera pas à l'augmentation du niveau des mers de façon significative car ils ne couvraient que 2050 km^2 en 2003 (Paul *et al.*, 2011) sur un total d'environ 15 millions de km^2 (www.nsidc.org), mais leur étude permet de développer des méthodes applicables ailleurs (Paul, 2006).

Estimer les volumes de glace

Les mesures de terrain (mesures radars, sismique, forages) permettent généralement de déterminer l'épaisseur et donc le volume des glaciers, mais elles ne sont réalisées que sur un très petit nombre de glaciers car elles sont lourdes à mettre en oeuvre. La modélisation permet de pallier cette difficulté. Diverses méthodes fournissent une estimation du volume de glace (Bahr *et al.*, 1997 ; Chen et Ohmura., 1990, Haeberli et Hoelzle, 1995 ; Debeer et Sharp, 2007 ; Linsbauer *et al.*, 2009 ; Paul et Svoboda, 2009 ; Huss et Farinotti, 2012), l'extension des glaciers étant une donnée d'entrée essentielle pour ces travaux qui utilisent pour la plupart des relations entre volume et superficie.

Haeberli et Hoelzle (1995) ont développé un protocole de paramétrisation (*parametrisation scheme*) basé

sur l'analyse des données topographiques des inventaires de glaciers. Hoelzle *et al.* (2007) ont appliqué cette méthode pour reconstituer les bilans de masse et le volume de glaciers alpins et néo-zélandais, en utilisant superficie, longueur, altitude maximale et minimale des glaciers recensées dans la base de données du WGI. La méthode de Linsbauer *et al.* (2009) estime la topographie du lit rocheux depuis un nombre limité de données en entrées: le contour des glaciers, les lignes de flux et un MNT. Cette approche basée sur les outils SIG permet de modéliser le volume de glace. La méthode présentée par Paul et Haeberli (2008) pour estimer la perte d'épaisseur des glaciers suisses entre 1985 et 1999, tout comme celle de Farinotti *et al.* (2009) qui propose d'estimer la distribution des épaisseurs de glace et le volume des glaciers, utilisent le contour des appareils glaciaires comme données en entrée dans leurs modèles. De telles études sont rares en France, nous signalerons celle de Berthier *et al.* (2004) qui présente une méthode pour mesurer les changements d'épaisseur des glaciers depuis les images satellites (exemple de la Mer de Glace).

b. L'inventaire comme outil de valorisation patrimoniale

Les inventaires de glaciers constituent une base de données utile pour la valorisation patrimoniale. Les glaciers font en effet partie d'un patrimoine naturel qu'il convient de préserver, comme le souligne l'inscription de cinq sites glaciaires au patrimoine mondial (UNESCO, 2009).

Leur valeur esthétique, culturelle, scientifique, économique et historique est indéniable et en fait des objets qui méritent une attention particulière. La perception des glaciers a beaucoup évolué au fil du temps : autrefois fuis et redoutés, ils sont ensuite devenus source de curiosité et de fascination. De nos jours, leur caractère spectaculaire leur confère une attractivité touristique (ski d'été, randonnée pédestre, alpinisme, etc.), qui a un impact sur l'économie locale. Par l'intérêt qu'ils suscitent, ils ont également une valeur pédagogique, notamment à propos du réchauffement climatique dont ils sont des témoins remarquables.

Les inventaires de glaciers permettent de mettre en valeur ces objets à forte valeur patrimoniale, en les intégrant aux inventaires de géomorphosites (ex : Perret et Reynard, 2011). Ils participent ainsi à la "connaissance objective de la ressource" (Gauchon, 2010), qui permet la prise de conscience de la dimension patrimoniale de celle-ci. De plus, l'aspect visuel des inventaires de glaciers rend les connaissances scientifiques très accessibles au public.

Avec le retrait glaciaire, si des valeurs préalablement mises en avant menacent de s'effacer, la disparition de certaines formes remarquables peut en laisser apparaître d'autres dignes d'intérêt (Diolaiuti et Smiraglia, 2010).

En France, l'état de conservation des "glaciers permanents" fait partie des habitats inventoriés par la Fédération des Conservatoires Botaniques Nationaux (FCBN), chargée de coordonner l'expertise sur la flore et les habitats (hors habitats marins) au sein de l'Inventaire National du Patrimoine Naturel (INPN ; <http://inpn.mnhn.fr>). La Commission européenne a demandé un nouveau rapport concernant l'état de conservation des espèces et des habitats pour 2013, pour lequel l'inventaire actuel des glaciers des Alpes françaises que nous avons réalisé a été utilisé, ce qui illustre l'intérêt des inventaires pour la préservation et la valorisation des éléments non vivants (géologiques, par opposition aux éléments biologiques ; <http://inpn.mnhn.fr>).

c. Le rôle de l'inventaire dans la détection et le suivi des aléas

La mise en évidence de secteurs à aléas potentiels d'origine glaciaire est un premier pas vers la gestion des risques (Kääb *et al.*, 2005b). Dans le chapitre 4.2, nous présenterons des méthodes simples pour détecter ces secteurs. Le croisement de données contenues dans un inventaire de glacier (extension des glaciers et/ou paramètres topographiques) avec la topographie du glacier et de ses alentours déduite d'un MNT et avec d'autres données (ex : géomorphologiques) peut constituer une première approche de localisation des aléas, qui a été proposée pour plusieurs types d'aléas (ex : Salzmann *et al.*, 2004; Huggel *et al.*, 2004c ; cf. chapitre 4.2).

1.4.2 Comprendre les évolutions passée, présente et future des glaciers

La répétition des inventaires permet de travailler sur l'évolution des glaciers au cours d'une ou plusieurs périodes. Les inventaires sont alors une méthode de suivi des glaciers, en complément des méthodes existantes tout en apportant des informations qui leurs sont propres. Ils peuvent également être utilisés comme données d'entrée pour des travaux de modélisation.

a. La mise à jour nécessaire des inventaires

L'inventaire de glaciers prend pleinement son sens s'il est régulièrement mis à jour (Müller et Scherler, 1980). Les méthodes de détection automatique permettent d'optimiser cette tâche (Paul, 2006) qui peut s'avérer fastidieuse. Un premier inventaire peut être utilisé comme base pour d'autres inventaires, notamment dans les secteurs où seule la langue glaciaire évolue. La répétition des inventaires doit tenir compte du temps de réponse des glaciers, qui varie avec la taille des ces derniers (Müller et Scherler, 1980) : par exemple, les variations des petits glaciers au temps de réponse court (quelques années) seront difficilement mises en évidence si la mise à jour de l'inventaire est peu fréquente (intervalle de une ou plusieurs décennies). Les données des inventaires doivent par ailleurs être comparables entre elles (*ex* : précision du même ordre de grandeur, exhaustivité des inventaires). L'utilisation des SIG permet d'étudier les fluctuations glaciaires d'un point de vue quantitatif en même temps qu'il est possible d'en obtenir un aperçu visuel.

Les inventaires diachroniques, par leur caractère exhaustif, peuvent compléter d'autres méthodes de suivi des glaciers (cf. chapitre 1.2). Ils permettent ainsi :

- D'évaluer la représentativité des glaciers sélectionnés pour les mesures de bilan de masse et de fluctuation de longueur (Müller et Scherler, 1980 ; Haeberli, 1995 ; Hoelzle *et al.*, 2007). De plus, les inventaires permettent d'étudier tous les glaciers, y compris ceux difficiles d'accès pour lesquels les études sont rares, et les petits glaciers dont les changements sont mieux évalués par des inventaires répétés (Paul *et al.*, 2007).
- D'étudier les fluctuations glaciaires à l'échelle globale comme locale. Les glaciers sont de bons indicateurs du climat (cf. chapitre 1.1) et l'analyse statistique conjointe des données climatiques et topographiques des glaciers permet d'étudier la relation glacier-climat (Müller et Scherler, 1980), et donc les effets passés et futurs des variations climatiques.
- De mettre en évidence des évolutions différentes pour des cohortes de glaciers différentes : petits/grands,

raides/en pente douce, exposés N/S, exposés/non-exposés aux flux d'ouest, couverts/non-couverts de débris, etc.

- De réaliser des analyses statistiques que ne permettent pas les autres méthodes grâce aux nombreuses données contenues dans les inventaires.

b. Données de base pour la modélisation

Les données rassemblées dans un inventaire de glaciers (données cartographiques et bases de données associées) peuvent servir de données d'entrée pour des travaux de modélisation. La plupart des modélisations qui concernent directement les glaciers ont pour but d'étudier l'évolution, la dynamique et le régime thermique de ces derniers. Il existe d'autres études dans lesquelles les glaciers ne sont pas le sujet principal de la modélisation mais constituent un paramètre dans le système modélisé (ex : pergélisol, végétation). Outre la modélisation du volume de glace présenté supra (cf. section 1.4.1), nous proposons ici plusieurs exemples de modélisation pour lesquelles des données issues d'inventaires de glaciers ont été utilisées.

Dans le contexte actuel de recul généralisé des glaciers, les scientifiques cherchent à modéliser le climat passé et à venir ainsi que l'état futur des masses glaciaires. Un des objectifs principaux du WGI est d'ailleurs d'améliorer les études sur les processus climatiques et d'étudier le changement climatique (Müller et Scherler, 1980).

Paul *et al.* (2006) utilisent le contour des appareils glaciaires comme données en entrée dans leurs modèles pour le calcul et la visualisation de l'extension future des glaciers à travers les variations de la ligne d'équilibre. Oerlemans (2005) s'est servi des mesures de longueurs de 169 glaciers pour retrouver les températures globales et régionales depuis le début du 17^e siècle, puisqu'elles ne sont mesurées en nombre que depuis le dernier tiers du 19^e siècle. Le modèle utilisé permet de relier perturbation de température et variation de longueur en tenant compte du temps de réponse et la sensibilité au climat de chaque glacier.

Les modèles de l'évolution de la distribution des plantes du milieu montagnard nécessitent de prendre en compte l'occupation des sols, et introduire la délimitation des glaciers dans ces modèles est indispensable. Ainsi, Carlson (2013) a modélisé l'évolution de la distribution de 36 espèces végétales dans la vallée de Chamonix pour 2010-2080. Les données de répartition de la forêt pour trois dates (1952, 1979 et 2008) et celles d'extension glaciaire pour ~1850, et 2008 proposées dans notre inventaire (ainsi que 1952) ont servi de données d'entrée à cette étude. Comme l'extension des glaciers a un impact sur la distribution actuelle et future des plantes, l'intégration des données glaciaires à ce modèle a permis de tamponner la répartition des plantes alpines face au changement climatique.

Les glaciers modifient le régime thermique et les conditions mécaniques du terrain qui les entourent (Wegmann *et al.*, 1998). La présence de glace peut maintenir des conditions proches de 0°C qui seront soumises aux conditions climatiques locales en cas de disparition de la glace, d'où la nécessité de prendre en compte l'extension des glaciers dans les études sur le pergélisol. F. Magnin (laboratoire EDYTEM) réalise une thèse sur la modélisation du pergélisol des parois de haute montagne afin de comprendre la relation probable entre sa dégradation et l'augmentation des écroulements rocheux : sa modélisation intègre l'extension actuelle des glaciers dans ce massif proposée dans notre inventaire.

1.4.3 L'inventaire pour la sélection de cas d'étude

Les inventaires de glaciers constituent un outil pour le choix de cas d'étude. Les outils proposés par les logiciels de SIG permettent de croiser plusieurs niveaux d'information et de faire des requêtes spatiales. Les données compilées dans les inventaires de glaciers (données cartographiques et bases de données associées) peuvent ainsi être sélectionnées selon des critères prédéfinis, ou être croisées avec d'autres informations (topographie, géomorphologie, géologie, couvert végétal, etc.). L'inventaire peut aider à la sélection des glaciers sur lesquels réaliser des mesures de bilan de masse et de fluctuation de longueur, en s'assurant de leur représentativité (Hoelzle et al., 2007). Il est une première ressource pour l'évaluation des risques glaciaires (Kääb *et al.*, 2005a,b) à travers la sélection de secteurs qui ont été sources d'aléas (cf. 1.4.2). Sa répétition dans le temps permet de détecter une dynamique glaciaire atypique par rapport aux glaciers du même type ou à une période précédente, révélatrice d'aléas potentiels.

Les inventaires de glaciers sont des outils dont l'utilisation s'est récemment généralisée, car ils présentent trois fonctions principales : i) la connaissance de l'état de l'ensemble des glaciers d'un massif ou d'une région à un moment donné, ii) le suivi de l'évolution des glaciers à travers les inventaires diachroniques et sa prévision par la modélisation, et iii) l'aide à la sélection de cas d'étude.

PARTIE 2

Méthodologie pour l'inventaire des glaciers et des marges proglaciaires

Chapitre 2.1

Les inventaires de glaciers

Le premier inventaire de glaciers semble avoir été compilé par Richter (1888) dans l'Est des Alpes, en se basant sur les cartes topographiques austro-hongroises (Knoll *et al.*, 2009 ; Williams et Ferrigno, 2005). C'est à la fin du 19^e siècle que le suivi des glaciers à l'échelle régionale débute réellement, suite à la création de la Commission Internationale des Glaciers (<https://nsidc.org/>), mais il faut attendre la seconde moitié du 20^e siècle pour voir se développer les inventaires systématiques avec l'Année Géophysique Internationale (AGI). La création du WGMS et la mise en place du WGI permettent le recensement des glaciers à l'échelle régionale, rassemblant les données existantes et en créant de nouvelles. Ce projet s'est largement étoffé depuis et de nouveaux projets locaux et internationaux ont vu le jour en lien avec les évolutions techniques, permettant d'accroître sensiblement les connaissances sur les glaciers.

La principale difficulté des inventaires de glaciers est d'obtenir et de rassembler des données homogènes qui puissent être comparées. L'hétérogénéité tant spatiale que temporelle des sources, des outils, des méthodes et des opérateurs rend la tâche difficile. Les inventaires à l'échelle régionale ont permis d'engager la réflexion sur les méthodes à privilégier, les définitions à respecter, etc. Les documents de recommandation mis en place au sein de ces grands projets (WGI et GLIMS essentiellement), améliorés et complétés au fil du temps, permettent aujourd'hui d'appliquer des règles similaires pour toutes les régions du monde et ainsi d'alimenter de manière pertinente les bases de données, mises à la disposition de tous.

Dans cette partie, nous présentons d'abord les différents inventaires qui existent à l'échelle mondiale, avec leurs objectifs et leurs principales caractéristiques, avant de préciser quelle est la place qu'ont les données françaises au sein de ces bases de données. Dans un deuxième temps, nous nous focaliserons sur les inventaires qui existent dans les Alpes européennes, en s'attardant sur le cas de la France.

2.1.1 Les inventaires de glaciers à l'échelle mondiale – Caractéristiques et méthodologies

Au milieu des années 1950, le Comité Spécial de l'Année Géophysique Internationale tente pour la première fois d'organiser un inventaire des glaciers (Müller et Scherler, 1980), mais c'est dans les années 1970 qu'un inventaire global des secteurs englacés prend réellement forme avec le lancement du **WGI** (*World Glacier Inventory*). En 1999, le projet **GLIMS** (*Global Land Ice Measurement from Space*) s'appuie sur les nouvelles possibilités offertes par le radiomètre ASTER pour produire une cartographie des secteurs englacés. En 2007, le projet **GlobGlacier** débute. L'objectif de ces projets est de rassembler le maximum d'informations sur les glaciers du globe (hors inlandsis) et de les rendre facilement accessibles.

Ces différents projets interagissent et se complètent. Des réseaux tels que le GTN-G permettent de maintenir un lien entre ces structures afin de normaliser les études.

Après avoir présenté les deux principaux projets que sont le WGI et GLIMS, nous présenterons rapidement le projet GlobGlacier destiné à compléter les bases de données existantes. Nous préciserons ensuite le rôle du GTN-G avant d'exposer la place des glaciers français dans ces bases de données internationales.

a. Le World Glacier Inventory (WGI)

Suite à l'AGI de 1957, huit pays (le Mexique, le Canada, l'Italie, l'Argentine, les États-Unis, la

Norvège, l'URSS et la France) préparent leurs inventaires des glaciers avec différents niveaux d'exhaustivité et de détails (Müller et Scherler, 1980), mais c'est seulement dans les années 1970 qu'un inventaire global des secteurs englacés prend réellement forme avec le lancement du projet du **WGI**.

Le WGI est d'abord dirigé par le TTS for WGI (*Temporary Technical Secretary for the WGI*) se trouvant au département de géographie de l'École Polytechnique Fédérale de Zürich (ETHZ) (Müller *et al.*, 1977). En 1986, le TTS for WGI et le PSFG (*Permanent Service on Fluctuation of Glaciers*) fusionnent pour former le WGMS (*World Glacier Monitoring Service*) qui s'occupe du WGI en collaboration avec le NSIDC (*National Snow and Ice Data Center*) qui stocke la base de données et la rend disponible en ligne.

Les objectifs initiaux du WGI sont (Müller et Scherler, 1980): (i) d'améliorer les connaissances du cycle de l'eau et des bilans hydrologiques aux échelles locales, régionales et globales, (ii) de mieux comprendre les mécanismes climatiques et leur évolution, et (iii) d'obtenir des données destinées à la gestion de la ressource en eau, de l'hydroélectricité, de la prévention des risques, etc. Afin d'alimenter la base de données du WGI, le WGMS rassemble dès 1986 les données glaciologiques de différentes organismes. Des livrets de recommandation (*guidelines*) sont établies (Müller *et al.* 1977 ; UNESCO, 1970; Scherler, 1983) afin que les inventaires locaux soient le plus homogènes possibles, avec des indications sur ce qui doit être cartographié, les sources à privilégier et les informations qui doivent être fournies pour chaque glacier ; des fiches types sont proposées, et les méthodes pour les remplir précisées.

Les données recueillies sont accessibles en ligne depuis 1998, date à laquelle les informations sur 25 000 glaciers étaient disponibles. La dernière mise à jour importante de la base de données du WGI date de 2012: 132 890 glaciers ont été inventoriés, couvrant environ 85 % du nombre de glaciers et 70 % de la surface englacée totale estimée (hors inlandsis). Cette mise à jour est basée sur le WGI-XF, format étendu du WGI (Cogley, 2008) : il comporte davantage de données qui correspondent à l'assimilation d'inventaires existants et de nouvelles données. L'idée de cette nouvelle version du WGI est d'avoir un inventaire plus complet, au risque de perdre de la précision et de la résolution en ne renseignant que les données jugées comme essentielles (Cogley, 2009).

Le site du NSIDC (http://nsidc.org/data/glacier_inventory/) permet de télécharger les données du WGI dans leur ensemble ou d'en extraire une partie. Plusieurs formats sont proposés : shapefiles, kml, GTM. Il y a également la possibilité de consulter des informations ponctuelles sur les glaciers par leur nom, leur identifiant unique, leur coordonnées géographiques, etc.

La localisation des glaciers est ponctuelle, et non spatialisée comme dans GLIMS, GlobGlacier ou dans notre inventaire (cf. Fig.2-5), c'est-à-dire que les glaciers sont localisés par leurs coordonnées géographiques. La base de données du WGI comporte 50 champs qui concernent principalement les caractéristiques du glacier (Tab. 2-1). Un descriptif détaillé de ce qui est entendu à travers chacun d'entre eux est disponible à la page : http://nsidc.org/data/docs/noaa/g01130_glacier_inventory/#access_tools

Le WGI est donc la première tentative d'inventorier les glaciers à l'échelle mondiale. Ce projet a permis de rassembler de nombreuses données sur les glaciers, mais il présente certaines limites : (i) les données sont souvent hétérogènes, et datent pour la plupart des années 1960, 1970 et 1980, et (ii) la représentation ponctuelle des données, restrictive et statique, ne permet pas de visualiser l'évolution de l'extension glaciaire. L'apparition de nouvelles données sources (notamment des images satellites) et de nouveaux outils et méthodes de traitement de l'information (SIG par exemple) a amélioré les possibilités de recenser la totalité des glaciers de la planète de manière plus détaillée que pour le WGI. C'est dans ce cadre là qu'est

Appellation des champs dans la base de données du WGI	Signification des champs
WGI_GLACIER_ID	Identifiant unique du glacier
POLITICAL_UNIT	Pays
CONTINENT_CODE	Continent
DRAINAGE_CODE	Bassin versant
FREE_POSITION_CODE	Code de position
LOCAL_GLACIER_CODE	Code local du glacier
GLACIER_NAME	Nom du glacier
LAT	Latitude (degré décimal)
LON	Longitude (degré décimal)
EASTING	Coordonnées géographiques (UTM)
NORTHING	Coordonnées géographiques (UTM)
COORDINATE_DESCRIPTION	Type de datum et de projection
NUM_BASINS	Nombre de bassins
TOPO_YEAR	Année de la carte topographique utilisée
TOPO_SCALE	Echelle de la carte topographique utilisée
PHOTO_YEAR	Année des photographies utilisées
MAX_ELEV	Altitude maximale
MEAN_ELEV	Altitude moyenne
MIN_ELEV	Altitude minimale
MIN_ELEV_EXP	Altitude minimale de la glace vive
MEAN_ELEV_ACC	Altitude moyenne de la zone d'accumulation (altitude de la courbe de niveau qui coupe en deux la zone d'accumulation)
MEAN_ELEV_ABL	Altitude moyenne de la zone d'ablation (altitude de la courbe de niveau qui coupe en deux la zone d'ablation)
PRIMARY_CLASS	1 ^e classification du glacier
FORM	Forme du glacier
FRONTAL_CHAR	Caractéristiques du front
LONGI_PROFILE	Profil longitudinal du glacier
SOURCE_NOURISH	Source d'alimentation du glacier
TONGUE_ACTIVITY	Activité de la langue
MORAINES1	Moraines en contact avec le glacier
MORAINES2	Moraines à l'aval du glacier
PERIOD_ACTIVITY_START	Début de la période pour laquelle l'activité de la langue est évaluée
PERIOD_ACTIVITY_END	Fin de la période pour laquelle l'activité de la langue est évaluée
SNOW_LINE_ELEV	Altitude de la ligne de neige
SNOW_LINE_ACY	Précision de la digitalisation de la ligne de neige
SNOW_LINE_DATE	Date de la digitalisation de la ligne de neige
MEAN_DEPTH	Épaisseur du glacier
DEPTH_ACY	Précision de l'épaisseur du glacier
TOTAL_AREA	Superficie totale du glacier
AREA_ACY	Précision de la superficie
AREA_IN_STATE	Superficie du glacier situé dans le pays concerné
AREA_EXP	Superficie de la glace vive
MEAN_WIDTH	Largeur moyenne du glacier
MEAN_LENGTH	Longueur moyenne du glacier
MAX_LENGTH	Longueur maximale
MAX_LENGTH_EXP	Longueur maximale de la glace vive
MAX_LENGTH_ABL	Longueur maximale de la zone d'ablation
ORIENTATION_ACC	Orientation moyenne de la zone d'accumulation
ORIENTATION_ABL	Orientation moyenne de la zone d'ablation
DATA_CONTRIBUTOR	Institution ou personne ayant réalisé la donnée
REMARKS	Remarques

Tab.2-1: Récapitulatif des 50 champs qui composent la base de données du WGI: appellation brute (colonne de gauche) et signification en français (colonne de droite). Le détail de ce qui est entendu à travers chaque champ est disponible sur le site du NSIDC.

né le projet GLIMS à la fin des années 1990.

b. *GLIMS (Global Land Ice Measurement from Space)*

Historique et objectifs

Le projet **GLIMS** est né en même temps que la mise à disposition gratuite des images issues du radiomètre ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*) lancé en 1999 par la NASA à bord du satellite Terra. Ces images satellites multispectrales sont plus précises et ont une meilleure couverture géographique (notamment vers les pôles) que les images auparavant disponibles. Le but de GLIMS est d'acquérir une fois par an les images ASTER couvrant l'ensemble des zones englacées, de les analyser en utilisant des méthodes informatiques automatisées et de rassembler les résultats dans un SIG facilement accessible afin de suivre les changements auxquels les glaciers sont soumis (Raup *et al.*, 2000, 2007b).

GLIMS s'inscrit dans la continuité du WGI et, grâce aux nouveaux outils et sources disponibles, permet d'avoir un objectif plus ambitieux : étudier l'impact des modifications climatiques (Paul *et al.*, 2009). Les définitions adoptées pour ce projet sont basées sur les documents du WGI (Müller *et al.*, 1977 ; UNESCO 1970), qui ont été adaptés pour la cartographie à partir des images satellites (Racoviteanu *et al.*, 2009). Les paramètres de la base de données GLIMS sont donc compatibles avec ceux du WGI (Kargel *et al.*, 2005 ; Raup *et al.*, 2007a), mais la possibilité de visualiser l'extension des glaciers au lieu de leur seule localisation ponctuelle est une évolution majeure. La multiplication des données permet également de suivre l'évolution des glaciers dans le temps.

Organisation

Le projet GLIMS est coordonné par Jeffrey S. Kargel (Université d'Arizona), en collaboration avec Richard Armstrong, Bruce Raup et Siri Jodha Singh Khalsa. Il rassemble une centaine de chercheurs d'une soixantaine d'institutions dans plus de 25 pays (Kargel *et al.*, 2005 ; Raup *et al.*, 2007a et b).

Le projet GLIMS est organisé en centres régionaux (*Regional Center*), chacun responsable des glaciers de son secteur géographique (Fig.2-1), qui analysent les données dans leurs secteurs et les soumettent au NSIDC (Boulder, Colorado), où elles sont intégrées à la base de données GLIMS.

Les données (contours des glaciers et bases de données associées) peuvent être consultées et téléchargées par tous sur le site de GLIMS (<http://www.glims.org/>).

Les informations fournies par les centres régionaux peuvent provenir d'études locales ou d'inventaires nationaux. Dans les Alpes, le *Swiss Glacier Inventory* (SGI ; Paul, 2004) a par exemple directement alimenté la base de données GLIMS (Bishop *et al.*, 2004).

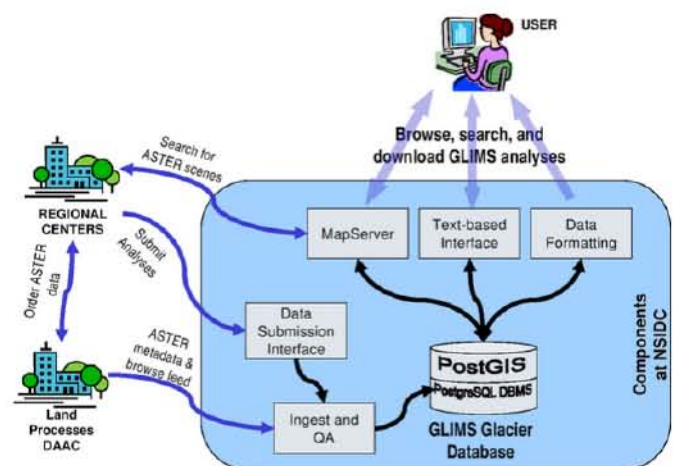


Fig.2-1: Organisation de la base de données GLIMS (<http://www.glims.org/>)

Les données GLIMS peuvent être simplement consultées depuis le **GLIMS Glacier Viewer** (Fig.2-2), (<http://glims.colorado.edu/cgi-bin/mapserv>). Plusieurs couches peuvent être affichées sur cette carte interactive : le contour des glaciers, l'emprise des différentes images ASTER qui couvrent les surfaces englacées, la localisation des centres régionaux, les données du WGI, etc.

Le travail d'unification des données existantes a permis d'enrichir rapidement la base de données GLIMS : de 52 000 glaciers en 2006, (Raup *et al.*, 2007a) la base de données comprenait des informations sur 83 000 glaciers en 2009 (262 000 km²) (Racoviteanu *et al.*, 2009) et sur 103 241 glaciers en 2010 (462 461 km²) (<http://www.glims.org/>).

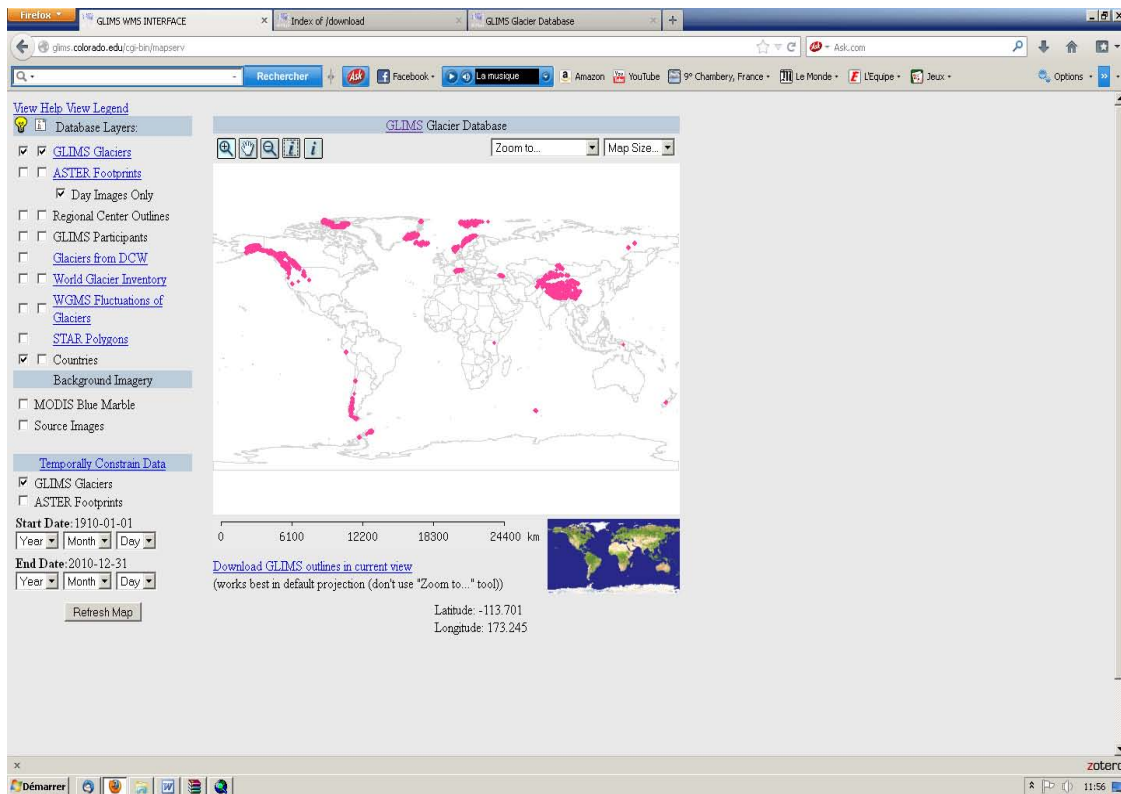


Fig.2-2: Copie d'écran du GLIMS Glacier Viewer (<http://glims.colorado.edu/cgi-bin/mapserv>)

Productions du projet GLIMS : base de données et recommandations

* Bref descriptif de la base de données

La base de données GLIMS est très complète : elle contient les contours des glaciers géolocalisés (WGMS84) mais également de nombreuses métadonnées sur les glaciers eux-mêmes, les données utilisées ou encore les collaborateurs (Raup *et al.*, 2007). Elle est composée de deux tables attributaires principales: la première, Glacier_Static (Tab.2-2.a), comporte les paramètres qui n'évoluent pas au cours du temps (ex : nom du glacier, localisation), tandis que la seconde, Glacier_Dynamic (Tab.2-2.b), rassemble des attributs mesurés à une date donnée (ex : contour du glacier, ligne de neige, vitesse, etc.). Une vingtaine d'autres tables attributaires réunissent des informations sur les documents sources, les données hypsométriques, les contributeurs, etc.

Le détail des champs développés dans chaque table de la base de données GLIMS est disponible dans le "dictionnaire des données GLIMS" (http://glims.org/MapsAndDocs/DB/data_dictionary.php). Ne sont reproduit ci-dessous (Tab.2-2) que ceux développés dans les tables Glacier_Static et Glacier_Dynamic.

Les différentes tables peuvent être reliées entre elles par un identifiant unique qui intègre les données de la

latitude et de la longitude du glacier (ex : le glacier G006289E61648N a pour coordonnées géographiques 61,648°N et 6,289°E). En cas de division d'un glacier en plusieurs entités, un nouvel ID est donné au glacier "enfant", tandis que l'identifiant du glacier "parent" est conservé dans la table Glacier_Static (Raup *et al.*, 2007 a et b).

* Documentation et principales recommandations pour renseigner la base de données GLIMS

Tout comme celles du WGI, la base de données GLIMS est accompagnée de tutoriels précisant comment compléter de manière standard la base de données (Rau *et al.*, 2005 ; Racoviteanu *et al.*, 2009 ; Paul *et al.*, 2009 a et b ; Raup et Khalsa, 2010). Les différents problèmes que soulève un projet d'une telle ampleur ont été discutés à l'occasion de plusieurs workshops et meetings (ex : GLIMS workshop, 16-18 Juin 2008, Boulder).

Le premier objectif des documents produits dans le projet GLIMS est de définir l'objet d'étude, à savoir les glaciers. La définition proposée est la suivante (Raup et Khalsa, 2010): *“A glacier or perennial snow mass, identified by a single GLIMS glacier ID, consists of a body of ice and snow that is observed at the end of the melt season or, in the case of tropical glaciers, after transient snow melts. This includes, at a minimum, all tributaries and connected feeders that contribute ice to the main glacier, plus all debris covered parts of it. Excluded is all exposed ground, including nunataks. An ice shelf shall be considered as a separate glacier”*. Des règles ont été établies afin que la digitalisation des glaciers soit comparable d'un opérateur à l'autre, et sont précisées dans le *GLIMS Tutorial Analysis* (Raup et Khalsa, 2010) et des articles (Racoviteanu *et al.*, 2009). A titre d'exemple, les parties englacées au dessus de la rime et connectées au reste du glacier, sont considérées comme faisant partie du glacier.

Des recommandations sur les données sources et la méthode à utiliser pour réaliser la digitalisation des glaciers et pour calculer les différents paramètres associés sont proposées par Paul *et al.* (2009 a et b).

- Il est recommandé d'utiliser les images satellites Landsat ETM+ ou TM, ou ASTER, qui couvrent de grandes surfaces pour une même date. Les images Landsat couvrent une surface près de 7 fois supérieures à celles des images ASTER qui ont une meilleure résolution spectrale dans les courtes longueurs d'ondes infra rouges. Ces images sont librement accessibles pour le projet GLIMS.
- Les techniques de cartographie automatiques doivent être favorisées, complétées par des corrections manuelles.
- Les attributs principaux des glaciers doivent être automatiquement déterminés depuis les MNT (SRTM3 DTM ou ASTER GDEM).

Afin d'obtenir rapidement une base de données la plus complète possible spatialement, il est proposé aux opérateurs de remplir la base de données GLIMS selon deux niveaux :

- 12 paramètres obligatoires peuvent être renseignés de manière automatique (Paul *et al.*, 2009a) : l'identifiant unique ; les coordonnées x et y ; la date ; la superficie ; la longueur ; les altitudes minimale, maximale, moyenne et médiane ; l'orientation moyenne; la pente moyenne. Pour cela, des scripts utilisables dans ArcInfo sont proposés dans le *Guidelines for the compilation of glacier inventory data from digital sources* (Paul *et al.*, 2009 b) pour attribuer par exemple à chaque glacier un identifiant unique ou pour calculer l'exposition moyenne.
- D'autres paramètres, non obligatoires, qui peuvent être renseignés plus tard, et demandent également un travail manuel.

a. glacier_static					
Field Name	Data Type	Not Null	Description	Abbreviated Name	Corresponding Shapefile
glac_static_points	USER-DEFINED		Glacier center points	glac_pnts	glaciers
glacier_id	character varying	X	Unique Glacier ID number, generated from lon/lat of glacier.	glac_id	
glacier_name	text		Glacier name, if there is one.	glac_name	glaciers
glacier_status	character varying		Status of the galcier (ie, extinct)	glac_stat	
local_glacier_id	character varying			loc_glac_id	glaciers
package_id			ID of package which provides info about this record.	package_id	
parent_icemass_id	character varying		Reference for parent glacier ID		glaciers
record_status	character varying		Status of this record, e.g. retired, hidden, current, ok, etc.	rec_status	
wgms_id	character varying		World Glacier Monitoring Service (WGMS) ID, if assigned	wgms_id	

b. glacier_dynamic					
Field Name	Data Type	Not Null	Description	Abbreviated Name	Corresponding Shapefile
abzone_area	real		The total area of the ablation zone (below the ela)	abarea_km2	Glaciers
analysis_id	integer	X	Glacier to which this relates (unique id for each analysis)	anlys_id	
analysis_timestamp	timestamp without time zone	X	The time at which the analysis was performed	anlys_time	Glaciers
area	real		Glacier Area (km2), as provided by the GLIMS analyst	area	Glaciers
avg_slope	real		The average slope of the glacier's surface	avg_slope	
basin_code	character			bas_code	
completeness_level	smallint		The level of completents of the glacier anlysis (in case its not complete)	comp_lev	
contact_id	integer	X	GLIMS Participant ID	cont_id	
db_calculated_area	real		Area of all glac_bound polygons minus all intrnl_rock polygons, calculated within the GLIMS database (PostGIS)	db_area	
debris_cover	smallint				
dominant_mass_source	smallint		Primary source of accumulation/source	dom_source	
ela	real			ela	glaciers
ela_desc	text			ela_desc	glaciers
form	smallint			form	
frontal_characteristics	smallint		See valids	frnt_char	
frontal_characteristics2	smallint			frnt_char2	
glacier_id	character varying	X	Unique Glacier ID number, generated from lon/lat of glacier.	glac_id	
length	real			length	glaciers
longitudinal_characteristics	smallint			long_char	
max_elev	integer			max_elev	
mean_elev	integer		Average Glacier Elevation	mean_elev	
min_elev	integer		Minimum Glacier Elevation	min_elev	
moraine_code1	smallint			moraine_code1	
moraine_code2	smallint			moraine_code2	
num_basins	integer			num_basins	
orientation	character		Orientation (compass direction) of the glacier as a whole	orientation	

orientation_ablat	character		Compass direction of the glacier in the ablation area		
orientation_accum	character		Compass direction of the glacier in the accumulation area		
package_id			ID of package which provides info about this record.	package_id	
primary_classification	smallint			prime_class	
primary_classification2	smallint			prime_class2	
rc_id	integer	X	ID of corresponding Regional Center	rc_id	
record_status	character varying		Status of this record, e.g. retired, hidden, current, ok, etc.	rec_status	
snowline_elev	real			snowln_elev	glaciers
source_timestamp	timestamp without time zone	X		src_timestamp	
speed	real			speed	
thickness_m	real		Representative thickness of the glacier, in meters	thickness	
three_d_desc	text			3d_desc	
tongue_activity	smallint			tongue_act	
tongue_activity2	smallint			tongue_act2	
width	real			width	

Tab.2-2: Champs développés dans les deux principales tables attributaire de la base de données GLIMS : a : Glacier_Static ; b : Glacier_Dynamic (http://glims.org/MapsAndDocs/DB/data_dictionary.php)

Randolph Glacier Inventory (RGI)

La seconde version du RGI est un inventaire presque complet du contour des glaciers du monde entier (Arendt *et al.*, 2012). Cette production du projet GLIMS a été réalisé dans l'objectif de préparer le 5^{ème} rapport de l'IPCC (*Intergovernmental Panel on Climate Change*). Les données qui composent cet inventaire sont issues de la combinaison entre données préexistantes et nouvelles. La base de données associée aux contours des glaciers est ici simplifiée : une dizaine d'attributs seulement sont spécifiés, tels que le nom, un identifiant unique, la superficie, etc.

Limites du projet et challenges

Le projet GLIMS est prometteur, mais quelques lacunes persistent. La cartographie automatique reste difficile dans les secteurs avec ombres, nuages, neige résiduelle, couverture détritique, lacs proglaciaires (turbides ou gelés) (Racoviteanu *et al.*, 2008). Dans ces cas, l'utilisation d'images de meilleure qualité ou le travail manuel deviennent nécessaires. Les principales difficultés qui demeurent sont (Racoviteanu *et al.*, 2009): (i) la détection des glaciers couverts de débris, (ii) la distinction entre la neige saisonnière, les névés et la glace de glacier, (iii) la délimitation de deux entités glaciaires lorsqu'il y a coalescence.

c. GlobGlacier

Le programme *GlobGlacier* a été initié en 2007 par l'ESA (*European Spatial Agency*). Son but est d'améliorer le suivi des glaciers par télédétection. Ce projet, piloté par l'Université de Zurich mobilise cinq partenaires européens¹ et s'inscrit dans le cadre du GCOS (*Global Climate Observation System*) dont l'objectif est d'établir une image complète des glaciers et calottes de glace afin de comprendre leur rôle comme "indicateur essentiel du climat" (ECVs : *Essential Climate Variables*) (GIP, 2004). Ce suivi des glaciers depuis l'espace s'appuie sur, complète et renforce le réseau et les services existants (GLIMS, WGMS) (Paul *et al.*, 2009c), en proposant une méthodologie exclusivement basée sur des observations satellites.

Le travail pour mettre en place cette base de données a été divisé en 5 *work packages* (WP) dirigés par un des partenaires (Fig.2-3). Les données produites servent ensuite à alimenter et compléter les bases de données existantes. Les documents *Requirements Baselines* (RB) (Paul *et al.*, 2009a) et *Technical Specification* (TS) (Paul *et al.*, 2009b) ainsi que l'article de Paul *et al.* (2009) détaillent ce qui est inclus dans chaque WP ainsi que les méthodes à suivre pour compiler les données.

Les 5 WP de *GlobGlacier* sont les suivants : WP1: digitalisation des contours et position maximale du front; WP2: ligne de névé et ligne d'équilibre; WP3: topographie; WP4: évolution de l'altimétrie de la surface; WP5: vitesse.

Les données réalisées dans le cadre de *GlobGlacier* (<http://www.globglacier.ch/index.html>) concernent actuellement l'Alaska, les Alpes, le Groenland, l'Himalaya et la Norvège.

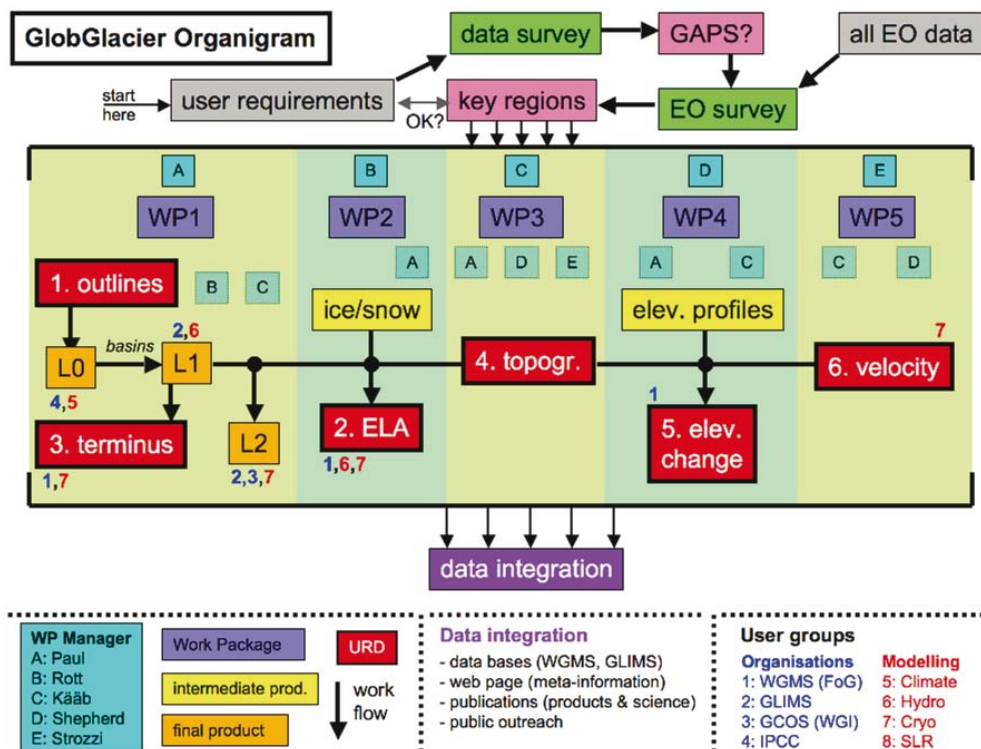


Fig.2-3. Organigramme de GlobGlacier (Paul *et al.*, 2009)

1 - (F. Paul), Université de Zurich ; (A Kääh), Université d'Oslo ; (H Rott), Université d'Innsbruck ; (A Shephred), Université d'Edimbourg (T. Strozz) et Gamma Remote Sensing.

d. Le GTN-G, un lien entre les différents projets d'inventaires internationaux

Le GCOS (*Global Climate Observing System*) et le GTOS (*Global Terrestrial Observing System*) ont été créés par la FAO², l'ICSU³, l'UNEP⁴, l'UNESCO⁵, et le WMO⁶ à la suite de la seconde conférence Mondiale du Climat en 1990. C'est dans ce cadre qu'un observatoire mondial du climat (*Terrestrial Observation Panel for Climate*, TOPC) est mis en place, observatoire au sein duquel est créé en 1997 un réseau global, le GTN (*Global Terrestrial Network*) pour toutes les variables essentielles du climat (ECV). L'objectif du GTN est de créer des réseaux qui regroupent les différentes institutions qui travaillent sur un même sujet afin de faciliter les échanges d'informations et de standardiser les méthodes.

Le **GTN-G** (*Global Terrestrial Network for Glaciers*) est chargé depuis 1998 de mettre en œuvre une stratégie globale d'observation pour l'ECV «glaciers et calottes glaciaires» en compilant et diffusant des méthodes et des observations normalisées concernant la distribution des masses glaciaires et leurs évolutions (Fig.2-4). Il est géré conjointement par le WGMS, le NSDIC et GLIMS.

Les principales tâches du GTN-G sont (<http://www.gtn-g.org/>):

- De recueillir et de publier régulièrement des données standardisées sur les fluctuations des glaciers ;
- De publier tous les deux ans des données de bilan de masse pour des glaciers et calottes de référence ;
- De gérer et mettre à jour l'inventaire actuel des glaciers et calottes glaciaires ;
- D'encourager l'utilisation d'observations satellite pour obtenir une couverture mondiale des glaciers et des calottes glaciaires ;
- D'évaluer périodiquement les changements en cours.

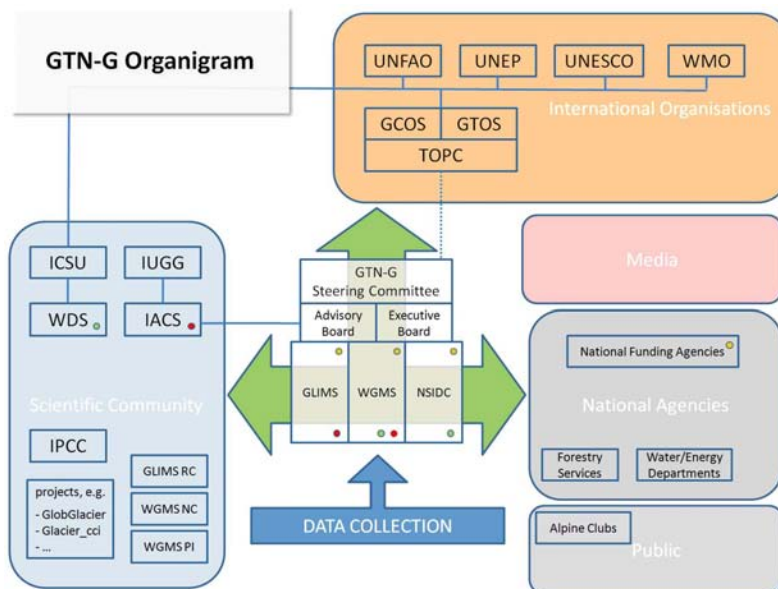


Fig.2-4: Organisation du GTN-G et de ses interactions avec les organismes mondiaux, la communauté scientifique, les agences nationales, les médias et le grand public. (<http://www.gtn-g.org/>)

2 - FAO= Food and Agriculture Organisation

3 - ICSU = United Nation Educational Scientific and Cultural Organisation

4 - UNEP = International Council for Science

5 - UNESCO = World Meteorological Organisation

6 - WMO = United Nations Environment Program

e. La place des glaciers français dans les inventaires mondiaux

La place des données françaises dans le WGI

Les glaciers français sont présents dans la base de donnée du WGI (Fig.2-5). Fournies par R. Vivian, elles correspondent à des relevés réalisés de 1967 à 1971.

Après avoir exporté la base de données du WGI, nous avons trouvé 1035 glaciers des Alpes françaises répertoriés, couvrant une superficie de 415,41 km², réduite à 407,5 km² (avec 761 glaciers) si on ne considère pas les "glaciers minuscules".

Bien qu'elles aient été intégrées à la base de données du WGI (format SIG), ces données sont difficilement exploitables dans le cadre de notre travail (Fig.2-6) du fait de leur caractère ponctuel, des appellations utilisées, et du morcellement des glaciers depuis la fin des années 1960:

- Les données du WGI se présentent sous la forme de données ponctuelles associées à une base de données, qui correspondent probablement au barycentre du glacier en 1967-1971 (cf. section 2.1.1.a). Ces données ne se superposent pas avec les données de nos inventaires de 2006-2009 ou de 1967-1971 (Fig.2-6) : les points représentant les données du WGI ne se situent pas toujours à l'intérieur des polygones qui représentent les glaciers de 2006-2009 ou 1967-1971, et différent de leur barycentre. Si cela est attendu pour les données de 2006-2009 car la forme du glacier a évolué, le barycentre du WGI devrait en revanche être assez proche de celui de 1967-1971. En réalité, nous ne savons pas vraiment de quelle manière ont été déterminés les points de la base de données du WGI, mais, le codage des glaciers a été réalisé en suivant des règles bien strictes, ce qui permet la plupart du temps de faire correspondre les données du WGI avec les nôtres, au prix d'un travail manuel.
- Cette difficulté à faire correspondre les données du WGI et celles de nos inventaires est également liée aux différences de nomenclature entre les deux jeux de données. Si pour les grands glaciers, il y a peu de doute sur la correspondance d'un jeu de données à l'autre, c'est en revanche plus incertain pour les petits glaciers. Par exemple, "Glacier de la Pilatte" dans notre base de données, correspond à "PILATTE (DE LA)" dans la base de données du WGI : le nom du glacier est commun aux deux bases de données, mais la différence d'appellation rend impossible toute jointure entre les deux bases

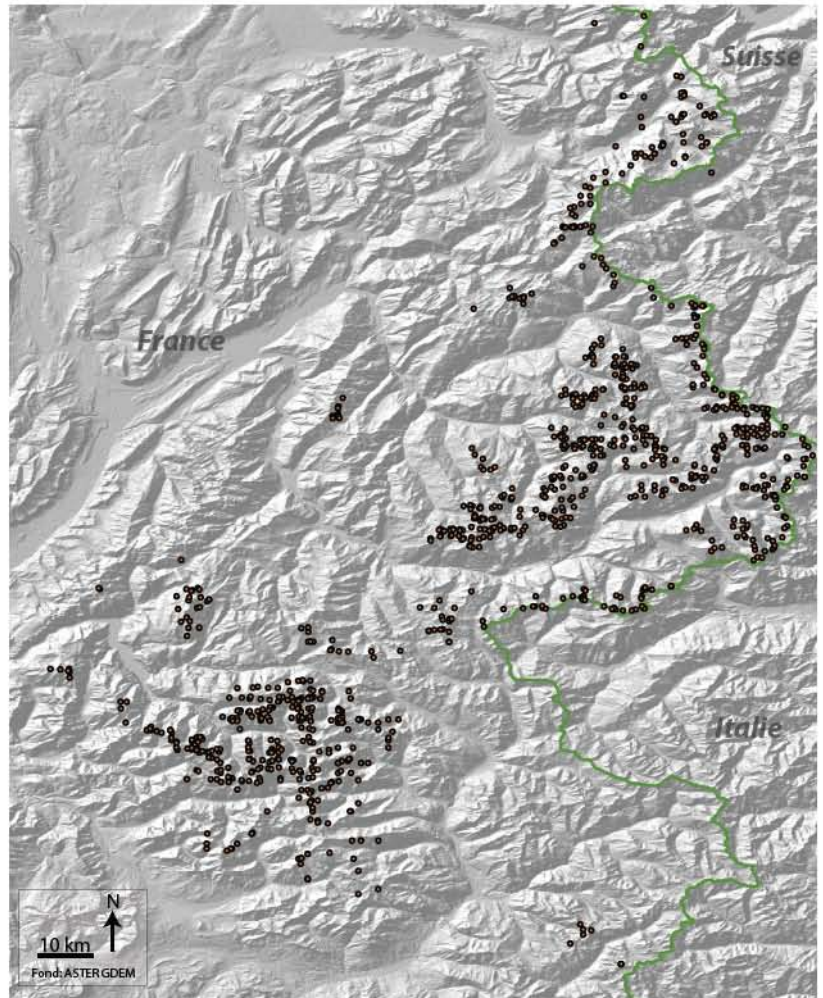


Fig.2-5 : Données du WGI pour les Alpes françaises. Les glaciers sont représentés par des points, chacun étant associé à des données.

de données. Le nom de certains petits glaciers ne figurant pas sur les cartes IGN utilisées pour notre inventaire de 1967-1971, il devient dans ce cas plus difficile de faire correspondre les deux bases de données. De même, plusieurs très petits glaciers proches les uns des autres ont été répertoriés sous le terme "groupe" dans la base de données du WGI, alors que nous avons individualisé chaque glacier. L'association entre les deux jeux de données est dans ce cas impossible.

- Enfin, malgré leur réavancée du milieu des années 1980, les glaciers se sont morcelés depuis la fin des années 1960. Un point de la base de données du WGI peut donc correspondre à plusieurs polygones de la base de données actuelle.

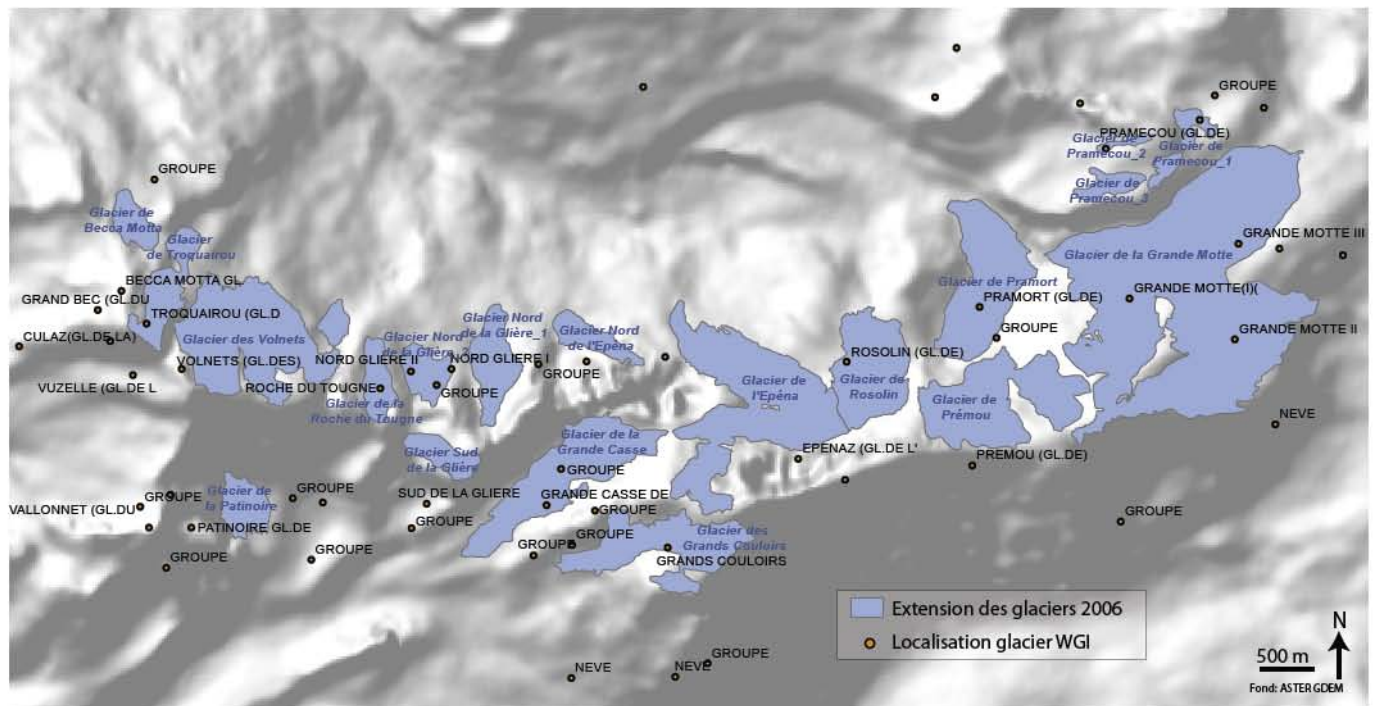


Fig.2-6 : Projection des données ponctuelles du WGI sur nos données surfaciques (2006-2009). Les points du WGI ne se superposent pas exactement aux polygones, et les appellations ne sont pas toujours les mêmes entre les 2 jeux de données, ce qui rend difficilement utilisable la base de données du WGI dans le cadre de ce travail.

La place des données françaises dans GLIMS et GlobGlacier

Pour le moment il n'y a pas de données concernant les glaciers français dans la base de données GLIMS. C'est le LGGE (A. Rabatel) qui est actuellement chargé de collecter ces informations. A. Rabatel a réalisé un inventaire des glaciers pour 1985-1986 par détection semi-automatique, en se basant sur des images Landsat 5 TM (30 m de résolution). Une collaboration a permis d'harmoniser les données entre nos deux inventaires : même dénomination des glaciers, mêmes limites entre deux glaciers coalescents, etc. C'est le LTHE (J.P. Dedieu) qui est en charge de réaliser un inventaire pour *GlobGlacier* par détection semi-automatique depuis des images Landsat 5 TM et Landsat 7 ETM+ (30 et 15 m de résolution) de 2003, en s'appuyant sur les données déjà produites par A. Rabatel de 1985-1986. Le même travail pour 2009 est en cours.

L'inventaire de Paul *et al.* (2011) réalisé dans le cadre de *GlobGlacier* concerne l'ensemble des Alpes. Dans ce cadre, des données sur les glaciers français ont été créés à partir des images Landsat TM de 2003, par détection automatique. En comparant les données de cet inventaire pour la France (2003), et celles obtenues

dans cette étude (2006-2009), nous avons pu constater de fortes différences inhérentes à la différence de méthodes utilisées.

- Les glaciers couverts de débris n'ont pas été pris en compte dans l'inventaire de 2003 (ex : glacier inférieur des Balmes). Aucune correction manuelle n'a en effet été apportée, et la détection automatique ne permet pour le moment pas d'identifier la glace lorsqu'elle est recouverte de débris ;
- De nombreux petits glaciers cartographiés en 2006-2009 n'ont pas été relevés dans l'inventaire de 2003;
- Certains glaciers frontaliers dans la base de données de 2003 n'ont pas été considérés comme étant en France (ex : le glacier de l'Invernet, massif de la Vanoise) ;
- Dans l'inventaire de Paul *et al.* (2011), 605 glaciers ont été inventoriés, couvrant 268,82 km². Pour la même date, J.P. Dedieu a comptabilisé 300 km² de surface englacée (Gardent *et al.*, soumis), soit une différence de 20 % environ.

L'histoire des inventaires internationaux comprend deux projets majeurs : le WGI et GLIMS. Le premier, dont le but est de répertorier les glaciers terrestres a pris de l'ampleur depuis les années 1970, étoffé par des études et des inventaires locaux. L'évolution des méthodes et des techniques au cours du temps a permis l'apparition de projets de plus en plus ambitieux, notamment le projet GLIMS à la fin des années 1990, qui en plus d'inventorier les glaciers suit leur évolution. Librement téléchargeables au format SIG, les données ponctuelles du WGI sont associées à une base de données tandis que celles de GLIMS associent le contour des glaciers à une base de données.

Le but de ces inventaires internationaux est d'enrichir les bases de données, de les rendre accessibles et utilisables à tous, pour améliorer la connaissance des glaciers.

Ces projets impliquent de nombreuses institutions qui travaillent en étroite collaboration, le GTN-G constituant un lien entre les différents acteurs (communauté scientifique, organisations mondiales, grand public, etc.). De ces interactions entre les acteurs naissent de nouveaux projets, comme GlobGlacier, qui privilégie le suivi des glaciers par télédétection satellitaire.

Ces inventaires globaux s'articulent avec des travaux à des échelles plus locales. A ce titre, les Alpes font office de référence puisque de nombreuses recherches y sont menées. Suite à cet aperçu des inventaires internationaux, nous verrons quels sont les travaux d'inventaires qui ont été menés en Suisse, Italie et Autriche, pour nous attarder ensuite sur la France.

2.1.2 Les inventaires de glaciers dans les Alpes – Caractéristiques et méthodologies

Le fort englacement des Alpes et son accès aisé ont permis à plusieurs centres scientifiques de se spécialiser dans le domaine des glaciers. Bien que des collaborations existent entre les différentes universités alpines, les travaux sur les glaciers demeurent plutôt sporadiques. En ce sens, les inventaires de glaciers à l'échelle mondiale actuellement en cours sont favorables à l'homogénéisation des différents recensement des glaciers locaux.

a. Inventaires à l'échelle des Alpes

L'inventaire du WGI a permis d'estimer à 2909 km² la surface englacée des Alpes dans les années 1970, à partir des données du WGI (Haerberli *et al.*, 1988 ; Zemp *et al.*, 2008). Le nouvel inventaire de Paul *et al.* (2011), réalisé dans le cadre de GlobGlacier par détection automatique et basé sur des images Landsat TM de 2003, a permis de remettre à jour ces données du WGI, avec 3770 glaciers couvrant 2050 km².

b. Inventaires locaux

La liste des inventaires dont nous avons connaissance en Suisse, Autriche et Italie est consultable dans le tableau 2-3. Les documents source et les méthodes qui ont été utilisés pour chaque inventaire sont également précisés.

La Suisse et l'Autriche sont les seules à avoir réalisé un inventaire récent couvrant l'ensemble de leur territoire. Elles possèdent également un ou plusieurs inventaires de l'extension passée de leurs glaciers. Le premier inventaire complet des glaciers **suisses** (Müller *et al.*, 1976) a été réalisé en 1973 à partir de photographies aériennes et selon les règles fixées par l'UNESCO. Celui-ci a ensuite été révisé par Maisch *et al.* (1999), qui ont également déterminé les extensions glaciaires vers 1850 à partir de levés géomorphologiques et de cartes historiques. Au début des années 2000, le SGI 2000 (*Swiss Glacier Inventory*) répertorie les glaciers Suisses sur la base d'images Landsat TM de 1998-1999 (Paul *et al.*, 2002 ; Paul, 2006).

En **Autriche**, deux inventaires complets existent : celui de 1969, basé sur des images aériennes (Patzelt 1978; Patzelt, 1980; Gross, 1987), et celui de 1998 qui a été réalisé à partir d'orthophotographies (Lambrecht et Kuhn, 2007).

Pour ces deux pays, des inventaires plus locaux, à l'échelle d'un massif ou d'une vallée ont également été réalisés (*ex.* Abermann *et al.*, 2009)

En **Italie**, il existe de nombreuses données sur l'extension des glaciers, mais elles sont très hétérogènes dans le temps et dans l'espace. Les inventaires de 1925 (Porro, 1925) et de 1957-1958 (CNR-CGI, 1961) réalisés respectivement depuis des cartes topographiques et des levés de terrains sont les seuls à prendre en compte la totalité des glaciers italiens. Nous avons tenté de dresser dans le Tab.2-3 la liste la plus exhaustive possible des autres inventaires qui existent en Italie. L'inventaire des glaciers du Val d'Aoste a par exemple été réalisé en 1975 par la Région Autonome Vallée d'Aoste à partir des images aériennes (VdA, Aosta Valley, 1975) puis été mis à jour en 1999 et 2005 (Diolaiuti *et al.*, 2012) à l'aide des orthophotographies couleur et des relevés GPS.

	<i>Localisation</i>	<i>Année</i>	<i>Référence bibliographique</i>	<i>Document source</i>	<i>Méthode</i>	
Suisse	Suisse	1850	Maisch <i>et al.</i> , 1999	Terrain + docs anciens	manuel	
	Suisse	1973	Müller <i>et al.</i> , 1976; révisé en 1999 par Maisch <i>et al.</i> (1999)	Ortho	manuel	
	Suisse	1998/99	Paul <i>et al.</i> , 2004; Paul, 2006	Images Landsat	auto + semi-auto	
	Alpes Bernoises et Valaisannes	1985	Kääb <i>et al.</i> , 2002	Images Landsat	auto + semi- auto	
Autriche	Autriche	1969	Patzelt, 1978; Patzelt., 1980; Gross, 1987	Ortho	manuel	
	Autriche	1998	Lambrecht et Kuhn, 2007; Kuhn <i>et al.</i> , 2009	Ortho	manuel	
	Massif de l'Otztal	2006	Abermann <i>et al.</i> , 2009	LIDAR + Ortho	auto + manuel	
	Tyrol	1992	Paul, 2002	Images Landsat	auto+ semi-auto	
Italie	Italie	1925	Porro, 1925	Cartes topo (IGM)	manuel	
	Italie	1957/58	CNR-CGI, 1961	Terrain	manuel	
	Italie	1989	Biancotti et Motta, 2000; Ajassa et Brancucii, 1993	Ortho.	manuel	
	Lombardie	Lombardie	1991 (1988-1991)	Servizio Glaciologico Lombardo, 1992; Gallucio et Catasat, 1992; Diolaiuti <i>et al.</i> , 2012	-	-
		Lombardie	1999 (1997-1999)	Regione Lombardia, 2004; Citterio <i>et al.</i> , 2007; Diolaiuti <i>et al.</i> , 2012	-	-
		Lombardie	2003	Regione Lombardia, 2007; Diolaiuti <i>et al.</i> , 2012; Scotti, 2012	Ortho.	manuel
		Lombardie	2007	Scotti, 2012	Ortho.	manuel
		Adamello	1983, 1999, 2003	Maragno <i>et al.</i> , 2009	Ortho. + DGPS	-
		Dosdè Piazzzi	1954, 1981, 1999, 2003	Diolaiuti <i>et al.</i> , 2011	Ortho + DGPS	manuel
		Ortles-Cevedale	1987, 2009	Carturan <i>et al.</i> , 2013	Images Landsat	auto+ semi-auto
	Sud- Tyrol	2006	Knoll et Kerschner, 2009	LIDAR + Ortho	auto + manuel	
	Piémont	2001-06	CNR-IRPI	Ortho	manuel	
	Val d'Aoste	1975	VdA, Aosta Valley, 1975	Photographies aériennes	manuel	
	Val d'Aoste	1999, 2005	Diolaiuti <i>et al.</i> , 2012	Ortho. + GPS	manuel	

Tab.2-3: Tableau récapitulatif des inventaires de glaciers locaux qui existent dans les Alpes. (Ortho = orthophotographies; auto = automatique)

c. Inventaires en France

Les seules données couvrant la totalité des Alpes françaises sont celles de P. Mougin (1925) de R. Vivian (1975), qui n'ont pas été mises à jour récemment. Des inventaires se cantonnant à des secteurs plus restreints existent également, réalisés sous SIG (Jobard, 2005 ; Cossart, 2005, etc.) ou non (Edouard, 1978 ; Assier, 1993, etc.). Leurs couvertures spatiales et temporelles sont très variables, ainsi que les formats dans lesquels ils sont présentés (Tab.2-4).

L'étude de Mougin permet d'estimer à 372 km² la superficie des glaciers des Savoies en 1863, et à 182 km² celle des glaciers du Dauphiné et de Provence en 1853 (159 km² en 1896). La superficie totale des glaciers français est donc évaluée à 554 km² pour cette période (1853-1863). Cette valeur est cependant à considérer avec précaution puisque les calculs de superficie sont faits sur les minutes de la Carte de l'Etat Major, qui présente de nombreuses erreurs ne permettant pas de l'utiliser dans le cadre d'un inventaire (cf. chapitre 1.2).

L'inventaire de Vivian (1975)

Vivian (1975), à travers sa thèse d'État et ses *Fiches sur les glaciers*, a réalisé l'inventaire complet des glaciers des Alpes Occidentales (France, Italie, Suisse; les *Fiches sur les glaciers* ne concernent que la France). Ont été inventoriés toutes les "masses de glace permanente à l'échelle humaine provenant de la neige accumulée dans les zones de haute montagne", selon la définition proposée par Lliboutry (1965), et ce sans limite de taille.

Les données de l'inventaire des Alpes Occidentales ont été recueillies de 1967 à 1971, période pour laquelle Vivian a jugé que l'évolution des glaciers était lente. Pour la partie française, cet inventaire s'est appuyé sur :

- des cartes topographiques au 1 :20 000 ; 1 :25 000 et 1 :50 000 ;
- des documents cartographiques sur les variations des fronts glaciaires (documents des Eaux et Forêts, cartes dressées par divers laboratoires ou administrations) ;
- des couvertures aériennes (photographies verticales et obliques) ;
- des travaux de terrain.

La superficie de chaque glacier a été déterminée par planimétrie manuelle.

Vivian (1975) délimite 7 secteurs : les massifs du Mont Blanc, du Dauphiné, du Grand Paradis, de la Vanoise, de la Dorsale frontière, des Dents du Midi - Aiguilles Rouges, et les Alpes méridionales. Pour chacun d'eux, il propose: (i) une carte de localisation sur laquelle les glaciers apparaissent sous une forme ponctuelle, (ii) un descriptif détaillé des glaciers et de leurs principales caractéristiques (surface, longueur, altitude frontale, altitude moyenne, exposition) au format texte, (iii) une double feuille de croquis où figurent la part du groupe dans l'ensemble glaciaire des Alpes Occidentales, leur répartition selon des classes de taille, leur exposition et leur altitude moyennes, et (iv) quelques photographies.

Les *fiches des glaciers français* contiennent davantage de détails. Publiées entre 1967 et 1974 dans la *Revue de Géographie Alpine* (Annexe 2-1), elles ont été établies dans un premier temps pour les principaux glaciers de France, puis par massif ou par bassin hydrographique. Elles fournissent des indications sur :

- la situation du glacier (coordonnées géographiques, contexte géologique, orientation, bassin hydrographique, données climatiques, croquis de localisation, hypsométrie) ;
- les documents qui existent sur ce glacier (cartes, photographies aériennes, bibliographie);
- les moyens d'accès et installations à proximité ;
- les travaux scientifiques entrepris ou en cours ;
- l'évolution du front ;
- les caractéristiques de la marge proglaciaire.

L'inventaire des glaciers des Alpes Occidentales a mobilisé de nombreux étudiants qui, sous la direction de Vivian et dans le cadre de leur mémoire de maîtrise (TER), ont participé à la collecte de données. Citons par exemple Ponson (1973) qui a travaillé sur le versant oriental des Dômes de la Vanoise, ou Dupuy (1972) sur les glaciers du massif du Taillefer. La liste complète de ces travaux est proposée en Annexe 2-2.

919 glaciers ont été recensés dans cet inventaire, couvrant 568 km², dont 395,65 km² se situent en France. Ce travail d'inventaire de la fin des années 1960 a ensuite été intégré au WGI.

Autres inventaires non exhaustifs

Nous présenterons dans un premier temps les principaux travaux qui existaient avant l'apparition des SIG, et qui couvrent des secteurs assez vastes pour être considérés comme inventaires. La plupart du temps, ils listent les glaciers en leur associant des données classiques telles que superficie, altitude frontale, etc. La cartographie de l'extension glaciaire a rarement été réalisée, ou à une échelle trop petite, ne permettant pas de l'insérer dans notre travail, même s'il semble pertinent de comparer avec prudence ces résultats avec les nôtres. Puis nous présenterons les inventaires récents, réalisés sous SIG, qui sont par conséquent plus facilement exploitables aujourd'hui. La cartographie des glaciers a été réalisée manuellement dans tous ces travaux. Nous aborderons enfin succinctement le travail réalisé au sein du projet *GlaRiskAlp*.

Inventaires non réalisés sous SIG

- Une liste des principaux glaciers du massif **Oisans-Écrins-Pelvoux** est proposée dans la thèse d'Allix (1929). Celle-ci est associée à un croquis de leur localisation. Dans le texte, de multiples informations sont proposées (type de glacier, longueur, altitude frontale, etc.), issues des études menées de 1918 à 1926 par l'auteur et d'autres géographes, dont le détail est présenté dans Allix (1927). Les valeurs de surfaces présentées sont celles déterminées par Mougins (1925).

- Les glaciers et névés du **massif des Écrins** ont été répertoriés par Edouard (1978) pour trois dates :
 - o 1967, basé sur l'interprétation de photographies aériennes de l'IGN de 1967 (complétées par celles de 1970-1971) et les cartes topographiques 1 :25 000 de l'IGN, les études ponctuelles, et parfois un travail de vérification sur le terrain;
 - o 1910-1930, à partir des plans directeurs du SGA dont les levés ont été effectués pendant cette période ;
 - o La fin du PAG, à partir de l'étude de documents anciens (témoignages, archives photographiques) complétée par des études géomorphologiques.

L'inventaire de 1967 a été établi dans le cadre de l'inventaire de Vivian. Le calcul des superficies glaciaires a été effectué par planimétrie et les résultats sont présentés sous la forme de tableaux. Une cartographie diachronique de l'extension glaciaire pour ces trois dates (1:75 000 environ), est également présente (Fig.2-8), mais du fait de la petite échelle, les données n'ont pu être intégrées dans notre SIG.

A partir de cet inventaire des névés et glaciers, il a été estimé que la surface englacée de l'Oisans était de 130,45 km² à la fin du PAG, 94,55 km² en 1910-190 et 75,07 km² en 1967.

- Les glaciers de l'ensemble du **massif du Mont Blanc** ont été cartographiés par Wetter (1987) pour la fin du PAG (1850) mais aucune superficie n'y est associée (Fig.2-9). Les glacier des Bossons, la Mer de Glace et les glaciers du Plan de l'Aiguille (Nantillons, Blaitière, Pélerin) sont plus détaillés car ils ont fait l'objet d'études plus approfondies et de datations (documents anciens, ¹⁴C, lichénométrie).

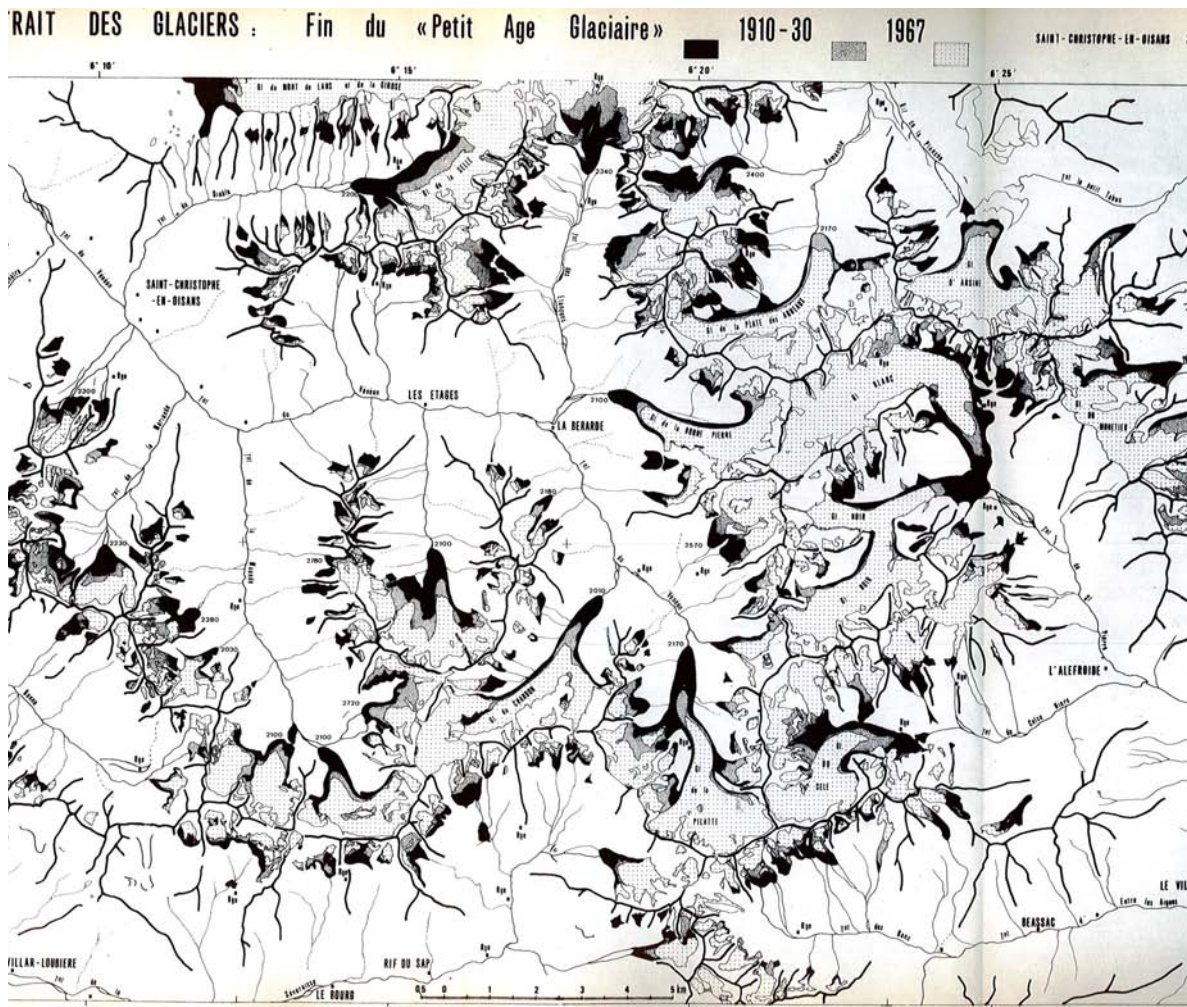
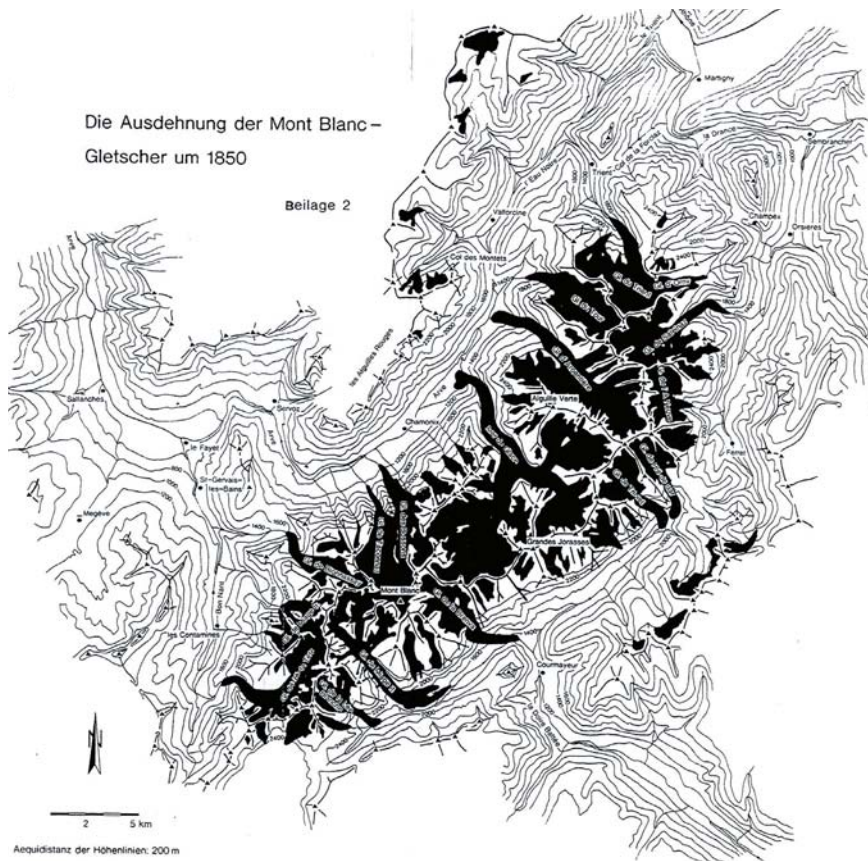


Fig.2-8 : Carte de l'extension d'une partie des glaciers du massif des Écrins à la fin du PAG, en 1910 et 1967 (Edouard, 1978).



- Dans le massif de l'**Ubaye**, les glaciers et glaciers rocheux ont été recensés par Assier (1993 ; 1996) : la fin du PAG, en se basant sur des investigations de terrain et sur l'étude de documents anciens, et 1996, à partir des orthophotographies.

Assier estime à 164 ha l'extension des glaciers de l'Ubaye (glaciers du versant italien compris) au PAG, et à moins de 70 ha en 1996.

Inventaires récents réalisés sous SIG

- En **Haute Maurienne**, Jobard (2005) a reconstitué l'extension des glaciers du bassin versant du Haut Arc au cours de la décrue glaciaire post-PAG pour plusieurs dates :

- ~ 1850 (PAG) en se basant sur des levés géomorphologiques ;
- 1902, en se basant sur les levés de la carte de l'État-Major (révision) ;
- 1939, 1948, 1953, 1956, 1988, 1996 et 2000, depuis des photographies aériennes qu'il a orthorectifiées ;
- 1970, à partir des cartes topographiques 1 :25 000 de l'IGN ;
- 1989, 2001 et 2003, à partir des images satellites (Landsat 5, Landsat 3 et Spot).

Ces données intégrées dans un SIG (Mapinfo) permettent de quantifier le retrait glaciaire dans ce secteur : l'englacement au PAG était de 62 km², contre 25 km² en 2001-2003, soit une perte de l'ordre de 60 %.

- Dans le massif de Belledonne, Deroin et Condom (2007) ont cartographié les glaciers du secteur du **Rocher-Blanc** (9 glaciers) de 1926 à 2006 depuis des orthophotographies et des images satellites pour 13 dates :

- 1926 à partir des vues aériennes militaires obliques
- 1948, 1956, 1980, 1981, 1993, 1996, 1998 (deux dates) et 2003 à partir des images aériennes de l'IGN qu'ils ont orthorectifiées.
- 1975 et 1992 à partir des images satellites: Landsat MSS et Landsat TM, respectivement.
- 2005 et 2006 à partir de levés de terrain couplés à des mesures GPS.

La superficie glaciaire du secteur a été divisée par deux entre 1980 et 2003, avec une accélération de cette tendance depuis 1993.

- Le Roy (2006) a reconstitué l'extension des glaciers de la **rive gauche de la Vallée du Vénéon** (massif des Ecrins) du PAG à 2003, en s'appuyant sur des études géomorphologiques, des cartes anciennes et des orthophotographies. Pour chacun des 8 secteurs étudiés, entre 5 et 7 dates d'extension glaciaire ont été reportées dans un SIG.

L'extension glaciaire a été déterminée de manière exhaustive pour:

- La fin du PAG (~1850) à partir d'étude géomorphologique sur le terrain ;
- 1929 (années 1920 pour le vallon de Lanchâtra) à partir des plans directeurs du SGA dont la plupart les levés ont été effectués en 1929-1930 dans ce secteur ;
- 1952, 1967 et 2003 à partir des images aériennes de l'IGN, orthorectifiées par l'auteur.

A ces dates s'ajoutent 1981 et 1993 pour le vallon de la Pilatte; 1980, 1988 et 1994 pour le vallon du Chardon; 1982 pour le vallon de la Lavey ; et 1994 pour le vallon de Lanchâtra

Comme illustré par la Fig.2-10, Le Roy a montré que les glaciers de la rive gauche de la vallée du Vénéon ont perdu environ 60 % de leur surface entre la fin du PAG et 2003, passant de 36,8 km² à 15,2 km².

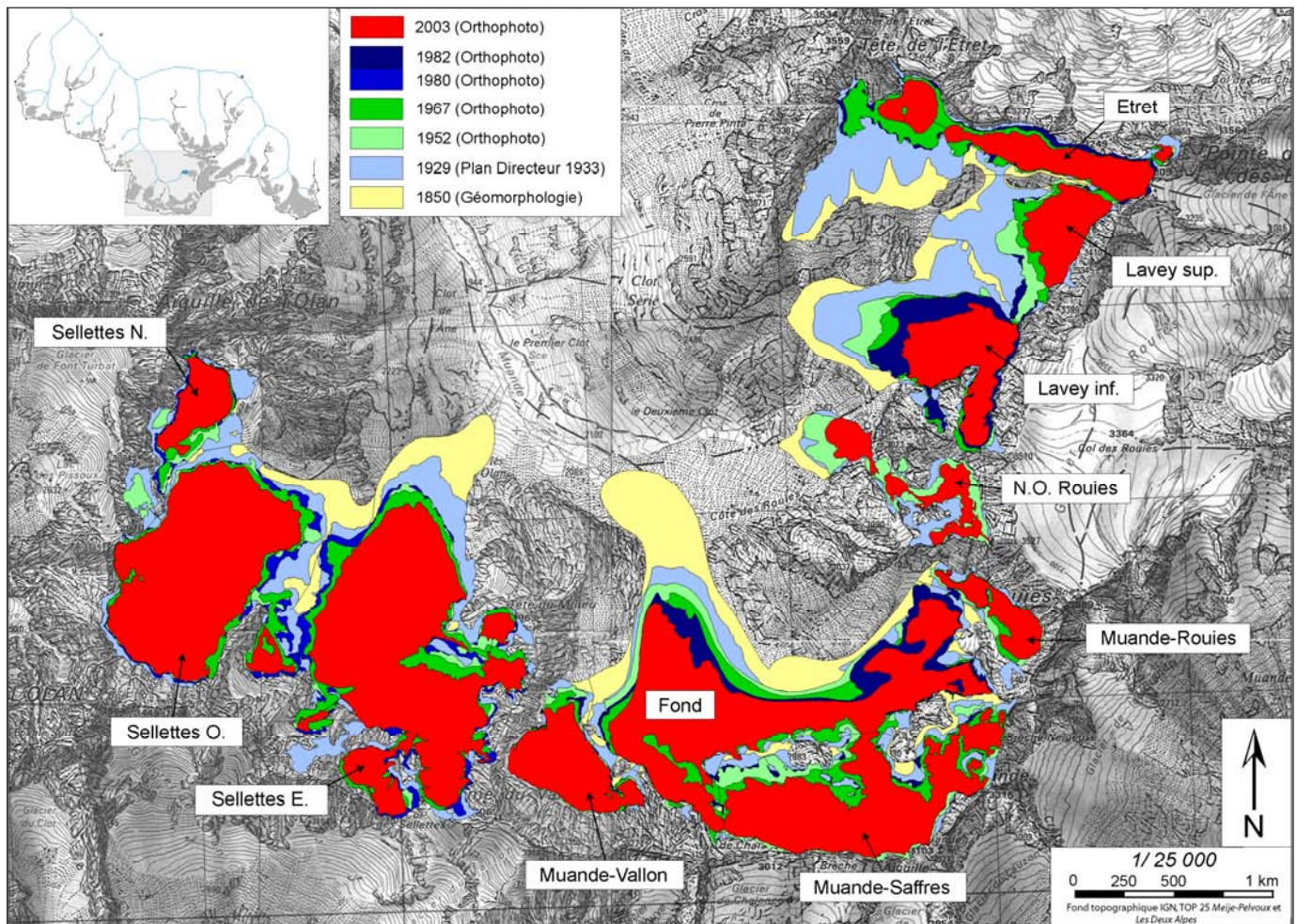


Fig. 2-10 : Reconstitution des extensions glaciaires du vallon de la Lavey depuis la fin du PAG (Le Roy, 2006).

- Les positions successives des glaciers **du haut bassin durancien** depuis le PAG ont été déterminées par Cossart (2005) et ordonnées dans un SIG (Fig.2-11).

Dans la vallée de la Gyronde (massif des Écrins), de 4 à 6 dates ont été cartographiées :

- La fin du PAG, depuis des relevés géomorphologiques de terrain couplés à des datations (lichénométrie, documents anciens) ;
- 1920, à partir des cartes-esquisses réalisées en collaboration par le CAF et la STD (publiées en 1924) ;
- 1928, à partir des cartes topographiques 1 :20 000 levées par le SGA ;
- 1975, à partir des cartes topographiques 1 :25 000 IGN ;
- 2002, à partir d'orthophotographies.

Dans le Queyras, les données de Assier (1993) ont été reprises pour 1895 et 1921, et complétées par la position des glaciers à la fin du PAG, déterminée depuis des indices géomorphologiques et l'interprétation de documents anciens.

De ce travail, il a pu être déduit que la surface englacée de la vallée de la Gyronde s'élevait à 25,35 km² en 2002, alors qu'elle atteignait 35 km² à la fin du PAG. Cette réduction de la surface englacée est caractérisée par le morcellement des appareils glaciaires. Dans le Queyras, les quelques petits glaciers qui existaient au PAG ont disparu après l'été 2003.

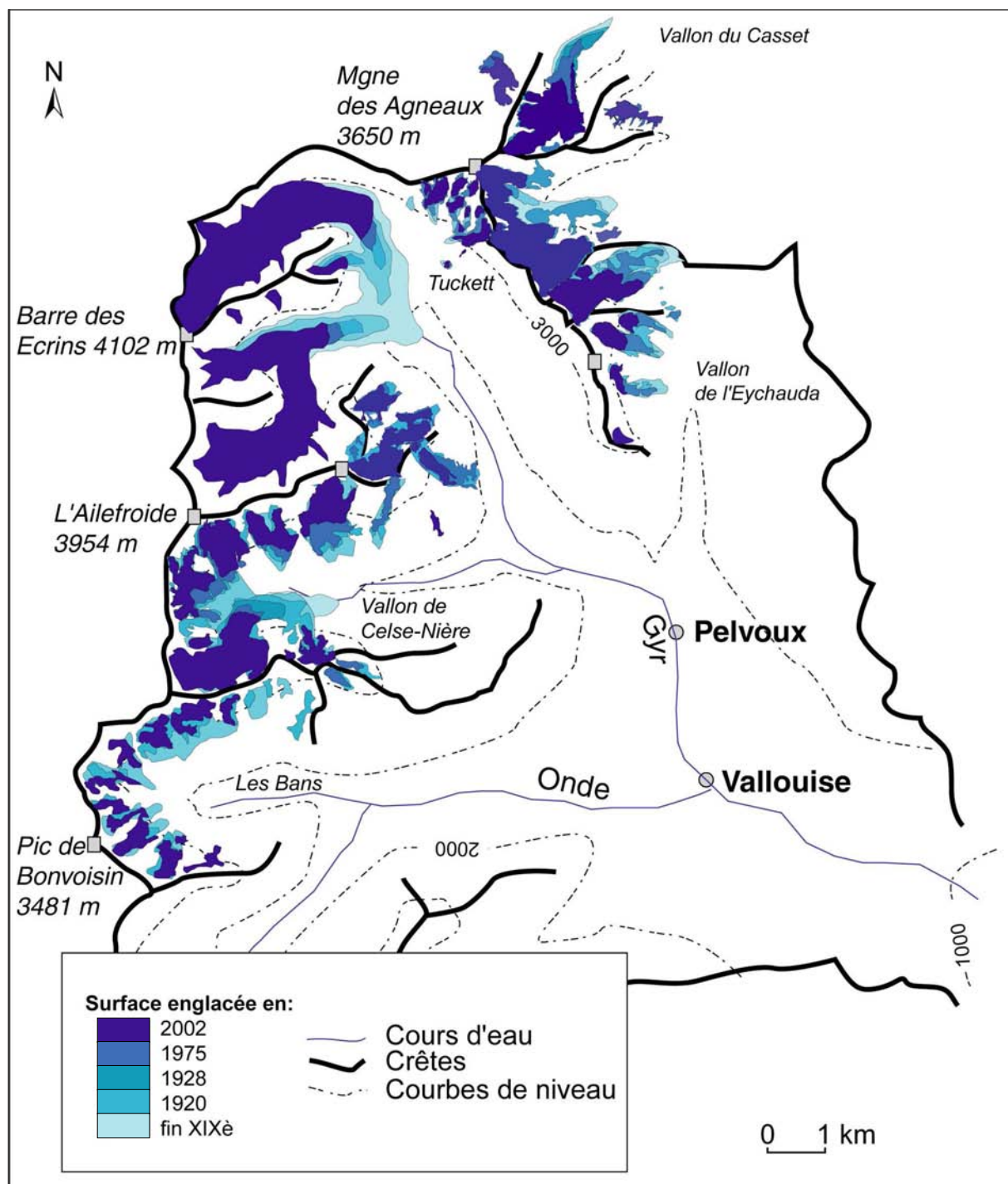


Fig.2-11 : Synthèse des variations glaciaires depuis la fin du PAG dans la vallée de la Gyronde (Cossart, 2005)

L'inventaire réalisé dans le cadre du projet GlaRiskAlp

Le projet Alcotra France-Italie *GlaRiskAlp* (2010-2013) était en charge, dans son activité 1A, de produire un inventaire récents des glaciers des Alpes Occidentales. Dans ce cadre, le CNR IRPI de Turin, la Fondation Montagne Sûre et le laboratoire EDYTEM ont travaillé conjointement pour établir les inventaires récent et passé des glaciers de ce secteur alpin.

Les méthodes suivies pour réaliser cet inventaire sont celles proposées dans ce travail et précisées dans les chapitres 2.2 et 2.3, puisque ce dernier s'inscrit dans ce projet. Les résultats de ce projet, achevé au début de l'année 2013 sont consultables à l'adresse suivante : <http://www.glariskalp.eu/>

Nous avons dressé un tableau le plus exhaustif possible des différents inventaires menés dans les Alpes, en insistant sur la partie française de ce massif. Ces travaux sont nombreux et souvent très hétérogènes au niveau spatial, temporel ou dans leur représentation (format SIG, inventaire sous forme de tableau, cartographie, etc.). Dans le cadre de ce travail, il aurait été difficile de reprendre ces résultats qui n'ont pas été réalisés sous SIG sans entreprendre un fastidieux travail manuel d'intégration des données à notre SIG.

A travers le monde, de nombreux inventaires locaux de glaciers existent (ex: Île de Baffin : Paul et Svoboda, 2009 ; Région de Svartisen (Norvège) : Paul et Andreassen, 2009 ; Patagonie : Schneider et al., 2007 ; Groenland : Citterio et al., 2009, etc.). Les grands projets internationaux tels que le WGI et GLIMS ont pour but de réunir de manière exhaustive les données sur les glaciers afin d'améliorer leur connaissance et d'étudier leur changement. Les évolutions technologiques et l'apparition de l'imagerie satellitaire ont amélioré les possibilités de travail à l'échelle régionale et à moindre coût, stimulant la production d'informations. Les nombreuses données rassemblées et créées dans le cadre de ces projets sont librement mises à disposition et peuvent constituer la base de nombreuses études. Ces projets ont également permis d'approfondir la réflexion sur la question du recensement des glaciers, rendue délicate par leur diversité et celle des documents sources, des méthodes et des opérateurs.

Dans les Alpes, de nombreux travaux d'inventaires ont été réalisés à diverses dates depuis le PAG, en s'appuyant sur des documents variés. Aujourd'hui, la plupart ont été intégrés aux bases de données internationales. En France, seul l'inventaire de Vivian (1975), sur les glaciers en 1967-1971 a été intégré au WGI, tandis que les données sur les glaciers français sont absentes des autres bases de données internationales. Les trois dates de recensement des glaciers que nous proposons dans ce travail de thèse (fin du PAG, 1967-1971 et 2006-2009), ainsi que le travail réalisé pour 1985-1986 et 2003 comblent cette lacune. Pour se faire, nous nous sommes largement inspirés des méthodes proposées par ces grands projets d'inventaire des glaciers à l'échelle mondiale, en les adaptant à notre secteur et aux données sources auxquelles nous avons eu accès.

Chapitre 2.2

Création d'un inventaire cartographique sous SIG des glaciers des Alpes françaises et de leurs marges proglaciaires

Deux inventaires cartographiques complets des glaciers des Alpes françaises ont été réalisés dans le cadre de cette thèse : un premier couvrant la période récente (2006-2009) et un second pour la période 1967-1971. Un inventaire partiel des glaciers à la fin du PAG a été produit pour les massifs du Mont Blanc, de la Vanoise et des Écrins. Dans le massif du Mont Blanc, des dates supplémentaires sont disponibles. Un inventaire des secteurs récemment désenglacés (marges proglaciaires), associé à des données géomorphologiques, a également été effectué. Toutes les données collectées ont été rassemblées dans un système d'information géographique.

Dans cette partie nous présentons les documents sources qui ont été utilisés pour réaliser ces différents inventaires puis nous détaillons la structure du SIG qui a été mis en place.

2.2.1 Les sources de données

L'inventaire de l'extension passée et actuelle des glaciers a essentiellement été réalisé sur la base d'orthophotographies et de cartes récentes ou anciennes. Quelques documents anciens ont parfois été consultés. Des modèles numériques de terrain (MNT) ont été utilisés pour réaliser des calculs topographiques et obtenir une visualisation en 3D des secteurs étudiés. Ces orthophotographies récentes et MNT ont également été utilisés pour effectuer l'inventaire des marges proglaciaires.

Ces documents sources doivent être d'une qualité suffisante pour être utilisés dans le cadre de cet inventaire (particulièrement pour l'inventaire des glaciers) et donc répondre à un certain nombre de critères que nous précisons ici avant de faire une synthèse des documents qui ont été utilisés et de préciser leurs caractéristiques.

a. Caractéristiques des données sources requises

La première étape dans la réalisation de ces inventaires est de se procurer les documents nécessaires à celle-ci. Plusieurs conditions sont nécessaires pour pouvoir les utiliser de manière adaptée à notre problématique et en tirer des données de qualité :

- Les documents sources doivent couvrir de vastes ensembles géographiques et être homogènes sur la totalité de la zone d'étude afin que les incertitudes soient constantes pour une même date ou période. Par exemple, pour l'inventaire passé et actuel des glaciers, nous avons utilisé uniquement des orthophotographies pour 2006-2009 et uniquement les cartes topographiques pour 1967-1971.
- Il est nécessaire que les documents sources soient homogènes dans le temps. La date à laquelle correspond l'extension des glaciers qui figurent sur les documents sources doit être connue. Sur les images aériennes, l'extension du glacier est celle de la date de la prise de vue du cliché : elle est généralement fournie par l'organisme réalisateur de l'image. La date des documents anciens est en revanche souvent plus difficile à déterminer de façon précise, soit parce qu'elle n'a pas été conservée, soit parce que la date d'édition du document n'est pas la même que celle de l'extension des glaciers qu'il présente. C'est par exemple le cas sur les cartes topographiques 1 :25 000 de l'IGN sur lesquelles la position des glaciers n'a pas été remise à jour à chaque nouvelle édition de la carte (cf. 2.3.2).
- Afin de les intégrer dans le SIG, il est préférable que les documents aient été préalablement numérisés et géoréférencés de manière professionnelle afin de minimiser les déformations comme celles liées

au scannage. De plus, le travail de scannage est une étape très consommatrice de temps, et il est donc préférable qu'elle ait été réalisée en amont.

- La représentation des glaciers sur les documents sources doit être de qualité. Les images aériennes doivent avoir été réalisées à la fin de la saison d'ablation, et présenter un minimum de couverture nuageuse, d'ombre, de neige fraîche ou résiduelle qui masquent le contour des glaciers. De même, les images qui ont pu servir à la réalisation de cartes topographiques doivent répondre à ces mêmes critères de qualité. Les cartes anciennes doivent pouvoir être intégrées dans un SIG et donc ne pas présenter d'erreurs géodésiques et/ou topographiques.

b. Orthophotographies

L'inventaire des glaciers 2006-2009 et la cartographie géomorphologique sont réalisés sur la base des orthophotographies issues de la BD Ortho® de l'IGN. Celles-ci ont été fournies dans le cadre de la licence de recherche mise en place depuis mars 2009 qui permet aux laboratoires de recherche d'accéder gratuitement à certaines données.

L'IGN réalise des couvertures aériennes du territoire français de manière régulière. Ainsi, un département est couvert tous les trois à cinq ans par de nouvelles séries d'images qui sont ensuite orthorectifiées et géoréférencées. Les images sont livrées sous la forme de dalles de 5 x 5 km au format .ecw et projetées en Lambert 93. Les caméras numériques utilisées pour les prises de vues permettent une très bonne résolution des images, avec un pixel de 50 cm.

Dans ce travail, nous avons utilisé les orthophotographies RVB les plus récentes qui existaient au commencement de cette thèse (Tab.2-5) : 2006 pour la Savoie, 2008 pour la Haute-Savoie, 2009 pour les Hautes-Alpes et l'Isère. Pour les Alpes de Haute Provence (deux glaciers), l'image utilisée est celle de 2004 car la plus récente (2009) présentait beaucoup de neige résiduelle. Pour les départements de l'Isère et de la Savoie, des images infrarouge couleur ont également été utilisées en complément des images RVB. De manière générale, les orthophotographies sont de très bonne qualité, sans couverture nuageuse, avec peu d'ombre ou de neige. Notons tout de même la présence de neige fraîche sur l'image de 2006 couvrant la Savoie, sur la frontière avec l'Italie et dans le secteur du Mont Pourri. De la neige résiduelle figure également sur les images de 2009.

D'autres orthophotographies plus anciennes ont pu être consultées, mais sans être réellement utilisées du fait de la bonne qualité des images plus récentes. Ces images ont été fournies par l'IGN (2003 pour l'Isère et les Hautes Alpes) et par la Régie de Gestion des Données des Pays de Savoie (RGD 73-74) (2001 pour les deux Savoies et 2004 pour la Haute Savoie).

Date	Couverture géographique	Résolution	Qualité de l'image
2006 (24/07 et 21/09)	Savoie (73)	0.5 m	Très bonne. Présence d'un peu de neige fraîche.
2008 (10/08 et 08/09)	Haute-Savoie (74)	0.5 m	Très bonne
2009 (04/08 et 06/08)	Hautes-Alpes (05)	0.5 m	Très bonne. Présence d'un peu de neige résiduelle.
2009 (03/06 et 20/08)	Isère (38)	0.5 m	Très bonne. Présence d'un peu de neige résiduelle.
2004 (25/06 et 22/07)	Alpes de Haute Provence (04)	0.5 m	Très bonne. Présence d'un peu de neige résiduelle.

Tab.2-5 : Caractéristiques principales des orthophotographies de l'IGN utilisées pour réaliser l'inventaire de l'extension actuelle des glaciers français.

c. Cartes topographiques

Les glaciers sont représentés sur plusieurs cartes depuis le 19^e siècle. Cependant, rares sont celles qui répondent aux conditions d'utilisation nécessaires à l'établissement d'un inventaire homogène des glaciers des Alpes françaises. Aussi, les cartes ont été utilisées de deux manières dans ce travail : certaines cartes ont servi de base à l'inventaire, tandis que d'autres ont seulement permis de recueillir des indications sur la position des glaciers.

L'inventaire des glaciers 1967-1971 a été réalisé sur la base des cartes topographiques numériques 1 :25 000 fournies par l'IGN (Scan 25®). L'IGN définit cette série de données comme étant "*une collection d'images cartographiques numériques en couleur, obtenues par rasterisation des données servant à la réalisation des cartes de la série au 1 : 25 000*".

Nous avons choisi d'utiliser ce document car c'est le seul qui présente les glaciers dans leur extension passée sur l'ensemble des Alpes françaises en étant numérisé (professionnellement), donc facilement intégrable dans un SIG. Cette carte numérique présente cependant 2 défauts : nous ne savons pas à quelles éditions des cartes papier elle correspond, ni ne connaissons les dates de prise de vues des images aériennes utilisées pour représenter les glaciers. La méthode que nous avons développée pour pallier ces défauts est présentée en 2.2.3. Le Scan 25® est livré sous la forme de dalles de 10 x 10 km au format .tiff et projetées en Lambert 93. La résolution des images est de 2.5 m pour une précision géométrique de 6-7 m (8-9 m dans les secteurs frontaliers).

La version du Scan 25® que nous avons utilisée ici est celle fournie par l'IGN en août 2010. Depuis plusieurs années, l'IGN a initié une mise à jour de l'extension des glaciers sur ses cartes topographiques au 1 :25 000 (série Bleue), presque jamais réalisée depuis la constitution initiale des fonds cartographiques, mais les cartes que nous avons utilisées ne sont pas celles mises à jour.

Plusieurs autres cartes topographiques anciennes couvrent le massif du Mont Blanc (cf. chapitre 1.2 et Annexe 3-8), qui nous ont permis d'introduire dans l'inventaire deux périodes supplémentaires d'extension des glaciers: la période fin 19^e-début 20^e, avec les cartes Vallot, et la décennie 1939-1949, avec les cartes du Service Géographique des Armées (SGA). La cartographie des glaciers du massif pour ces dates prend la forme d'un inventaire simplifié ne proposant que la cartographie, le nom et la superficie des glaciers.

Enfin, plusieurs cartes topographiques présentant l'extension des glaciers à d'autres périodes ont été consultées mais n'ont pas servi à la réalisation de l'inventaire des glaciers parce qu'elles ne répondaient pas

Carte	Échelle	Date de publication	Date du levé des glaciers	Raison de non utilisation comme document de base
Minutes de la carte de l'État Major	1 :80 000	1830-1880	1862-1866 (Savoie, Haute Savoie)	- Non intégrables dans un SIG
Cartes SGA	1 :20 000	Années 1920 à 1950	Variable (de la fin du 19 ^e jusqu'aux années 1940)	- Non numérisées. Nous ne possédons pas toute la couverture - Datation des données difficile
Cartes IGN	1 :10 000	1950 à 1954	1939	- Couverture non complète
Cartes IGN	1 :50 000	1952 à 2007 (plusieurs éditions)	Variable (probablement de 1939 aux années 2000, comme pour les cartes au 1 :25 000)	- Échelle 1 :50 000, peu précise - Cartes numérisées mais non géoréférencées

Tab.2-6 : Principales caractéristiques des cartes qui ont été consultées dans le cadre de ce travail, sans servir de base à l'inventaire. SGA: Service Géographique de l'Armée ; IGN: Institut de Géographie National.

aux conditions d'utilisation des données sources énoncées plus haut (Tab.2-6).

d. Modèles Numériques de Terrain

Un Modèle Numérique de Terrain (MNT) est une représentation numérisée de la topographie d'une partie de la surface terrestre. Dans le cadre de cette thèse, nous avons utilisé trois MNT de dates et de résolutions différentes (Tab.2-7) :

- Le MNT de l'IGN issu de la BD Alti®, fourni dans le cadre de la licence de recherche. Il se présente sous la forme d'une grille régulière au pas de 25 m. Il a été déduit des courbes de niveau et des points cotés levés entre 1979 et 1990 (IGN, 2011) et correspond à la composante altimétrique de la BD TOPO® (composante topographique du RGE®, *Référentiel à Grande Échelle*). En zone de montagne, il semble que la plupart des points constituant le MNT de l'IGN ont été levés en 1979 mais complétés par des levés supplémentaires pour établir le RGE®.
- Depuis fin 2011, ASTER GDEM v2 (seconde version du MNE (*Modèle Numérique d'Élévation*)) ASTER, couvrant le monde entier et réalisé par le METI et la NASA) est disponible librement. L'utilisation de paires stéréoscopique supplémentaires a permis l'affinement global du MNE et la correction de nombreux artefacts. La résolution d'ASTER GDEM v2 est de 1 seconde d'arc, soit environ 30 m à l'équateur et 27 m dans les Alpes. Fourni en WGS 84, il a été nécessaire de reprojecter ASTER GDEM v2 pour pouvoir l'utiliser dans ce travail.
- La RGD 73-74 a fait réaliser en 2008 par un prestataire un MNT haute résolution de 4 m couvrant le département de la Haute-Savoie à partir d'un dispositif d'imagerie optique aéroportée. L'accès à ce MNT a été rendu possible par convention avec la RGD qui l'a fourni sous la forme de coordonnées (x, y, z). Estelle Ployon, ingénieure au laboratoire, a réalisé la transformation en une grille régulière de type raster à l'aide du logiciel ArcGis pour le massif du Mont Blanc. Ce MNT ne couvrant pas toute la surface d'étude, il a été utilisé de manière ponctuelle, essentiellement pour de la visualisation 3D.

Le MNT IGN et ASTER GDEM v2 ont été utilisés pour définir les caractéristiques topographiques des glaciers car se sont les seuls qui couvrent l'ensemble du secteur d'étude. La résolution du MNT de l'IGN est un peu meilleure que celle de ASTER GDEM v2, mais ce dernier correspond à une date précise. La précision altimétrique de ces deux MNT est comparable, mais si elle reste constante pour ASTER GDEM v2, elle peut varier de 2,5 m à 6 m selon les secteurs pour le MNT de l'IGN (IGN, 2011).

MNT	Date	Résolution	Mode d'acquisition	Précision planimétrique	Précision altimétrique	Projection
MNT IGN	1979	25 m	Photogrammétrie, GPS, levés de terrain, etc.	< 10 m	2,5 - 6 m	Lambert 93
ASTER GDEM v2	2009	27 m dans les Alpes	Stéréoscopie	~ 10 m	~ 10 m	WGS84
MNT RGD	2008	4 m	Imagerie optique aéroportée	inframétrique	inframétrique	Lambert zone II

Tab.2-7 : Caractéristiques principales des MNT utilisés pour réaliser l'inventaire de l'extension actuelle des glaciers français. (IGN (2011) ; Tachikawa et al. (2011))

e. Documents anciens

Plusieurs documents anciens ont été consultés lors de la réalisation de cet inventaire des glaciers français, en particulier pour retrouver la position de la fin du PAG des glaciers.

- Depuis les années 1920, l'IGN réalise des photographies aériennes sur support argentique. Depuis 2005, ces nombreuses images sont progressivement mises à disposition sous forme de fichiers numériques (JPEG 2000). Ces images, librement téléchargeable sur Géoportail (<http://www.geoportail.gouv.fr/accueil>), ne sont pas orthorectifiées et ne sont donc pas utilisables directement pour l'inventaire des glaciers malgré leur caractère exhaustif. Leur consultation a par exemple permis de pouvoir dater de manière relative l'apparition de lacs glaciaires.
- La consultation de documents iconographiques (gravures, dessins, peintures, photographies) a permis d'apporter des informations pour la reconstitution de la position de quelques glaciers au PAG. L'utilisation de documents historiques pour reconstituer la position passée des glaciers s'avère délicate ; Zumbühl et Holzhauser (1988) indiquent qu'il est nécessaire que (i) la date du document soit connue ou reconstituée, (ii) le document soit une bonne représentation de la réalité, et (iii) la position de la prise de vue soit retrouvée. Un tel travail, pour être de qualité, demande beaucoup de temps (recherche dans les archives notamment), c'est pourquoi cette méthode de reconstitution de la position passée des glaciers n'a été que peu utilisée dans le cadre de cette thèse.

f. Inventaires sous SIG existants

Plusieurs secteurs avaient fait l'objet d'une cartographie diachronique des glaciers avant notre inventaire des glaciers français (cf. section 2.1.2.c): Jobard (2005), Cossart (2005), Le Roy (2006) et Deroin et Condom (2007) ont travaillé sur des ensembles plus vastes que le simple bassin glaciaire (respectivement Haute Maurienne, haut bassin durancien, rive gauche de la vallée du Vénéon et secteur du Rocher Blanc). Les données de S. Jobard ont pu être récupérées sous format SIG et donc intégrées à notre inventaire. Malheureusement, celles de Cossard, de Le Roy et de Deroin et Condom n'ont pas été conservées et nous avons donc dû nous contenter de reprendre ce qui a été publié dans leurs travaux respectifs.

2.2.2 La structure des inventaires : SIG et tables attributaires

De nombreuses données ont été créées pour construire l'inventaire des glaciers des Alpes françaises et de leurs marges proglaciaires. Pour cela, un système d'information géographique (SIG) a été construit, associant la cartographie des glaciers et des éléments géomorphologiques à des bases de données plus ou moins développées.

Après avoir rappelé quelques définitions spécifiques aux SIG, l'agencement global du SIG mis en place sera exposé avant d'en venir aux structures des bases de données.

a. Langage spécifique des SIG

Nous développons ici très rapidement la définition des termes employés dans ce travail en nous appuyant largement sur les définitions proposées sur le site d'ESRI (<http://www.esrifrance.fr>).

Un **Système d'Information Géographique (SIG)** est un outil informatique permettant de créer, d'organiser, d'analyser et de présenter des informations spatialement référencées. Celui-ci stocke les informations sous la forme de couches thématiques pouvant être superposées les unes aux autres. Un SIG offre la possibilité de visualiser et d'analyser des données géographiques qui peuvent être des données raster ou vectorielles. Les **données raster** sont des images et prennent donc la forme d'une matrice de points qui correspondent aux pixels de l'image. Les **données vectorielles** sont localisées par des coordonnées x et y et peuvent prendre la forme de points, de lignes ou de polygones. Ces données sont toujours associées à une table d'attributs (**table attributaire**) qui contient des données qualitatives ou quantitatives, qui peuvent être modifiées et enrichies.

Les éléments de la **table attributaire** sont organisés en lignes et colonnes : chaque ligne représente un objet (entité), tandis que chaque colonne représente un **champ** unique. Chaque **entité** géographique est associée à un ou plusieurs **attributs** qui la caractérisent (*ex* pour un glacier : nom, superficie, altitude minimale, etc.). Un identifiant unique relie l'entité à la table attributaire. Une **jointure** permet d'annexer les attributs d'une table à une autre en fonction d'un champ commun aux deux tables.

Le logiciel de SIG (ici, la version 9.3 d'ArcGis) n'est qu'une composante du SIG parmi les 5 qui le constituent : matériel, logiciel, données, utilisateur et méthodes.

b. Structure du SIG

L'inventaire des glaciers et des marges proglaciaires prend la forme d'un SIG qui se compose deux parties : la première correspond à l'extension actuelle et passée des glaciers français (*Inventaire des glaciers*), la seconde à l'extension des marges proglaciaires et à leur cartographie géomorphologique (*Inventaire des marges proglaciaires*). Les données sont projetées en Lambert II zone.

Inventaire de l'extension actuelle et passée des glaciers

L'inventaire des glaciers se compose de trois couches d'informations qui correspondent à l'extension des glaciers (Fig.2-12): (i) pour la période récente : 2006-2009 (2006 pour la Savoie, 2008 pour la Haute-Savoie, 2009 pour l'Isère et les Hautes Alpes), (ii) pour la période 1967-1971 et (iii) à la fin du PAG. Elles sont basées respectivement sur des orthophotographies récentes, la carte topographique 1 :25 000 de l'IGN et la reconstitution géomorphologique (cf. 2.2.3).

Les objets que contiennent chacune de ces trois couches sont des polygones.

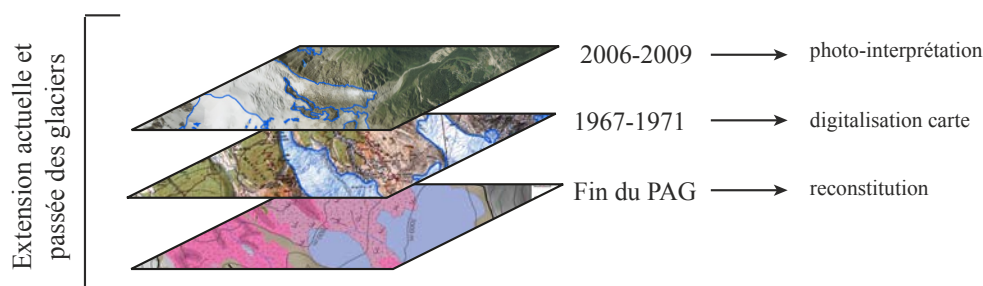


Fig2-12: Organisation du Système d'Information Géographique (SIG) de l'extension actuelle et passée des glaciers.

Inventaire des marges proglaciaires et cartographie des formes et formations géomorphologiques

La seconde partie de l'inventaire des glaciers et des marges proglaciaires est composé de 19 couches d'informations qui correspondent au contour des marges proglaciaires et à chaque forme et formation géomorphologiques présents. Celles-ci sont organisées selon 5 domaines morphogéniques: glaciaire, périglaciaire, fluvatile, gravitaire et structural (Tab.2-8). Les définitions de chacun de ces termes sont proposées dans la section 2.3.3.

Nous avons préféré cette organisation à celle regroupant les formes planes, linéaires et ponctuelles, afin de simplifier la lecture de la base de données. Si la plupart du temps la cartographie n'est associée qu'à une base de données très simplifiée, certaines couches d'informations comme le till ou les moraines sont associées à davantage de données.

<i>Domaine morphogénique</i>	<i>Forme ou formation géomorphologique</i>	<i>Type</i>
Glaciaire	Séracs	ligne
	Glace morte	polygone
	Couverture détritique continue	polygone
	Voile détritique	polygone
	Cordons morainiques	ligne
	Till	polygone
	Incision dans une moraine	ligne
	Roches moutonnées	point
Périglaciaire	Glaciers rocheux	ligne
	Eboulis	polygone
Fluvatile	Cours d'eau	ligne
	Lacs	polygone
	Laves de débris	ligne
	Dépôt de lave de débris	polygone
	Dépôts fluvioglaciaires ou glaciolacustres	polygone
Gravitaire	Dépôt d'éroulement	polygone
	Niche d'arrachement supposée	ligne
Structural	Lignes de crête	ligne
	Substratum	polygone

Tab.2-8 : Détail des 19 couches d'informations développées pour la cartographie des formes et formations géomorphologiques à l'intérieur des marges proglaciaires.

c. Bases de données associées au SIG

Une base de données est automatiquement générée pour chaque couche d'informations. Pour chacune d'entre elles, le logiciel renseigne automatiquement les valeurs de surface et de périmètre pour les formes planes, de longueur pour les formes linéaires.

Les bases de données de l'inventaire des glaciers sont très développées, tandis qu'elles sont très simplifiées pour l'inventaire des marges proglaciaires.

Structure des bases de données associées aux glaciers et méthodologie pour les renseigner

La structure des bases de données associées à la cartographie des glaciers a été inspirée de celles proposées par le WGI et GLIMS (UNESCO 1970 ; Müller *et al.* 1977 ; Scherler 1983 ; Rau *et al.*, 2005 ; Paul *et al.*, 2009a,b ; Racoviteanu *et al.*, 2009 ; Raup et Khalsa, 2010). Elle a été adaptée à notre échantillon de glaciers ; simplifiée dans certains cas (ex : activité de la langue, exposition zones d'ablation et d'accumulation), développée davantage dans d'autres (ex : évolution de la surface du glacier entre deux dates).

A chaque contour de glaciers en 2006-2009, en 1967-1971 et de la fin du PAG sont associés: le **nom** du glacier, un **code unique**, le nom du **massif** et du **bassin versant** dans lequel il se situe, ses **coordonnées géographiques** (longitude, latitude), ainsi que la **surface**, le **périmètre** et la **longueur** du glacier.

Davantage de données sont disponibles pour 2006-2009 et 1967-1971 :

- La **pente** moyenne, l'**exposition** moyenne et les **altitudes minimale, maximale et moyenne** du glacier, déduites des MNT,
- La **variation de superficie** entre ces deux dates, ainsi que rapportée à la superficie initiale du glacier,
- Le code du glacier attribué par le **WGI**,
- Les **données sources** qui ont été utilisée pour la cartographie des glaciers (date, nature),
- L'**incertitude** de la superficie.

La base de données la plus développée est celle de 2006-2009 pour laquelle des données sur le **type** et la **forme** du glacier sont également disponibles, ainsi que la superficie de la **couverture détritique** et du **voile détritique** qui recouvrent ces glaciers (données brutes ou rapportées à la superficie du glacier). Enfin, un lien vers le site de **Glaciorisk** est associé aux glaciers qui ont été reconnus comme à l'origine d'un aléa.

La table attributaire associée à une couche d'information peut être complétée de manière automatique ou manuelle. Les outils proposés par le logiciel de SIG permettent de renseigner certains champs de manière automatique (ex : superficie du glacier, altitude minimale, pente moyenne) mais le remplissage manuel est parfois nécessaire (ex : nom du glacier, code WGI, type de glacier). Lorsqu'une donnée est répétitive, les fonctionnalités du logiciel de SIG permettent d'automatiser en partie la tâche.

Les tableaux présentés en Annexe 2-1.A, B, C récapitulent la structure des tables attributaires, développées et renseignées pour chaque couche de l'inventaire des glaciers. Ils indiquent les champs développés et leurs intitulés dans la table attributaire, car ceux-ci ne sont pas toujours explicites du fait des contraintes du logiciel (nombre de caractères limité, pas de ponctuation, etc.). Une brève définition de chacun de ces champs est également donnée, ainsi que la méthodologie mise en œuvre pour renseigner la base de données. Les champs développés dans chaque table attributaire sont résumés ci-dessous, suivis de précisions pour ceux annotés *.

- Pour 2006-2009 : Code unique du glacier, Nom du Glacier, Massif, Code WGI, Bassin versant, Longitude, Latitude, Surface, Périmètre, Surface couverture détritique, Surface voile détritique, Pourcentage de couverture détritique, Pourcentage de voile détritique, Longueur maximale*, Altitude minimale*, Altitude maximale*, Altitude moyenne*, Exposition moyenne*, Exposition moyenne*, Pente moyenne*, Méthodologie, Date docs, Type*, Forme*, Autres caractéristiques*, Précision*, Terrain, Variation de la surface, Pourcentage de retrait, Glaciorisk.
- Pour 1967-1971 : Code unique du glacier, Nom du Glacier, Massif, Code WGI, Bassin versant, Longitude, Latitude, Surface, Périmètre, Longueur maximale, Altitude minimale, Altitude maximale, Altitude moyenne, Exposition moyenne, Exposition moyenne, Pente moyenne, Méthodologie, Date docs, Précision, Variation de la surface, Pourcentage de retrait, Corrections.
- Pour la fin du PAG : Code unique du glacier, Nom du Glacier, Massif, Bassin versant, Longitude, Latitude, Surface, Périmètre, Longueur maximale, Méthodologie, Date docs.

L'altitude minimale, maximale et moyenne du glacier

Ces trois paramètres sont extraits depuis le MNT grâce à la fonction *Statistiques zonales* d'ArcGis, qui associe à chaque polygone (glacier) la valeur du pixel la plus élevée et la plus basse du Raster qu'il contient. Elle calcule également la moyenne des valeurs de chaque pixel du Raster situé à l'intérieur du

polygone, l'altitude moyenne du glacier.

Les données sont dans un premier temps proposées sous la forme d'une table attributaire seule, qui est jointe à la base de données initiale par le code unique du glacier.

La longueur maximale du glacier

La longueur maximale du glacier correspond à la longueur de la ligne qui relie le point le plus haut au point le plus bas du glacier, passe approximativement par le centre du glacier et suit l'écoulement théorique de la glace, perpendiculairement aux courbes de niveau. Elle correspond approximativement à la ligne de flux centrale du glacier (Fig.2-13a) et est tracée manuellement malgré l'existence d'une méthode automatique récemment proposée par Le Bris et Paul (2013).

Les glaciers des Alpes françaises sont généralement de petite taille et ont subi de nombreuses divisions entre 1967-1971 et 2006-2009 qui sont à l'origine de modifications morphologiques. Les points haut et bas d'un glacier ainsi que la ligne de flux qui les relie ne sont donc pas nécessairement les mêmes à la fin des années 1960 et aujourd'hui. La méthode manuelle nous a permis d'avoir un contrôle systématique sur le tracé de la ligne de flux, en superposant systématiquement la ligne de 1967-1971 et celle de 2006-2009 afin de pouvoir comparer de manière cohérente la longueur du glacier entre ces deux dates. En cas de morçèlement d'un glacier, les mesures de longueurs ont été réalisées individuellement pour chaque parties résiduelles (Fig.2-13b).

L'inconvénient de cette méthode est sa dépendance vis à vis de l'opérateur et sa reproductibilité. Afin de le pallier, une couche d'information "longueur" a été créée, permettant de conserver les informations concernant le tracé de la ligne de flux mesurée et ainsi de garder le même axe de mesure en cas de mesures à d'autres dates (antérieures ou prochaines).

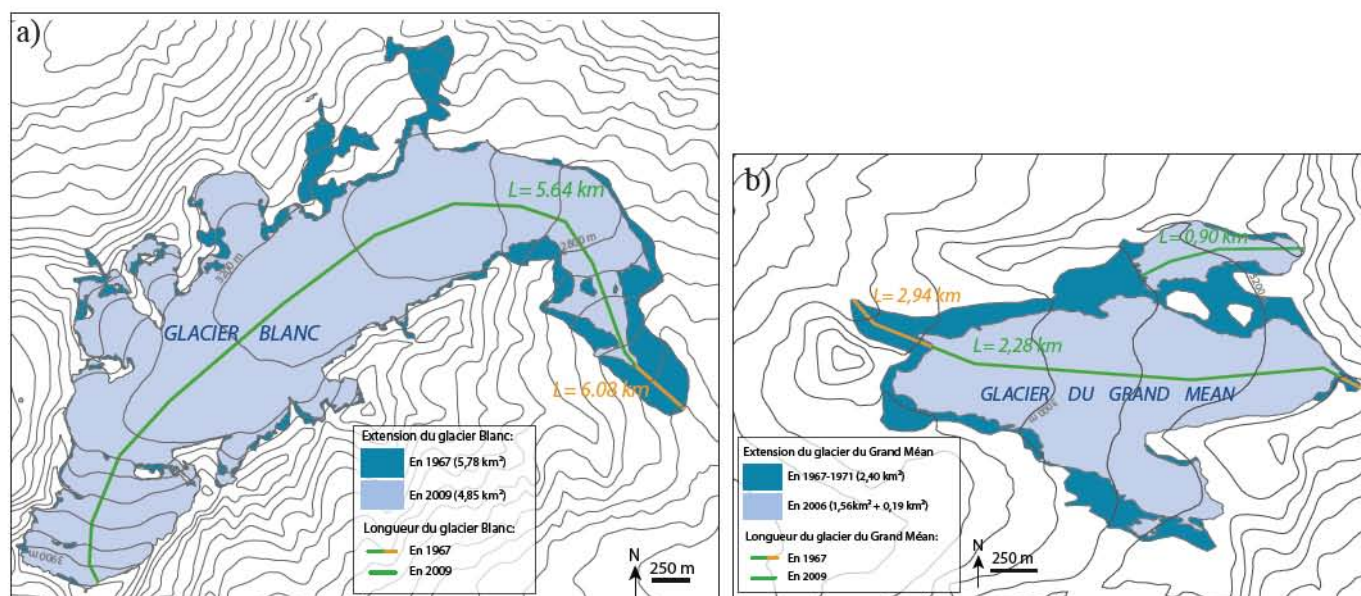


Fig.2-13: Détermination de la longueur des glaciers. a) La longueur maximale du glacier Blanc (massif des Écrins) relie le point le plus haut au le point le plus bas du glacier, en passant approximativement par le centre du glacier et en suivant l'écoulement théorique de la glace, perpendiculairement aux courbes de niveau. b) En cas de morçèlement d'un glacier, les mesures de longueur sont réalisées individuellement pour chaque glacier résiduel. Exemple du glacier du Grand Méan, dans le massif de la Vanoise.

L'exposition moyenne du glacier

L'exposition moyenne de chaque glacier correspond à la moyenne de l'exposition des pixels du raster contenu dans le polygone du glacier.

ArcGis est capable de donner l'orientation de chaque pixel du raster grâce à la fonction *Spatial Analyst* (Fig.2-14A), mais il est nécessaire de repasser par des coordonnées polaires (sinus et cosinus) pour s'affranchir des moyennes qui pourraient s'annuler: par exemple, la moyenne arithmétique de deux pixels d'orientation opposés (ex : 15° et 345°) est nulle (180°). Pour cela, un programme supplémentaire est utilisé : l'extension LMS-analyst 90, développée par l'Université de Washington, qui permet de calculer les sommes et moyennes des sinus et cosinus du raster. Pour obtenir l'orientation moyenne, un calcul de champ est ensuite réalisé avec la formule suivante :

$$\text{math.fmod}(360+\text{math.atan2}(\text{!SIN_MEAN!}, \text{!COS_MEAN!})*(180/\text{math.pi}),360)$$

L'orientation moyenne obtenue est exprimée en degrés (de 0 à 360°), puis est ensuite convertie en points cardinaux en effectuant une classification (Fig.2-14 B).

La pente moyenne du glacier

Classiquement, la pente d'un glacier est déterminée à partir du gradient d'altitude (altitude minimale soustraite à l'altitude maximale) et de la longueur du glacier :

$$\tan \alpha = (\text{Alt. Max.} - \text{Alt. Min.}) / \text{Longueur}$$

Les SIG permettent aujourd'hui d'étendre ce calcul à l'ensemble des surfaces et non plus uniquement le long de la ligne de flux.

Nous avons choisi d'utiliser la méthode dérivée des statistiques zonales d'ArcGis, comme préconisé par Paul et al. (2009c). La pente moyenne du glacier correspond à la moyenne de la valeur de pente de chaque pixel contenu dans le polygone (glacier). Il faut dans un premier temps construire une carte des pentes (Fig.2-15A) depuis le MNT par l'intermédiaire de l'outil *Spatial Analyst* d'ArcGis : pour chaque pixel, une valeur de pente est déterminée depuis les 8 pixels qui l'entourent. En utilisant ensuite les *Statistiques zonales*, une moyenne des valeurs de tous les pixels contenus dans le polygone est calculée et associée à chaque glacier (Fig.2-15B). Une jointure par le code unique du glacier permet ensuite d'associer cette valeur à la base de données initiale.

Type, forme et autres caractéristiques :

Le type et la forme de chaque glacier sont précisés dans la base de données. Dans certains cas, des caractéristiques supplémentaires sont proposées (Tab.2-9; Fig. 2-16).

Plusieurs classifications morphologiques des glaciers sont proposées dans la littérature (Lliboutry, 1965 ; Marnezy et Bravard, 1982 ; Rau *et al.*, 2005 ; Benn et Evans, 2010 ; site de l'USGS). Nous avons adopté celle du projet GLIMS (Rau *et al.*, 2005), en l'adaptant à notre échantillon. Nous avons par exemple choisi d'exclure les calottes de notre classification, malgré l'existence de trois petites calottes glaciaires (les Dômes de Chasseforêt, le Dôme du Goûter et l'ensemble glaciaire Mont de Lans/Girose). Celles-ci ont en effet été séparées en plusieurs entités glaciaires suite au choix fait de délimiter les glaciers selon le nom indiqué sur la carte officielle de l'État mais nous avons introduit un paramètre "glacier appartenant à une calotte" dans la forme des glaciers (Tab.2-9).

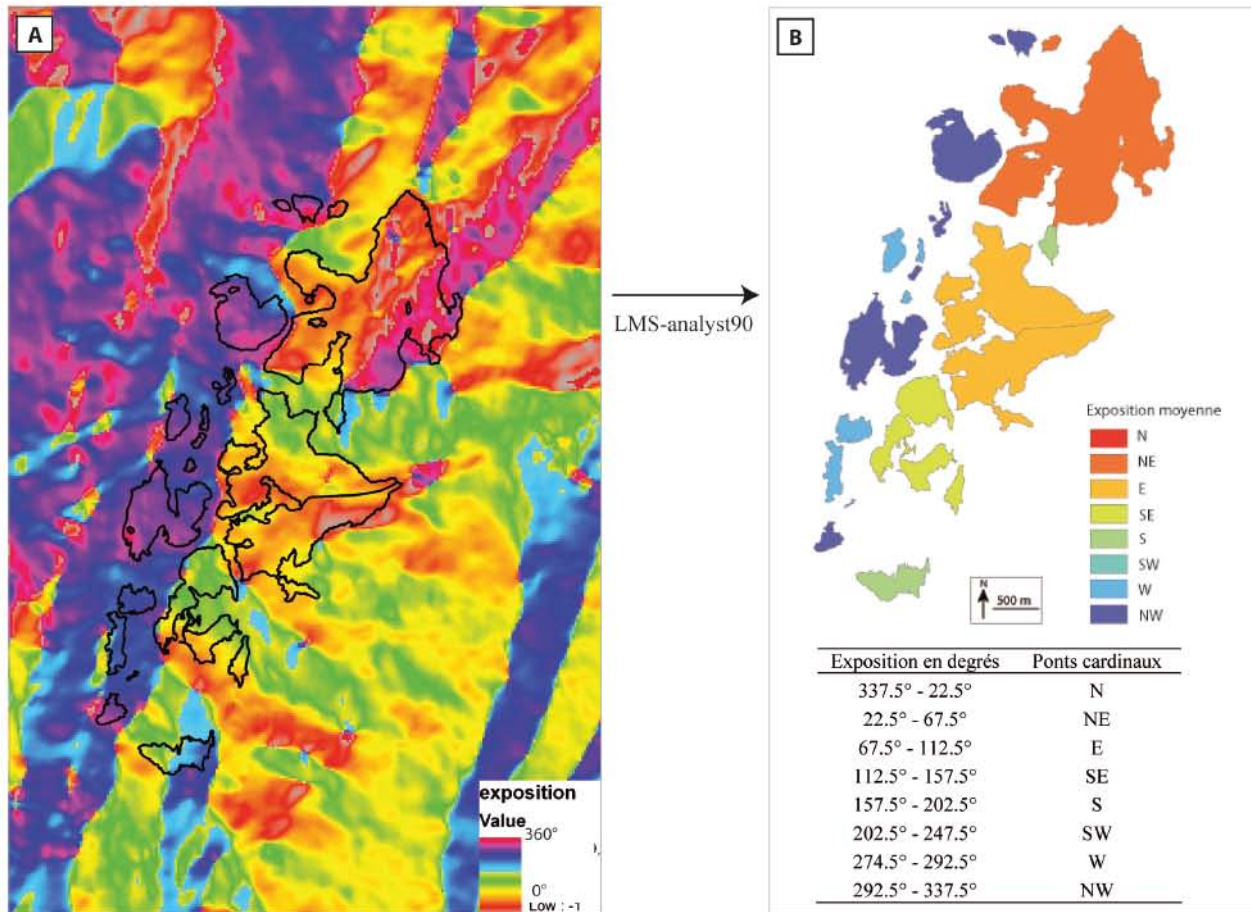


Fig.2-14 : Détermination de l'exposition moyenne de chaque pixel depuis la carte des orientations produite par le logiciel (A). L'utilisation de LMS-analyst90 permet ensuite de déterminer une orientation moyenne exprimée en points cardinaux (B). L'exemple retenu est celui du massif des Grandes Rousses.

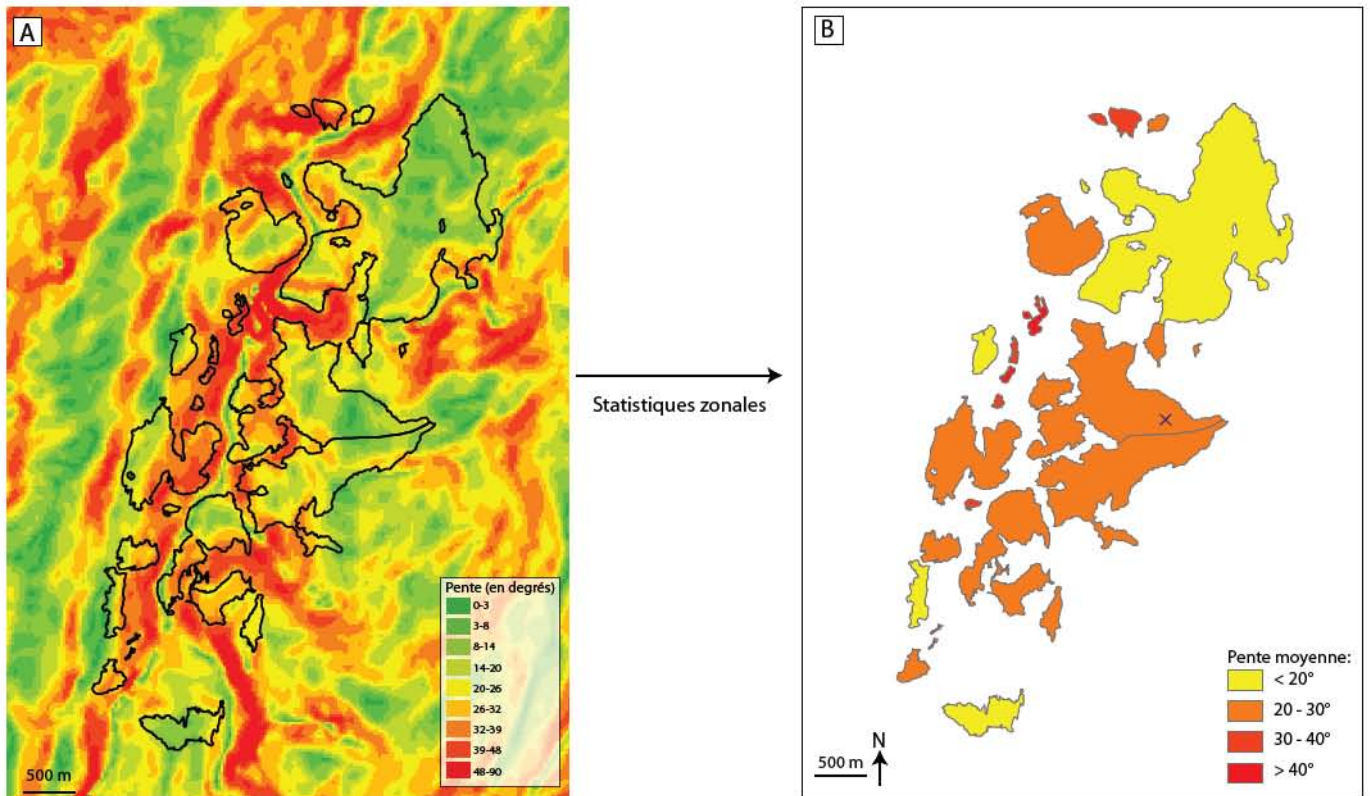


Fig.2-15 : La pente moyenne de chaque glacier du massif des Grandes Rousses est calculée dans ArcGis en : A) construisant une carte des pentes depuis le MNT et, B) en calculant une moyenne des valeurs de tous les pixels contenus dans le polygone.

a. Types de glaciers	
A - Glacier de vallée	<ul style="list-style-type: none"> - Zone d'accumulation clairement définie et délimitée par la topographie - Les abords du glacier, souvent raides, ne sont pas ou peu englacés - Le glacier suit une vallée pré-existante - Développe une langue glaciaire à l'extérieur de son bassin
B - Glacier de montagne	<ul style="list-style-type: none"> - Glacier adhérent aux rebords montagneux et qui ne rentre pas dans d'autres classifications - Pas de vallée pré-existante
C - Glaciet	<ul style="list-style-type: none"> - Très petite masse de glace - Très faible ou absence de mouvement
D - Placage de glace	<ul style="list-style-type: none"> - Glace souvent peu épaisse, dépourvue de mouvement et que l'on retrouve dans les parois raides.

b. Formes de glaciers	
E - Bassin simple	<ul style="list-style-type: none"> - Glacier alimenté par un seul bassin - Bassin versant facilement identifiable - Développe une langue glaciaire à l'extérieur de son bassin
F - Bassin composé	<ul style="list-style-type: none"> - Glacier alimenté par plusieurs bassins et dont les langues se rejoignent pour n'en former qu'une seule
G - Cirque	<ul style="list-style-type: none"> - Glacier qui n'a pas de langue développée - Localisé dans un fond de vallée - Bassin versant crée par érosion glaciaire - Plus large que long ou aussi large que long
H - Glacier de paroi	<ul style="list-style-type: none"> - Glacier suspendu dans une paroi raide - Traces de mouvements identifiables (crevasses, rimaye) - A front suspendu ou non
I - Couloir	<ul style="list-style-type: none"> - Glacier étroit inscrit dans une dépression allongée dans le sens de la pente. - Forte pente
J - Appartenant à une calotte	<ul style="list-style-type: none"> - Glacier faisant partie d'une petite calotte glaciaire
Autres	<ul style="list-style-type: none"> - Glacier qui ne rentre dans aucune des classifications proposées

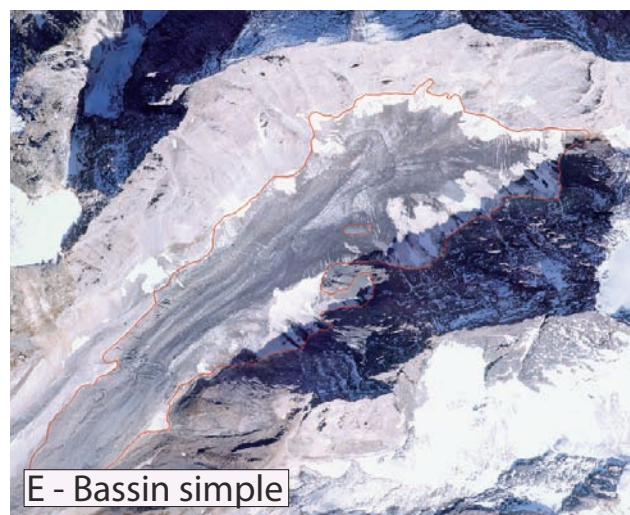
c. Autres caractéristiques	
K - Glacier régénéré	<ul style="list-style-type: none"> - Glacier alimenté par les chutes de séracs issues d'un autre glacier
L - Front suspendu	<ul style="list-style-type: none"> - Front présentant de la glace suspendue susceptible de se détacher.
M - Coalescent	<ul style="list-style-type: none"> - Glacier coalescent avec un ou plusieurs glaciers.
N - Glacier noir	<ul style="list-style-type: none"> - Glacier dont la partie aval est recouverte d'une couverture détritique continue

Tab.2-9: Caractérisation des glaciers utilisée dans l'inventaire actuel des glaciers français (2006-2009): a) Types, b) Formes et c) caractéristiques additionnelles.

Types de glaciers



Formes de glaciers



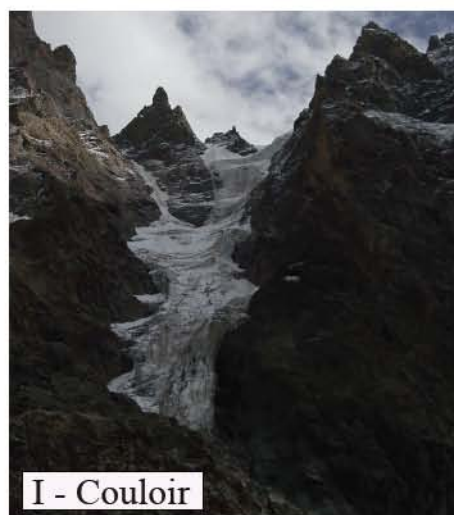
Formes de glaciers



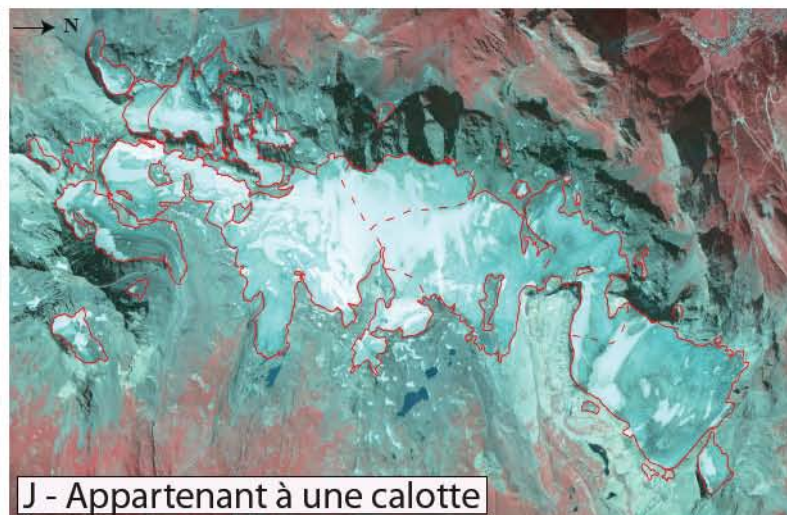
G - Cirque



H - Glacier de paroi

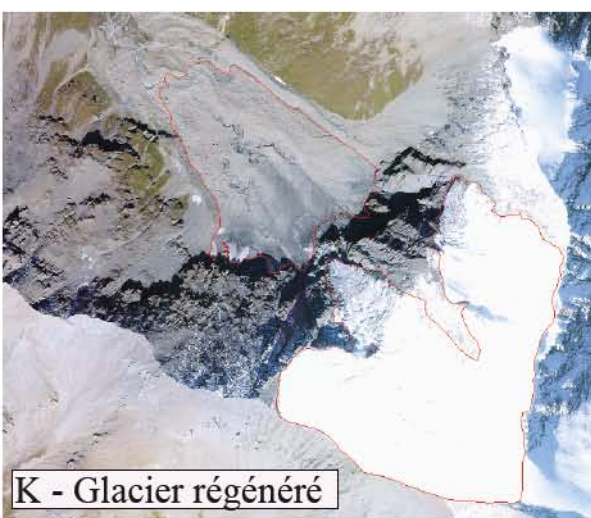


I - Couloir



J - Appartenant à une calotte

Autres caractéristiques



K - Glacier régénéré



L - Front suspendu

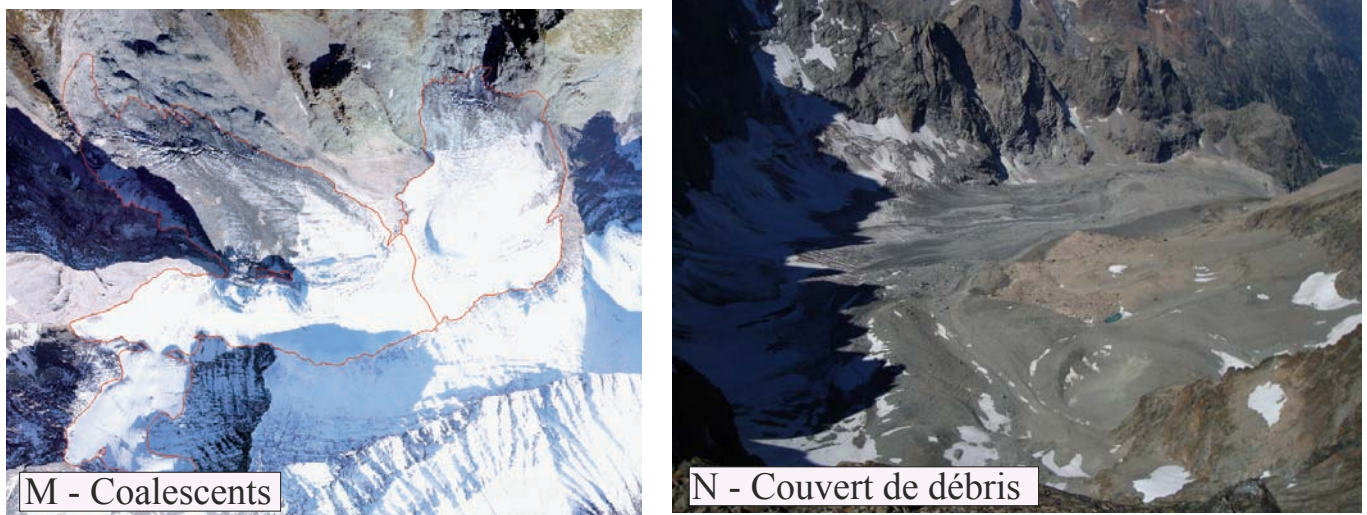


Fig.2-16: Photographies obliques ou aériennes (orthophotographies) illustrant les types, formes et autres caractéristiques des glaciers utilisés dans l'inventaire actuel des glaciers français (A à N : Tab.2-9)

A : Glacier d'Argentière, Mont Blanc, ortho. IGN 2008 ; B : Glaciers de la Sassièrre et du Fond, Vanoise, 2010 ; C : Glacier de Bonmartin, Vanoise, 2010 ; D : Placage de glace dans la face ouest des Ecrins, massif des Ecrins, 2007 ; E : Glacier de la Grande Casse, Vanoise, ortho IGN 2006 ; F : Mer de Glace, Mont Blanc, ortho. IGN 2008 ; Glacier supérieur des Cavales, Ecrins, 2007 H : Glaciers du Fauteuil et du Lautaret, Ecrins, 2009 ; I : bassin du Glacier Noir, massif des Ecrins, 2007 ; J : Glaciers des Dômes de la Vanoise, ortho. IGN 2006 ; K : Glaciers inférieur et supérieur des Balmes, Vanoise, ortho. IGN 2006 ; L : Glacier suspendu de l'Ailefroide, Ecrins, 2007 ; M: Glaciers de l'Epéna et de Rosolin, Vanoise, ortho. IGN 2006 ; N : Glacier de Bonne Pierre, Ecrins, 2007.

Précision

Une valeur d'incertitude est calculée pour chaque superficie de glacier de la base de données, indispensable afin d'être certain que les changements observés entre deux dates ne sont pas liés à la différence de précision qui existent entre les deux études (Paul *et al.*, 2013).

L'incertitude de la délimitation du contour des glaciers peut être estimée pour chaque donnée source (Rabatel *et al.*, 2011; Tab. 2-10). Elle résulte : (i) de la taille du pixel de l'image qui sert de donnée source ; (ii) du processus de correction géométrique ; (iii) de l'erreur associée à l'identification et à la délimitation du contour des glaciers, qui dépend de la taille du pixel ; et (iv) des résidus neigeux empêchent l'identification précise du bord des glaciers. Nous avons utilisé des images réalisées à la fin de la période d'ablation afin de minimiser les effets de la neige résiduelle, sauf celles de 2009 où la neige masque parfois la limite aval des glaciers du massif des Écrins; mais cette part de l'incertitude a été négligée car elle est difficile à estimer du fait de sa grande variabilité spatiale.

L'incertitude totale E_T est égale à la racine carrée de la somme des erreurs indépendantes e_n au carré :

$$E_T = \sqrt{(e_1^2 + e_2^2 + e_3^2 + e_4^2)}$$

L'incertitude sur la superficie totale est égale à l'incertitude totale E_T multipliée par le périmètre du glacier P (Perkal, 1956 ; Silverio et Jaquet, 2005) :

$$E = E_T \times P$$

Ainsi, l'incertitude totale pour les glaciers cartographiés à l'aide les orthophotographies est de 3 m tandis que celle pour les glaciers cartographiés à partir des cartes topographiques est de 6 m. Par exemple, le périmètre du glacier de Saint Sorlin (Grandes Rousses) était de 15 327 m en 1967-1971 et de 15 497 m 2009

et sa superficie était de $3,54 \pm 0,05$ km² et $2,44 \pm 0,02$ km² à ces 2 dates.

Type de données	Type d'erreur			
	Taille du pixel (m)	Correction géométrique (m)	Délimitation (m)	Incertitude totale E_T (m)
Orthophotographies (2004, 2006, 2008, 2009)	0,5	1,5*	2	3
Cartes topographiques au 1:25 000	2,5	1,5*	5	6

Tab.2-10: Erreurs associées aux orthophotographies et cartes topographiques utilisées comme données sources pour l'inventaire de l'état passé et actuel des glaciers français. * Données fournies par l'IGN.

Structure des bases de données associées aux marges proglaciaires et méthodologie pour les renseigner

Parmi les couches de formes et formations géomorphologiques qui ont été développées dans le SIG, les couches concernant les *cordons morainiques*, le *till* et les *lacs* sont associées à des bases de données développées au-delà de ce qui est automatiquement généré par le logiciel (superficie et périmètre pour les polygones, longueur pour les polygones). Les tableaux présentés en Annexe 2-2.A,B,C récapitulent pour ces trois couches d'informations les champs développés et la méthodologie utilisée pour compléter la base de données.

Les champs développés dans chaque table attributaire sont résumés ci-dessous, suivis de précisions pour ceux annotés d'un * :

- Cordons morainiques : Longueur, Type de moraine, Certitude*, Nom du glacier, Age*
- Till : Superficie, Périmètre, Épaisseur relative*
- Lacs : Nom du lac, Code unique du lac, Massif, Bassin versant, Glacier, Caractéristiques du barrage*, Origine du lac*, Position du lac par rapport au glacier*, Date d'apparition du lac*, Alimentation du lac, Contact glacier, Date docs, Méthodologie, Superficie, Périmètre, Altitude.

Cordons morainiques

• Certitude

Lorsque l'identification par photo-interprétation d'un cordon morainique est incertaine, le champ *Certitude* permet de le mentionner par l'intermédiaire de la mention "certain" ou "incertain". Si les moraines du PAG sont facilement identifiables sur les orthophotographies récentes (ombre, opposition entre flancs végétalisés et érodés, etc.), les cordons morainiques récents sont souvent plus difficiles à identifier (forme plus émoussée avec peu de variation de teinte et de texture).

• Âge

L'âge du cordon morainique cartographié peut être un âge relatif, par la comparaison de documents (images aériennes par exemple), ou absolu, par datation cosmogéniques, lichénométrie, datations radiocarbone, dendrochronologie.

Ce champ a donc été rempli en fonction des données disponibles pour le PAG qui ont servi de base à la reconstitution géomorphologique de l'extension des glaciers à la fin de cette période. Cette couche d'information permettrait de répertorier toutes les datations réalisées dans les Alpes françaises.

Till

• Épaisseur relative de till

Nous avons distingué trois épaisseurs de till dans le champ *Épaisseur* : (A) épaisseur de till discontinu, (B)

épaisseur de till continu, sans formes construites, et (C) forte épaisseur de till. L'épaisseur de till attribuée à chaque surface cartographiée comme telle a été déterminée avec les critères suivants (Fig.2-17) :

- A: faible quantité de till répartie de manière discontinue avec affleurements fréquents de roche en place ;
- C: till continu à forte épaisseur ou cordons morainiques;
- B: till continu à épaisseur indéterminée.

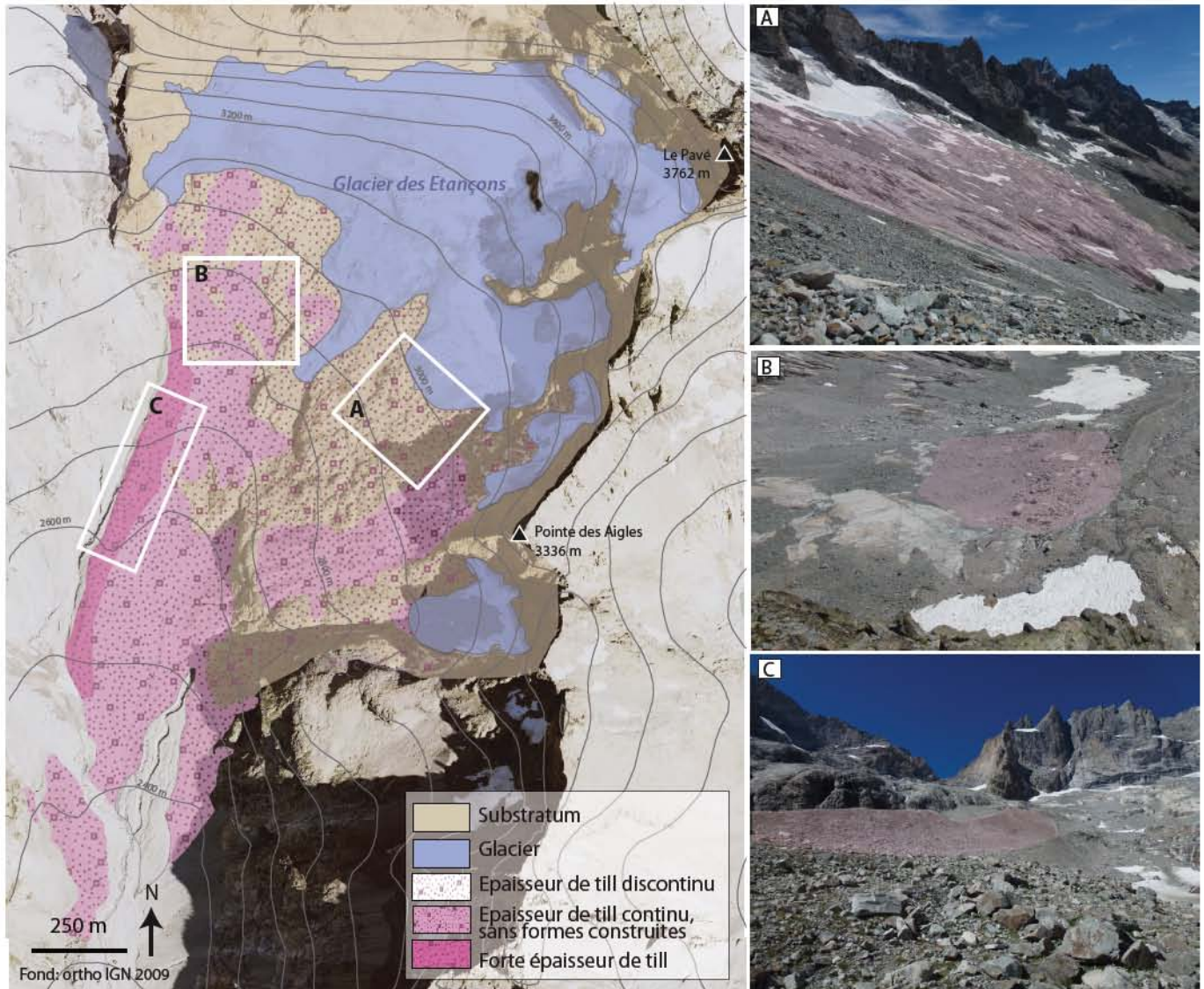


Fig.2-17: Trois épaisseurs relatives de till ont été distinguées : épaisseur de till discontinu (A), épaisseur de till continu ne laissant pas apparaître de formes construites (B), et forte épaisseur de till qui correspond aux enveloppes des moraines (C). Exemple du glacier des Etançons, massif des Écrins (photographies de 2012).

Lacs

• Type de barrage

Le barrage qui retient le lac peut être constitué de débris rocheux (A), de roche en place (B), de glace (C), ou d'une combinaison de plusieurs de ces éléments, par exemple roche en place et débris rocheux (D) (Fig.2-18).

- **Origine du lac**

L'une des 4 origines suivantes est indiquée lorsqu'elle est claire (Fig.2-19) :

- Barrage morainique à l'occasion du recul du glacier.
- Excavation glaciaire, libérée par le retrait du glacier.
- Barrage de glace (avancée du glacier, avalanche), qui empêche l'évacuation de l'eau.
- Anthropique

- **Position du lac par rapport au glacier**

Selon sa situation par rapport au glacier, un lac peut être (Fig.2-19) :

- Supraglaciaire (à la surface du glacier);
- Proglaciaire (à l'aval du glacier);
- Latéral (en bordure du glacier).

- **Date d'apparition du lac**

La date d'apparition du lac est mentionnée lorsqu'elle est connue. Le plus souvent, seule une période est donnée, déduite de la comparaison d'images aériennes ou de cartes (ex: Tab.2-11).

<i>Ecrins</i>	<i>Grandes Rousses</i>	<i>Vanoise</i>
Lac de l'Eychauda (PAG)	Lac de la Fare (PAG)	Lac des Evettes (entre 1939 et 1942)
Lac des Rouies (entre 1929 et 1950)	Lac du Milieu (PAG)	Lac du glacier des Sources de l'Arc (entre 1967 et 1970)
Lac d'Arsine (entre 1929 et 1952)	Lac des Quirlies (entre 1905 et 1952)	Lac de l'Arpont (entre 1953 et 1962)
Lac du Pavé (entre 1928 et 1952)	Lac Gris 1 (2 ^e moitié du 19 ^e s)	Lac de Chasseforêt inf (entre 1904-06 et 1953)
	Lac Gris 2 (entre 1905 et 1952)	Lac de Chasseforêt sup (entre 1953 et 1967)
	Lac du glacier de l'Herpie (avant 1952)	Lac de Chavière
	Lac du glacier des Rousses (entre 1960 et 1967)	Lacs Café au lait 1 (entre 1889 et 1953)
	Lac du glacier de la Barbate (entre 1952 et 1960)	Lacs Café au lait 2 (PAG)
		Lacs Café au lait 3 (entre 1889 et 1953)
		Lac du glacier du Fond (entre 1864 et 1903)

Tab.2-11 : Lacs dont la période d'apparition est déduite par Edouard (1978).

► **Fig.2-18 (en haut)**: Types de barrage de lac d'origine glaciaire utilisés dans notre inventaire : débris rocheux (A), roche en place (B), glace (C), combinaison de plusieurs de ces éléments (D), ici roche en place et débris rocheux.

A : Lac de Chasseforêt, massif de la Vanoise, 2010 ; B : Lac de l'Arpont, massif de la Vanoise, 2010 ; Lac de Rochemelon, massif de la Vanoise, (photographie J. Rogeat , 2005) ; D, lac du Pavé, massif des Écrins, 2012.

► **Fig.2-19 (en bas)** : Les lacs glaciaires peuvent avoir plusieurs origines dont les principales sont illustrées ici par des images verticales ou aériennes : barrage morainique (A), excavation glaciaire (B), barrage de glace (C), barrage anthropique (D).

A : Le lac de Chavière (massif de la Vanoise, 2010) est retenu par une moraine qui forme un beau bastion; B : Le lac du Pavé (massif des Ecrins, 2012), d'une profondeur > 40 m (Edouard, 1994) s'est développé dans un ombilic; C : La glace empêchait l'eau du lac de Rochemelon (massif de la Vanoise) de s'écouler, se qui a nécessité sa vidange afin d'empêcher une vidange par débordement, (photographie M. Caplain, 2005) ; D : Le lac Blanc, situé dans la marge proglaciaire du glacier de Pécelet (massif de la Vanoise, Géoportail, 2006) est retenu par un barrage anthropique.

Type de barrage



A - Débris rocheux



B - Roche en place



C - Glace



D - Roche + débris rocheux

Origine du lac



A - Barrage morainique



B - Excavation glaciaire



C - Barrage de glace



D - Barrage anthropique

Le SIG construit sous ArcGis pour l'inventaire cartographique des glaciers des Alpes françaises et de leurs marges proglaciaires est structuré en deux parties (Fig.2-20): un inventaire de l'extension actuelle et passée des glaciers, et un inventaire des marges proglaciaires. Le premier comporte 3 couches d'informations correspondant à l'extension des glaciers en 2006-2009, en 1967-1971 et à la fin du PAG. Le second comporte une 20^e de couches d'informations qui correspondent à l'extension des marges proglaciaires et à leurs formes et formations géomorphologiques. Chacune de ces couches est projetée en Lambert II zone et associe des données cartographiques à une base de données plus ou moins développée.

Les orthophotographies récentes, les cartes topographiques de l'IGN et les MNT ont servi de documents sources pour construire cette base de données, même si des cartes anciennes ont également été utilisées.

Inventaire des glaciers des Alpes françaises et de leurs marges proglaciaires

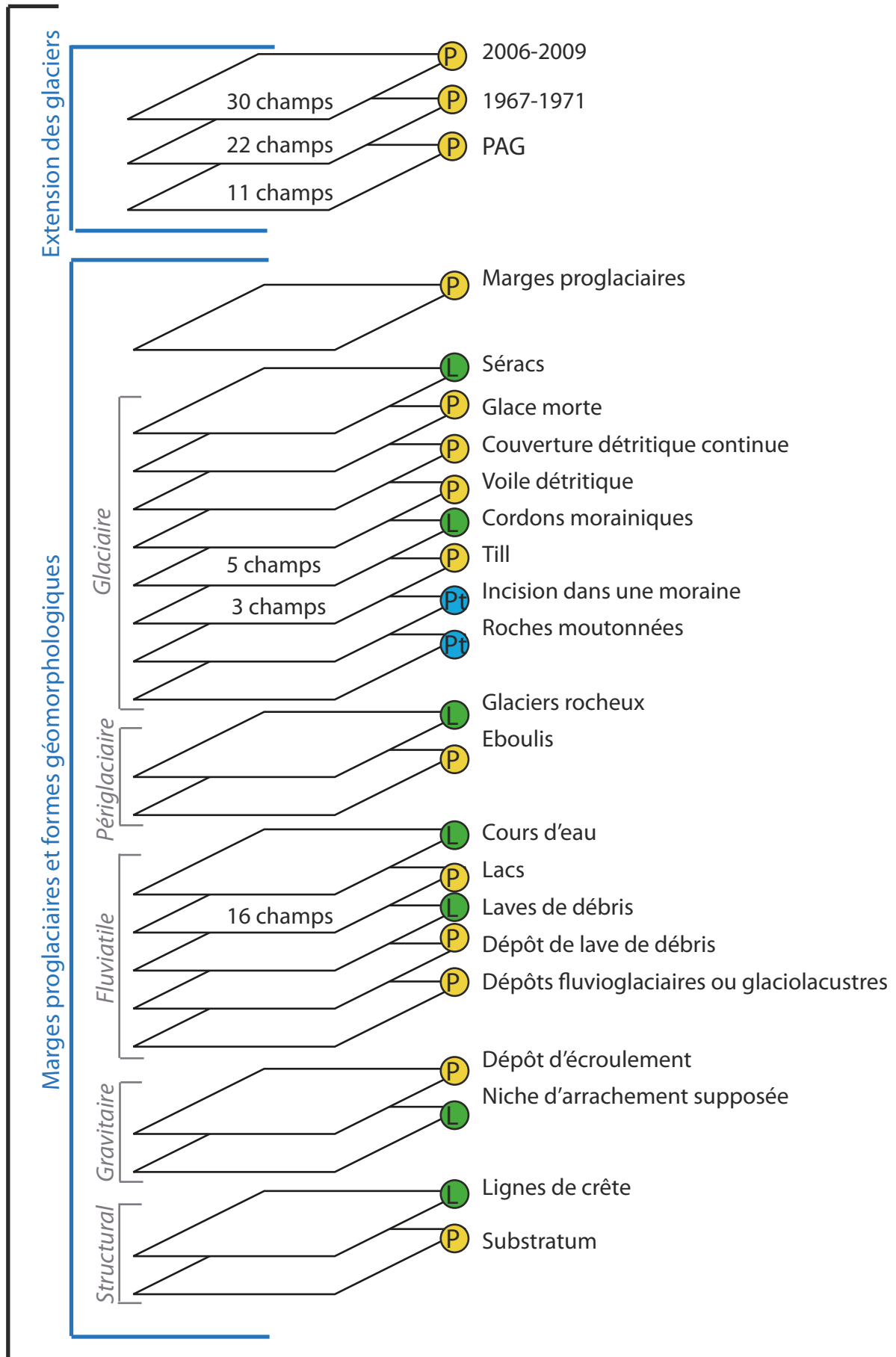


Fig. 2-20: Schéma récapitulatif de l'agencement du SIG de l'inventaire des glaciers des Alpes françaises et de leurs marges proglaciaires, avec ces deux parties : inventaire de l'extension actuelle et passée de glaciers et inventaire des marges proglaciaires et formes géomorphologiques.

Les lettres correspondent à la forme des objets de chaque couche d'informations : L = ligne ; P = polygone, Pt = point

Chapitre 2.3

Méthodes de cartographie des glaciers

L'inventaire de l'extension actuelle et passée des glaciers comporte trois dates d'extension des glaciers construites sur des bases documentaires et des méthodes différentes détaillées dans ce chapitre: cartographie manuelle avec orthophotographies pour 2006-2009 et avec cartes topographiques pour 1967-1971, reconstitution à partir de données géomorphologiques pour la fin du PAG. Nous présenterons également les méthodes utilisées pour réaliser la cartographie géomorphologique qui a servi de base à l'inventaire des marges proglaciaires.

Les Alpes françaises ont été divisées en 8 secteurs correspondant aux principaux massifs montagneux englacés. Ce découpage considère les massifs dans leur sens très large, sans que ne soit pris en considération des critères d'ordre hydrologique, climatique ou géologique. Cette délimitation est surtout destinée à reproduire le découpage que nous avons utilisé. Du Nord au Sud, les massifs montagneux suivants (Fig. 2-21) ont donc été considérés:

- Le massif des Aiguilles Rouges – Ruan (AR) ;
- Le versant français du massif du Mont-Blanc (MB) ;
- Le massif de la Vanoise (VA)
- Le massif de Belledonne (BE);
- Le massif des Grandes Rousses (GR) ;
- Le massif du Thabor - Aiguilles d'Arves (TH) ;
- Le massif des Écrins (EC);
- Le massif de l'Ubaye (UB).

Bien qu'elles n'aient pas été étudiées dans le détail, les valeurs d'extension des glaciers sont également proposées pour chaque bassin-versant des Alpes françaises. L'extension des bassins-versant est celle proposée par la base de données hydrographique BD Carthage (<http://www.sandre.eaufrance.fr/>). Les glaciers sont essentiellement localisés dans le bassin-versant du Rhône (ordre 1) et répartis selon les 3 bassins-versant d'ordre 2 du Rhône (bassins de la Saône, de l'Isère et de la Durance exclus), de l'Isère et de la Durance (Fig. 22). Deux petits glaciers (dont la superficie totale n'atteint pas 0,3 km²) sont situés dans le bassin-versant du Pô. Nous avons choisit ici de conserver la nomenclature proposée par la BD Carthage, bien que la dénomination similaire du bassin-versant d'ordre 1 et du bassin-versant d'ordre 2 pour le bassin-versant du Rhône puisse paraître erronée.

2.3.1 Glaciers actuels (2006-2009)

a. Cartographie à partir des orthophotographies récentes

L'inventaire des glaciers actuels (2006-2009) a été réalisé en digitalisant manuellement le contour des glaciers depuis les orthophotographies récentes de l'IGN (cf. chapitre 2.2). La haute résolution de ces images (50 cm) permet de réaliser une cartographie très précise : à environ 1 :1000 (Fig.2-23). La couche d'information de l'extension des glaciers en 2006-2009 contient 332 296 points qui constituent les sommets des polygones glaciers.

En l'absence de difficultés particulières, il faut en moyenne 1 minute pour délimiter 1 km de périmètre

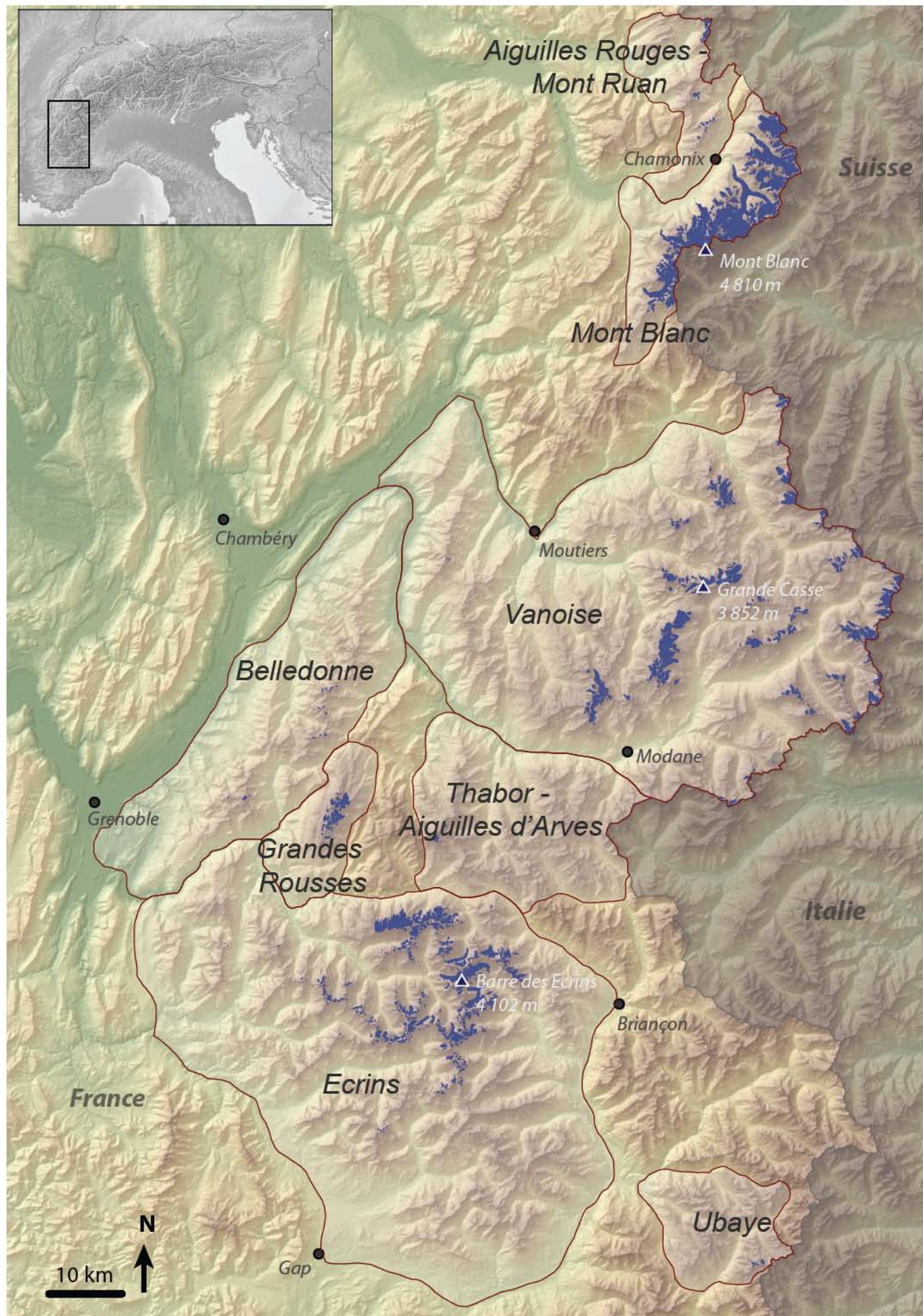


Fig.2-21 : Les 8 massifs montagneux considérés.

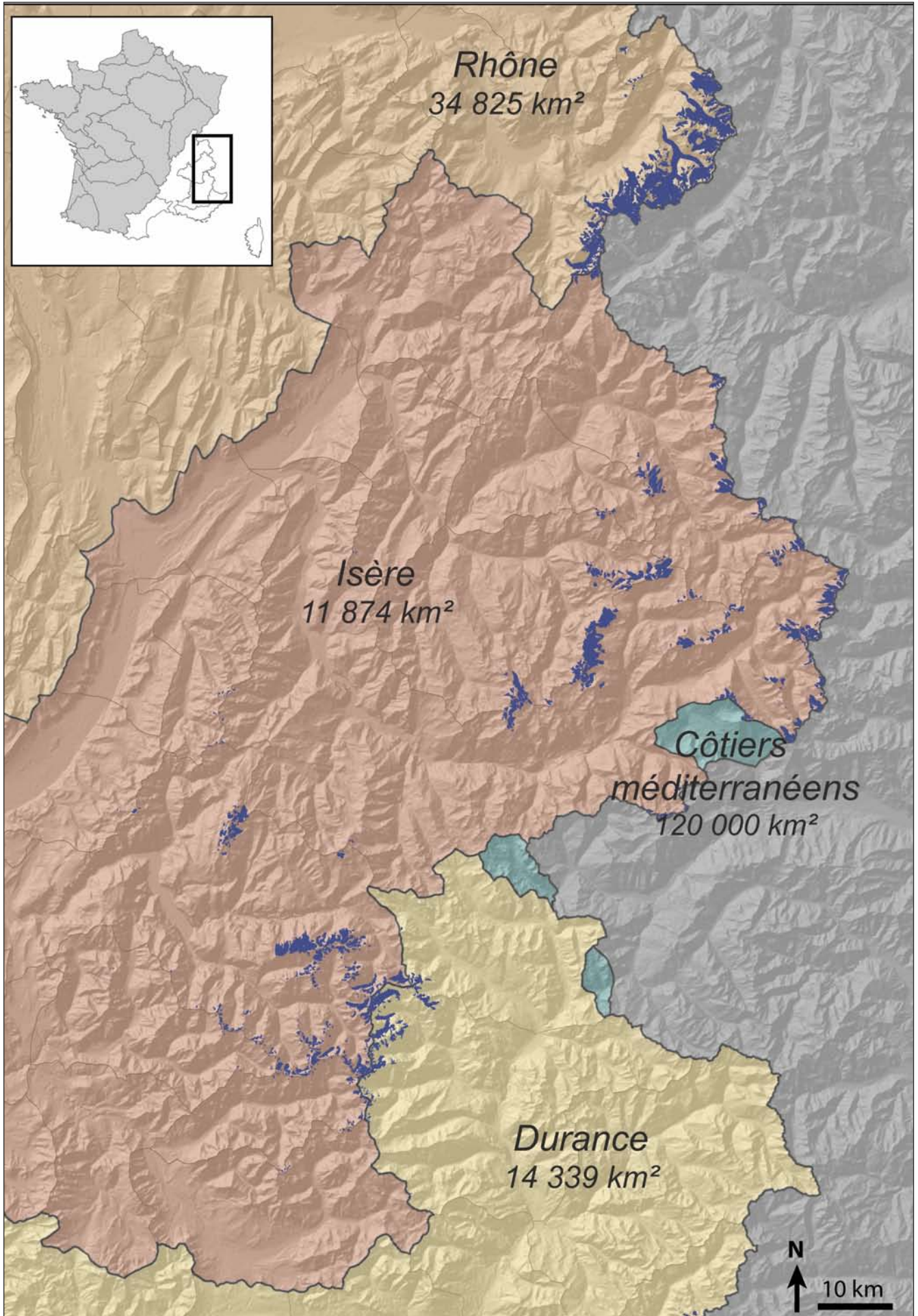


Fig.2-22 : Délimitation des 8 bassins-versant considérés (BD Carthage).

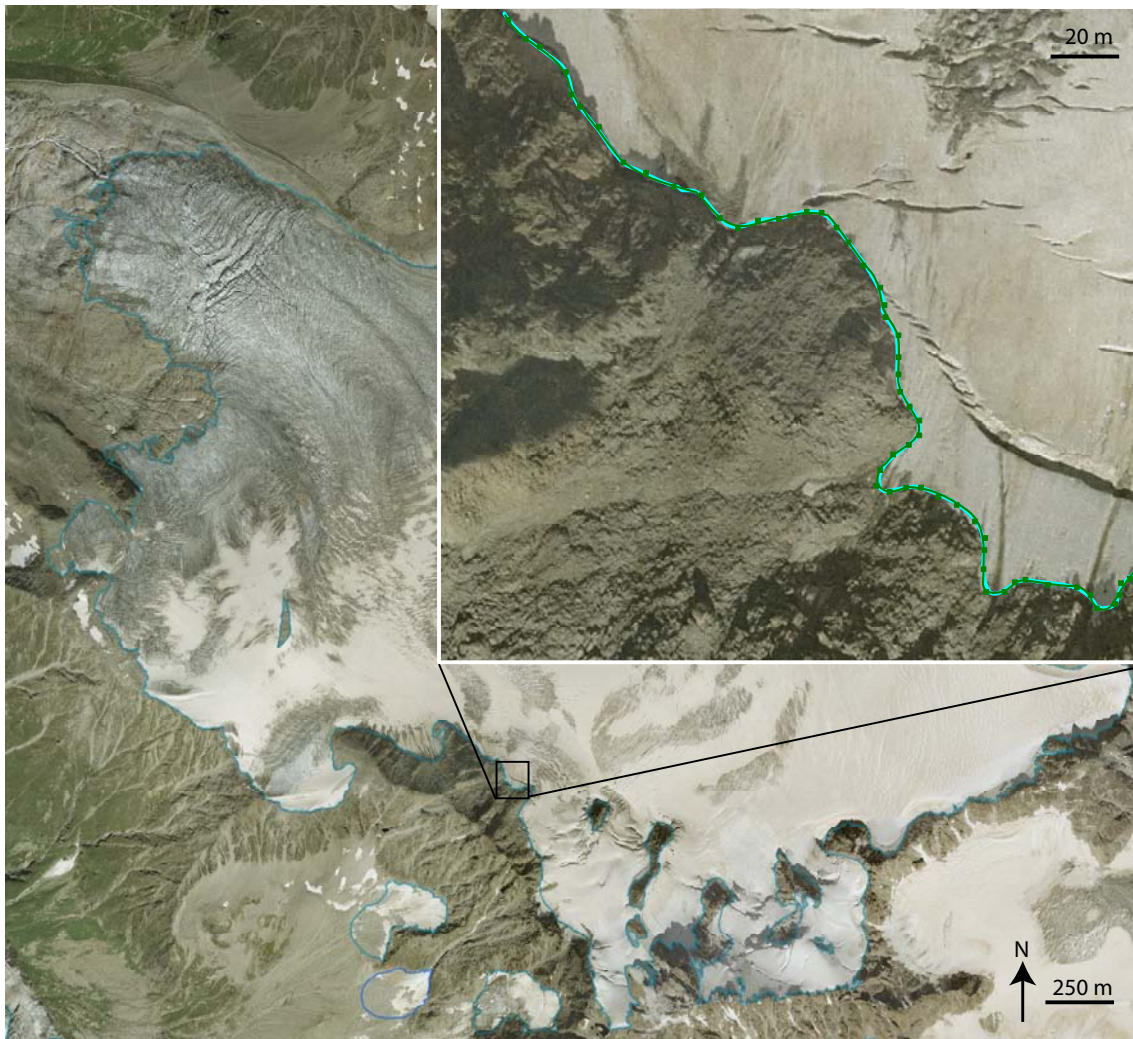


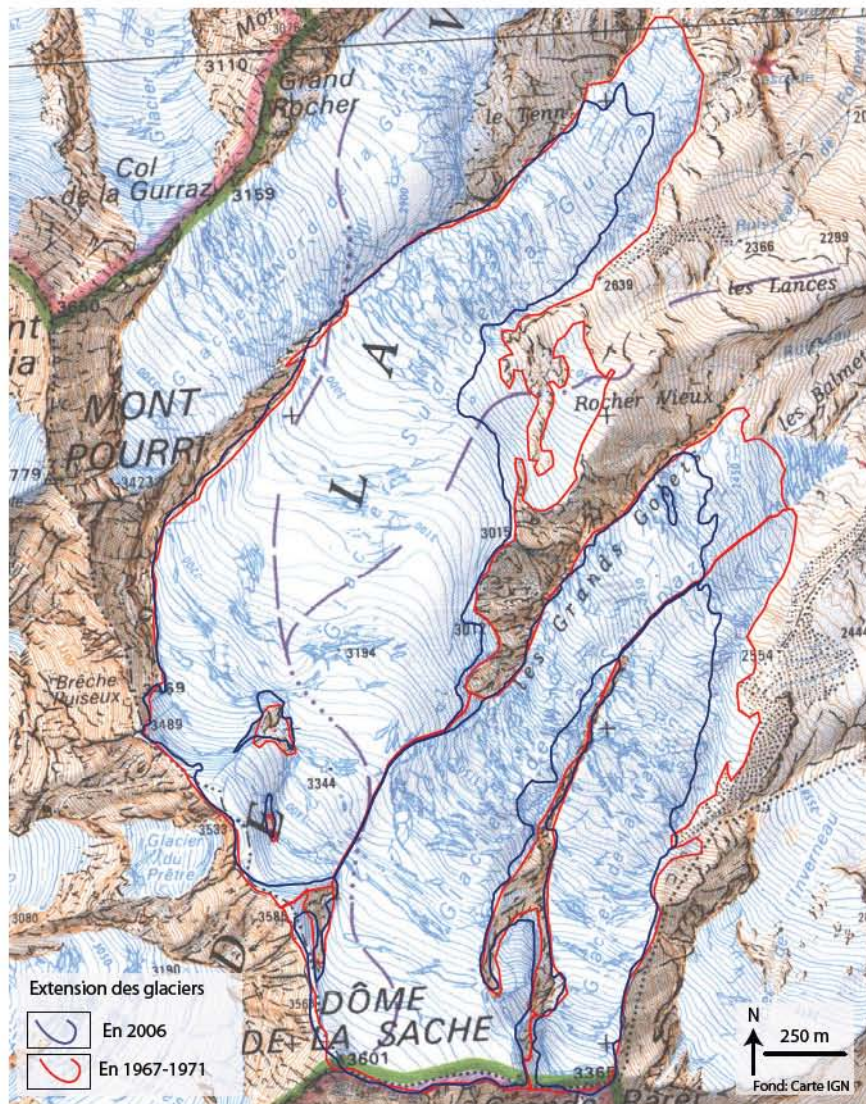
Fig.2-23 : Délimitation du contour du glacier du Tour (massif du Mont Blanc) à partir des orthophotographies de 2008 de l'IGN. Leur résolution (50 cm) permet de cartographier à environ 1 :1000.

de glacier, ce qui représenterait une quarantaine d'heures nécessaires pour cartographier les 2438 km de périmètre des glaciers de 2006-2009. Ce temps doit être revu très à la hausse du fait des difficultés rencontrées pour identifier les bordures des glaciers (neige, couverture détritique), tandis que le travail de préparation des données tels que la reprojection des documents sources ou le tri des orthophotographies (sélection des images sur lesquelles apparaissent des glaciers) sont des phases de travail très consommatrices de temps. L'utilisation des outils SIG et l'interprétation des images ont également nécessité un temps d'apprentissage. Au final, ce sont près d'un an de cette thèse qui ont été consacrés à la digitalisation des glaciers actuels.

Afin d'obtenir une base de données homogène, le protocole de cartographie suivant a été établi :

- Les affleurements rocheux inclus dans le glacier sont délimités puis soustraits du reste de la surface du glacier en utilisant la fonction *Clip* d'ArcGis. Leur contour est ensuite supprimé de la base de données. La surface du glacier qui apparaît dans la base de données est donc la surface englacée réelle, affleurements rocheux exclus.
- Comme préconisé par Racoviteanu *et al.* (2008), les secteurs englacés situés au dessus de la rimaye sont considérés comme faisant partie du glacier, car ils participent à son alimentation.
- Lorsque deux glaciers sont coalescents mais portent un nom différent, ils ont été séparés selon une cohérence glaciologique et hydrologique. L'ensemble glaciaire est cartographié puis découpé grâce à la fonction *Cut polygone features* d'ArcGis. La division est basée sur la topographie des cartes

IGN utilisées pour réaliser l'inventaire de 1967-1971 (appliquée aux contours de 2006-2009). Les courbes de niveau permettent de tracer la limite entre deux glaciers en suivant au mieux la séparation des flux de glace. La division est conservée pour toutes les autres années (Fig.2-24).



Contrairement aux méthodes automatiques existantes (Manley, 2008 ; Paul *et al.*, 2004a ; Paul et Svoboda, 2009), cette méthode reste dépendante du cartographe. Mais elle permet d'assurer une correspondance entre les dates de l'inventaire des glaciers. En cas de division du glacier en plusieurs entités, la morphologie du glacier évolue et la ligne séparant deux glaciers ne reste en effet pas strictement la même lorsque la méthode automatique est utilisée.

Fig.2-24 : Exemple de division de glaciers coalescents : les glaciers de la Martin, de la Savinaz, Sud et Nord de la Gurraz dans le massif de la Vanoise. La ligne de séparation des glaciers en 2006 est tracée manuellement à l'aide des courbes de niveau de la carte topographique de 1967-1971, selon les flux de glace. Elle est conservée pour les autres dates de l'inventaire.

L'extension du glacier de la Savinaz n'est pas celui présenté sur la carte IGN car ce n'est pas son extension de 1967-1971 qui y figurait (cf. 2.3.2.b).

Dans un premier temps, tous les secteurs englacés sont cartographiés : cela représente 797 entités qui couvrent 279 km². Certaines entités sont ensuite extraites de la base de données car elles ne correspondent pas à la définition d'un glacier (très petite taille, absence de signes de mouvement, etc.) (Fig. 2-25). Les glaciers qui ne sont pas représentés sur les cartes topographiques 1 :25 000 de l'IGN (1^{ère} édition) sont également supprimés. Au final, nous avons conservé 581 entités représentant 275 km². C'est cette base de données qui servira aux analyses de la Partie 3.

La couche d'information qui contient les polygones supprimés de la base de données a cependant été conservée, car il peut parfois être pertinent de prendre en compte ces névés.

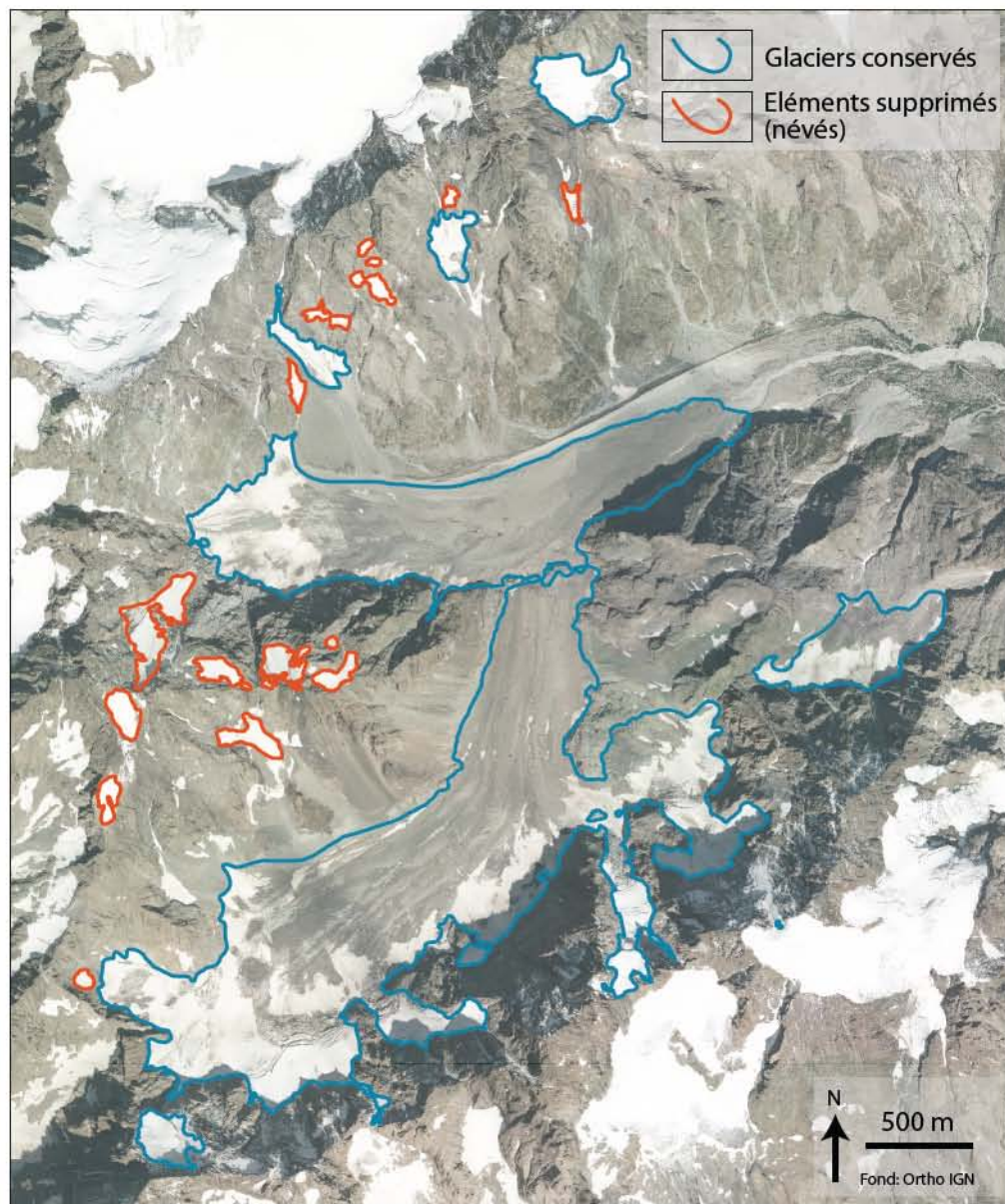


Fig.2-25: Exemple de simplification de la cartographie des glaciers en 2006-2009 pour le bassin du glacier Noir (massif des Ecrins). Tous les secteurs englacés ont d'abord été cartographiés, puis certains (en orange) ont ensuite été supprimés.

b. Cartographie des secteurs incertains

De manière générale, le contour du glacier se distingue facilement du terrain alentour (Fig.2-23), mais il arrive que certaines limites soient masquées par de la neige fraîche ou résiduelle, par une couverture détritique ou encore par l'ombre présente sur l'orthophotographie (Racoviteanu *et al.*, 2009 ; Fig.2-26). Dans certains cas, la comparaison avec une image plus ancienne permet de lever l'incertitude, en particulier lorsque celle-ci concerne la zone d'accumulation. Dans d'autres cas, un travail de vérification sur le terrain (à une date postérieure à la prise de vue aérienne) permet de préciser le contour du glacier.

Les **glaciers couverts de débris** méritent une attention particulière quant à l'incertitude qu'ils engendrent. La couverture détritique supraglaciaire peut en effet masquer leur bordure, gênant leur cartographie. Cette difficulté rapportée dans de nombreux travaux (Stockes *et al.*, 2007 ; Raup *et al.*, 2007 ; Racoviteanu *et al.*, 2009 ; Stockes *et al.*, 2013) reste une des principales limites pour la détection automatique (Paul *et al.* 2004a ; Shukla *et al.*, 2010; Racoviteanu et Williams, 2012). Les limites des grands glaciers noirs (ex :

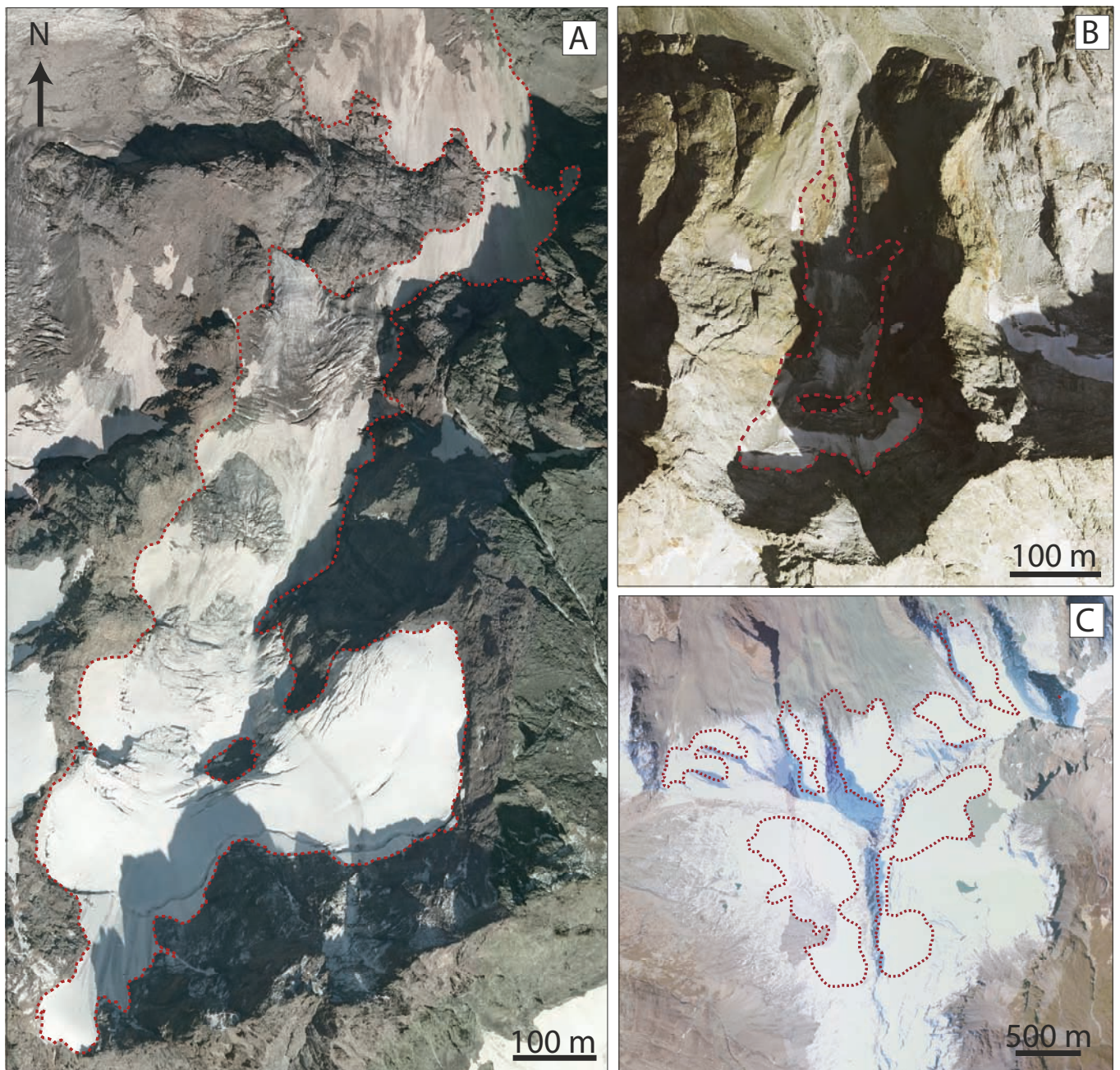


Fig.2-26 : La délimitation des glaciers peut être gênée par : A) de la neige résiduelle (glacier d'Armande, Ecrins), B) l'ombre (glacier Ouest du Diable, Écrins), ou de la neige fraîche (secteur de l'Aiguille Pers, Vanoise).

glacier de la Grande Casse, glacier Noir, glacier de Bionnassay) sont généralement plus évidentes à repérer que celles des très petits glaciers noirs (ex : glacier des Platières, glacier du Bouchet).

Un certain nombre d'indices aide à identifier les secteurs à débris appartenant au glacier et la limite entre le glacier et ses marges :

- La présence de crevasses, bédières, falaises de glace, etc. indique que le secteur contient de la glace en mouvement (Fig.2-27 A-C) ;
- L'émergence d'un torrent émissaire indique la position du front du glacier (Fig.2-27 D) ;
- La bordure du glacier peut être soulignée par une dépression, parfois marquée par des alignements de blocs (Fig.2-27 F) ;
- Des différences d'aspect entre la surface du glacier et celle des marges pro- et juxtaglaciaires peuvent apparaître, liées à une différence d'organisation des débris rocheux (Fig.2-27 E). Les

blocs qui composent la couverture détritique des grands glaciers noirs sont en effet souvent assez stables et présentent un aspect régulier tandis qu'ils sont désorganisés et instables dans les marges proglaciaires fraîchement désenglacés. Lorsque les mouvements lents du glacier laissent le temps aux débris de s'organiser par granoclassement inverse, la langue des glaciers noirs prend en effet un aspect lisse, qui est favorisé par l'absence de mouvements gravitaires liés à l'ablation ou à la présence d'eau. Au contraire, dans les marges proglaciaires récemment déglacées l'action des eaux de fonte, la fonte de lentilles de glace remanient les matériaux fraîchement déposés.

Dans les cas où ces indices n'ont pas suffi à identifier la limite du glacier sur l'orthophotographie, un **travail de terrain** a eu lieu, qui permet d'observer certains indices non visibles sur les images aériennes (ex: affleurement de la glace entre les blocs). Mais, comme le signalent Haerberli et Epifani (1986), des incertitudes peuvent persister après un travail de vérification sur le terrain. Seule l'application de méthodes géophysiques permet alors de reconnaître avec certitude la présence de glace sous les débris rocheux. Quand il reste de la glace dans les moraines latérales il est également difficile d'estimer si elle fait toujours partie intégrante du glacier, ou si elle doit plutôt être considérée comme de la glace morte. Nous avons en général considéré que, dans ce cas de figure, la limite du glacier est le pied de la moraine.

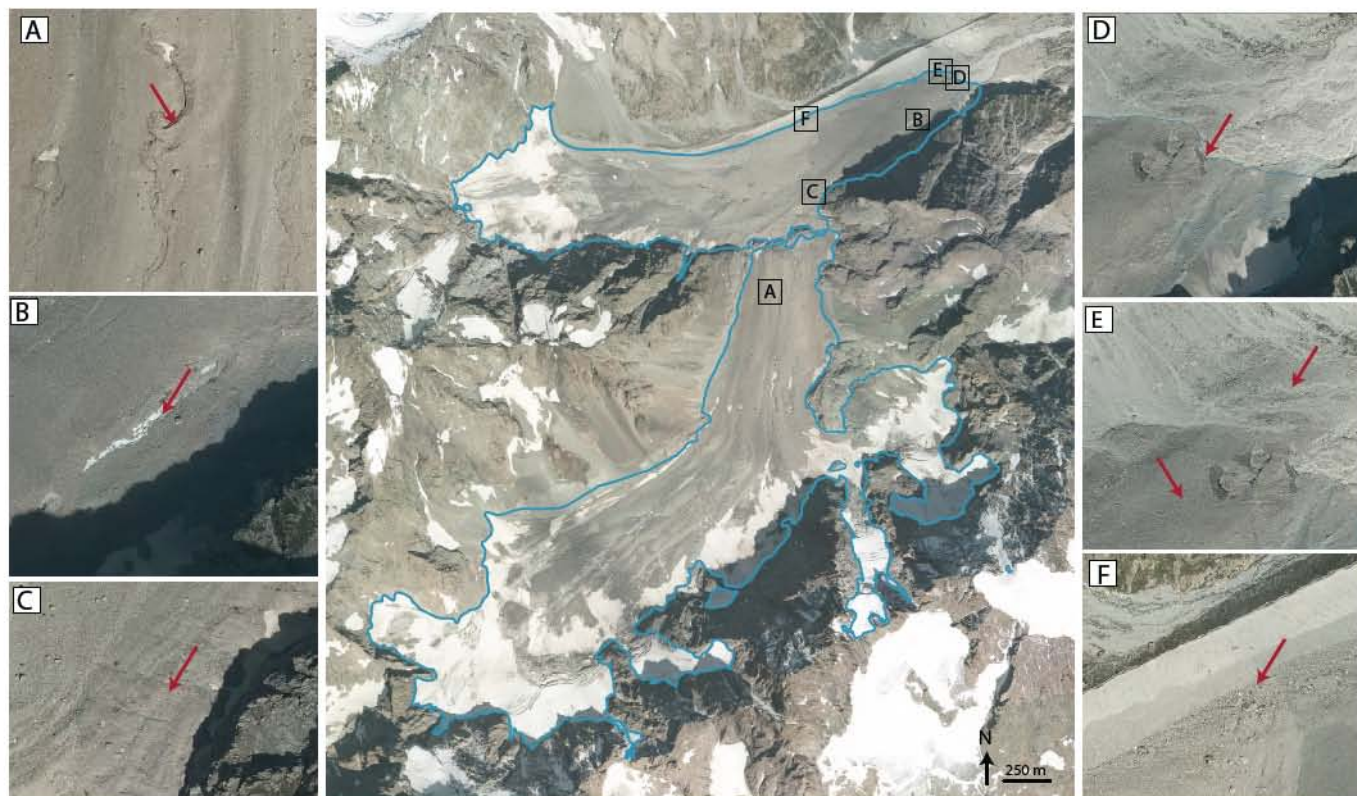


Fig.2-27 : La couverture détritique supraglaciaire peut masquer la bordure du glacier, gênant leur cartographie. Un certain nombre d'indices aide à trouver la limite entre le glacier et le terrain alentour : présence de bédiers (A), de glace (B) ou de crevasses (C), émergence du torrent émissaire (D), différence d'aspect entre la surface du glacier et celle de la marge proglaciaire (E), bordure du glacier soulignée par une dépression (F). Glacier Noir (massif des Écrins), orthophotographie IGN 2009.

c. Limites et incertitudes

La cartographie manuelle des glaciers à partir d'orthophotographies pose la question de ce qui doit être considéré comme tel, car plusieurs situations sont ambiguës :

- La neige de névé en zone d'accumulation ou la présence d'une couverture détritique en zone d'ablation masque le contour du glacier. Quelle limite le cartographe doit-il tracer ?

- Les petits glaciers totalement situés sous la LEG régionale, en décrépitude, doivent-ils être considérés comme des glaciers ou de la glace morte ?
- Dans les parois raides, les placages de glace minces sans mouvements doivent-ils entrer dans l'inventaire ?

Nous avons toujours traité de la même manière ces difficultés, mais ces décisions tiennent à l'interprétation de l'auteur. Elles constituent la principale limite de l'inventaire des glaciers des Alpes françaises en 2006-2009.

La très grande précision des orthophotographies utilisées pour la délimitation des glaciers en 2006-2009 permet d'obtenir une faible incertitude sur la superficie des glaciers (cf. 2.2.2). L'incertitude totale (3 m) a été déterminée en estimant l'erreur liée à la délimitation des glaciers à 2 m, tandis que les erreurs liées à la taille du pixel (0,5 m) et à la correction géométrique utilisée (1,5 m) ont été déterminées par l'IGN. Le périmètre total des glaciers estimé à 2295,212 km en 2006-2009, induit une incertitude sur la superficie totale de $\pm 3,44$ km². Cependant, cette incertitude augmente lors de la présence de débris rocheux ou de neige fraîche ou résiduelle, et il est difficile d'estimer l'incertitude qui peut être associée à ces facteurs du fait de leur grande variabilité spatiale.

Une couche d'informations supplémentaire a été construite afin d'indiquer les secteurs pour lesquels la délimitation des glaciers est incertaine pour la Vanoise. Le figuré indique le degré de certitude du cartographe (Fig. 2-28) :

- Trait plein pour une limite du glacier évidente ;
- Trait tireté lorsque la limite est plus incertaine (couverture détritique), qu'elle s'appuie sur des indices (présence de crevasses, de falaises de glace, émergence du torrent émissaire, etc.) ;
- Trait pointillé si la limite du glacier est très incertaine.

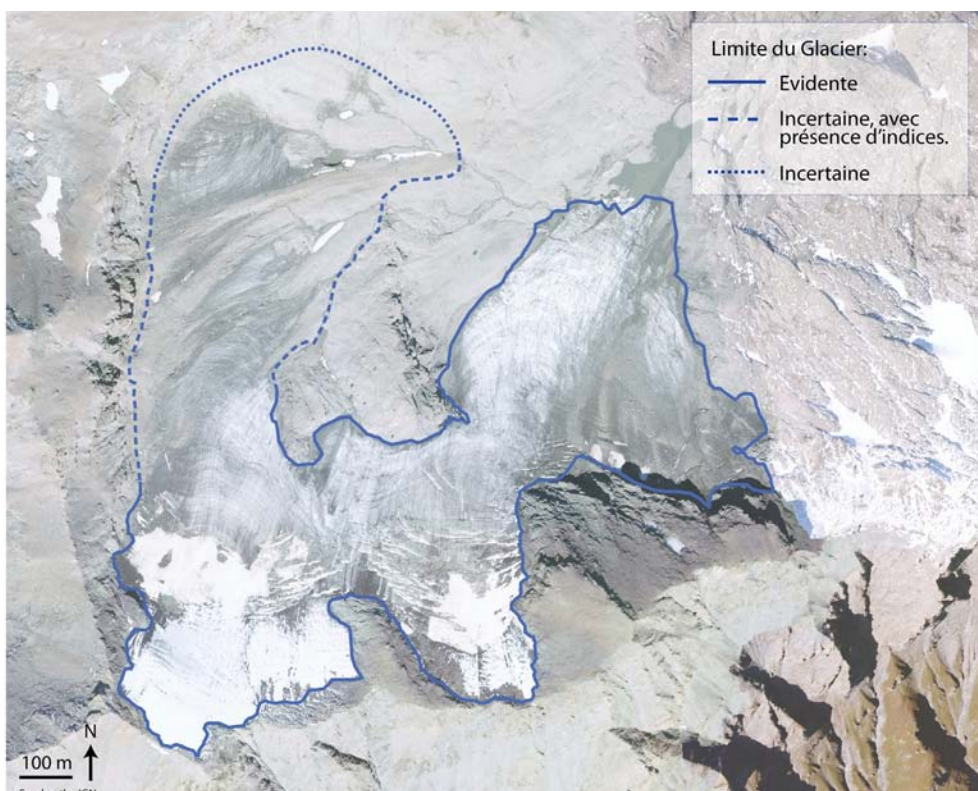


Fig.2-28: Utilisation de 3 figurés pour indiquer le degré de confiance dans la délimitation du glacier de Méan Martin, (massif de la Vanoise).

2.3.2 Glaciers de la période 1967-1971

a. Cartographie à partir de la carte topographique IGN au 1 :25 000

L'inventaire des glaciers en 1967-1971 a été réalisé en digitalisant manuellement le contour des glaciers sur le Scan 25® de l'IGN (Fig.2-29). Sa résolution a permis de cartographier au 1 :3000 environ. Sur ces cartes, le contour des glaciers apparaît par le changement de couleur des courbes de niveau qui passent du bleu (glacier) au bistre (alentours).

La couche d'information de l'extension des glaciers en 1967-1971 contient 92 441 points qui constituent les sommets des polygones glaciers, soit près de 4 fois moins que pour la couche 2006-2009. Comme pour celle-ci, une phase de simplification a eu lieu: les entités supposées être de la neige résiduelle cartographiés par l'IGN comme glaciers ont été supprimées (Fig.2-30). 1755 entités couvrant 402 km² ont d'abord été répertoriés; 538 glaciers couvrant 369 km² ont été conservés. La couche d'information qui contient les névés supprimés a été conservée. C'est cette base de données qui servira aux analyses de la Partie 3.

La digitalisation des glaciers depuis la carte IGN est une opération plus rapide que celle depuis les orthophotographies car l'interprétation de l'image a déjà été réalisée par l'IGN lors de l'élaboration de la carte.

b. Limites et incertitudes

C'est la comparaison avec les images Landsat de 1985-1986 et/ou les images aériennes de l'IGN datant de 1967-1971 qui a permis d'extraire certaines entités de la base de données. Malgré la volonté de traiter la question systématiquement de la même manière, les choix qui ont été faits relèvent de interprétation personnelle de l'auteur et sont discutables, constituant la principale limite de l'inventaire des glaciers des Alpes françaises de 1967-1971.

L'incertitude totale pour les cartes topographiques au 1 :25 000 est de 6 m (cf. 2.2.2). Celle-ci é été déterminée en estimant l'erreur liée à la délimitation des glaciers à 5 m tandis que les erreurs liées à la taille du pixel (2,5 m) et à la correction géométrique utilisée (1,5 m) ont été déterminées par l'IGN.

Le périmètre total des glaciers a été estimé à 2673,617 km en 1967-1971, ce qui représente une incertitude sur la superficie totale de $\pm 8,02$ km².

c. Uniformisation des données de la carte topographique 1 :25 000 de l'IGN

Le Scan 25® de l'IGN présente deux défauts (cf. 2.2.2): les éditions des cartes papiers auquel il correspond, et les dates de prise de vues des images aériennes utilisées ne sont pas documentés. Afin de pouvoir utiliser ce document pour l'inventaire des glaciers de 1967-1971, des modifications ont été réalisées pour uniformiser les données qui apparaissent sur ces cartes. La méthodologie pour retrouver ces informations, et les modifications apportées sont détaillées dans l'Annexe 2-3 et résumées ci-après.

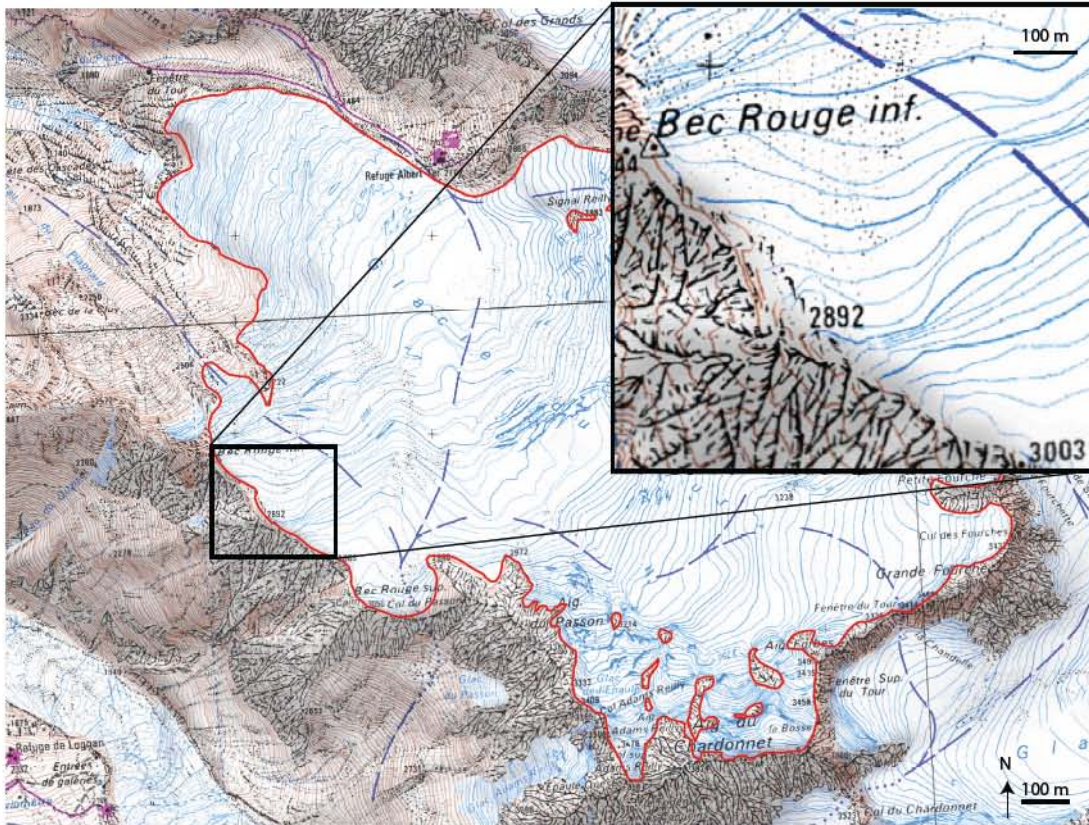


Fig.2-29: Délimitation du contour du glacier du Tour (massif du Mont Blanc) depuis le Scan 25® de l'IGN. Le contour des glaciers est indiqué par le changement de couleur des courbes de niveau.

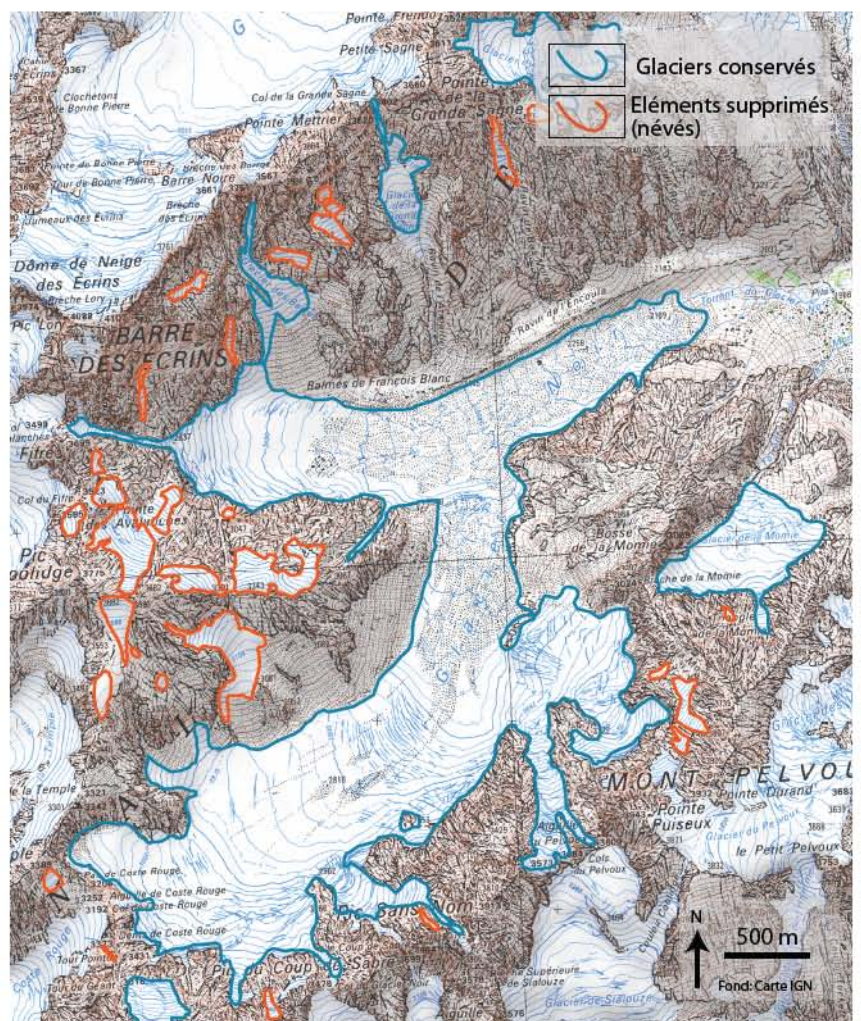


Fig.2-30: Exemple de simplification de la cartographie des glaciers en 1967-1971 pour le secteur du Glacier Noir (massif des Écrins). Tous les secteurs englacés ont d'abord été cartographiés, puis certains (contours orange) ont été supprimés.

Correspondance entre le scan 25® et les éditions papiers, et date de levés des glaciers

Le recours aux cartes papier a permis de déterminer l'édition de la carte papier à laquelle correspond le Scan 25®. Par exemple, le secteur de la Haute Maurienne correspond à l'édition de 2008 de la carte papier Top 25 Val Cenis – Charbonnel (3634OT).

Les indications concernant la date des levés glaciaires ne sont pas présentes dans la légende des cartes papier (hormis depuis 2008, date à laquelle l'IGN a entrepris la mise à jour des glaciers). L'extension des glaciers n'a été que peu modifiée depuis la première édition des cartes topographiques 1 :25 000 au début des années 1970: plusieurs mises à jour ont été réalisées, de manière sporadique et sans être mentionnées. Or, les données sources de l'inventaire des glaciers doivent être homogènes, d'où la nécessité de retrouver la date d'extension des glaciers présents sur le Scan 25®, pour au besoin, uniformiser les données sources.

Pour cela, une démarche en 3 étapes a été appliquée (Fig. 2-31):

- **Etape 1** : Les éditions des cartes topographiques au 1:25 000 de l'IGN couvrant les Alpes françaises et datant du début des années 1970 sont inventoriées puis rassemblées.
- **Etape 2** : Le Scan 25® et ces premières éditions des cartes sont comparées, afin de vérifier si l'extension des glaciers est la même sur les deux documents.
- **Etape 3a** : Si l'extension des glaciers est similaire, on recherche la date de la mission aérienne qui a servi à établir la carte topographique.
- **Etape 3b** : Si l'extension des glaciers a évolué entre la première édition de la carte et la carte numérique, la version papier de la carte est numérisée puis intégrée au SIG. L'inventaire des glaciers 1967-1971 est alors corrigé sur la base de ce document.

Modifications réalisées

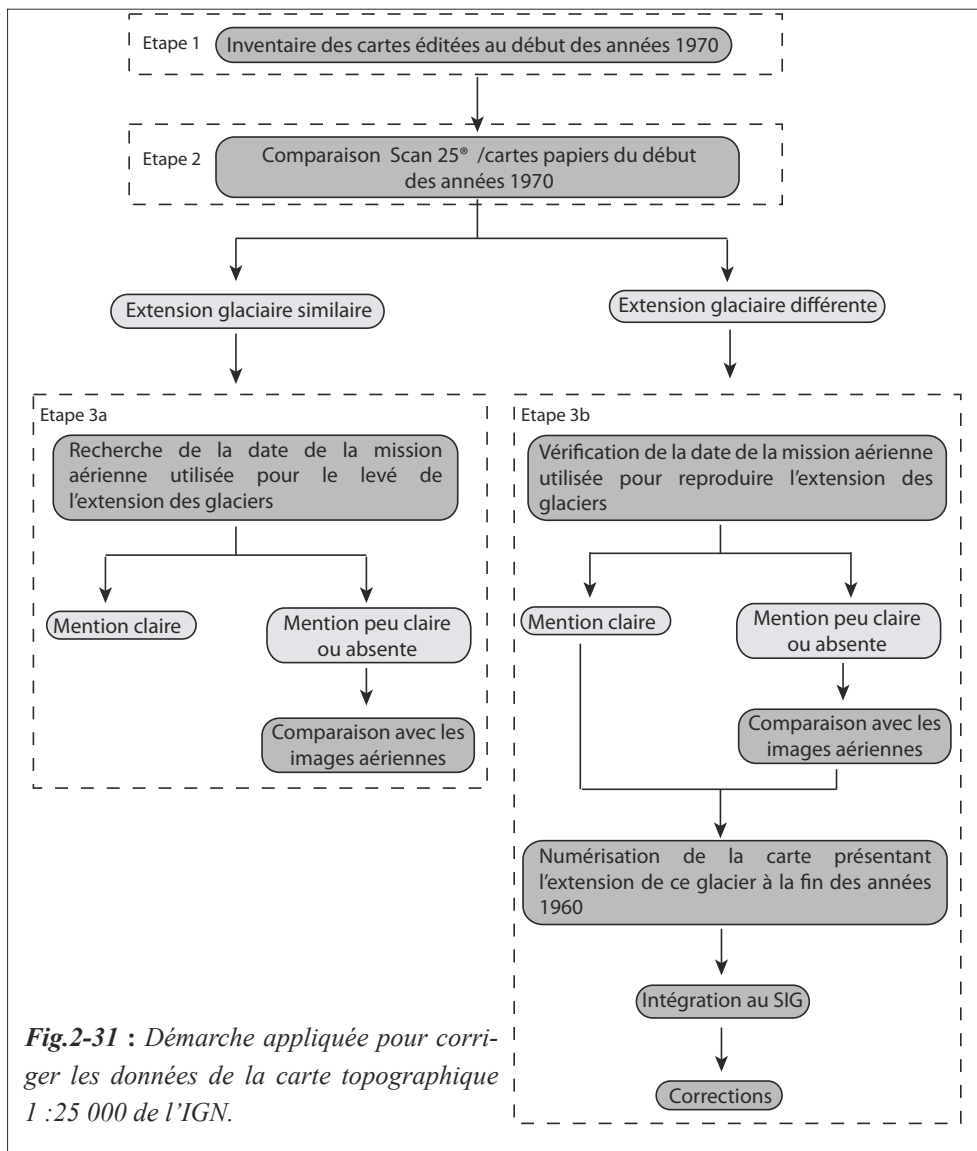
De nombreuses modifications ont été réalisées entre la première édition et la version numérique de 2010, qui peuvent être classées en 3 groupes : les modifications récentes (fin des années 2000), (anciennes globales, et ponctuelles).

Modifications récentes

Devant la vétusté des données concernant les glaciers, l'IGN a décidé en 2008 de retracer le contour de ces derniers sur ses cartes papiers et numériques. Ainsi, le Scan 25® de 2010 intègre ces mises à jour dans plusieurs secteurs de la Vanoise et du Mont Blanc. Depuis le début de nos travaux (2010), plusieurs secteurs ont également subi des mises à jour par l'IGN (massif du Mont Blanc et des Écrins).

Modifications anciennes globales

La comparaison des versions papier des cartes au Scan 25® montre que l'extension de nombreux glaciers a été modifiée dans les massifs des Écrins, de Belledonne et des Grandes Rousses; 172 glaciers sur les 308 répertoriés pour ces trois massifs, soit plus de la moitié. Les premières éditions des cartes papier de ces massifs ont été scannées puis intégrées au SIG afin de permettre l'uniformisation de l'inventaire de 1967-1971. Dans le SIG, les glaciers qui ont ainsi été "corrigés" sont signalés par la mention "oui" dans le champ "correction".



Modifications ponctuelles

Les plus difficiles à remarquer et à prendre en compte sont les modifications ponctuelles réalisées lors de la publication de nouvelles éditions des cartes, à partir d'images aériennes plus anciennes ce qui rend leur datation complexe.

Les cartes topographiques couvrant le massif du Mont Blanc ont connu de nombreuses mises à jour entre leur première édification et leur dernière édition, sans jamais être révisé dans leur ensemble. Sur le Scan 25® de 2010, les données glaciaires sont celles des cartes dont les dates s'échelonnent de 1939 à 2008. Un long travail de comparaison a donc du être réalisé entre les différentes éditions de cartes afin d'homogénéiser les données pour ce massif. Dans un premier temps, l'ensemble des éditions des cartes topographiques de l'IGN couvrant le massif du Mont Blanc ont été rassemblées, numérisées et intégrées au SIG afin de faire ressortir les éventuelles modifications. Chacune d'entre elle a ensuite été datée et les données qu'elles présentent éventuellement corrigée afin de les homogénéiser.

Le Scan 25® du massif du Mont Blanc est très hétérogène quant aux dates des données glaciaires. Nous considérons néanmoins qu'avec les corrections que nous avons apportées, l'extension des glaciers que présente ce Scan 25® est proche de celle de la fin des années 1960 (Fig.2-32).

De nombreuses modifications ont du être apportées aux données déduites du Scan 25®, afin d'homogénéiser l'extension des glaciers de 1967-1971 (Annexe 2-5). Le massif de la Vanoise a connu peu de mises à jour de ses glaciers depuis l'édition des cartes au 1:25 000 en 1970. Les massifs des Écrins, des Grandes Rousses et de Belledonne ont connu une mise à jour depuis 1967-1971, il a donc fallu faire beaucoup de corrections dans ces secteurs. Le massif du Mont Blanc a connu de nombreuses mises à jour ponctuelles non mentionnées, ce qui y rend l'utilisation du Scan 25® délicate. Mais l'extension des glaciers que nous avons déduite de la carte numérique (après quelques corrections) correspond à celle de 1967-1971, ce qui la rend utilisable dans ce travail.

2.3.3 Glaciers au Petit Âge Glaciaire

a. Détermination de l'extension des glaciers au PAG

Il existe plusieurs méthodes pour reconstituer l'extension des glaciers au PAG (Zumbühl et Holzhauser, 1988). La méthode historique se base sur des documents anciens tels que cartes, représentations (peintures, gravures, photographies, etc.), écrits (chroniques, témoignages, registres paroissiaux, etc.). La méthode glacio-archéologique est basée sur la datation relative ou absolue de restes archéologiques tels que chemins anciens, cols, vestiges de construction, etc. La méthode glacio-morphologique est basée sur la cartographie des marges proglaciaires et des moraines qui y sont déposées; la datation de ces dernières (méthode radiocarbone, cosmogénique, dendrochronologie) permet d'améliorer la reconstitution des fluctuations glaciaires (Nussbaumer, 2006).

L'une de ces méthodes ou leur combinaison a été mise en oeuvre dans de nombreuses études, à l'échelle d'un glacier (ex: Smith et Desloges, 2000) ou d'ensembles glaciaires (ex : Maisch et al., 2009; Cossart *et al.*, 2006; Solomina *et al.*, 2004 ; Knoll *et al.*, 2009 ; Cittero *et al.*, 2009 ; Glasser *et al.*, 2011). La plupart de ces études est réalisée sur la base de données géomorphologiques, complétée par la datation de cordons morainiques (ex : Schneebeli et Roethlisberger, 1976; Holzhauser et Zumbühl, 1999; Hughes, 2010) ou par l'étude de documents historiques (ex : Nussbaumer et Zumbühl, 2011). Ces travaux sont généralement réalisés pour de petits secteurs car ils sont très consommateurs de temps.

Les méthodes d'automatisation de la reconstitution des glaciers au PAG pour de vastes secteurs sont rares. Plusieurs auteurs ont travaillé sur la détection (semi-)automatique de la *trimline* depuis des images satellites, en s'appuyant sur les propriétés spectrales différentes de part et d'autre de celle-ci (Wolken, 2006 ; Csatho *et al.*, 2005 ; Knight *et al.*, 1987).

La méthode glacio-morphologique a principalement été utilisée ici, complétée par la méthode historique. Notre reconstitution de l'extension des glaciers au PAG résulte en effet du croisement de la cartographie des héritages glaciaires avec des informations tirées de documents anciens (cartes principalement, représentations parfois). Aucune datation ni travail de recherche de documents historiques n'a été réalisé, l'objectif étant ici de retrouver la position PAG pour le plus grand nombre de glaciers possible.

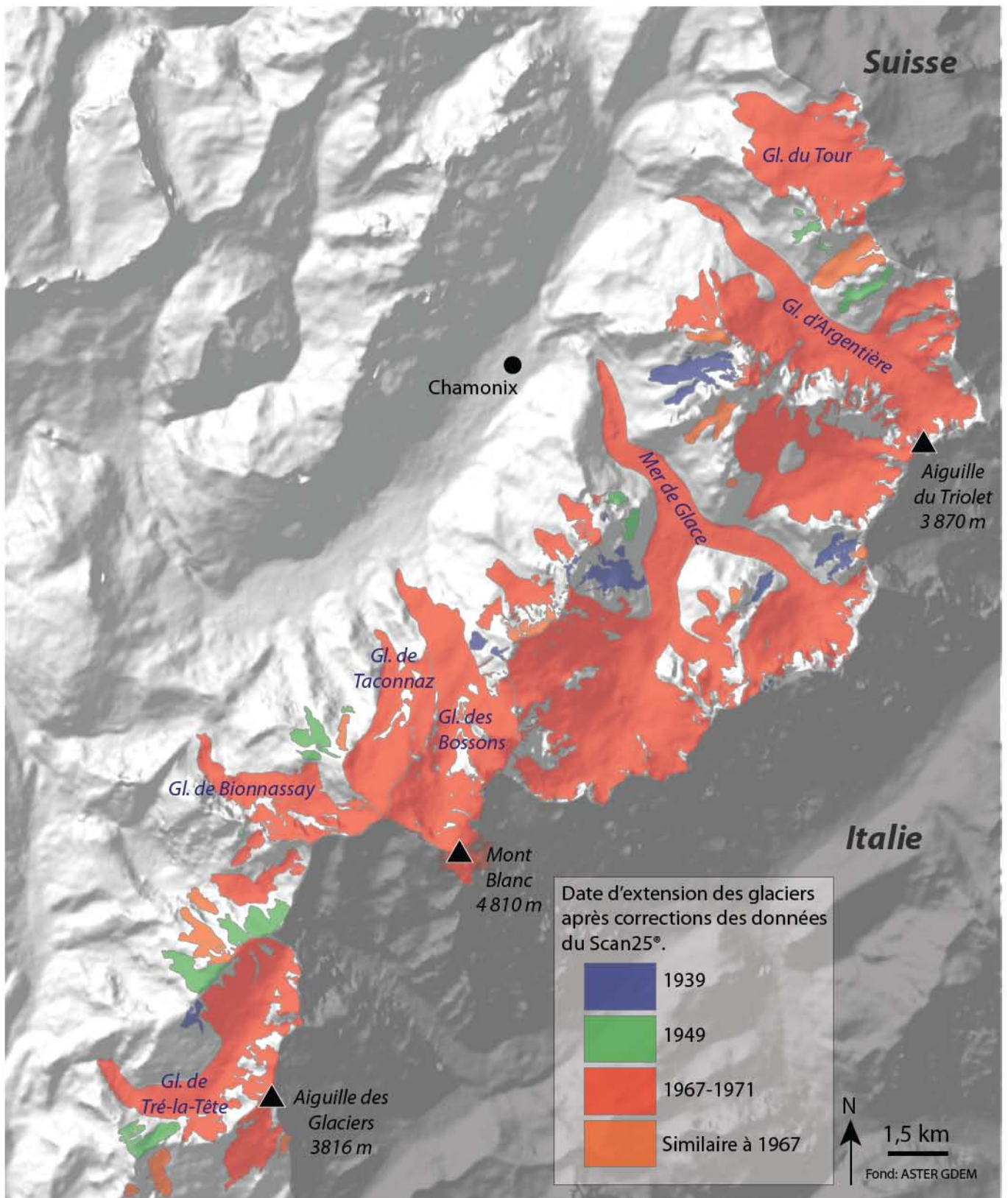


Fig.2-32 : Glaciers du massif du Mont Blanc et date du levé/photographies sur lequel est établi leur extension. Ces données sont celles utilisées pour l'inventaire des glaciers en 1967-1971

Trois étapes de travail ont été mises en oeuvre (Fig.2-33) : (A) la cartographie géomorphologique des marges proglaciaires, (B) la consultation de documents anciens, et (C) la reconstitution du contour des glaciers, en combinant les données issues des deux phases précédentes.

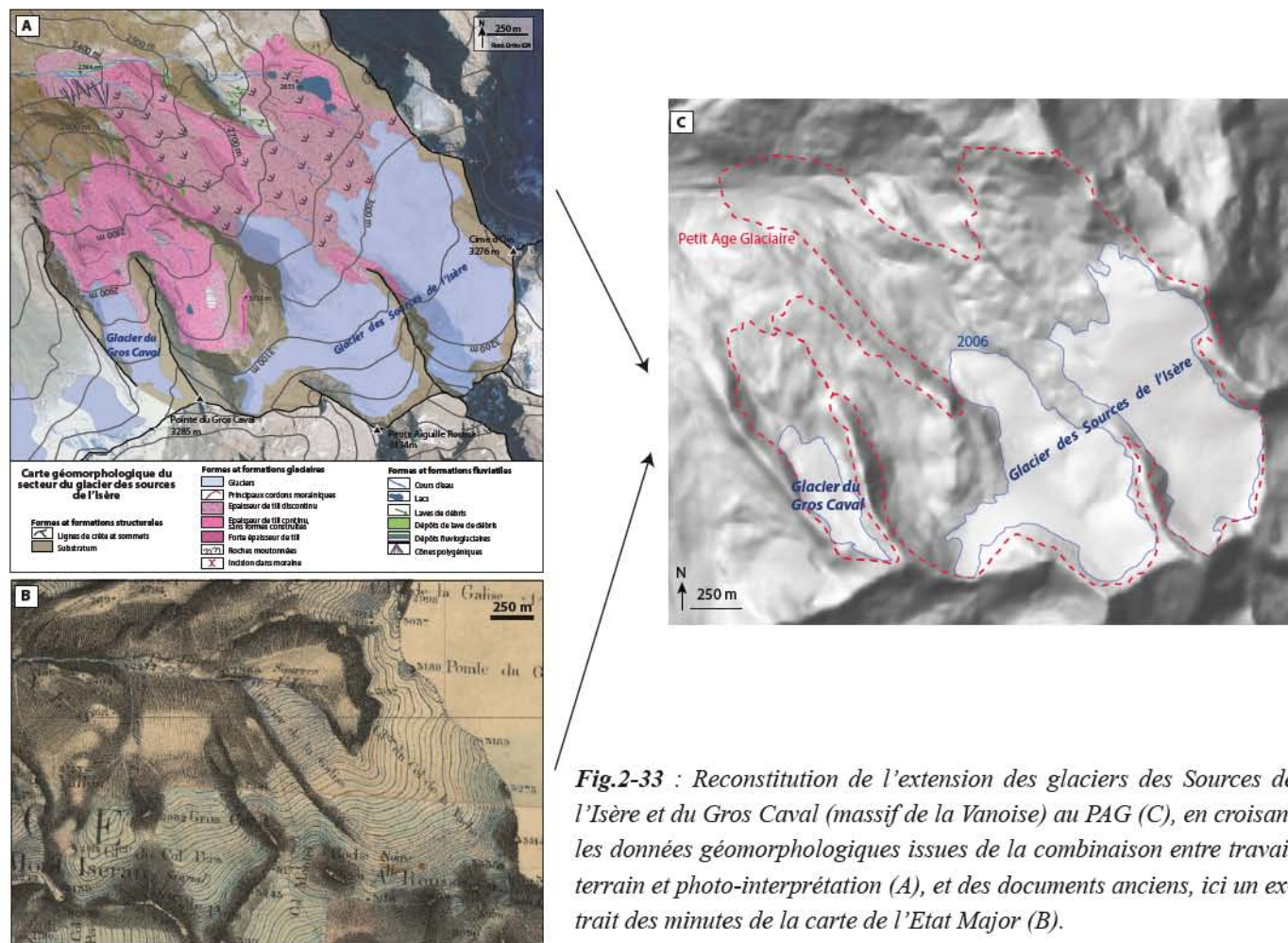


Fig.2-33 : Reconstitution de l'extension des glaciers des Sources de l'Isère et du Gros Caval (massif de la Vanoise) au PAG (C), en croisant les données géomorphologiques issues de la combinaison entre travail terrain et photo-interprétation (A), et des documents anciens, ici un extrait des minutes de la carte de l'Etat Major (B).

Cartographie géomorphologique des marges proglaciaires (A)

La cartographie géomorphologique des marges proglaciaires a deux objectifs : (i) retrouver la position passée des glaciers, et (ii) servir de base à l'évaluation de la prédisposition de ces marges à l'occurrence d'aléas (vidange de lac glaciaire, lave torrentielle, glissement dans une moraine, etc. ; cf. Partie 4). Il s'agissait donc d'identifier (i) les héritages glaciaires (moraines, till), (ii) les éléments qui témoignent de l'occurrence d'aléas passés, et (iii) les éléments qui peuvent indiquer la possibilité d'aléas. Cette sélection de formes et formations géomorphologiques a été intégrée dans le SIG et constitue les données de base, à compléter pour la réalisation d'une carte géomorphologique plus complète (ex : cônes nivo-glaciaires, éléments anthropiques, ravinement, etc.).

Les formes et formations glaciologiques et géomorphologiques que nous avons cartographiées sont brièvement définies ici (Fig. 2-34):

- Les **séracs** cartographiés sont la partie frontale des glaciers suspendus, qui peuvent potentiellement se détacher.
- La **glace morte** est détachée du glacier lors de son retrait; la plupart du temps, elle est couverte de débris rocheux.

- Nous avons considéré comme **continu** une couverture détritique supraglaciaire qui recouvre totalement une partie de la surface du glacier, ne laissant apparaître la glace qu'avec les crevasses, bédrières, ou lacs. Lorsque la glace apparaît entre les débris, cette couverture détritique est discontinue et forme un **voile détritique**.
- Les **moraines** ou **cordons morainiques** sont des accumulations de débris transportés et déposés par le glacier dont la ligne cartographiée est la crête. Le **till** (polygone) est le dépôt morainique pour lequel sont distinguées trois épaisseurs relatives (cf. 2.2.2).
- Les **incisions dans une moraine** sont la marque d'une érosion concentrée;
- Les **laves de débris** correspondent au parcours suivi par des débris mobilisés par l'eau, en incluant la zone de départ. Les **dépôts de lave de débris** sont cartographiés lorsqu'ils peuvent être identifiés.
- Les **dépôts fluvioglaciaires** sont les matériaux glaciaires qui ont été remobilisés et déposés par les eaux de fonte du glacier. Les dépôts glaciolacustres ont été assimilés aux dépôts fluvioglaciaires.

Les données géomorphologiques sont centralisées dans le SIG malgré la légende IGUL adaptée à ce type d'outil (Lambiel *et al.*, 2013), le SIG n'est pas dédié au dessin vectoriel. Pour cette raison, les cartes géomorphologiques réalisées dans ce travail sont ensuite retravaillées dans le logiciel de dessin vectoriel Adobe Illustrator. Le SIG sert en fait à fabriquer le squelette de la carte, que le logiciel de dessin habille (Jobard, 2005).

La légende adoptée pour les cartes géomorphologiques de ce travail (Fig.2-35) est adaptée des légendes proposées par l'IGUL (Schoeneich, 1993) et F. Joly (1997).

67 jours de terrain ont permis de réaliser la cartographie simplifiée de la marge proglaciaire de plus de 250 glaciers (Fig.2-36 ; Annexe 2-6).

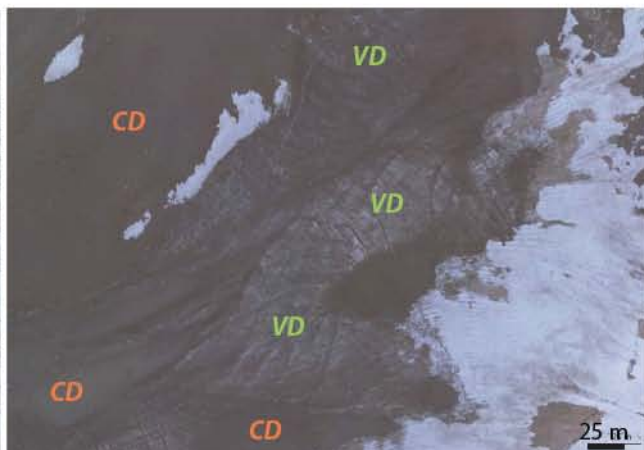
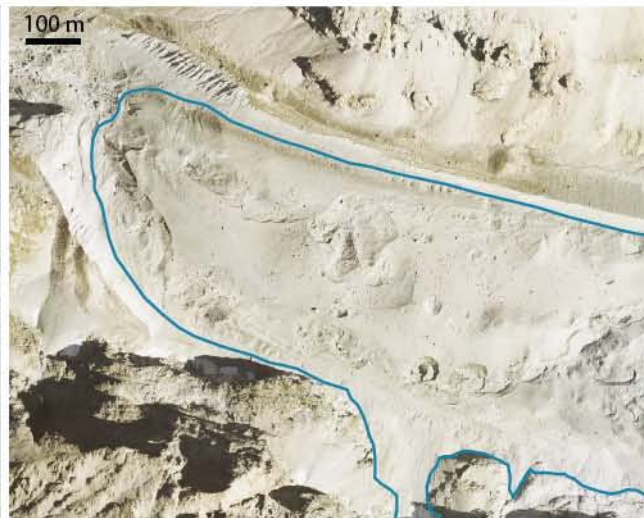
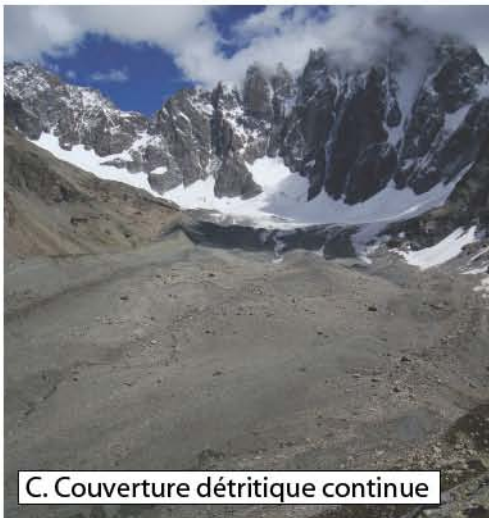
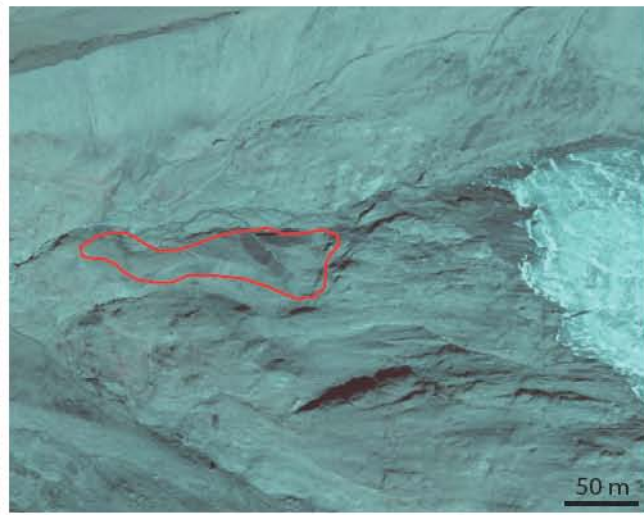
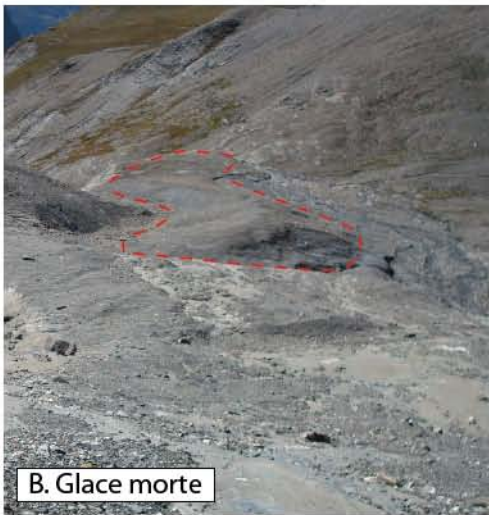
La cartographie géomorphologique des marges proglaciaires comporte trois volets :

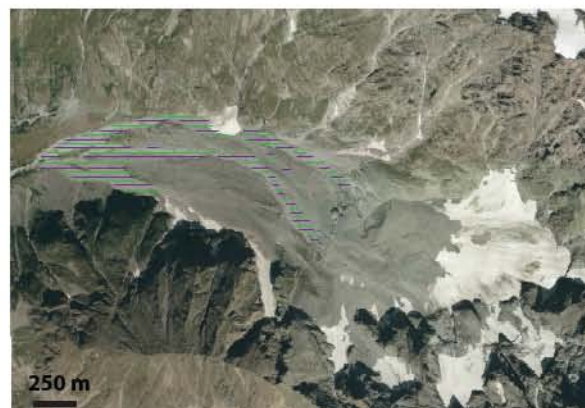
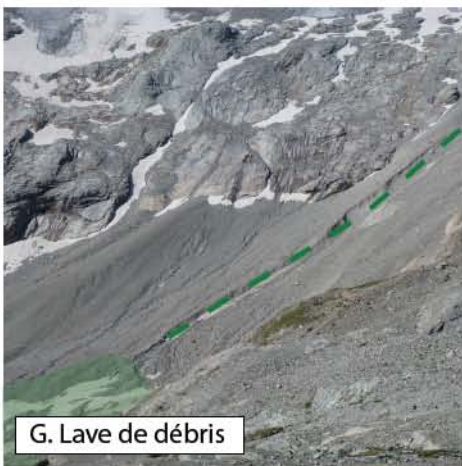
- La photo-interprétation des orthophotographies les plus récentes (planes ou drapées en 3D sur le MNT) permet de se familiariser avec le secteur étudié et d'identifier les principaux dépôts et formes, avec une première cartographie dans le SIG. Elle permet également de recenser les incertitudes éventuelles qui ne peuvent être levées que sur le terrain.
- Le travail sur le terrain complète la cartographie en identifiant sur place les formes et formations géomorphologiques qui attestent de la présence passée du glacier ou de l'occurrence d'aléas. Les relevés sont réalisés à l'aide des orthophotographies les plus récentes préalablement imprimées au 1 :4000.

La grande résolution des images utilisées (50 cm) nous permet de ne pas utiliser de GPS tout en obtenant une précision < 10 m, une valeur du même ordre de grandeur que celles de S. Jobard (2005) pour la Haute Maurienne avec utilisation du GPS (dont les données peuvent directement être intégrées au SIG).

- Les données recueillies manuellement sur le terrain sont ensuite intégrées comme données numériques au SIG à l'échelle du 1 :4000 environ.

► **Fig.2-34.** Formes et formations glaciologiques et géomorphologiques cartographiées. Le même secteur est représenté par une photographie oblique (à gauche) et orthophotographie (à droite). A: Séracs : Glacier suspendu de l'Ailefroide (Écrins); B: Glace morte, marge proglaciaire du glacier du Fond (Vanoise); C et D: Couverture détritique continue (CD) et Voile détritique (VD): Glacier de Bonne Pierre (Écrins); E: Cordons morainiques: marge proglaciaire du glacier du Clot des Cavales (Écrins); F: Incision dans une moraine: marge proglaciaire du glacier de la Selle (Écrins); G: Lave de débris et son dépôt: marge proglaciaire du glacier du Clot des Cavales (Écrins); H: Dépôts fluvioglaciaires: marge proglaciaire du glacier de la Condamine (Écrins).





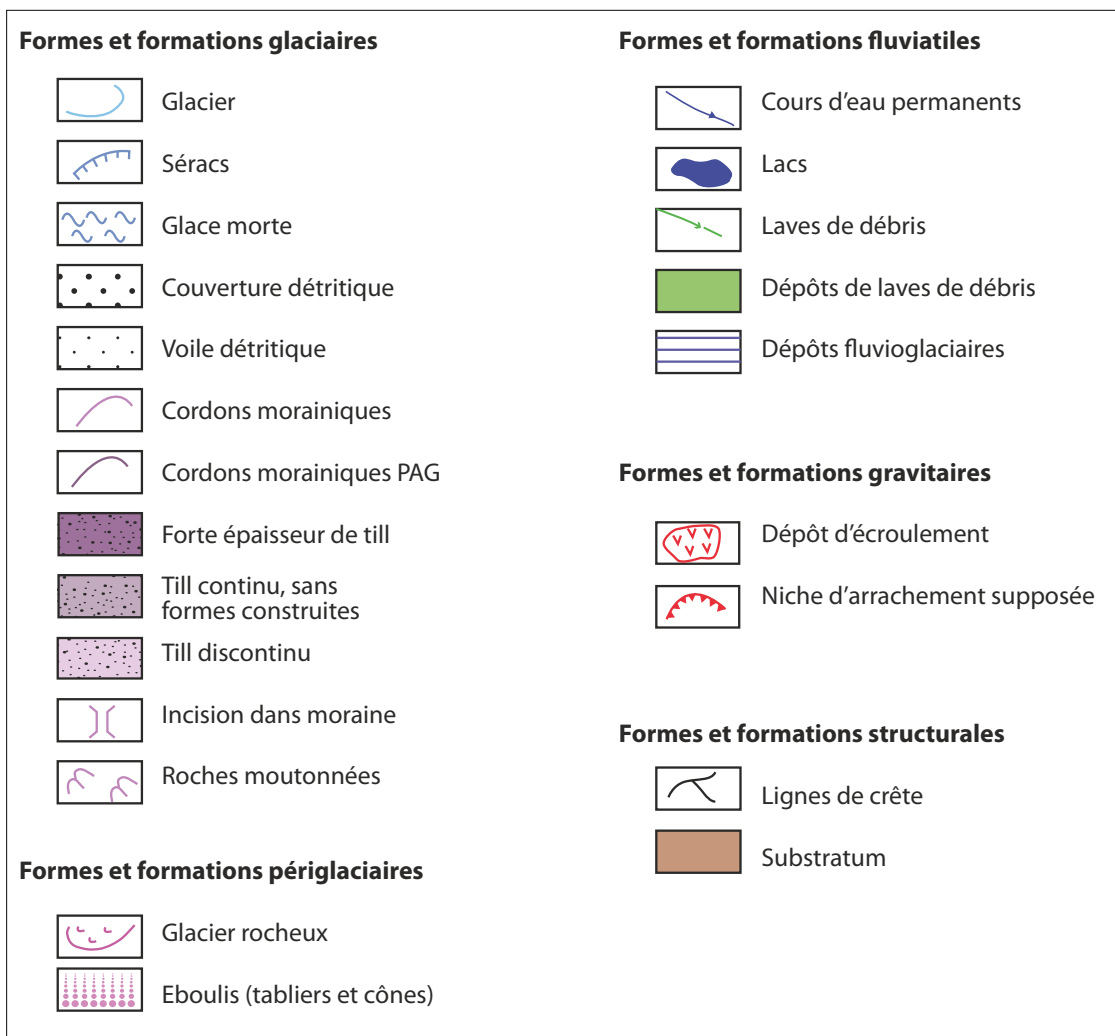


Fig.2-35. Légende utilisée pour la cartographie géomorphologique.

Parfois, aucun travail de terrain n'a pu être réalisé, faute de temps, ou du fait d'un accès difficile. Deux niveaux de précision ont donc été établis. Certaines marges proglaciaires ont fait l'objet d'une cartographie géomorphologique détaillée qui inclut non seulement les formes et formations glaciaires et fluvio-glaciaires mais également celles structurales (ex : escarpement), périglaciaires (ex : glacier rocheux), fluviales (ex : dépôts-fluvio-glaciaires) et gravitaires (ex : glissement). Les autres marges proglaciaires n'ont bénéficié que d'une cartographie élémentaire qui distingue formes constituées de sédiment (ex : moraines) et dépôts superficiels (ex : till) d'une part, affleurements rocheux d'autre part.

La cartographie géomorphologique des marges proglaciaires a également permis de réaliser un **inventaire des lacs d'origine glaciaire** qui sont apparus depuis la fin du PAG. Il est associé à une base de données (cf. 2.2.2) qui caractérise ces lacs (superficie, type, origine, altitude, etc.), et pourra servir de base au suivi de l'évolution des lacs d'origine glaciaire (cf. chapitre 4.2).

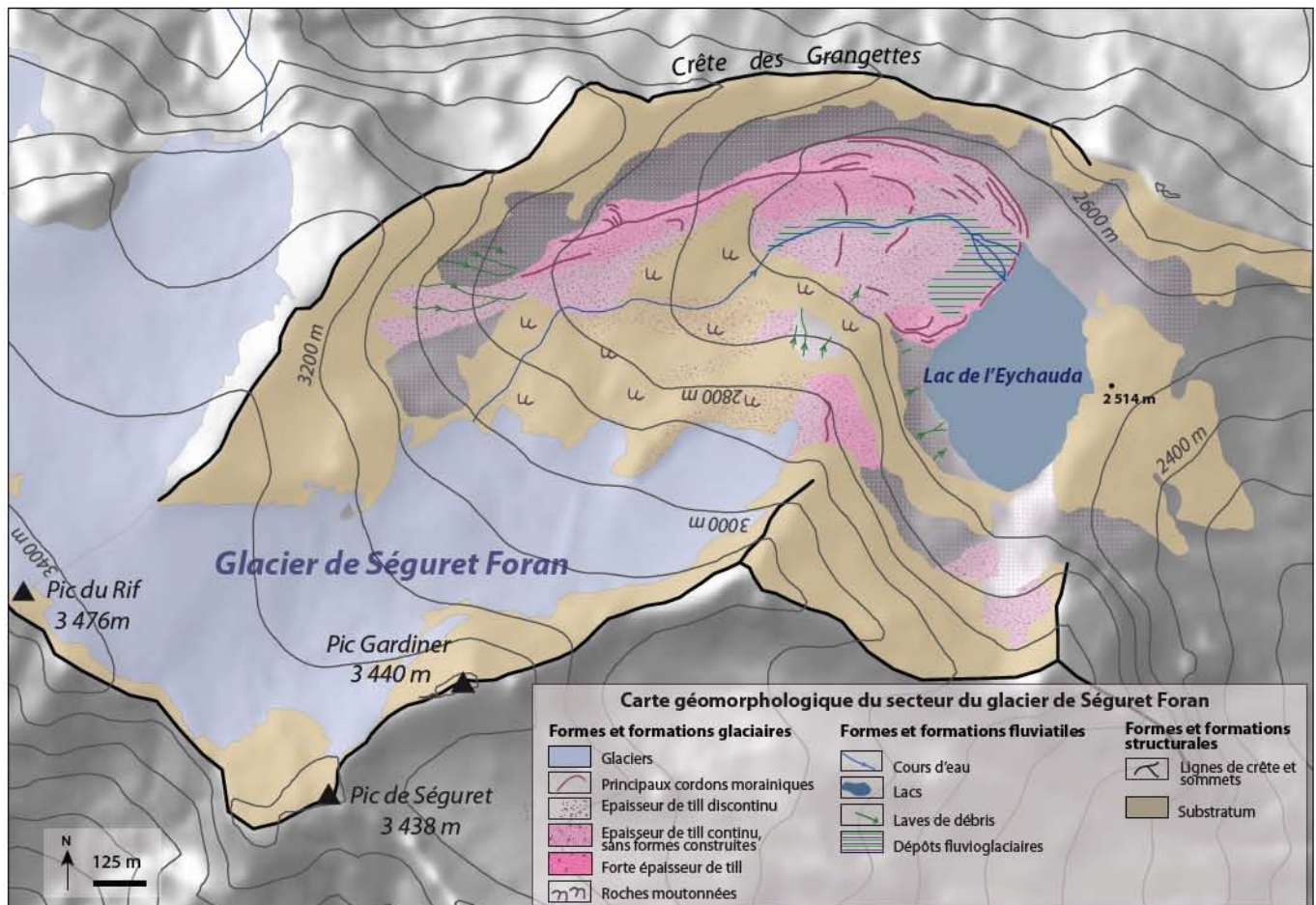


Fig.2-36: Cartographie géomorphologique du glacier de Séguret Foran et de sa marge proglaciaire (massif des Ecrins). Les données ont dans un premier temps été traitées dans le SIG avant d'être travaillées sous Illustrator.

Utilisation des documents anciens (B)

Nous avons très peu utilisé de représentations picturales (gravures, peintures, photographies, etc.) et d'écrits anciens pour reconstituer la position des glaciers au PAG. Certaines images facilement disponibles (car publiées dans divers ouvrages) ont été consultées (ex : Helbronner, 1911 ; Nussbaumer *et al.*, 2012 ; Vivian, 2001, etc.), sans recherche d'archives. En revanche, certaines cartes anciennes nous ont été utiles, notamment les minutes de la carte de l'État Major et les cartes du Service Géographique de l'Armée (SGA).

En zone de montagne, les **minutes de la carte de l'État Major** ont été levées aux alentours de 1853 pour la Provence et le Dauphiné, et en 1863-64 pour la Savoie et la Haute-Savoie (cf. 1.3.2). Elles représentent donc l'état des glaciers à la fin du PAG. Ses nombreuses erreurs géométriques ne permettent pas de l'intégrer dans un SIG (Jobard, 2005 ; Rühl, 2010), mais ses informations qualitatives (coalescence de glaciers, existence d'un glacier) et quantitatives (altitude du front des glaciers) sont utiles pour notre reconstitution. Ces minutes ont donc été consultées avec précaution, d'autant que leur précision est variable selon les cartographes et les massifs, la qualité semble meilleure en Savoie et Haute-Savoie, levées plus tard (Rühl, 2010).

Scannées et géoréférencées, les **cartes du Service Géographique de l'Armée** auraient pu fournir une date supplémentaire à notre inventaire des glaciers français. Ce travail n'a pu être entrepris ici, mais certaines de ces cartes ont été consultées. Bien que la date des levés glaciaires ne soit pas précisément connue, les

cartes du SGA sont les premières cartes topographiques fiables et elles peuvent fournir des informations sur les modalités d'englacement passé. Par exemple, nous avons utilisé ces cartes pour estimer l'extension des glaciers au PAG dans leur zone d'accumulation, en considérant que celle-ci n'a que peu évolué entre le PAG et la réalisation de ces cartes au début du 20^e siècle.

Reconstitution des contours des glaciers à la fin du PAG (C)

Les données de la cartographie géomorphologique des marges proglaciaires croisées avec les informations fournies par les minutes de la carte de l'État Major voire d'autres documents anciens, ont permis de reconstituer les limites des glaciers au PAG.

En plus des données récoltées au sein de ce travail, les reconstitutions réalisées par d'autres auteurs ont été intégrées au SIG ou ont servi de base à la reconstitution du contour du glacier au PAG (cf. 2.1.2). Les reconstitutions réalisées par S. Jobard (2005) ont été intégrées à notre SIG, après quelques modifications mineures résultant de la différence d'échelle de travail. Les moraines relevées par S. Nussbaumer ont servi de base pour dessiner le contour PAG du glacier des Bossons (Nussbaumer et Zumbühl, 2011) et de la Mer de Glace (Nussbaumer, 2006). Pour le glacier d'Argentière, ce sont les données de R. Bless (1984) modifiées par M. Le Roy (2012) qui ont été utilisées (Fig.2-37). En revanche, Les moraines relevées par Wetter (1987) dans le massif du Mont Blanc n'ont pas été utilisés car nous ne sommes pas parvenu à intégrer ses cartes dans notre SIG. De plus, en comparant notre travail au sien, il est apparu un certain nombre de différences au niveau de la localisation des moraines, attribuées à la diversité de méthodes employées. Enfin, nous nous sommes inspiré des cartes publiées par Cossart et Le Roy (2006), à défaut d'avoir accès à leurs données SIG.

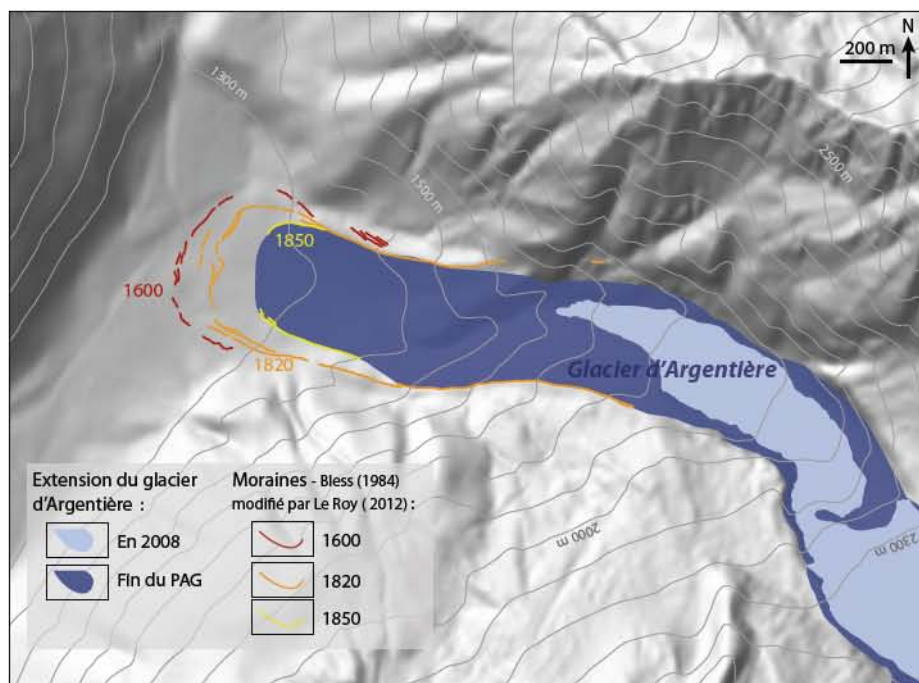


Fig.2-37: Utilisation des données existantes pour reconstituer l'extension du glacier d'Argentière (massif du Mont Blanc) à la fin du PAG. La reconstitution est basée sur les moraines de 1850.

La reconstitution des limites des glaciers au PAG a été réalisée en suivant les 3 principes de base suivants:

- **Principe 1**

La limite des glaciers au PAG est tracée en s'appuyant sur les héritages glaciaires identifiés lors de la

cartographie géomorphologique :

- Le contour du glacier suit les crêtes morainiques héritées du PAG lorsqu'elles existent (Fig.2-38 A1, A2). Si les moraines frontales ont souvent disparu ou été détériorées avec le temps, les moraines latérales sont reconnaissables dans le paysage par leur grande taille et leur relative fraîcheur. Leur flanc externe est souvent végétalisé tandis que leur flanc interne, soumis à l'érosion, est la plupart du temps dépourvu de végétation.
- En l'absence de moraines bien développées, nous avons utilisé les limites de dépôts de till (Fig.2-38B1-2), la *trimline* du PAG (Fig.2-38.C1-2) ou encore des placages de till sur les versants (Fig.2-38.C2-3) pour tracer le contour du glacier au PAG .

Les limites de dépôts de tills, quand ils n'ont pas été remobilisés ou recouvert par d'autres processus, peuvent être très franches, et servir à tracer la position des glaciers.

Dans les secteurs raides, les cordons morainiques n'ont pu se déposer et/ou se maintenir, mais une *trimline* peut être observée, plus ou moins visible selon la nature de la roche et l'intensité de l'érosion post-glaciaire (Benn et Evans, 2010). En dessous de la *trimline*, la roche nue et polie est plutôt claire, la végétation éparse et les dépôts sédimentaires abondants (Benn et Evans, 2010 ; Csatho *et al.*, 2005), tandis qu'au dessus, la végétation masque en partie la roche en place.

Des placages de till, souvent largement érodés, peuvent également être observés sur les versants raides, indiquent la hauteur minimale atteinte par le glacier.

• Principe 2

Les zones d'accumulation des glaciers ont peu évolué depuis le PAG (Bauder *et al.*, 2007 ; Knoll *et al.*, 2009 ; Glasser *et al.*, 2011 ; Arendt *et al.*, 2002). Les héritages glaciaires sont rares dans ces secteurs, ce qui rend difficile la reconstitution de la géométrie passée des glaciers. Sauf traces évidentes d'un englacement passé, nous avons donc considéré que l'extension du glacier au PAG en zone d'accumulation est la même que celle sur les cartes topographiques de l'IGN de 1967-1971.

• Principe 3

Dans la mesure du possible, nous avons cartographié la position des glaciers lors du dernier maximum du PAG, aux alentours de 1850 en France (Grove, 2004 ; Le Roy Ladurie, 1983). Deux cas de figure sont possibles :

- Lorsque les moraines frontales et latérales sont uniques, nous supposons qu'elles sont héritées du dernier maximum du PAG et qu'elles correspondent bien à 1850.
- Si plusieurs séries de moraines frontales et/ou latérales existent sans datation, nous avons tracé la limite du glacier au niveau des cordons morainiques les plus internes. Lorsque des datations existent, comme pour le Glacier d'Argentière (Fig.2-35), ce sont évidemment les moraines des années 1850 qui donnent les limites de la fin du PAG.

b. Limites et incertitudes

Les données de l'inventaire des extensions actuelle et passée des glaciers français, celles de l'extension à la fin du PAG sont les plus imprécises et demandent à être considérées avec prudence. Ces données pourront être localement remises en cause par des études ultérieures et des datations. Tout travail de cartographie géomorphologique plus détaillé pourra facilement être intégré à notre SIG.

Il est difficile d'estimer ici l'incertitude liée à délimitation des glaciers comme cela a pu être fait pour 2006-

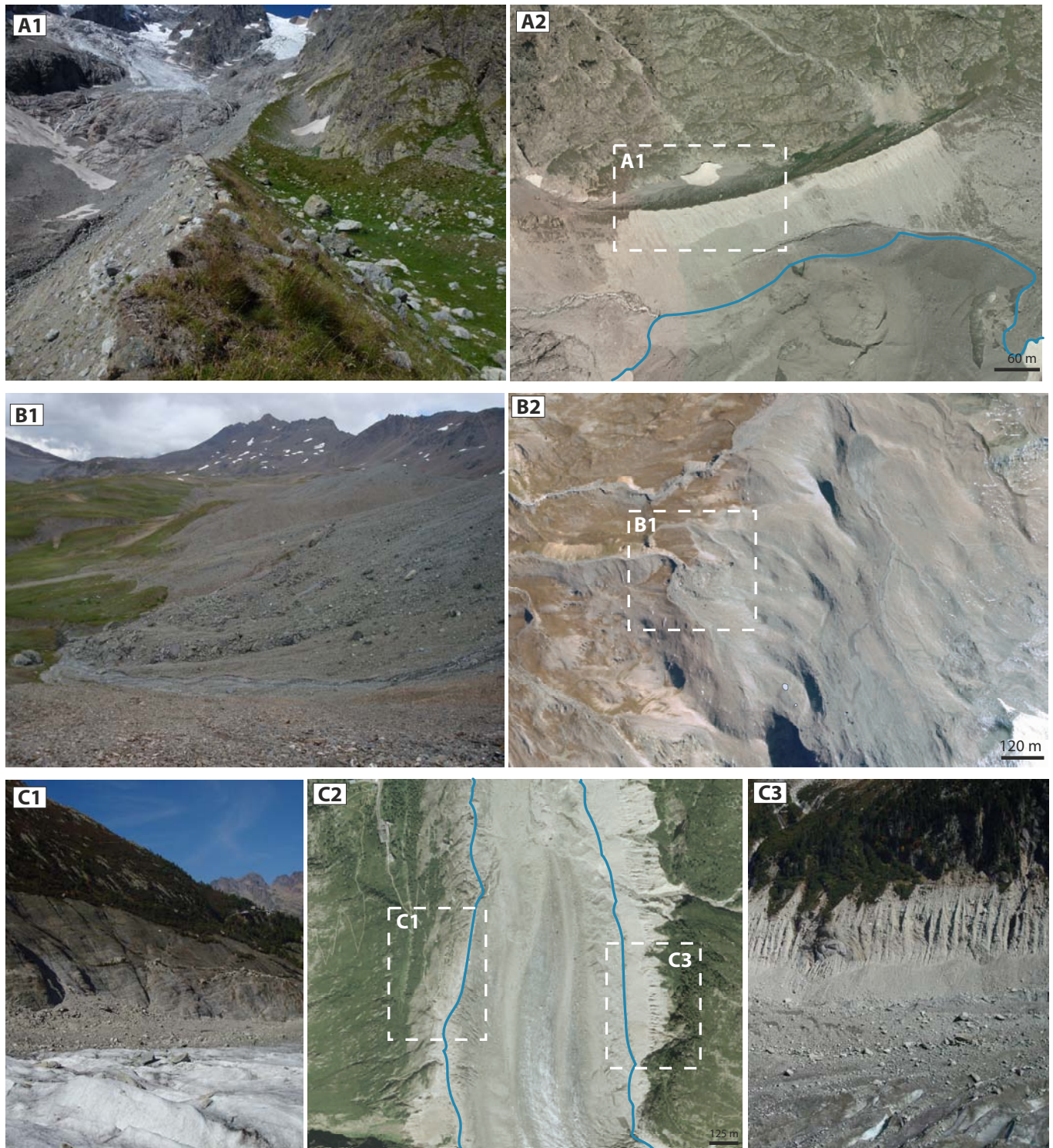


Fig.2-38: Héritages glaciaires du PAG servant à la reconstitution de l'extension des glaciers : crêtes morainiques (A), limites de dépôts de till récents (B), trimline (C1), placages de till (C3) sur des photographies obliques (A1, B1, C1 et C3) et orthophotographies de l'IGN (A2, B2 et C2).

A) Grande moraine latérale gauche du glacier du Lautaret (Écrins). Le flanc interne, très raide, n'est pas végétalisé et est incisé par de nombreuses ravines tandis que le flanc externe, végétalisé, est moins raide et plus stable. B) Aval de la marge proglaciaire du glacier de la Leisse (Vanoise). La limite du dépôt du till indique la position PAG du glacier alors qu'aucune forme construite n'est présente C) Rives gauche (C1) et droite (C3) de la Mer de Glace (Mont Blanc). Les cordons morainiques n'ont pas pu se déposer et/ou se maintenir, mais la trimline (C1) du PAG ou des placages de till (C3) permettent d'estimer la hauteur atteinte par le glacier au PAG.

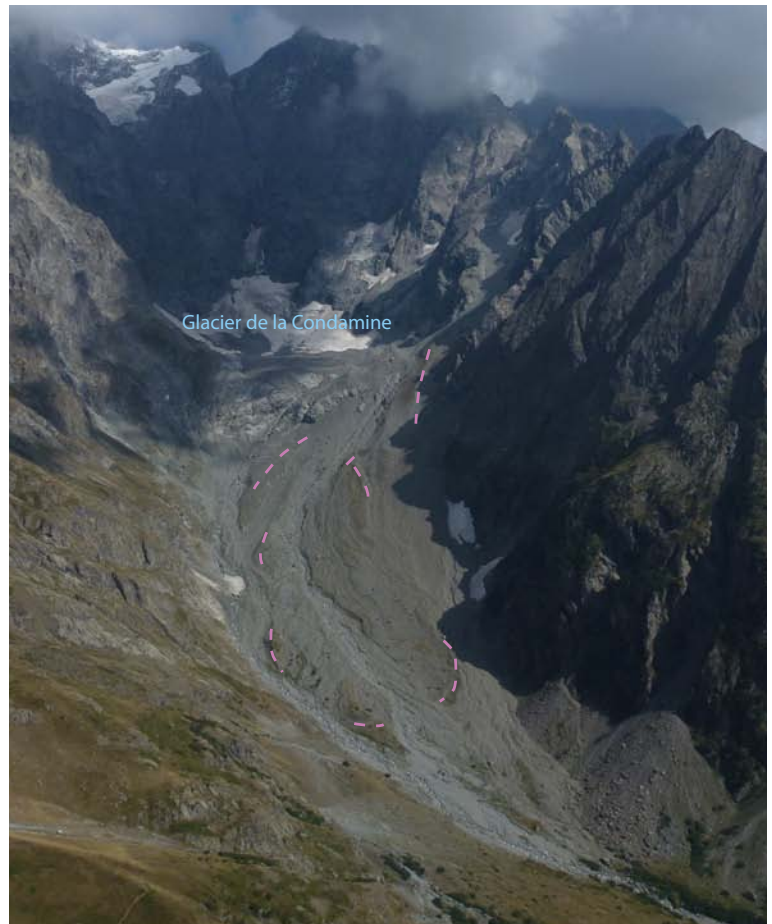
2009 et 1967-1971 (cf. 2.2.2). Si ces erreurs liées à la taille du pixel et à la correction géométrique sont les mêmes que celles des orthophotographies, l'erreur associée à l'identification et à la délimitation du contour des glaciers au PAG augmente considérablement. Celle-ci est difficile à évaluer puisque la position exacte des glaciers au PAG n'est pas connue. Les écarts peuvent résulter du déplacement apparent de la crête morainique du fait de l'érosion voire de l'absence d'héritages glaciaires, d'où des incertitudes comprises entre quelques mètres et plusieurs dizaines de mètres.

L'interprétation géomorphologique est parfois rendue complexe par le **remaniement sédimentaire** qui s'opère dans les marges proglaciaires. Les matériaux meubles déposés par le glacier ou d'autres processus secondaires (ex : éboulisation, avalanches), sont en effet souvent remobilisés par des processus (ex : activité fluvio-glaciaire) d'autant plus que la pente est forte. Les héritages glaciaires s'en trouvent alors masqués et/ou détruits, totalement ou en partie.

Ainsi, les cordons morainiques, largement constitués de matériaux fins et peu consolidés peuvent (i) être érodés par le ruissellement ou les glissements, (ii) être en partie ou totalement détruits par des processus tels qu'une vidange glaciaire, (iii) être fossilisés par des éboulis ou des écroulements ou suite à l'effet barrage qu'ils peuvent constituer (Fig.2-39).

Un autre facteur d'incertitude dans la cartographie géomorphologique et son interprétation est la **coexistence des glaciers et du pergélisol**. Nous avons en effet observé des formes périglaciaires, telles que des glaciers rocheux, se développant au sein même des marges proglaciaires (Fig.2-37). Nous avons également pu constater que, parfois, les nombreux matériaux déposés par le glacier depuis le PAG se trouvent déplacés, modifiant, voire même effaçant totalement ou en partie les héritages glaciaires. Dans ce cas, il devient difficile de retrouver la limite du glacier au PAG (ex: Lilleøren *et al.*, 2013).

Fig.2-39: Remaniement sédimentaire par les processus fluvio-glaciaires et gravitaires (en rive gauche ; avalanches, éboulisation) dans la marge proglaciaire du glacier de la Condamine, massif des Écrins. La plupart des cordons morainiques (en rose) ont été en partie voire totalement détruits.



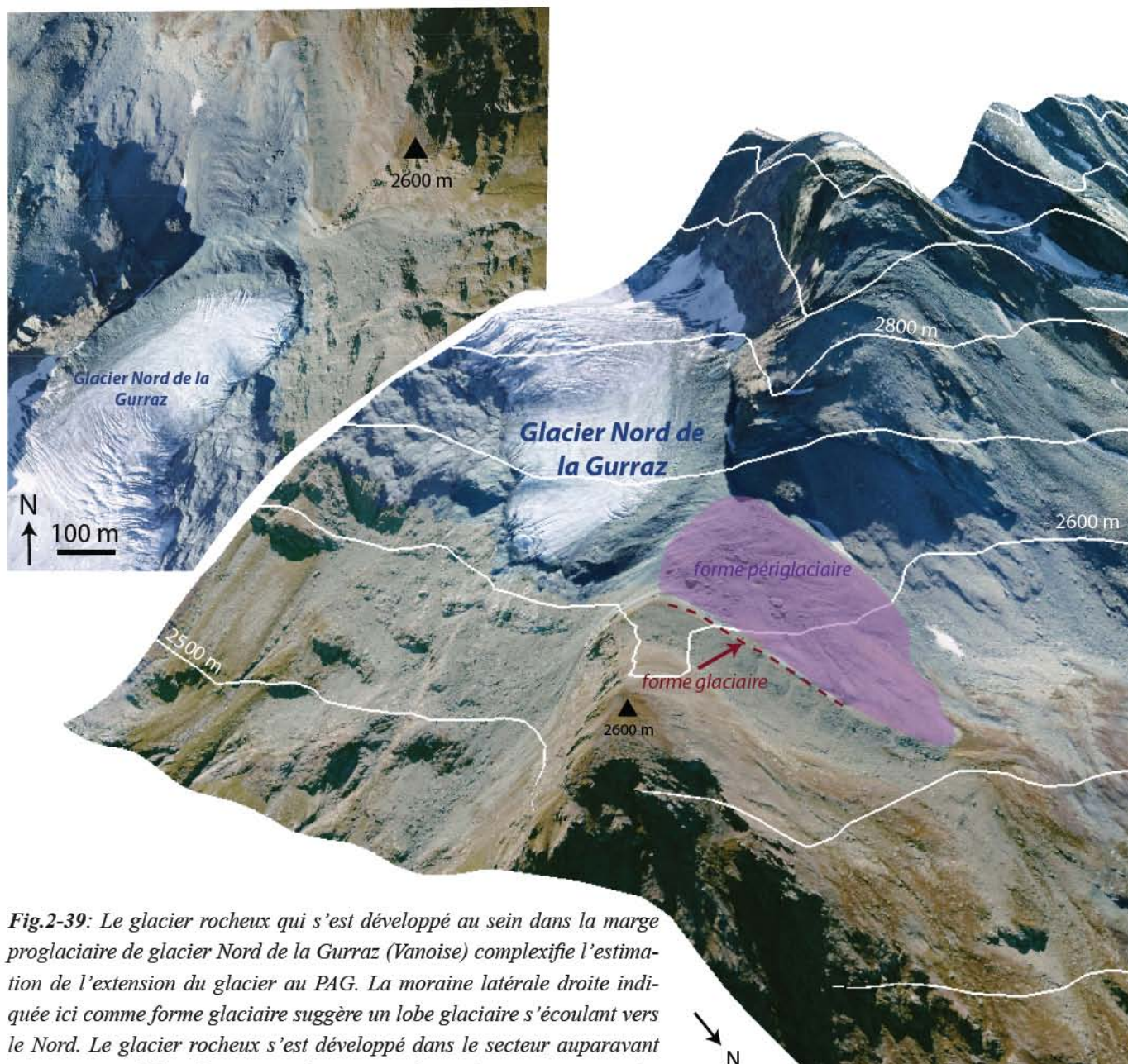


Fig.2-39: Le glacier rocheux qui s'est développé au sein dans la marge proglaciaire de glacier Nord de la Gurraz (Vanoise) complexifie l'estimation de l'extension du glacier au PAG. La moraine latérale droite indiquée ici comme forme glaciaire suggère un lobe glaciaire s'écoulant vers le Nord. Le glacier rocheux s'est développé dans le secteur auparavant occupé par ce lobe, alimenté par les apports depuis la moraine supraglaciaire de la rive gauche du glacier Nord de la Gurraz.

Les données géomorphologique intégrées dans le SIG de l'inventaire des marges proglaciaires, complétées parfois d'informations tirées de documents anciens, ont servi de base à la détermination de la position des glaciers au PAG. Cette base de données constitue également une ressource fondamentale pour l'évaluation de la prédisposition des marges proglaciaires à l'occurrence d'aléas (cf. Partie 4).

Ces données géomorphologiques ne couvrent toutefois pas l'ensemble des secteurs où les glaciers étaient présents au PAG, car c'est un travail très long qu'il conviendra de compléter à l'avenir. Comme le signalent Knight et al. (1987), la part du travail de terrain est essentielle dans un tel travail, parce que les levés réalisés sont plus précis, tandis que, le cartographe aiguise son œil, ce qui lui permet d'être plus efficace pour la photo-interprétation.

Les données de l'inventaire de l'extension actuelle et passée des glaciers des Alpes françaises sont issues de trois méthodes différentes :

- **Cartographie manuelle à partir des orthophotographies récentes de l'IGN pour 2006-2009 ;**
- **Cartographie manuelle à partir des cartes topographiques 1 :25 000 de l'IGN après uniformisation de leurs données pour 1967-1971 ;**
- **Reconstitution de la position des glaciers au PAG en croisant données géomorphologiques et informations tirées de documents anciens (les minutes de la carte de l'État Major essentiellement).**

Les données de l'inventaire des marges proglaciaires ont été obtenues par un travail de photo-interprétation des orthophotographies récentes et/ou par des levés géomorphologiques de terrain. Elles ont servi à réaliser l'inventaire des glaciers au PAG.

PARTIE 3

Les glaciers des Alpes françaises du PAG à aujourd'hui

Chapitre 3.1

***Les glaciers actuels des Alpes
françaises***

La cartographie manuelle des glaciers à partir des orthophotographies de l'IGN (2006-2009) et le calcul des caractéristiques topographiques qui leurs sont associées (par l'intermédiaire d'ASTER GDEM V2) ont permis d'obtenir un jeu de données très riche. Une première analyse de celui-ci est proposée dans ce chapitre 3.1 à travers l'étude de la distribution actuelle des glaciers puis de leurs caractéristiques topographiques. L'extension des couvertures détritiques supraglaciaires est ensuite analysée.

Dans ce chapitre, les analyses statistiques proposées sont réalisées du point de vue des 8 **massifs** retenus (Mont Blanc, Vanoise, Ecrins, Belledonne, Grandes Rousses, Ubaye, Thabor – Aiguilles d'Arves, Aiguilles Rouges – Mont Ruan), des principales **expositions** et de la **taille** des glaciers (Tab.3-1). Les classes de taille (<0,1 km² ; 0,1-0,5 km² ; 0,5-1 km² ; 1-2,5 km² ; >2,5 km²) sont celles généralement utilisées dans la littérature (*ex* : Abermann *et al.*, 2009 ; Paul, 2006 ; Diolaituti *et al.*, 2011), adaptées à notre échantillon: à l'inverse de certaines études (*ex* : Käab *et al.*, 2002 ; Abermann *et al.*, 2009), les glaciers < 0,01 km² ont été intégrés dans la classe <0,1 km²; la classe 1-5 km² a été scindée en deux : 1-2,5 et >2,5 km², car le nombre de glaciers > 5 km² est très faible dans notre échantillon (9 glaciers) et rend les études statistiques peu représentatives.

Paramètres topographiques	Massif	Taille	Exposition
Superficie	3.1.1.a	3.1.1.a	3.1.2.b
Longueur	3.1.2.a	3.1.2.a	3.1.2.a
Exposition moyenne	3.1.2.b	3.1.2.b	-
Alt. min. max. moy.	3.1.2.c	3.1.2.c	3.1.2.c
Pente moyenne	3.1.2.d	3.1.2.d	3.1.2.d
Type, forme des glaciers	3.1.2.e	3.1.2.e	3.1.2.e
Couverture détritique	3.1.3.a	3.1.3.a	3.1.3.a

Tab.3-1: Tableau synthétique des analyses proposées dans le chapitre 3.1. Chacun des paramètres topographiques est analysé selon les massifs, les classes de taille et les expositions. Le tableau renvoie à la section qui expose l'analyse. Par exemple, l'étude de l'exposition selon les massifs est proposée dans la section 3.1.2.b

3.1.1 Distribution actuelle des glaciers

La distribution des glaciers en 2006-2009 est analysée ici selon les massifs montagneux, puis par bassins versants (cf. chapitre 2.3).

a. Superficie et nombre de glaciers par massifs

Actuellement, la superficie occupée par les 581 glaciers des Alpes françaises est de 275,4 ± 3,4 km² (Tab.3- 2).

Les névés, couvrent quant à eux 4,3 ± 0,23 km².

Les massifs les plus englacés sont ceux du Mont Blanc, de la Vanoise et des Ecrins avec respectivement 102 km², 93 km² et 69 km² de glaciers (Tab.3-2 ; Fig.3-1 ; Fig.3-2 b, c, d). Ils représentent 96 % de la surface englacée des Alpes françaises et 89 % du nombre total de

Massif	Nombre		Superficie		
	val.abs	%	val. abs. (km ²)	Incertitude (km ²)	%
Mont Blanc (France)	66	11,36	102,37	1,04	37,17
Vanoise	172	29,60	92,68	1,05	33,65
Ecrins	282	48,54	68,62	1,18	24,91
Grandes Rousses	22	3,79	6,83	0,11	2,48
Aiguilles Rouges - Ruan	17	2,93	2,71	0,66	0,99
Belledonne	17	2,93	1,04	0,04	0,38
Thabor - Aig.d'Arves	2	0,34	0,66	0,01	0,24
Ubaye	3	0,52	0,50	0,01	0,18
France	581	100	275,41	3,4	100

Tab.3-2 : Répartition (nombre et superficie) par massifs des glaciers des Alpes françaises en 2006-2009.

glaciers. Les autres massifs ne représentent que 4 % de la superficie glaciaire des Alpes françaises et 11% du nombre de glaciers (Fig. 3-2 a, e, f, g, h).

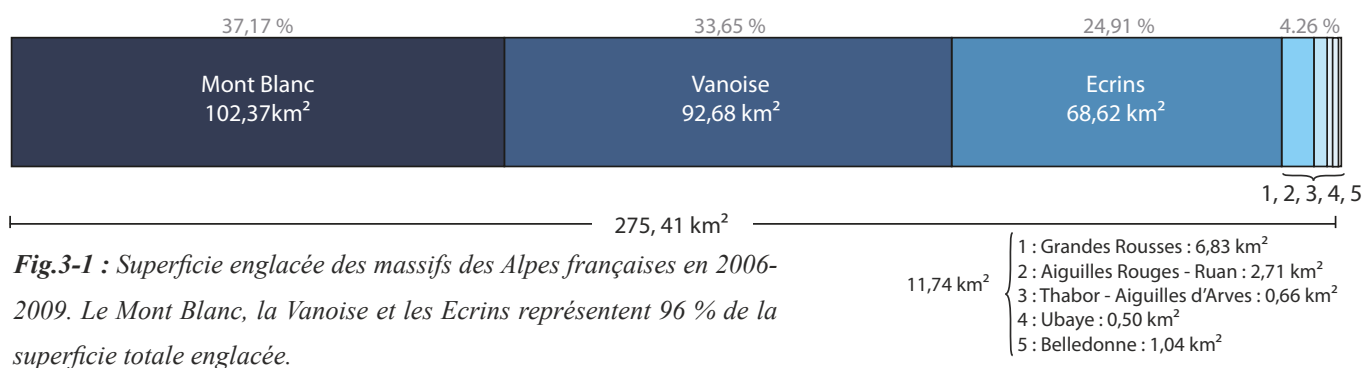


Fig.3-1 : Superficie englacée des massifs des Alpes françaises en 2006-2009. Le Mont Blanc, la Vanoise et les Ecrins représentent 96 % de la superficie totale englacée.

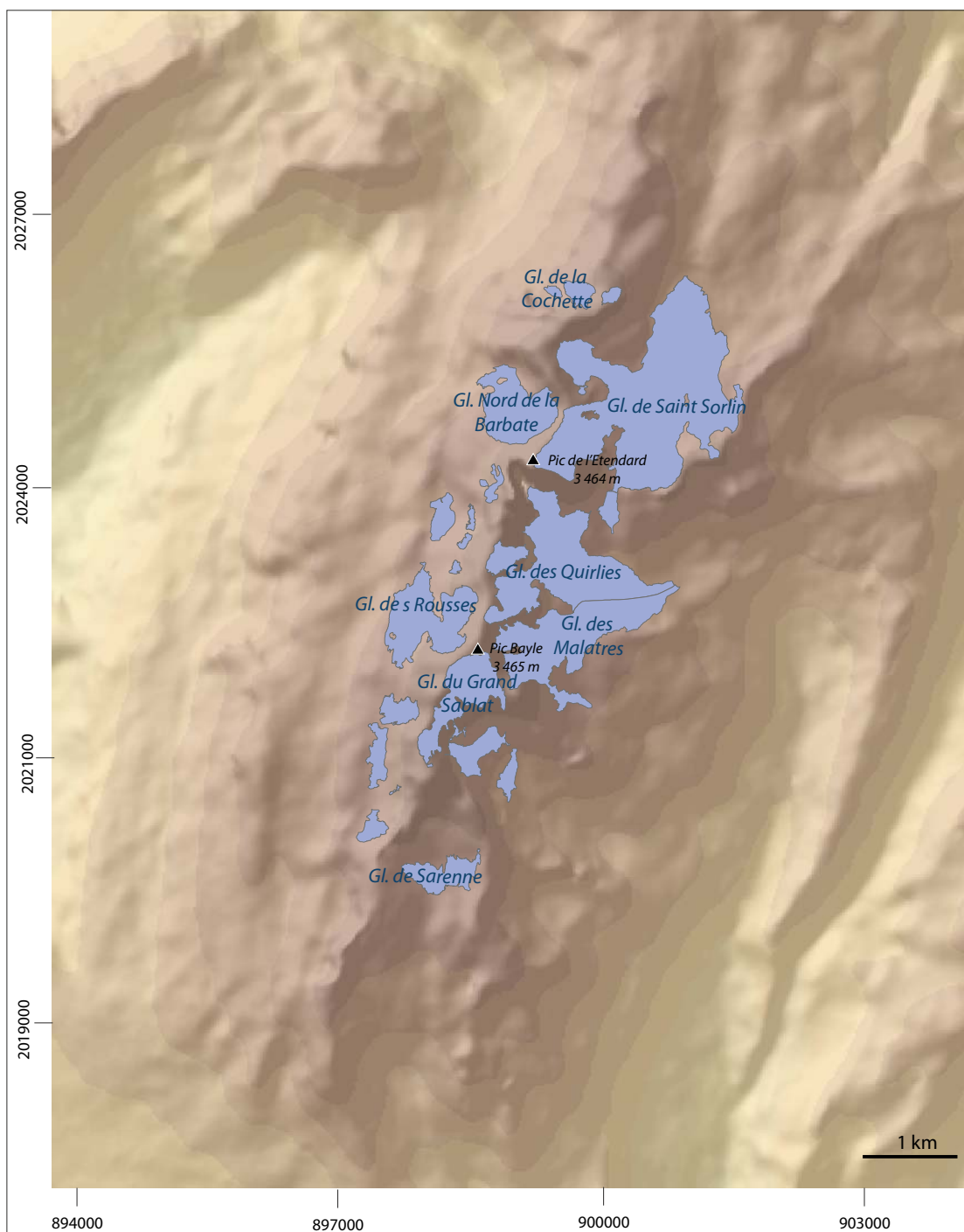


Fig.3-2.a: Extension des glaciers du massif des Grandes Rousses en 2009. Seuls les principaux glaciers sont nommés.

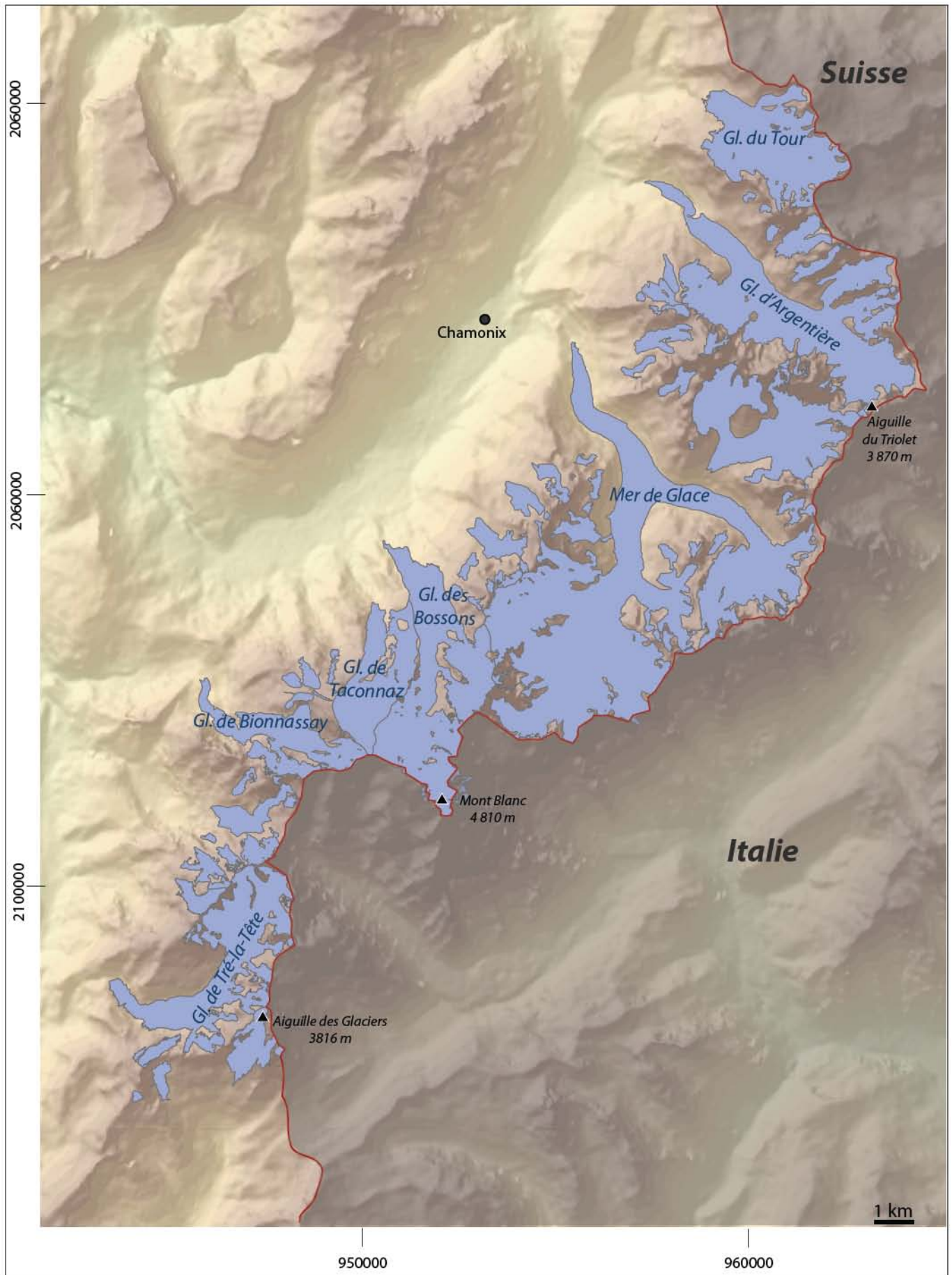


Fig.3-2.b : Extension des glaciers du massif du Mont Blanc en 2008. Seuls les principaux glaciers sont nommés.

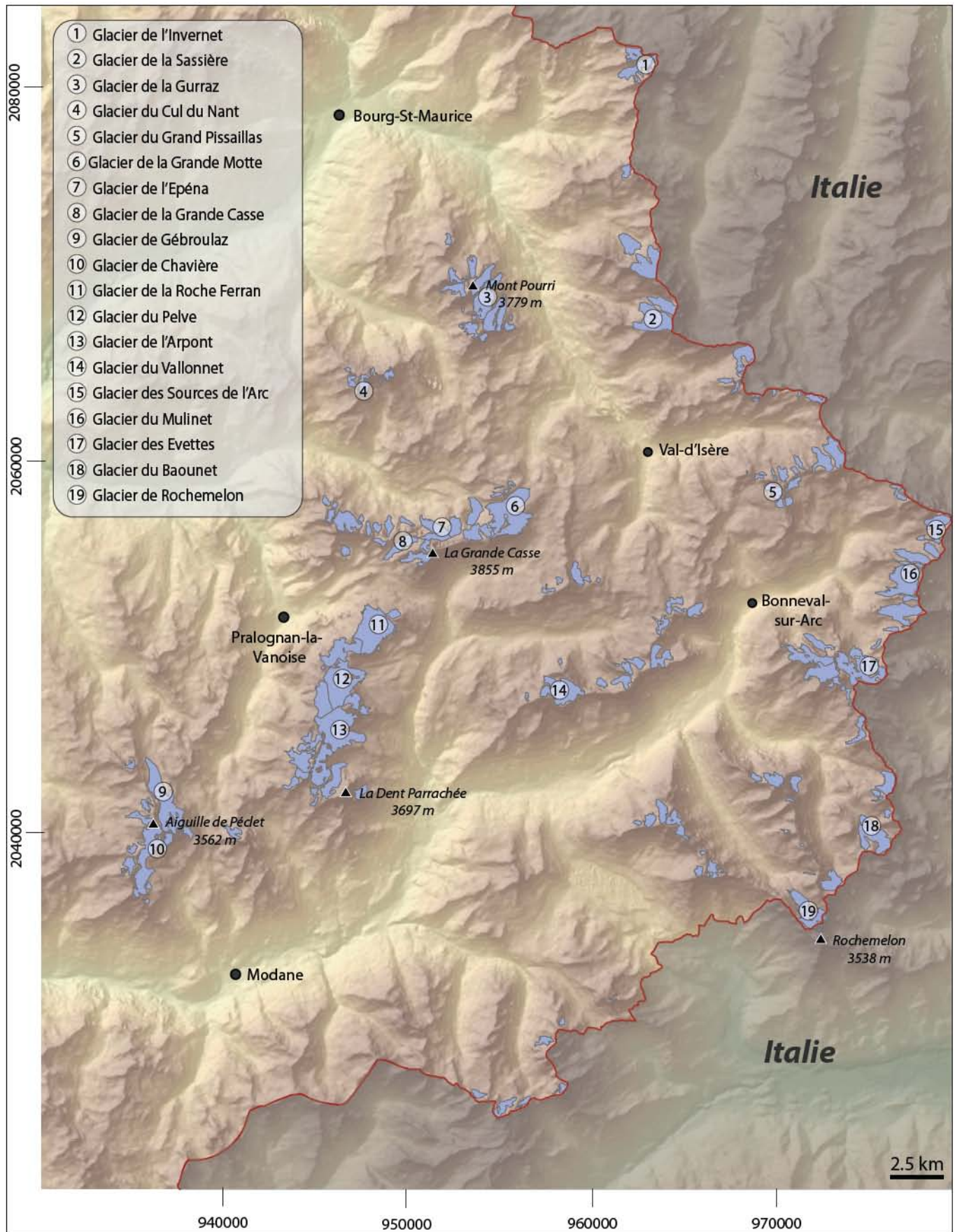


Fig.3-2.c : Extension des glaciers du massif de la Vanoise en 2006. Seuls les principaux glaciers sont ici nommés.

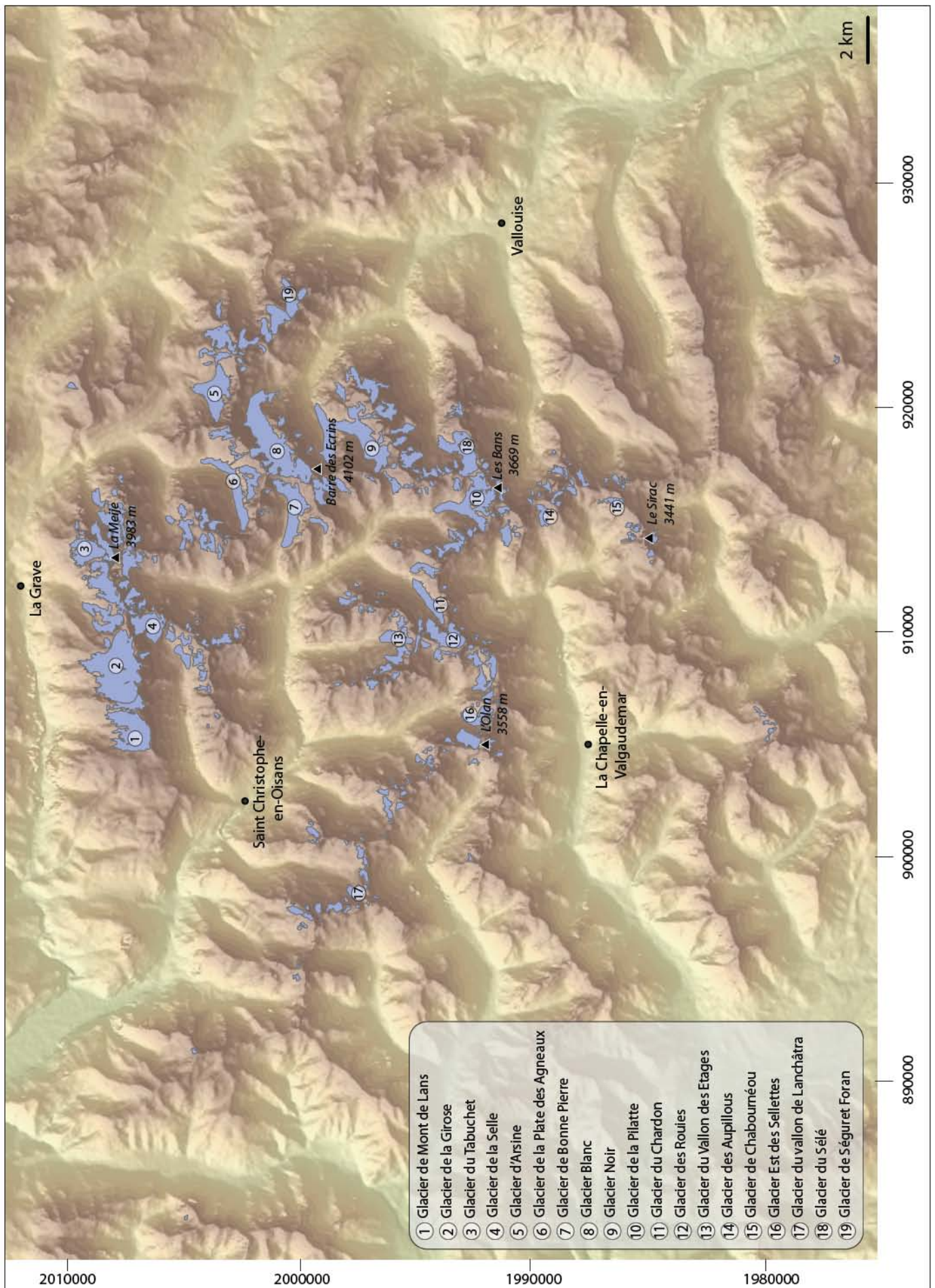


Fig.3-2.d : Extension des glaciers du massif des Ecrins en 2009. Seuls les principaux glaciers sont ici nommés.

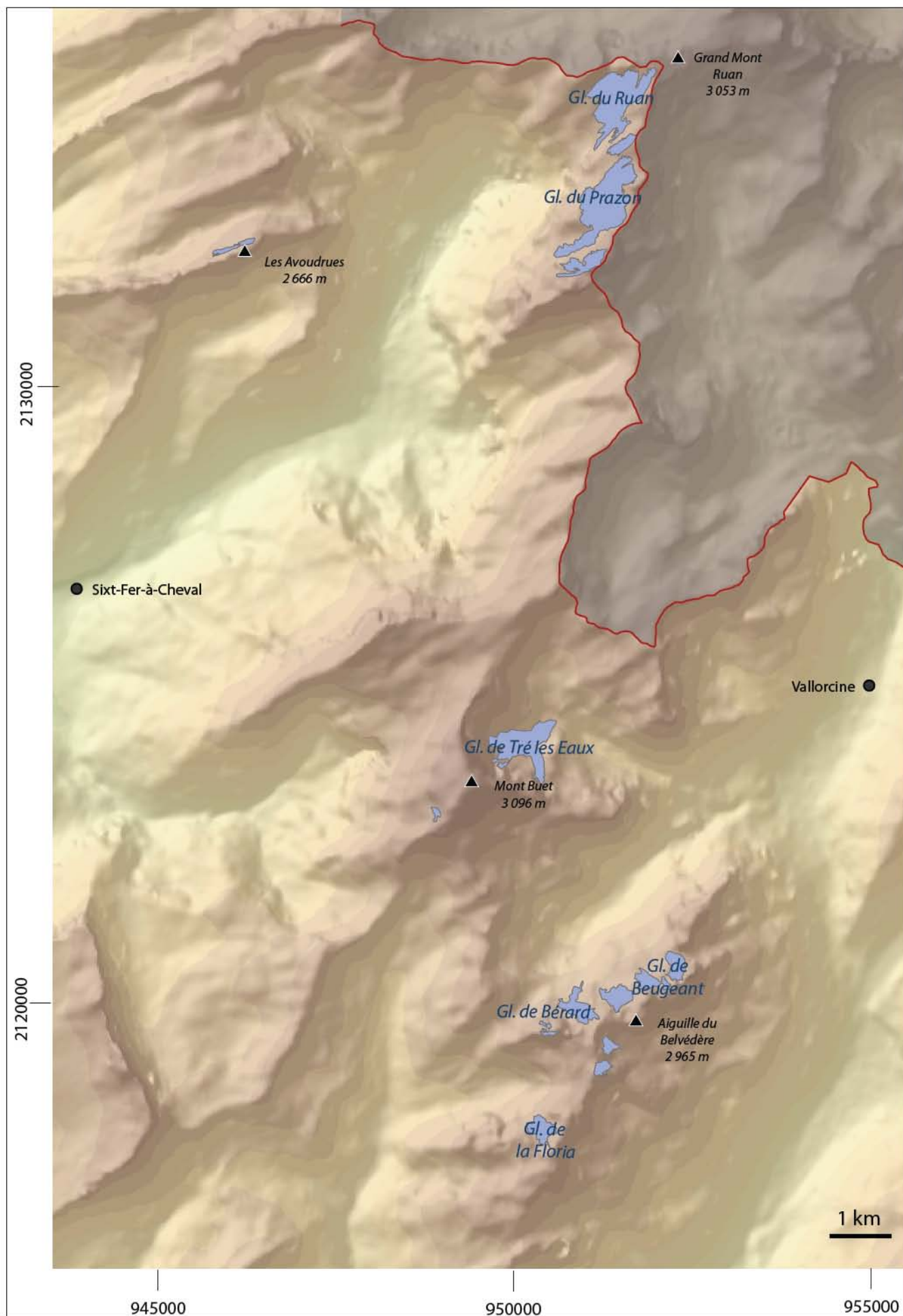


Fig.3-2.e : Extension des glaciers du massif des Aiguilles Rouges – Mont Ruan en 2008. Seuls les principaux glaciers sont ici nommés.

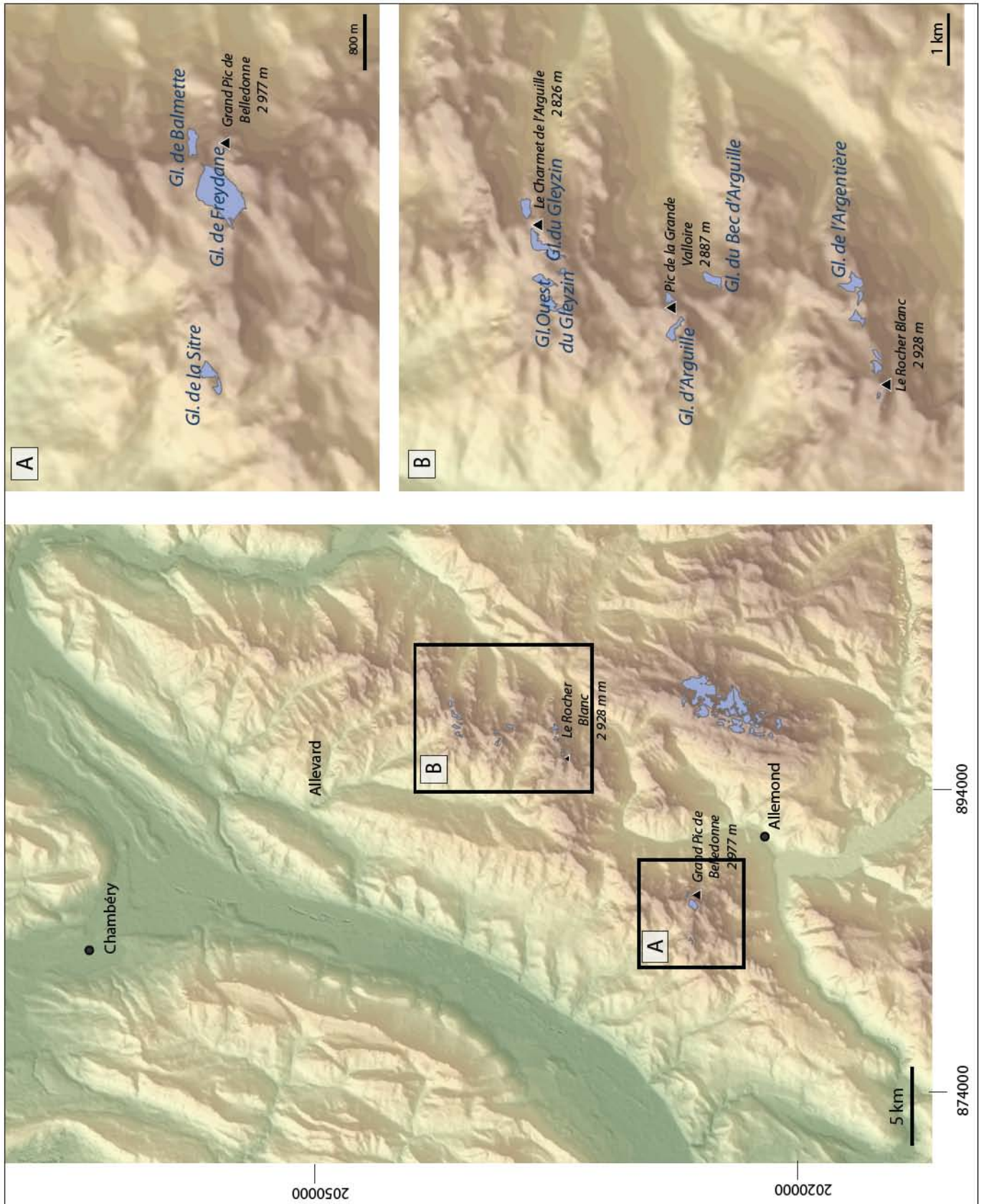


Fig.3-2f : Extension des glaciers du massif de Belledonne en 2009.

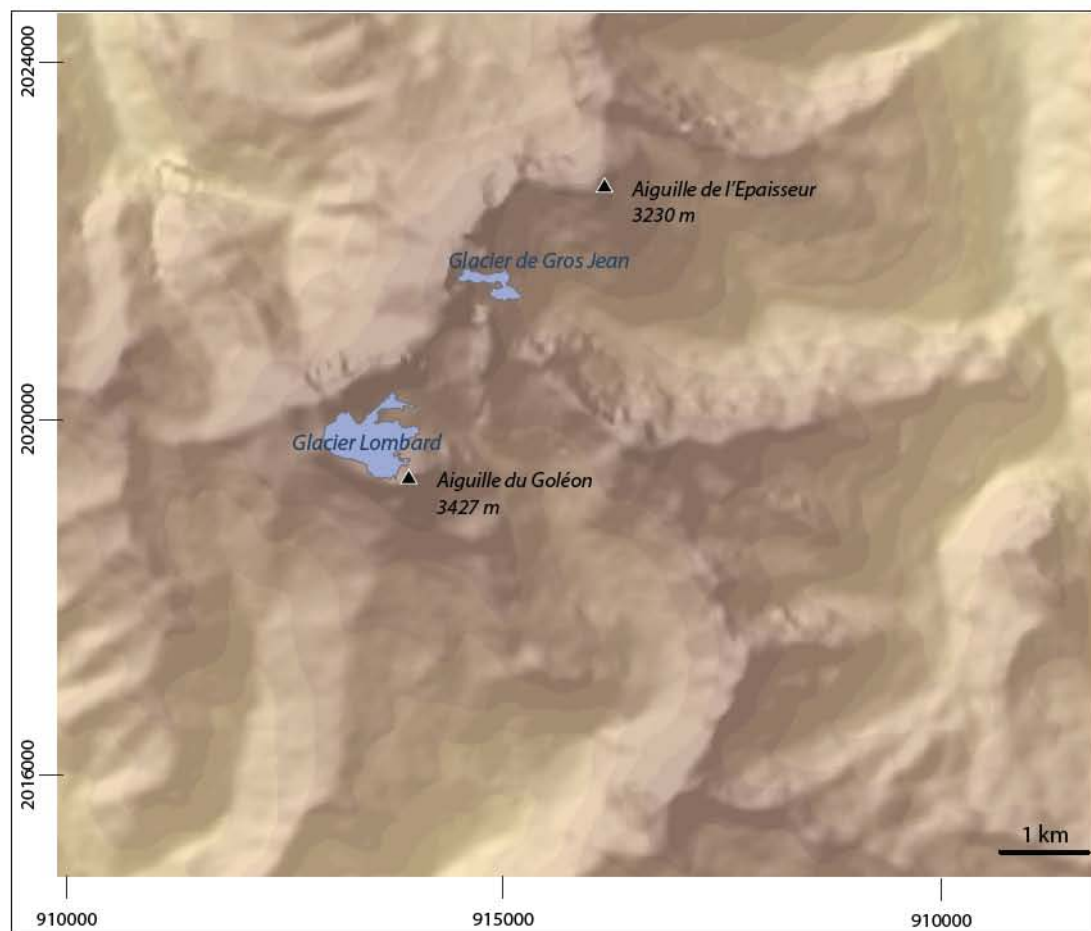


Fig.3-2.g: Extension des deux glaciers du massif du Mont Thabor – Aiguilles d'Arves en 2009.

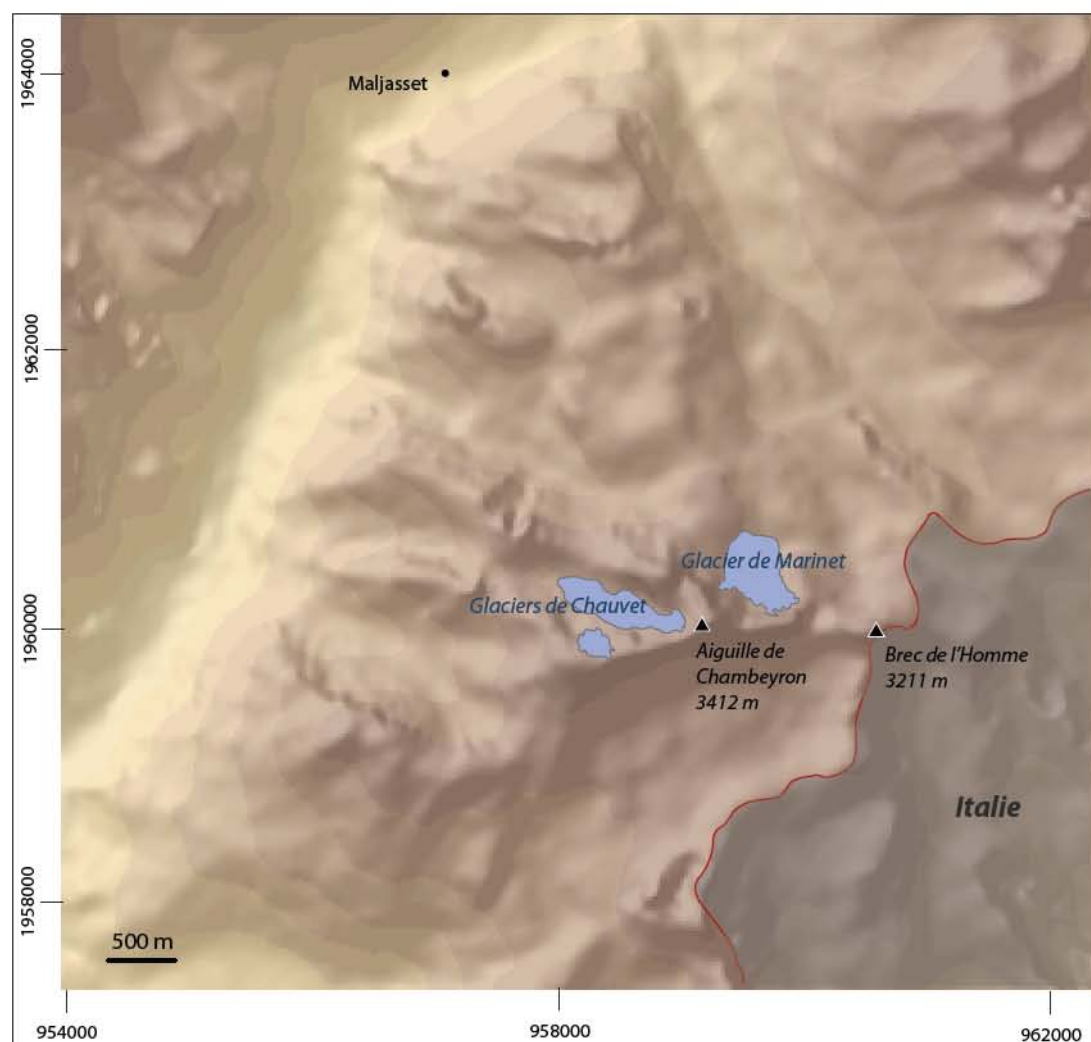


Fig.3-2.h: Extension des trois glaciers du massif de l'Ubaye en 2004.

La taille des glaciers varie de 0,001 km² à 30,4 km² (Mer de Glace). Leur taille moyenne est de 0,47 km² (Me¹ = 0,10 km²). Les petits glaciers sont largement dominants en nombre tandis que les grands glaciers occupent une plus vaste surface : les glaciers <0,5 km² représentent 81 % du nombre total des glaciers et couvrent 19 % de la surface totale, tandis que les glaciers > 2,5 km² représentent 3 % du nombre de glaciers et 47 % de la surface totale (Fig.3-3, Tab.3-3 et Tab.3-4).

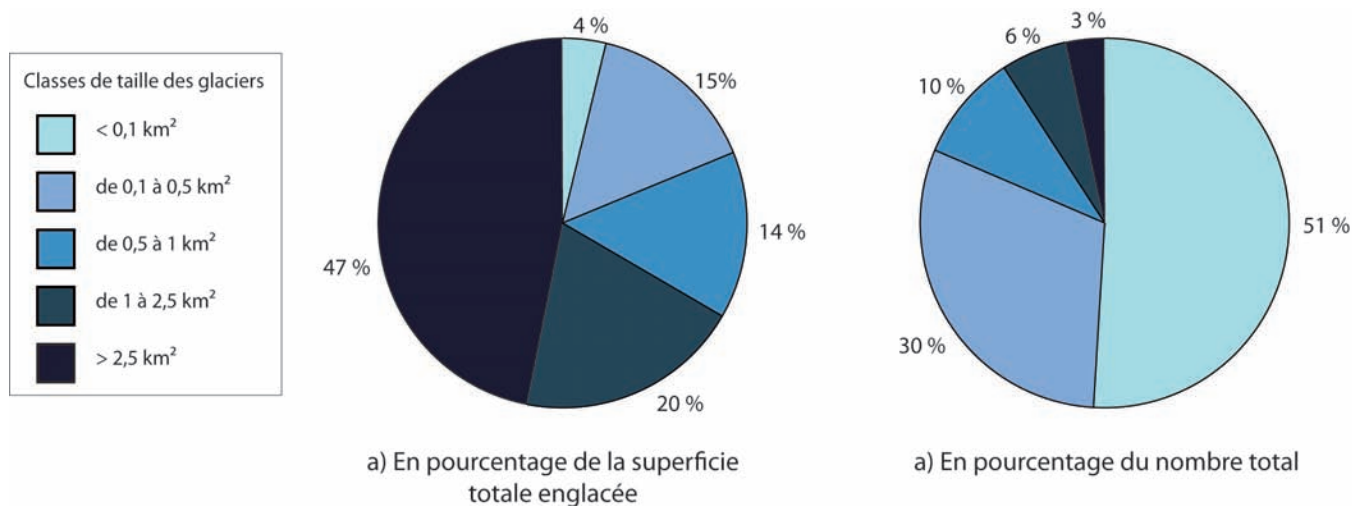


Fig.3-3: Répartition des glaciers des Alpes françaises en 2006-2009 en pourcentage : a) de la superficie totale englacée ; b) du nombre total de glaciers.

A l'échelle des massifs, les tendances sont globalement similaires en ce qui concerne la répartition des glaciers selon leur nombre (Fig.3-4.a ; Tab.3-3.a et b) : les glaciers de petite taille (<0,5 km²) sont toujours dominants en nombre (toujours plus de 67 %), quand les grands glaciers (>2,5 km²) représentent une petite part du nombre total de glaciers du massif (12 % dans le massif du Mont Blanc, 4 % dans le massif de la Vanoise, 1,5 % dans le massif des Écrins), quand ils n'en sont pas absents (Belledonne, Aiguilles Rouges – Mont Ruan, Grandes Rousses, Thabor – Aiguilles d'Arves, Ubaye).

De plus grandes disparités existent quant à la superficie occupée par chaque classe de taille dans les massifs (Fig.3-4.b ; Tab.3-3.a et 3-3.b). Dans le massif du Mont Blanc, les glaciers >2,5 km² occupent 85 % de la surface englacée du massif alors que les glaciers < 0,5 km² n'en occupent que 6,5 %. Dans les massifs de la Vanoise, des Ecrins et des Grandes Rousses, les glaciers > 1 km² couvrent plus de la moitié de la surface totale englacée de chaque massif (respectivement 57,5 % , 52 % et 52 %) alors que les glaciers < 0,5 km² en couvrent respectivement 21 % , 31,5 % et 26 %. Dans les autres massifs, les glaciers > 1 km² sont absents mais se sont les plus grands glaciers qui couvrent une vaste superficie tandis que les nombreux petits glaciers couvrent une petite superficie.

1 - La valeur de la médiane est ici proposée (et dans la suite du texte pour les superficies et longueurs moyennes) car la distribution des glaciers est log-normale et que cette valeur est plus parlante que l'écart type (ici, $\sigma = 1,67$ km²).

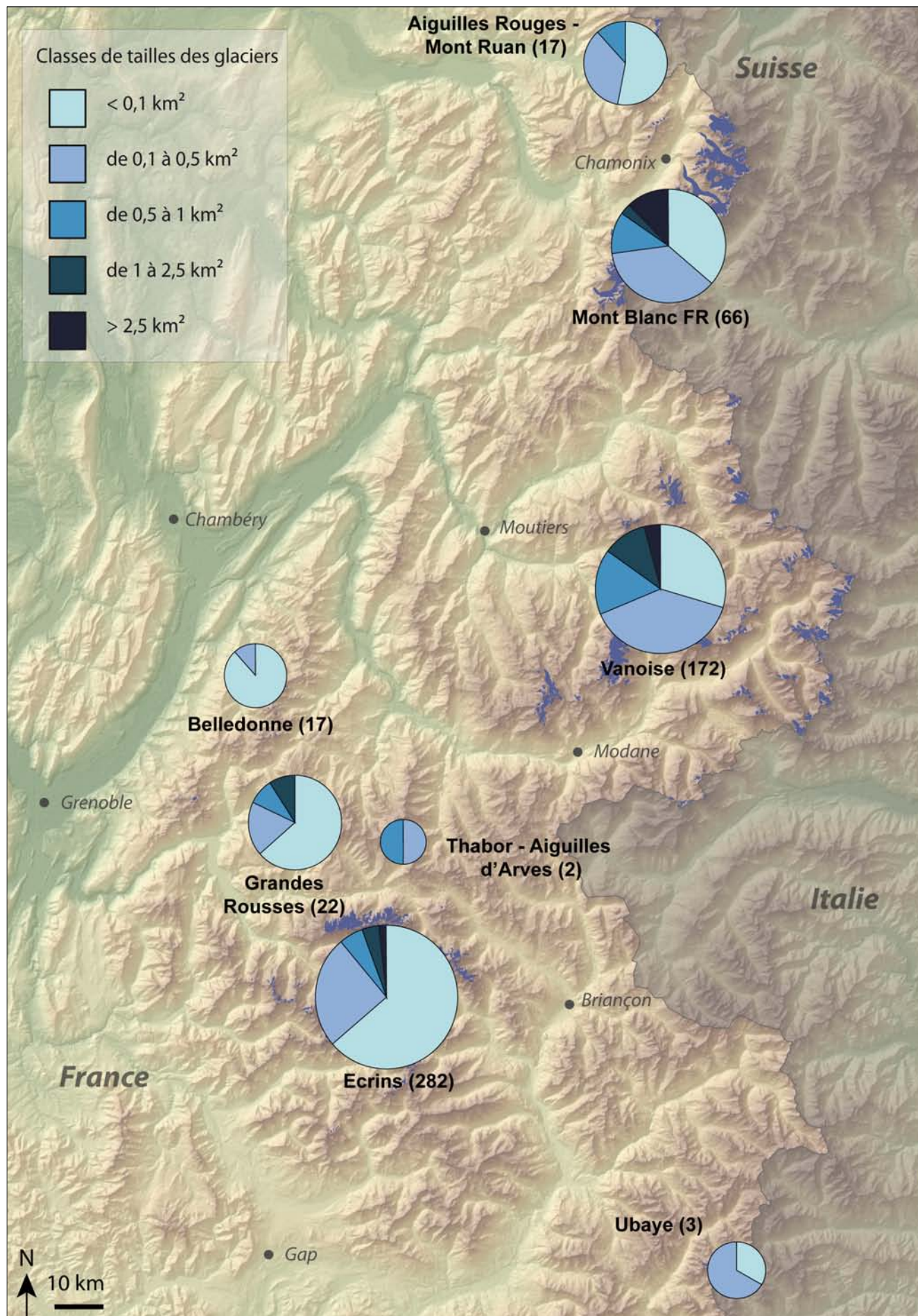


Fig.3-4.a : Répartition des glaciers des Alpes françaises en 2006-2009 par massifs selon 5 classes de taille. Le diagrammes est proportionnel au nombre de glacier par massif (indiqué entre parenthèses)

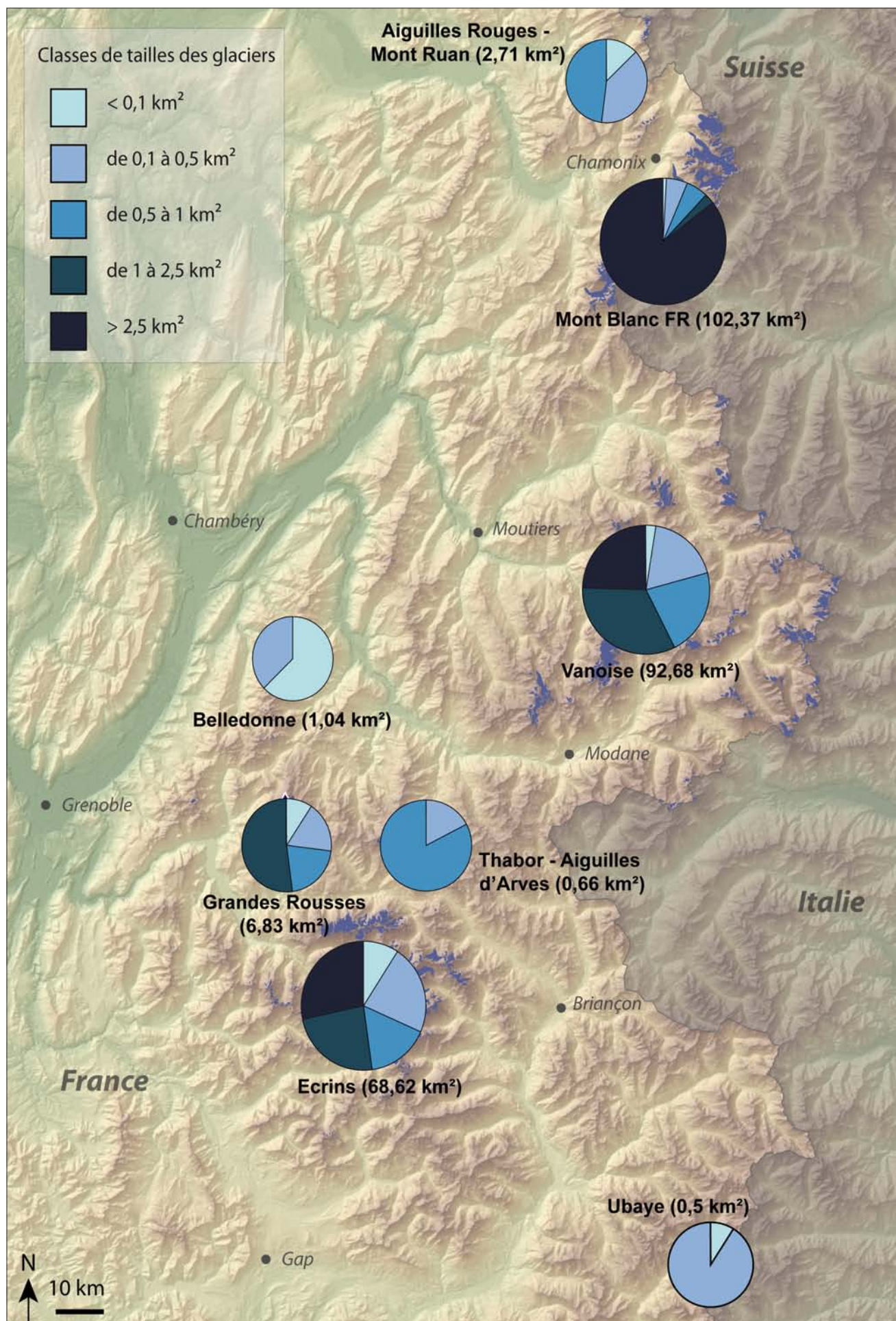


Fig.3-4.b : Répartition des glaciers des Alpes françaises en 2006-2009 par massifs selon 5 classes de taille. Le diamètre des diagrammes est proportionnel à la superficie englacée du massif (indiquée entre parenthèses).

Classes de taille (km ²)		Alpes fr.	Mt Blanc	Vanoise	Ecrins	Aig.Rges -Ruan	Belledonne	Gdes Rousses	Thabor - Aig. d'Arves	Ubaye
<0,1	Nbre	293	24	51	179	9	15	14	0	1
	S. (km ²)	11,11	0,98	2,25	6,20	0,33	0,65	0,65	0,00	0,05
0,1-0,5	Nbre	178	24	67	72	6	2	4	1	2
	S. (km ²)	41,40	5,60	17,12	15,47	1,07	0,39	1,18	0,12	0,46
0,5-1	Nbre	56	8	28	15	2	0	2	1	0
	S. (km ²)	40,00	5,51	20,11	11,10	1,31	0,00	1,42	0,55	0,00
1-2,5	Nbre	34	2	19	11	0	0	2	0	0
	S. (km ²)	52,81	2,59	30,30	16,36	0,00	0,00	3,57	0,00	0,00
>2,5	Nbre	20	8	7	5	0	0	0	0	0
	S. (km ²)	130,08	87,68	22,90	19,50	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	Nbre	581	66	172	282	17	17	22	2	3
	S. (km²)	275,41	102,36	92,68	68,62	2,71	1,04	6,83	0,66	0,50

Tab.3-3.a : Répartition (nombre et superficie) des glaciers des Alpes françaises par massifs et par classes de taille en 2006-2009. Valeurs absolues.

Classes de taille (km ²)		Alpes fr.	Mt Blanc	Vanoise	Ecrins	Aig.Rges -Ruan	Belledonne	Gdes Rousses	Thabor - Aig. d'Arves	Ubaye
<0,1	Nbre (%)	51,43	36,36	29,65	63,48	52,94	88,24	63,64	0,00	33,34
	S. (%)	4,03	0,96	2,43	9,04	12,80	62,75	9,46	0,00	9,06
0,1-0,5	Nbre (%)	30,64	36,36	38,95	25,53	35,29	11,76	18,18	50,00	66,67
	S. (%)	15,03	5,47	18,47	22,54	39,48	37,25	17,36	17,34	90,94
0,5-1	Nbre (%)	9,64	12,12	16,27	5,32	11,76	0,00	9,09	50,00	0,00
	S. (%)	14,52	5,38	21,70	16,17	48,34	0,00	20,83	82,66	0,00
1-2,5	Nbre (%)	5,85	3,03	11,04	3,90	0,00	0,00	9,09	0,00	0,00
	S. (%)	19,80	2,53	32,69	23,84	0,00	0,00	52,36	0,00	0,00
>2,5	Nbre (%)	3,44	12,12	4,06	1,77	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	S. (%)	47,23	85,65	24,71	28,41	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	Nbre (%)	100	11,36	29,43	48,54	2,93	2,75	3,79	0,34	0,52
	S. (%)	100	37,17	33,65	24,91	0,99	0,38	2,48	0,24	0,18

Tab.3-3.b : Répartition (nombre et superficie) des glaciers des Alpes françaises par massifs et par classes de taille en 2006-2009. Pourcentages par rapport aux valeurs totales.

b. Superficie et nombre de glaciers français par bassins versants

Les glaciers des Alpes françaises sont essentiellement répartis entre les bassins-versants de l'Isère (439 glaciers, couvrant 55 % de la superficie totale englacée), du Rhône (79 glaciers, 37 % de la superficie totale englacée) et de la Durance (61 glaciers, 7 % de la superficie totale englacée) (Tab.3-4.a et b). Nous rappelons que le bassin-versant du Rhône est le bassin-versant d'ordre 2 qui exclut la Saône, l'Isère et la Durance.

Dans chaque bassin-versant, les glaciers <0,5 km² sont les plus nombreux et couvrent une faible superficie alors que les glaciers > 2,5 km² sont peu nombreux mais couvrent une vaste superficie. La plus grande partie du massif du Mont Blanc français est située dans le bassin-versant du Rhône. Par conséquent, la même tendance que celle qui existe à l'échelle des massifs apparaît : les glaciers du bassin-versant du Rhône > 1 m² représentent ~85 % de la superficie englacée du bassin-versant quand ceux <0,5 km² en représentent ~7 %. Dans les bassins-versant de la Durance et de l'Isère, les glaciers <0,5 km² et >1 km² occupent respectivement moins de 30 % et plus de 80 % de la surface englacée.

Classes de taille (km ²)		Alpes fr.	Rhône*	Isère	Durance	Italie
< 0,1	Nbre	293	31	226	35	1
	S. (km ²)	11,11	1,20	8,38	1,49	0,03
0,1 - 0,5	Nbre	178	29	130	18	1
	S. (km ²)	41,40	6,35	30,79	4,07	0,19
0,5 - 1	Nbre	56	10	42	4	0
	S. (km ²)	40,00	6,82	30,00	3,18	0,00
1 - 2,5	Nbre	34	1	31	2	0
	S. (km ²)	52,81	1,23	48,77	2,82	0,00
> 2,5	Nbre	20	8	10	2	0
	S. (km ²)	130,08	87,68	33,64	8,76	0,00
Total	Nbre	581	79	439	61	2
	S. (km²)	275,41	103,29	151,58	20,32	0,23

Tab.3-4.a : Répartition (nombre et superficie) des glaciers des Alpes françaises par bassins-versants et par classes de taille en 2006-2009, en valeur absolue.

*Bassin versant d'ordre 2, qui exclu les bassins-versants de la Saône, de l'Isère et de la Durance

Classes de taille (km ²)		Alpes fr.	Rhône*	Isère	Durance	Italie
< 0,1	Nbre (%)	50,43	39,24	51,48	57,38	50,00
	S. (%)	4,03	1,16	5,53	7,35	15,04
0,1 - 0,5	Nbre (%)	30,64	36,71	29,61	29,51	50,00
	S. (%)	15,03	6,15	20,31	20,02	84,96
0,5 - 1	Nbre (%)	9,64	12,66	9,57	6,56	0,00
	S. (%)	14,52	6,61	19,79	15,63	0,00
1 - 2,5	Nbre (%)	5,85	1,27	7,06	3,28	0,00
	S. (%)	19,18	1,19	32,17	13,88	0,00
> 2,5	Nbre (%)	3,44	10,13	2,28	3,28	0,00
	S. (%)	47,23	84,89	22,19	43,12	0,00
Total	Nbre (%)	100	13,60	75,56	10,50	0,34
	S. (%)	100	37,50	55,04	7,38	0,08

Tab.3-4.b : Répartition (nombre et superficie) des glaciers des Alpes françaises par bassins-versants et par classes de taille en 2006-2009, en pourcentages par rapport aux valeurs totales.

*Bassin versant d'ordre 2, qui exclut les bassins-versants de la Saône, de l'Isère et de la Durance

3.1.2 Caractéristiques topographiques des glaciers

Les principales caractéristiques topographiques (longueur, exposition moyenne, altitudes minimale, maximale et moyenne, pente moyenne, type et forme) des glaciers sont présentées et analysées par massif, exposition et classes de taille.

a. Longueur

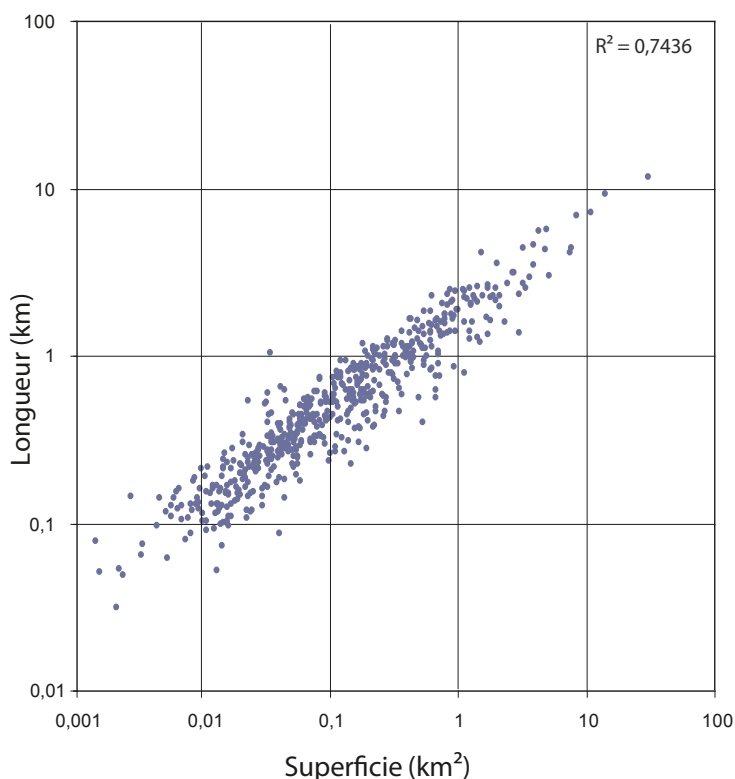
La longueur moyenne des glaciers des Alpes françaises est de 0,8 km (Me = 0,46 km) avec des valeurs très variables : de 31 m à 11,8 km. 76 % des glaciers mesurent moins d'1 km de long alors que moins de 10 % d'entre eux mesurent plus de 2 km (Tab.3-5 ; Annexe 3-1).

Classes (m)	Nombre de glaciers	
	Val. abs.	%
< 200	105	18,07
200 - 500	189	32,53
500 - 1000	148	25,47
1000 - 2000	90	15,49
2000 - 4000	37	6,37
> 4000	12	2,07

Tab.3-5: Distribution des glaciers des Alpes françaises selon les classes de longueur (en valeur absolue et en pourcentage par rapport au nombre total) en 2006-2009.

La longueur moyenne des glaciers du massif du Mont Blanc est la plus grande (1491 m), celle des glaciers de Belledonne est la plus petite (348 m). Dans les autres massifs, la longueur moyenne varie entre 514 et 967 m.

La longueur moyenne des glaciers exposés à l'E, au SE et à l'W est la plus faible (< 620 m). Les glaciers exposés au N ont la plus grande longueur moyenne (957 m).



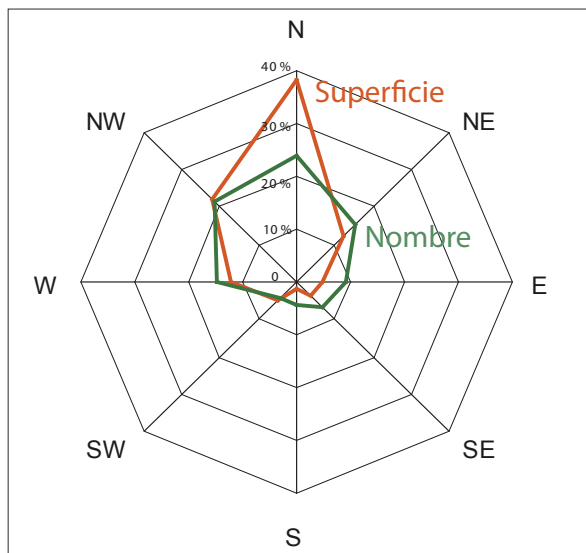
Il existe une forte corrélation entre la superficie des glaciers et leur longueur moyenne (Fig.3-5) : les plus petits glaciers ont la longueur moyenne la plus faible (227 m pour les glaciers <0,1 km²) tandis que les plus grands glaciers ont la longueur moyenne la plus grande (4,6 km pour les glaciers >2,5 km²).

La plupart des glaciers > 4 km sont situés dans les massifs du Mont Blanc (67 %) et des Écrins (25 %), mais les Écrins concentrent le plus grand nombre de glaciers < 200 m (70 %). Il n'y a pas de glaciers > 4 km exposés au SE et au S : la plupart d'entre eux sont exposés au N (42 %) et au NW (25 %). Plus de 90 % des glaciers > 4 km sont des glaciers >2,5 km² tandis que la totalité des glaciers < 200 m sont <0,1 km².

Fig.3-5 : Longueur des glaciers des Alpes françaises en fonction de leur superficie en 2006-2009.

b. Exposition moyenne

La plupart des glaciers des Alpes françaises sont exposés au NW, N et NE (60 % de la superficie totale et plus de 70 % du nombre), tandis qu'ils sont peu présents du SE au SW (10 % de la superficie et 15 % du nombre) (Tab.3-6 ; Fig.3-6).



Exposition moyenne	Superficie		Nombre	
	val. abs. (km²)	%	val. abs.	%
N	106,87	38,81	140	24,10
NE	33,91	12,31	87	14,97
E	13,24	4,81	53	9,12
SE	11,25	4,09	40	6,88
S	3,08	1,12	27	4,65
SW	14,34	5,21	26	4,48
W	33,34	12,11	86	14,80
NW	59,35	21,55	122	21,00

Tab.3-6: Répartition des glaciers des Alpes françaises en 2006-2009 selon leur exposition moyenne, par rapport à la superficie totale englacée et au nombre total de glaciers.

Fig.3-6: Distribution de la superficie totale et du nombre de glaciers des Alpes françaises en 2006-2009 selon leur exposition moyenne.

Des tendances similaires sont observables à l'échelle des massifs (Fig.3-8 ; Annexe 3-2) bien qu'il existe des exceptions. Dans le massif du Mont Blanc, les glaciers exposés du NE au SW sont quasiment absents du fait de la prise en compte dans cette étude du seul versant français. Les petits massifs (Belledonne, Grandes Rousses, Thabor – Aiguilles d'Arves, Ubaye), aux faibles superficies englacées (respectivement 1,04 km², 6,83 km², 0,66 km² et 0,5 km²) et au petit nombre de glaciers (respectivement 17, 22, 2 et 3), présentent des tendances plus contrastées. Dans le massif des Grandes Rousses, la dissymétrie du massif apparaît clairement : le versant E est le plus englacé, recouvert par un petit nombre de grands glaciers, tandis que le versant W est couvert par de nombreux petits glaciers issus du morcèlement d'un glacier autrefois plus vaste.

Des tendances similaires sont également observables selon les classes de taille (Fig.3-7 et Annexe 3-2) : la plupart des glaciers <1 km² sont exposés au NW, N et NE (65 % de la superficie et 60 % du nombre) tandis qu'ils sont peu nombreux du SE au SW (13 % de la superficie et 17 % du nombre). Parmi les 54 glaciers >1 km², plus de la moitié (38) sont exposés du NW au NE alors qu'ils sont peu nombreux à être exposés à l'E, au SE et à l'W; aucun n'est exposé au S.

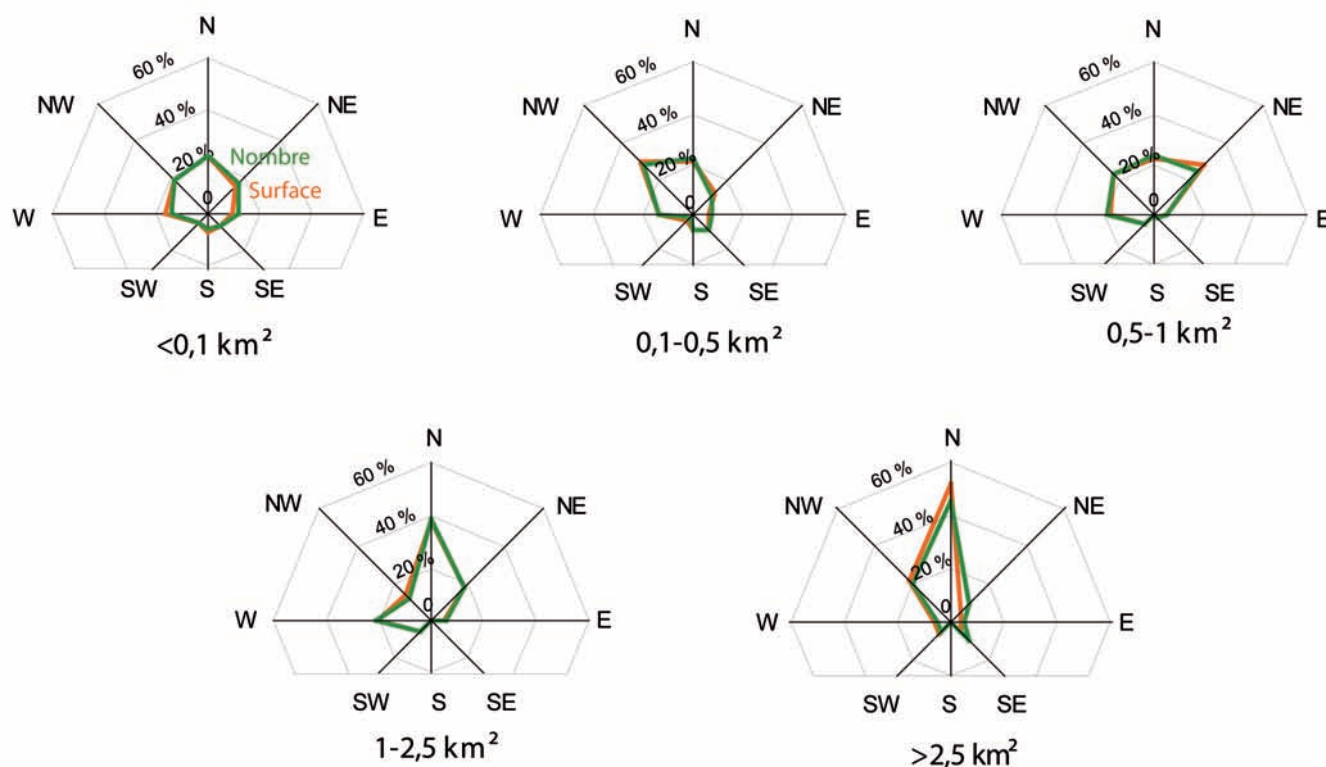


Fig.3-7 : Distribution par classes de taille de la superficie englacée et du nombre des glaciers des Alpes françaises en 2006-2009 selon leur exposition moyenne. Les données associées sont présentées en Annexe 3-2.

c. Altitudes minimales, maximales et moyennes

L'altitude frontale (altitude minimale) moyenne des glaciers français est de 2840 m ($\sigma = 286$) (Tab.3-7 ; Fig.3-9 ; Fig.3-10). Les altitudes les plus basses (Annexe 3-3) sont atteintes par les glaciers du massif du Mont Blanc : le glacier des Bossons (1429 m), la Mer de Glace (1531 m), le glacier d'Argentière (1590 m), etc. Dans les massifs des Ecrins et de la Vanoise, les altitudes frontales les plus basses sont atteintes par des glaciers noirs : le glacier Noir (2174 m) et le glacier de Pramort (2325 m). Les altitudes

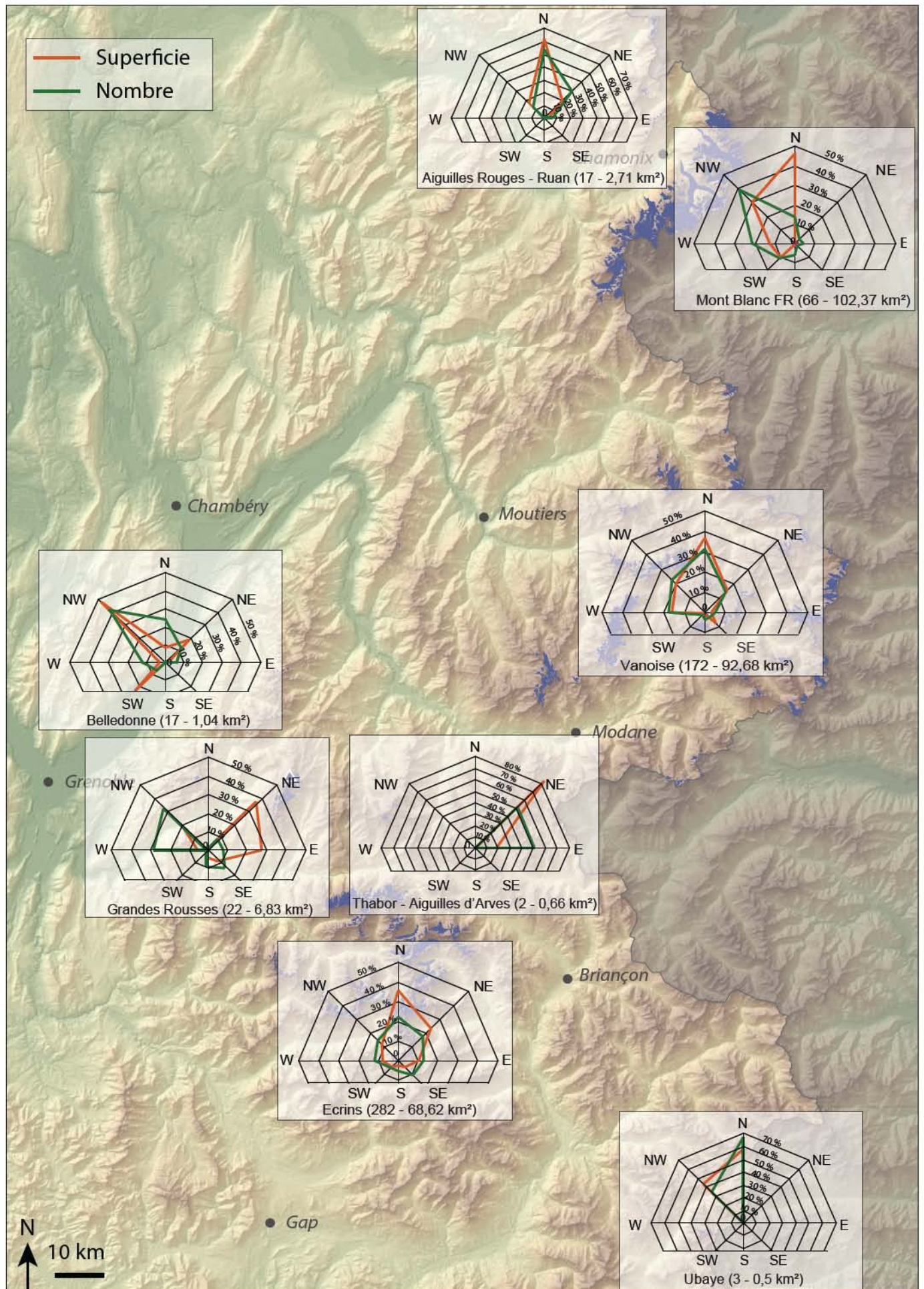


Fig.3-8: Distribution par massifs (du nombre et de la surface englacée) des glaciers des Alpes françaises en 2006-2009 selon leur exposition moyenne

frontales moyennes des massifs des Aiguilles Rouges – Mont Ruan, de Belledonne et du Mont Blanc sont les plus basses (respectivement 2526 m, 2529 m et 2672 m), tandis que celles des autres massifs sont proches de l'altitude moyenne de l'ensemble des glaciers des Alpes françaises.

La dispersion des altitudes frontales est plus grande dans le massif du Mont Blanc que dans les massifs de la Vanoise et des Écrins (Fig.3-9) : les écarts interquartiles sont respectivement de 574, 259 et 323. La moitié des glaciers du massif du Mont Blanc ont des altitudes frontales comprises entre 2419 et 2993 m.

L'altitude maximale moyenne des glaciers des Alpes françaises est de 3210 m ($\sigma = 289$), avec une valeur maximale au glacier des Bossons (4806 m; la différence constatée avec les mesures récentes (4810 m) est à imputer à la résolution du MNT), et une valeur minimale au glacier du Grand Armet (2324 m, petit glacier de 0,02 km² dans le massif des Écrins (Annexe 3-3)). Les altitudes maximales moyennes des glaciers des massifs des Écrins et de la Vanoise sont proches de celles atteintes par les glaciers des Alpes françaises, tandis que celle dans le massif du Mont Blanc est plus élevée (3367 m). A l'inverse, elles sont généralement plus basses dans les autres massifs (< 2800 m dans les massifs de Belledonne et des Aiguilles Rouges). La dispersion des données est légèrement moindre que pour les altitudes frontales moyennes et reste maximale dans le massif du Mont Blanc.

La moyenne des altitudes moyennes des glaciers des Alpes françaises est de 3019 m ($\sigma = 240$), proche de celle des massifs du Mont Blanc, de la Vanoise et des Écrins, comprise entre 3010 m et 3080 m. Les valeurs extrêmes sont moins distantes que pour les altitudes frontales et maximales moyennes.

Cette moyenne des altitudes moyennes des glaciers des Alpes françaises est proche de l'altitude moyenne de la LEG estimée par Rabatel *et al.* (2013b) à 3035 ± 120 m entre 1984 et 2010.

<i>Massif</i>	<i>alt. min.(m)</i>	<i>alt. max.(m)</i>	<i>alt. moy.(m)</i>
Mont Blanc	2672 (442)	3367 (427)	3013 (295)
Vanoise	2891 (217)	3270 (211)	3077 (186)
Ecrins	2884 (262)	3200 (252)	3036 (231)
Aiguilles Rouges	2526 (167)	2760 (78)	2638 (114)
Belledonne	2529 (156)	2719 (86)	2610 (134)
Grandes Rousses	2856 (137)	3111 (177)	2976 (113)
Thabor	2882 (152)	3288 (64)	3063 (142)
Ubaye	2854 (163)	3163 (105)	2984 (130)
Alpes françaises	2840 (286)	3210 (289)	3019 (240)

Tab.3-7 : Valeurs moyennes des altitudes minimale, maximale et moyenne des glaciers des Alpes françaises en 2006-2009 par massifs (écarts types entre parenthèses).

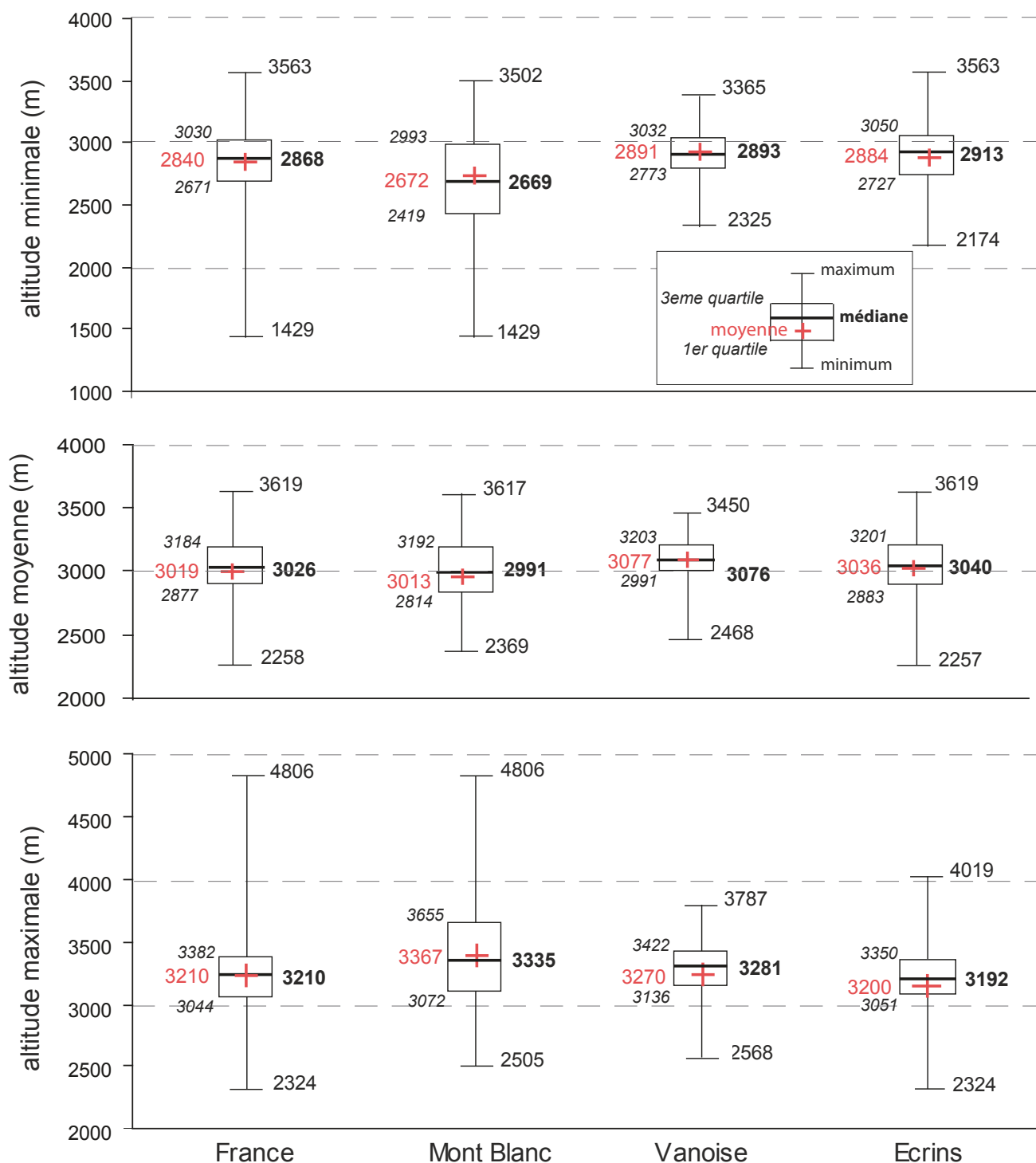


Fig.3-9: Altitudes minimale, moyenne et maximale moyennes des glaciers des Alpes françaises et des 3 principaux massifs englacés français en 2006-2009.

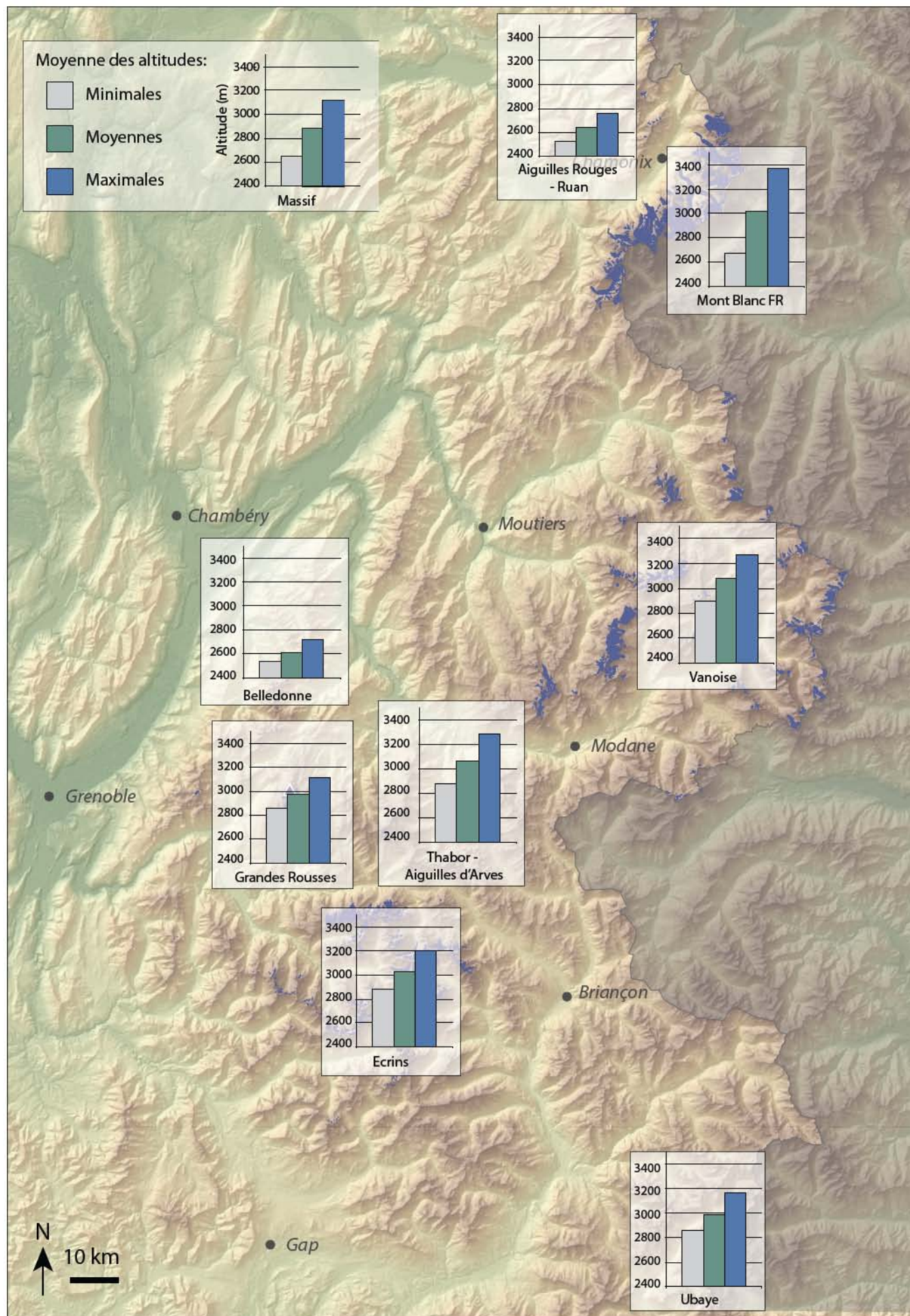


Fig.3-10: Moyennes des altitudes minimales, moyennes et maximales des glaciers des Alpes françaises en 2006-2009 par massif.

Les graphiques des altitudes minimales (frontales), maximales et moyennes des glaciers des Alpes françaises en fonction de leur taille (Fig.3-11) font faiblement apparaître que les plus grands glaciers ont les altitudes minimales les plus basses et les altitudes maximales les plus élevées; aucune tendance n'apparaît pour les plus petits glaciers dont le nuage de point est très dispersé. Aucune tendance n'apparaît non plus pour les altitudes moyennes de l'ensemble des glaciers.

Des tendances se dégagent plus nettement des moyennes par classe de taille (Fig.3-11 ; Tab.3-8). L'altitude frontale diminue avec l'augmentation de la taille du glacier : 2948 m pour les glaciers $<0,1 \text{ km}^2$ et 2300 m pour ceux $>2,5 \text{ km}^2$. L'altitude maximale moyenne des glaciers augmente avec leurs taille, passant de 3114 m pour les glaciers $<0,1 \text{ km}^2$ à 3780 m pour les glaciers $>2,5 \text{ km}^2$. En revanche, aucune tendance n'apparaît au niveau des moyennes des altitudes moyennes; proches de 3000 m pour toutes les classes de taille.

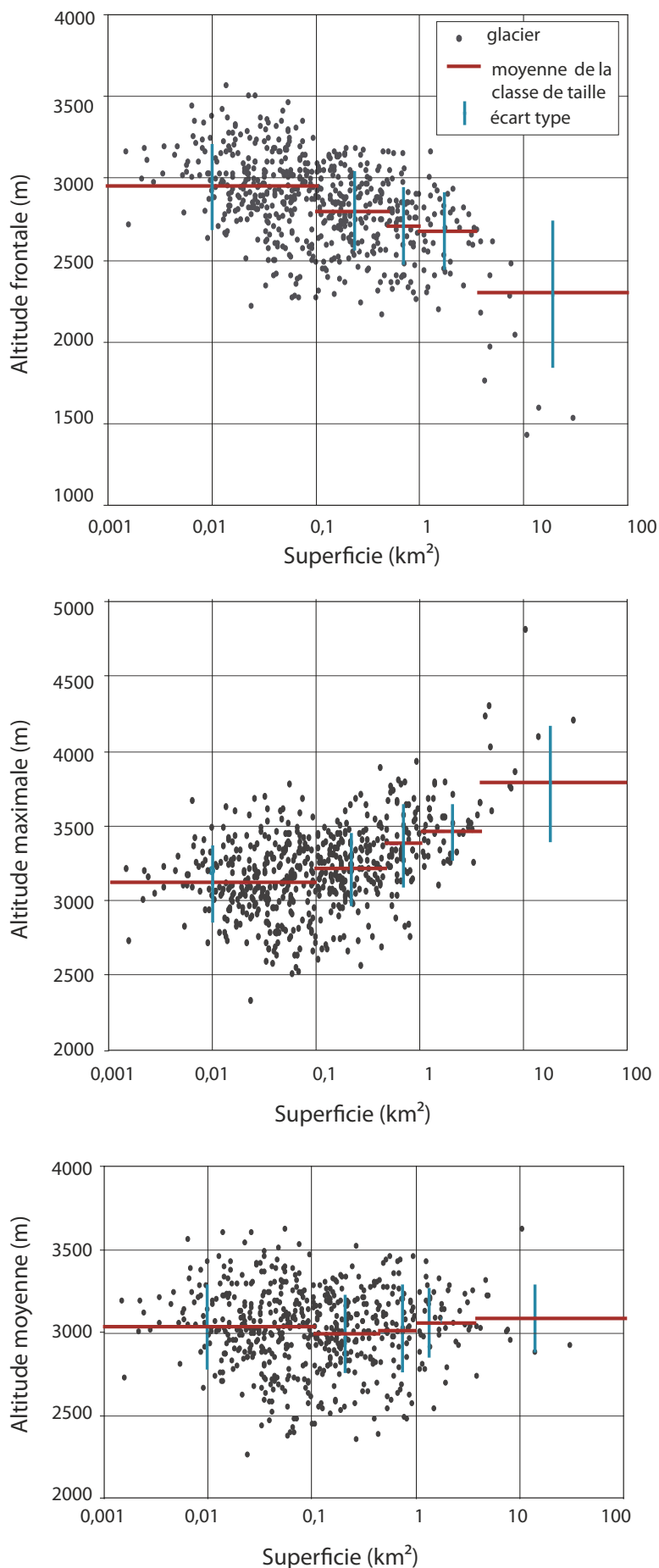


Fig.3-11: Altitudes minimales (frontales), maximales et moyennes des glaciers des Alpes françaises en 2006-2009 en fonction de leur taille: valeurs individuelles et moyennes de chaque classe de taille. Échelle logarithmique pour la superficie.

classes de taille	alt. min. (m)	alt. max. (m)	alt. moy. (m)
< 0,1 km ²	2948 (251)	3114 (248)	3029 (250)
0,1 - 0,5 km ²	2799 (231)	3207 (234)	2990 (227)
0,5 - 1 km ²	2704 (227)	3366 (270)	3015 (262)
1 - 2,5 km ²	2673 (227)	3458 (179)	3057 (204)
> 2,5 km ²	2300 (439)	3780 (384)	3083 (192)

Tab.3-8: Valeurs moyennes des altitudes minimales, maximales et moyennes des glaciers des Alpes françaises en 2006-2009, par classes de taille (écarts types entre parenthèses).

Plusieurs tendances s'observent en fonction de l'exposition des glaciers (Tab.3-9 ; Fig.3-12). Comme toujours dans l'hémisphère nord, les altitudes minimales sont plus élevées pour les glaciers exposés au SE, au S et au SW (respectivement 3004 m, 3035 m et 3015 m) que pour les glaciers exposés au NW, au N et au NE (respectivement 2798 m, 2751 m, et 2750 m), ceux-ci ont des altitudes moyennes plus basses (respectivement 2990 m, 2968 m, et 2938 m) que ceux-là (respectivement 3145 m, 3146 m et 3192 m). Les altitudes frontales moyennes et les moyennes des altitudes moyennes des glaciers exposés NW à NE sont 250 m et 190 m plus basses que les glaciers exposés SW à SE.

Aucune relation claire n'apparaît entre les altitudes maximales moyennes et l'exposition des glaciers.

Exposition	alt. min.(m)	alt. max.(m)	alt. moy.(m)
N	2751 (323)	3191 (335)	2968 (263)
NE	2750 (240)	3125 (292)	2938 (234)
E	2935 (245)	3181 (250)	3053 (215)
SE	3006 (224)	3298 (244)	3150 (220)
S	3031 (147)	3265 (214)	3142 (176)
SW	2999 (293)	3385 (277)	3176 (231)
W	2891 (234)	3234 (234)	3058 (187)
NW	2800 (292)	3210 (288)	2991 (237)

Tab.3-9 : Valeurs moyennes des altitudes minimales, maximales et moyennes des glaciers des Alpes françaises en 2006-2009, en fonction de leur orientation (écarts types entre parenthèses).

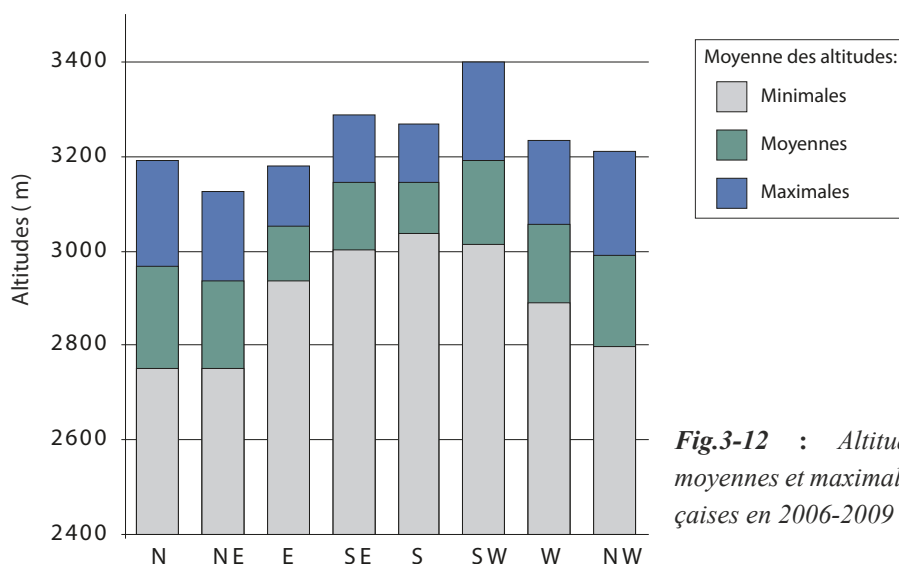
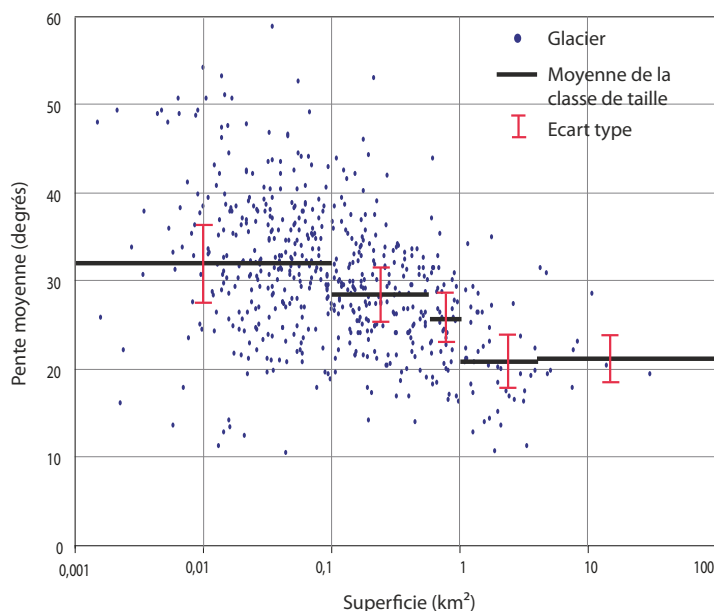


Fig.3-12 : Altitudes minimales (frontales), moyennes et maximales des glaciers des Alpes françaises en 2006-2009 en fonction des expositions.

d. Pente moyenne

La pente moyenne des glaciers français est de 30° ($\sigma = 8^\circ$). Les grands glaciers ont généralement une pente moyenne plus faible que les petits glaciers: $32,7^\circ$ pour les glaciers $<0,1 \text{ km}^2$, contre $< 22^\circ$ pour les glaciers $>1 \text{ km}^2$ (Tab.3-10 ; Fig.3-13).

Aucune tendance n'apparaît à l'échelle des massifs ou selon l'exposition des glaciers (Tab.3-11).



Classes de taille	Pente moyenne (°)
$< 0,1 \text{ km}^2$	32,74 (9)
0,1 - 0,5 km^2	28,94 (6)
0,5 - 1 km^2	25,87 (6)
1 - 2,5 km^2	21,81 (6)
$> 2,5 \text{ km}^2$	21,27 (5)

Tab.3-10: Pentes moyennes des glaciers des Alpes françaises en 2006-2009 en fonction des classes de taille (écarts type entre parenthèses).

Fig.3-13 : Pente moyenne des glaciers des Alpes françaises en 2006-2009 en fonction de leur taille:

	pente moyenne (°)	
Massifs	Aiguilles Rouges - Ruan	27,12 (6)
	Belledonne	31,18 (6)
	Ecrins	32,46 (8)
	Grandes Rousses	27,90 (8)
	Mont Blanc	32,32 (8)
	Thabor - Aig. d'Arves	23,48 (6)
	Ubaye	36,90 (8)
	Vanoise	25,22 (7)
Expositions	N	31,06 (9)
	NE	29,50 (9)
	E	28,82 (7)
	SE	30,02 (6)
	S	27,09 (6)
	SW	28,22 (5)
	W	28,67 (8)
	NW	31,15 (9)

Tab.3-11: Pentes moyennes des glaciers des Alpes françaises en 2006-2009 par massifs et expositions (écarts type sont indiqués entre parenthèses).

e. Type et forme des glaciers

La plupart des glaciers des Alpes françaises sont des *glaciers de montagne* (50 %) et des *glacierets* (42 %) (Tab.3-13 ; Fig.3-14). Les 8 % restant sont des *glaciers de vallée* et des *placages de glace*.

Cette distribution se retrouve dans les massifs des Écrins et de la Vanoise, où le nombre de *glacierets* et de *glaciers de montagne* est largement dominant : respectivement 53 % et 39 % dans les Écrins, 30 % et 66 % en Vanoise (Fig.3-15 ; Annexe 3-4). Dans les massifs de Belledonne, de l'Ubaye, du Thabor –Aiguilles d'Arves, des Grandes Rousses et des Aiguilles Rouges – Ruan, ces deux types de glaciers sont les seuls

présents, avec une domination du nombre de *glacierets* hormis dans le massif des Aiguilles Rouges –Ruan. Dans le massif du Mont Blanc, les glacierets sont moins nombreux (10 %) que les *glaciers de vallées* et des *placages de glace* (respectivement 12 % et 15 %), les *glaciers de montagne* sont largement majoritaires (62 %).

La forme des glaciers français est le plus souvent indéterminée ("*autre*") car cette catégorie correspond la plupart du temps à de très petits glaciers en voie de disparition (dont le type correspond à "*glacieret*"). 39 % des glaciers sont des *glaciers de cirque*, moins de 15 % sont des *glaciers de paroi*, à *bassins simple* ou *composés* ou *appartiennent à de petites calottes glaciaires* (Tab.3-12 ; Fig.3-14).

Cette tendance se retrouve à nouveau à l'échelle des massifs (Fig.3-16 ; Annexe 3-4). Dans les petits massifs, seuls les *glaciers de cirque* et "*autres*" sont représentés. Ces deux catégories sont majoritaires dans les massifs de la Vanoise et des Écrins (respectivement 54 % et 28 % de glaciers de cirque) tandis que les autres catégories de forme correspondent à moins de 15 % des glaciers. Dans le massif du Mont Blanc, les *glaciers de cirque* sont dominants (41 %), mais les *glaciers de parois* sont également bien représentés (20 %). Du fait de leur bassin bien marqué, les glaciers de Taconnaz et des Bossons ont été considérés comme des *bassins simple*. Ils auraient également pu entrer dans la catégorie des glaciers *appartenant à de petites calottes glaciaires*, ce qui aurait eu pour conséquence de représenter cette catégorie de glacier dans ce massif où elle est absente.

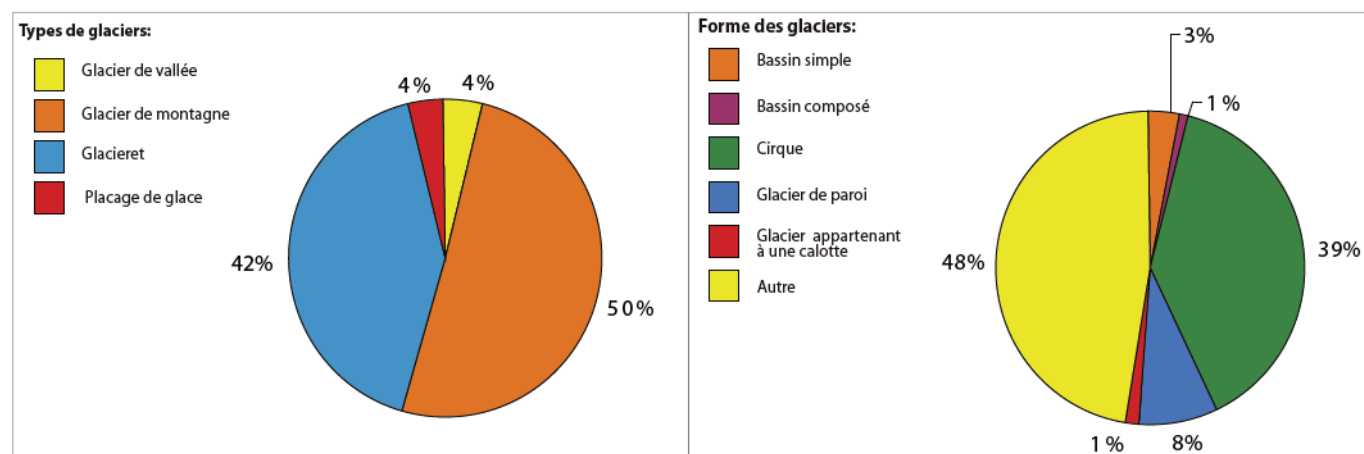


Fig.3-14: Répartition du nombre de glaciers des Alpes françaises en 2006-2009 (valeur absolue et pourcentages) selon leur type et leur forme.

TYPE	Nombre		FORME	Nombre	
	Nombre	Nombre (%)		Nombre	Nombre (%)
Glaciers de vallée	24	4,1	Bassin simple	20	3,4
Glaciers de montagne	290	49,9	Bassin composé	5	0,9
Glacierets	245	42,2	Cirque	224	38,5
Placage de glace	22	3,8	Glaciers de parois	48	8,3
			Appartenant à une calotte	7	1,2
			Autre	277	47,7

Tab.3-12: Répartition du nombre de glaciers des Alpes françaises en 2006-2009 (valeurs absolues et pourcentages) selon leur type et leur forme.

L'étude de la répartition du nombre de glaciers selon leur type et leur forme en fonction de leur exposition ne fait apparaître aucune tendance (Fig.3-17). Nous pouvons constater qu'aucun *glacier de vallée* ni *placage de glace* n'est exposé au S et au SE et que les glaciers à *bassin simple* ou *composé* sont absents des expositions SE, S et SW.

La répartition du nombre de glaciers selon les classes de taille (Fig.3-18) montre que les *glaciers de vallées* sont de grands glaciers, tandis que les *glacierets* sont (par définition) de petits glaciers de notre échantillon :

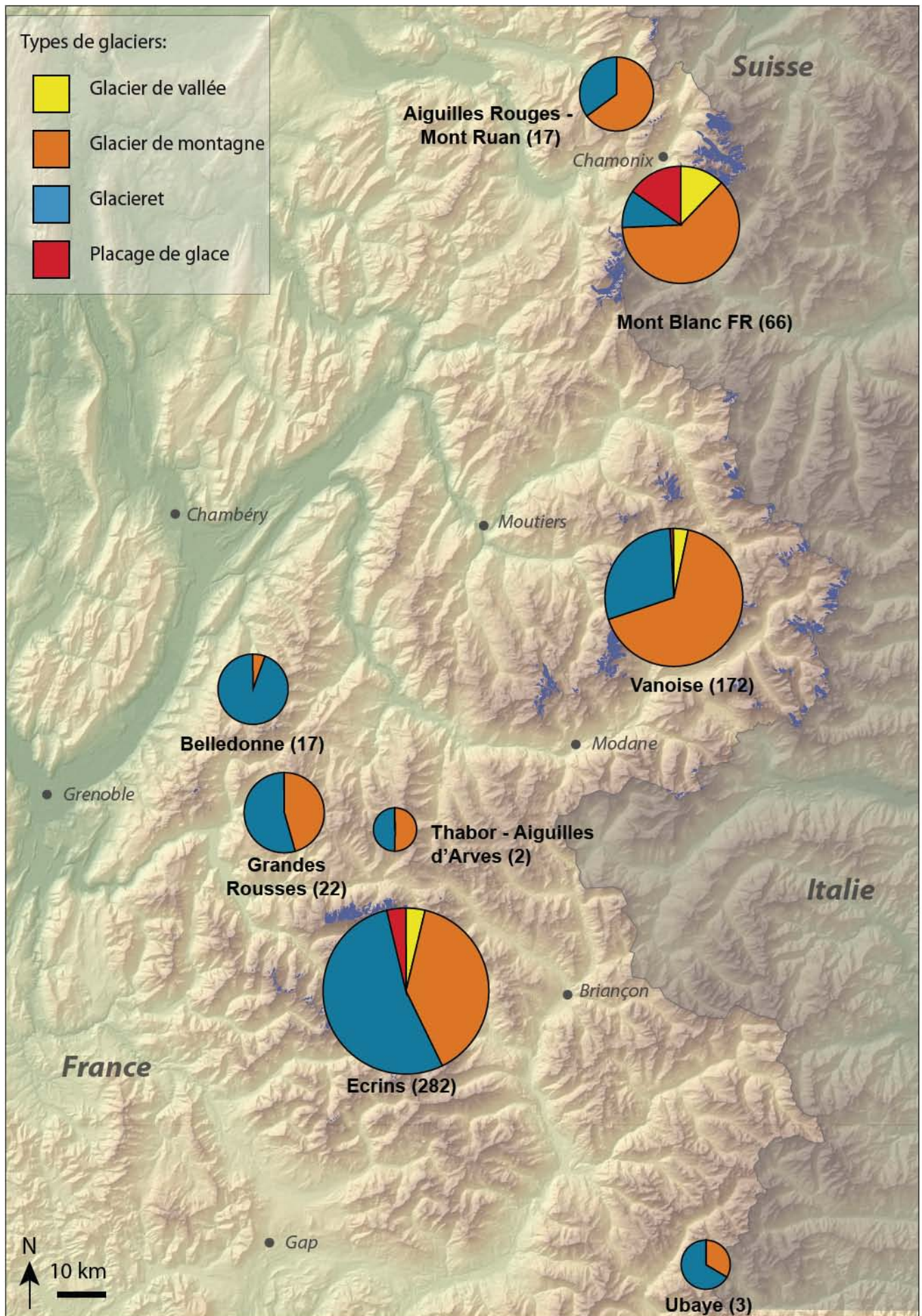


Fig.3-15 : Répartition par massifs du pourcentage de glaciers des Alpes françaises selon leur type en 2006-2009 (nombre de glaciers dans les massifs entre parenthèses).

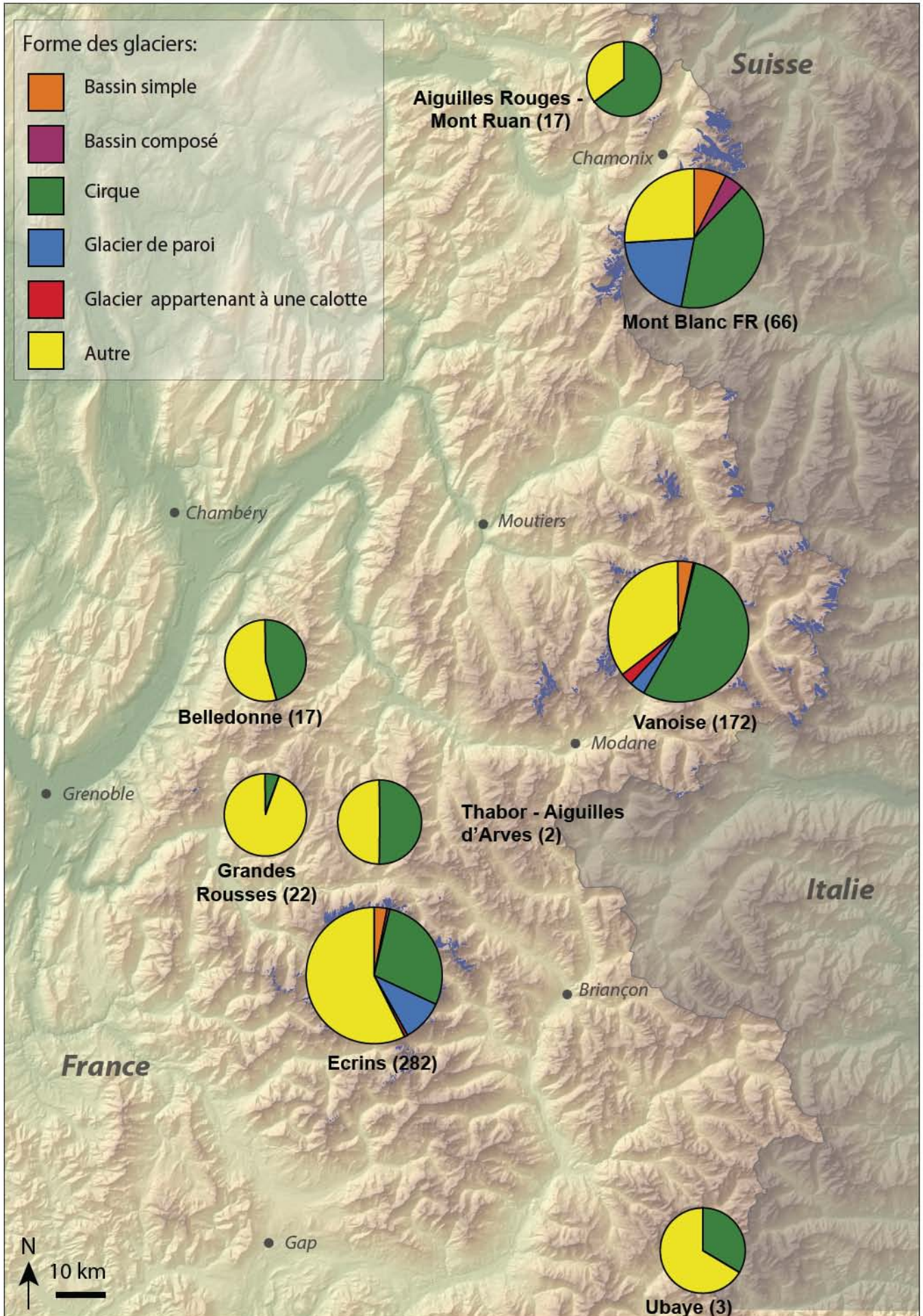


Fig.3-16 : Répartition par massifs du pourcentage de glaciers des Alpes françaises selon leur forme en 2006-2009 (nombre de glaciers dans les massifs entre parenthèses).

60 % des glaciers $> 2,5 \text{ km}^2$ sont des *glaciers de vallée*, et 60 % des glaciers $< 0,5 \text{ km}^2$ sont des *glacierets*. Les *placages de glace* sont également de petits glaciers ($< 0,5 \text{ km}^2$). Les *glaciers de montagne* sont présents dans toutes les classes de taille.

La forme des glaciers est également liée à leur taille ; les *bassins simples* et *composés* ainsi que les *glaciers qui appartiennent à une calotte* sont essentiellement des glaciers $> 1 \text{ km}^2$, la catégorie "autre" est essentiellement représentée dans la classe des glaciers $< 0,5 \text{ km}^2$ (83 %), ce qui est à mettre en relation avec le type de glacier "glacieret".

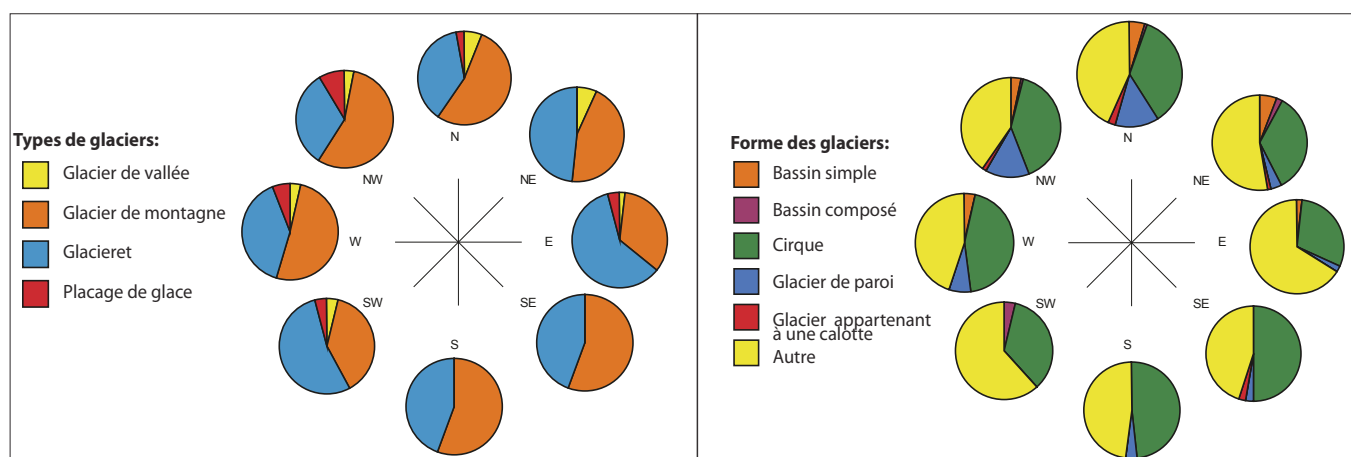


Fig.3-17: Distribution par exposition du nombre (en pourcentage) de glaciers des Alpes françaises en 2006-2009 selon leur type et leur forme.

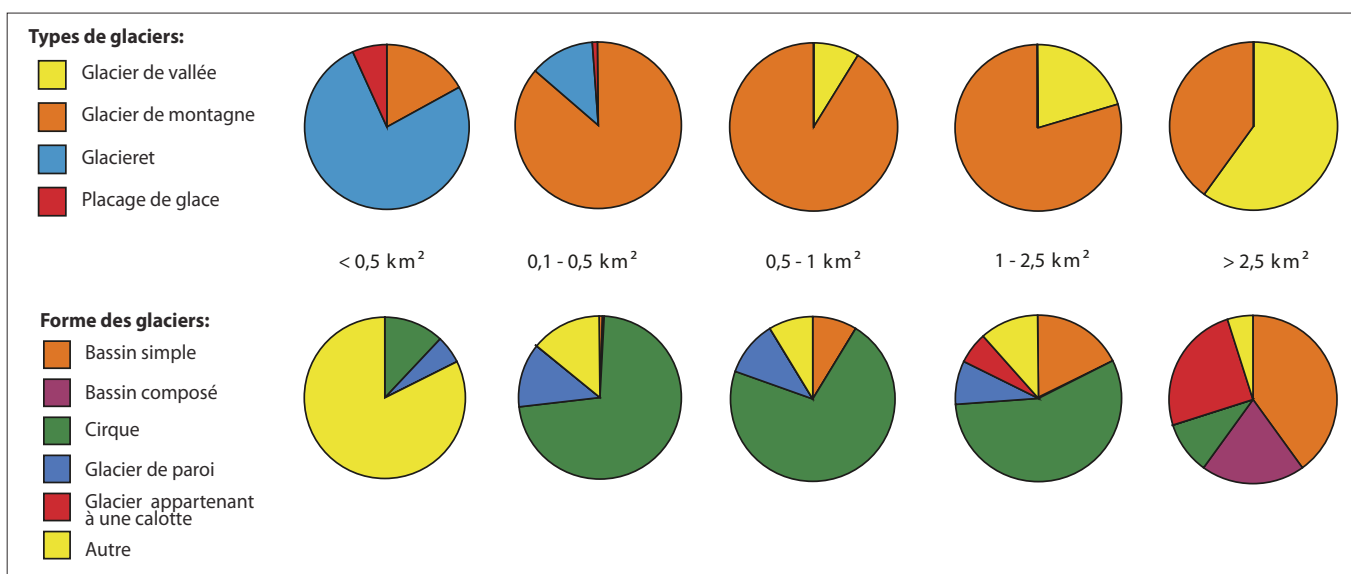


Fig.3-18: Distribution par classes de taille du nombre (en pourcentage) de glaciers des Alpes françaises en 2006-2009 selon leur type et leur forme.

3.1.3. Extension de la couverture détritique supraglaciaire continue

L'extension des couvertures détritiques supraglaciaires continues et non continues a été cartographiée pour chaque glacier à partir des orthophotographies de 2006-2009. S'il existe quelques données ponctuelles (*ex*: Guisset, 2003 ; Gardent 2009 ; Martin, 2011 ; Perrel, 2012), aucune cartographie exhaustive n'était disponible avant ce travail pour les Alpes françaises.

Nous regrettons l'absence de données fiables sur les cartes topographiques de l'IGN, qui aurait permis de réaliser une étude diachronique des couvertures détritiques supraglaciaires et de son évolution, en lien avec le retrait glaciaire. Les débris supraglaciaires n'ont en effet pas été cartographiés, sauf pour les principaux glaciers noirs (*ex*: glaciers de Bonne Pierre, d'Arsine, de Tré-la-Tête). De plus, plusieurs erreurs de cartographie concernant les glaciers noirs ont été relevées: par exemple, la couverture détritique supraglaciaire n'a pas été considérée et/ou l'extension du glacier s'arrête à l'amont de cette dernière (*ex*: glacier de Pramort, glacier de Marinnet). Lorsque l'extension de la couverture détritique figure sur les cartes, elle reste difficilement exploitable, car aucune indication concernant la date de levé n'est fournie alors qu'elle peut être différente de la date de levé du glacier.

Dans certains cas, la limite entre parties couverte et non couverte est claire grâce au contraste de couleur et de texture qui existe entre les débris rocheux (tons grisés, granuleux) et la glace vive (blanc, lisse). Mais la plupart du temps, cette limite est assez floue car la couverture détritique s'épaissit de l'amont vers l'aval, la glace devient progressivement de plus en plus grisée, et aucune limite ne se distingue nettement. Nous avons distingué la couverture détritique non continue (voile détritique), zone de transition entre couverture détritique continue et la glace vive, de la couverture détritique continue, caractérisée par une topographie accidentée et l'absence d'affleurements de glace (*cf.* 2.3.3).

Le secteur amont de la couverture détritique supraglaciaire peut être masquée par la neige résiduelle. Son extension est alors difficile à déterminer puisque, selon la position de la ligne de neige, elle sera variable d'une année à une autre. Les images aériennes utilisées ont été réalisées entre la mi-août et le début du mois de septembre, soit un mois environ avant la fin de la saison d'ablation. La superficie des couvertures détritiques est donc probablement un peu sous-estimée, surtout dans le massif des Écrins, où la neige résiduelle est présente sur les orthophotographies de 2009.

L'extension des couvertures détritiques qui a été relevée est celle à la date des images aériennes. Les données sur les voiles détritiques, très incertaines, ne sont proposées qu'à titre indicatif et ne sont pas analysées.

Les effets de la couverture détritique sur la dynamique glaciaire ont été développés dans de nombreuses études (*ex*: Deline, 2002 ; Kirkbride, 2000 ; Nicholson et Benn, 2006) : de faibles fluctuations frontales et un bilan glaciaire actuellement moindrement négatif; (ii) un front atteignant une altitude plus basse, et (iii) un complexe morainique fortement développé. Dans cette section, l'extension de la couverture détritique est d'abord étudiée par massifs, classes de taille et exposition. Le comportement des glaciers noirs et des glaciers peu ou pas couverts est ensuite comparé.

a. Extension de la couverture détritique supraglaciaire continue selon les massifs, les classes de taille et l'exposition

Plus de 30 km² (11 %) des 275 km² de glaciers répertoriés sont recouvert d'une couverture détritique

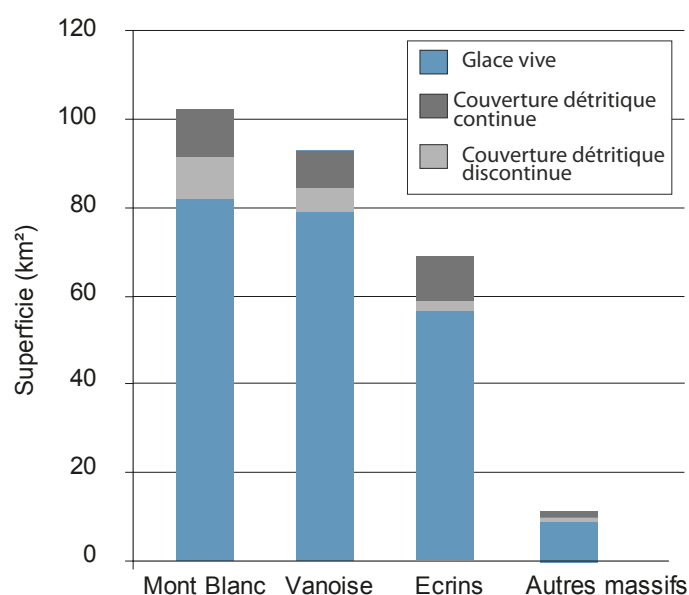


Fig.3-19: Extension de la couverture détritique supraglaciaire continue et discontinue pour les massifs des Alpes françaises en 2006-2009. Les données des massifs des Aiguilles Rouges – Mont Ruan, de Belledonne, des Grandes Rousses, de l'Ubaye et du Thabor – Aiguilles d'Arves ont été regroupées dans "Autres massifs".

supraglaciaire continue, et environ 18 km² (6,5 %) sont recouvert d'un voile détritique (Tab.3-13 ; Fig.3-19).

L'extension de la couverture détritique continue par rapport à la surface englacée est très variable selon les massifs (Tab.3-13 ; Fig.3-19). La couverture détritique continue des 3 principaux massifs (Vanoise, Mont Blanc, Écrins) occupe 9 %, 10 % et 15 % de leur surface glaciaire respective. Celle des glaciers des massifs du Thabor – Aiguilles d'Arves, des Grandes Rousses et des Aiguilles Rouges – Ruan est moins étendue (< 9 %), quand celle des massifs de Belledonne et de l'Ubaye occupe respectivement 35 % et 53 % de leur faible surface englacée.

Massif	Superficie totale englacée (S)	Superficie de la couverture détritique		Superficie du voile détritique	
	km ²	km ²	% / S	km ²	% / S
Aig. Rouges - Ruan	2,71	0,23	8,4	0,09	3,3
Belledonne	1,04	0,36	34,8	0,11	10,3
Ecrins	68,62	10,38	15,1	2,20	3,2
Grandes rousses	6,83	0,27	4,0	0,62	9,1
Mont Blanc	102,37	10,80	10,6	9,41	9,2
Thabor – Aig. d'Arves	0,66	0,02	3,4	0,09	13,5
Ubaye	0,50	0,27	53,0	0,00	0,0
Vanoise	92,68	8,40	9,1	5,53	6,0
France	275,41	30,73	11,2	18,04	6,6

Tab.3-13: Extension de la couverture détritique supraglaciaire continue et discontinue des glaciers des Alpes françaises en 2006-2009 par massifs.

L'étude de la couverture détritique selon les classes de taille montre que les grands glaciers sont proportionnellement moins couverts que les autres : 9 % pour les glaciers > 2,5 km², contre 12 % à 13,5 % pour les autres classes de taille.

Classes de taille	Superficie totale englacée (S)	Superficie de la couverture détritique		Superficie du voile détritique	
	km ²	km ²	% / (S)	km ²	% / (S)
< 0,1 km ²	11,11	1,40	12,6	0,58	5,3
0,1 - 0,5 km ²	41,40	5,66	13,7	3,34	8,1
0,5 - 1 km ²	40,00	4,78	12	2,69	6,7
1 - 2,5 km ²	52,81	6,90	13,1	2,14	4
> 2,5 km ²	130,08	11,99	9,2	9,30	7,1
Total	275,41	30,73	11,2	18,04	6,6

Tab.3-14: Extension de la couverture détritique supraglaciaire continue et discontinue des glaciers des Alpes françaises en 2006-2009, selon les classes de taille.

La distribution de la couverture détritique supraglaciaire selon l'exposition des glaciers est similaire à celle de la superficie des glaciers selon l'orientation (cf. 3.1.2.b ; Fig.3-20 a ; Tab.3-15). La proportion de couverture détritique supraglaciaire par rapport à la superficie totale englacée pour chaque exposition est maximale pour les orientations W (15 %) et NE (14 %) et minimale pour les glaciers exposés à l'E et au SE (< 3%) (Fig. 3-20 b).

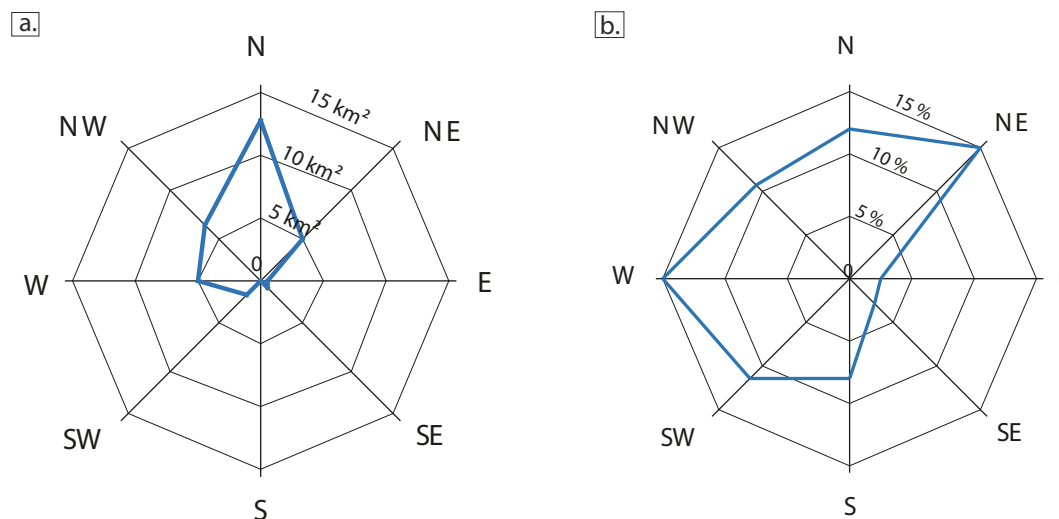


Fig.3-20: Extension de la couverture détritique supraglaciaire continue des glaciers des Alpes françaises en 2006-2009, selon l'exposition moyenne des glaciers. a: valeur absolue ; b : proportion par rapport à la superficie totale englacée.

Exposition	Superficie totale englacée (S)	Superficie de la couverture détritique		Superficie du voile détritique	
	km ²	km ²	% / S	km ²	% / S
N	106,87	12,55	11,7	6,98	6,5
NE	33,94	4,79	14,1	1,29	3,8
E	13,27	0,32	2,4	0,22	1,7
SE	11,25	0,32	2,9	0,29	2,5
S	3,08	0,23	7,6	0,13	4,1
SW	14,34	1,58	11,1	1,16	8,1
W	33,34	4,88	14,6	3,38	10,1
NW	59,35	6,05	10,2	4,60	7,7

Tab.3-15 : Extension de la couverture détritique supraglaciaire continue et discontinue des glaciers des Alpes françaises en 2006-2009 selon l'exposition des glaciers.

b. Relation entre couverture détritique continue et caractéristiques topographiques selon les massifs, les classes de taille et les expositions

Afin de mettre en évidence l'influence de la couverture détritique sur les glaciers, nous avons testé des seuils au-delà desquels il y aurait différence de comportement. Par exemple, nous avons distingué les glaciers selon que la superficie de leur couverture détritique supraglaciaire est <10 %, comprise entre 10 et 30 % et > 30 % à la superficie totale du glacier. Mais les glaciers > 30 % n'atteignent pas des altitudes plus basses que ceux à 10 % < cd < 30 %.

Nous avons fait l'hypothèse que la couverture détritique n'a d'influence sur la dynamique du glacier qu'au-delà de 10 %. Nous avons donc considéré séparément les glaciers dont l'extension de la couverture détritique (cd) est < 10 % de la superficie du glacier (cd<10 : 449 glaciers, couvrant 63,3 % de la surface totale englacée), et ceux dont la couverture détritique dépasse 10 % de la superficie du glacier (cd>10 : 132 glaciers, couvrant 36,7 % de la surface totale englacée).

Cette section compare le comportement de ces deux classes de glaciers.

Altitudes minimale, maximale et moyenne

Les valeurs moyennes des altitudes frontale, maximale et moyenne des glaciers $cd < 10$ (respectivement 2901 m, 3245 m et 3074 m) sont plus élevées que celles des glaciers $cd > 10$ (respectivement 2633 m, 3091 m et 2833 m), de respectivement 268 m, 154 m et 240 m (Tab.3-16 ; Annexe 3-5).

Cette tendance se retrouve également à l'échelle des massifs, dans les classes de taille et pour les expositions (Tab.3-16 ; Fig. 3-21; Annexe 3-5). L'altitude frontale moyenne présente une différence de 100 à 300 m entre les glaciers $cd < 10$ et $cd > 10$, > 300 m dans le massif du Mont Blanc et pour les glaciers exposés au SE, < 100 m pour le massif des Grandes Rousses et pour les glaciers exposés à l'E.

La différence entre l'altitude maximale moyenne des glaciers $cd > 10$ et $cd < 10$ est généralement inférieure à 200 m, sauf dans les Grandes Rousses (307 m) et pour les glaciers exposés au SE (421 m).

La valeur moyenne de l'altitude moyenne présente une différence de 100 à 300 m entre les glaciers $cd > 10$ et $cd < 10$, supérieure pour les glaciers de 0,5-1 km² (355 m) et de 1-2,5 km² (329 m) et ceux exposés au SE (410 m).

Les fortes différences d'altitude minimale, maximale et moyenne entre $cd < 10$ et $cd > 10$ des glaciers exposés au SE (382 à 421 m) peuvent s'expliquer par la faible représentativité des glaciers de $cd > 10$ dans l'échantillon : 5 sur les 40 glaciers exposés au SE, parmi lesquels 3 ont une couverture détritique < 20 % à la superficie du glacier, ce qui peut biaiser le résultat. De même, parmi les 53 glaciers à l'E, seulement 5 sont en partie couverts par une couverture détritique, ce qui peut en partie expliquer les faibles différences observées entre les altitudes minimales, maximales et moyennes des glaciers $cd < 10$ et $cd > 10$.

	Couverture détritique continue $< 10\%$ de la surface totale englacée ($cd < 10$)			Couverture détritique continue $> 10\%$ de la surface totale englacée ($cd > 10$)			
	<i>Alt min (m)</i>	<i>Alt max (m)</i>	<i>Alt moy (m)</i>	<i>Alt min (m)</i>	<i>Alt max (m)</i>	<i>Alt moy(m)</i>	
Massifs	Aiguilles Rouges - Ruan	2583	2772	2676	2341	2722	2516
	Belledonne	2634	2764	2696	2412	2668	2514
	Ecrins	2930	3223	3074	2645	3081	2834
	Grandes Rousses	2864	3142	2995	2806	2918	2851
	Mont Blanc	2782	3418	3111	2453	3267	2818
	Thabor – Aig. d'Arves	2989	3333	3164	2774	3242	2963
	Ubaye	3041	3239	3126	2760	3126	2913
	Vanoise	2944	3324	3139	2750	3127	2915
Classes de taille	$< 0,1$ km ²	2983	3144	3063	2743	2937	2827
	0,1 - 0,5 km ²	2867	3276	3063	2664	3072	2847
	0,5 – 1 km ²	2753	3432	3091	2521	3125	2736
	1 - 2,5 km ²	2759	3511	3153	2466	3330	2824
	$> 2,5$ km ²	2392	3770	3162	2129	3800	2936
Expositions	N	2816	3228	3031	2590	3098	2810
	NE	2812	3184	3009	2583	2967	2751
	E	2943	3191	3063	2856	3087	2957
	SE	3054	3351	3201	2672	2930	2791
	S	3052	3285	3166	2866	3102	2953
	SW	3045	3403	3213	2749	3288	2975
	W	2962	3267	3116	2672	3131	2882
	NW	2858	3229	3036	2622	3151	2852
Alpes françaises	2901	3245	3074	2633	3091	2833	

Tab.3-16 : Valeurs moyennes des altitudes minimale, maximale et moyenne des glaciers à couverture détritique absente ou réduite ($cd < 10$) et étendue ($cd > 10$) en 2006-2009, selon les massifs, classes de taille et exposition.

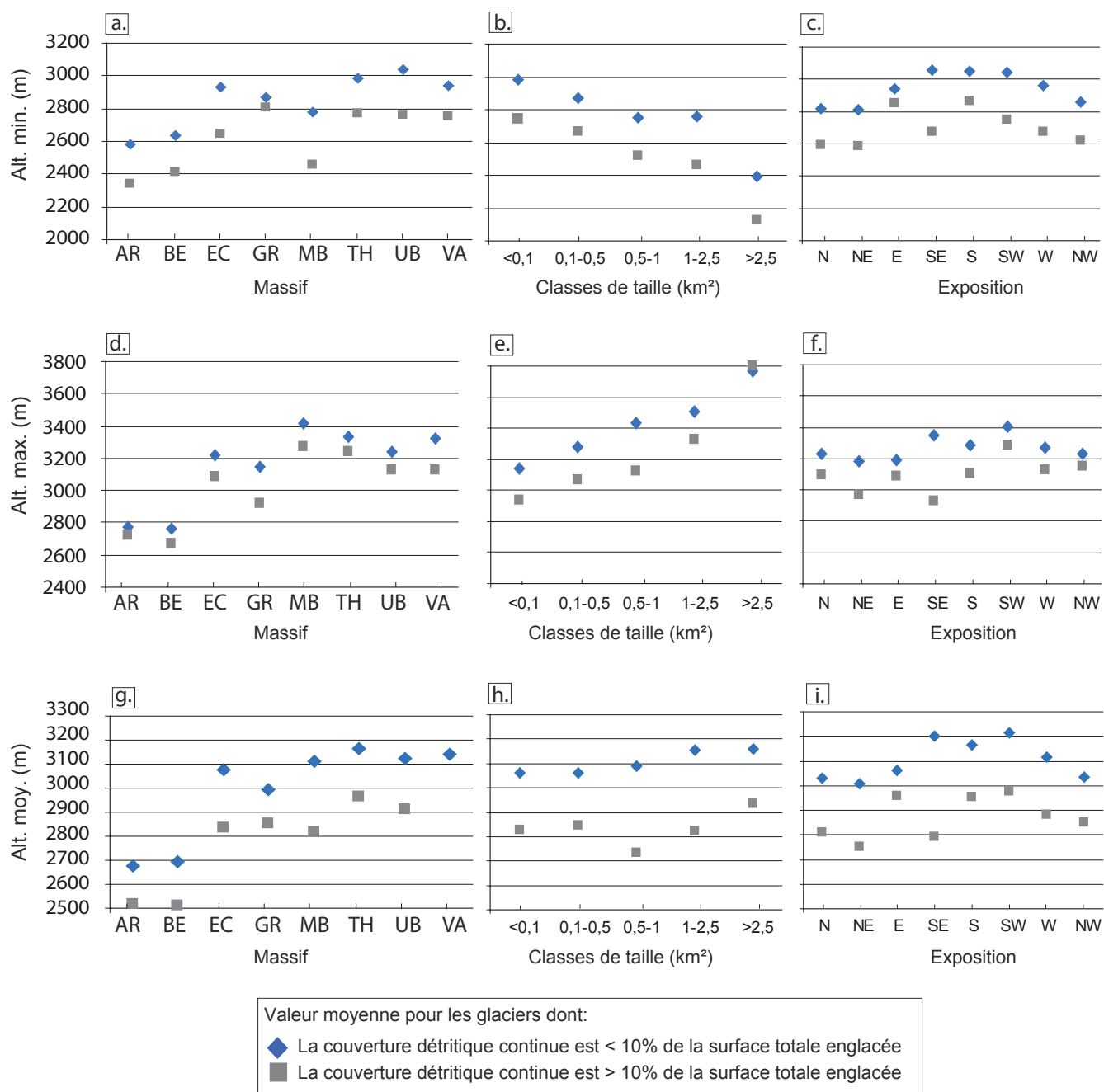


Fig.3-21: Comparaison des valeurs moyennes des altitudes minimales (a, b, c), maximales (d, e, f) et moyennes (g, h, i) des glaciers couverts de débris ($cd > 10$) et non couverts de débris ($cd < 10$) en 2006-2009, selon les massifs (a, d, g), les classes de taille (b, e, h) et l'exposition (c, f, i).

Superficie et longueur

La superficie et la longueur moyennes des glaciers $cd > 10$ (0,77 km² et 1,1 km) sont plus élevées que celles des glaciers $cd < 10$ (0,39 km² et 0,7 km) (Annexe 3-6).

La tendance selon les classes de taille, les expositions et les massifs est plus contrastée (Fig.3-22 ; Annexe 3-6). La superficie moyenne des glaciers $< 2,5$ km² est similaire pour les glaciers $cd > 10$ et $cd < 10$. En revanche, les glaciers $cd > 10 > 2,5$ km² ont une superficie moyenne plus élevée (8,6 km²) que celle des glaciers $cd < 10$ (5,3 km²). La longueur moyenne des glaciers < 1 km² est similaire pour les glaciers $cd > 10$ et $cd < 10$, tandis que les glaciers $cd > 10$ de plus de 2,5 km² ont une longueur moyenne supérieure (5,8 km) à celle des glaciers $cd < 10$ (4 km).

Aucune tendance nette n'apparaît en fonction de l'exposition : seules les superficies et longueurs moyennes des glaciers $cd > 10$ exposés N, SW et W sont plus élevées.

Le massif du Mont Blanc se distingue des autres massifs : les glaciers $cd > 10$ y sont en moyenne beaucoup plus vastes et plus longs (2,5 km² et 2 km) que les glaciers $cd < 10$ (1 km² et 1,2 km). Ce rapport s'observe plus faiblement pour les Ecrins, ainsi qu'en Ubaye (peu englacée); ailleurs, il est parfois (faiblement) inverse.

Pente, exposition, type et forme des glaciers

La comparaison des glaciers $cd < 10$ et $cd > 10$ par massifs, classes de taille et orientations ne montre aucune relation entre la présence d'une couverture détritique et la pente moyenne des glaciers (Fig.3-23 ; Annexe 3-6), leur exposition, leur type ou leur forme.

c. Identification des principaux glaciers noirs des Alpes françaises

Un glacier noir (debris-covered glacier) présente une couverture détritique continue sur une partie de sa zone d'ablation (Kirkbride, 2011), sans que ne soit proposée de valeur seuil pour l'extension de celle-ci. Les principaux glaciers noirs des Alpes françaises ont donc été déterminés ici en sélectionnant dans la base de données les glaciers d'une superficie totale $> 0,5$ km² dont la couverture détritique continue couvre > 5 %. L'exclusion des petits glaciers permet d'éliminer les glaciers situés très largement sous la LEG régionale et/ou sans écoulement notable.

42 glaciers $> 0,5$ km² ont une couverture détritique supraglaciaire continue qui s'étend sur > 5 % de leur superficie (Tab. 3-17; Fig.3-24), dont 23 sur < 20 %, 11 sur 20 à 50 %, et 8 sur > 50 %.

Les glaciers noirs sont les plus nombreux en Vanoise, avec 11, 4, 5 et 3 glaciers dont la couverture détritique s'étend respectivement sur 5-10, 10-20, 20-50 et > 50 % de la superficie du glacier. La proportion de glaciers noirs très couverts (41-50 et > 50 %) est toutefois supérieure dans les Ecrins, avec respectivement 6,5 et 13 % du nombre de glaciers $> 0,5$ km².

Les 19 glaciers les plus couverts (couverture détritique continue > 20 %) ont une superficie moyenne de 1,17 km² et une longueur moyenne de 2,2 km (Annexe 3-7). La moyenne de leurs altitudes minimale, maximale et moyenne est respectivement de 2429 m, 3223 m et 2726 m. Leur pente moyenne est de 23,5°. Tous ces glaciers sont exposés W à NE, dont 7 N, 5 NW, 4 W et 3 NE. Enfin, 11 sont des glaciers de montagne et 8 de vallée, tandis que 3 seulement sont dans le massif du Mont Blanc.

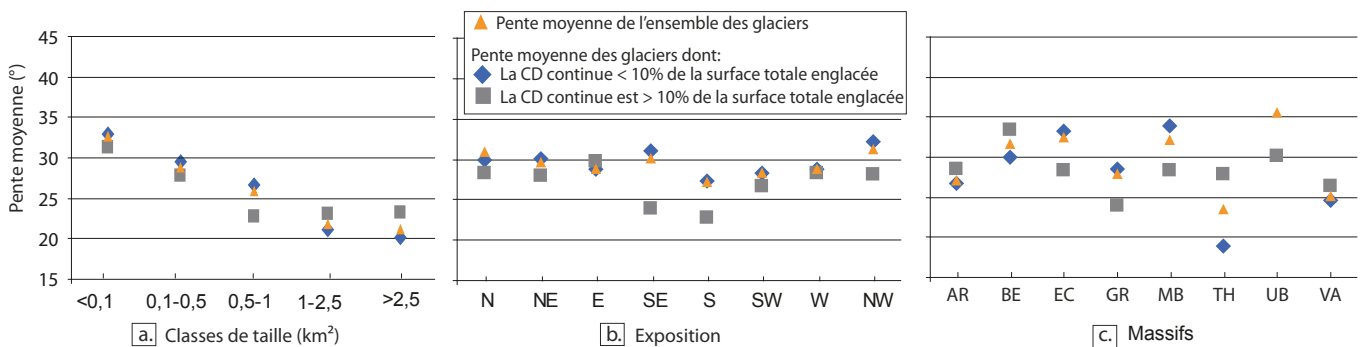
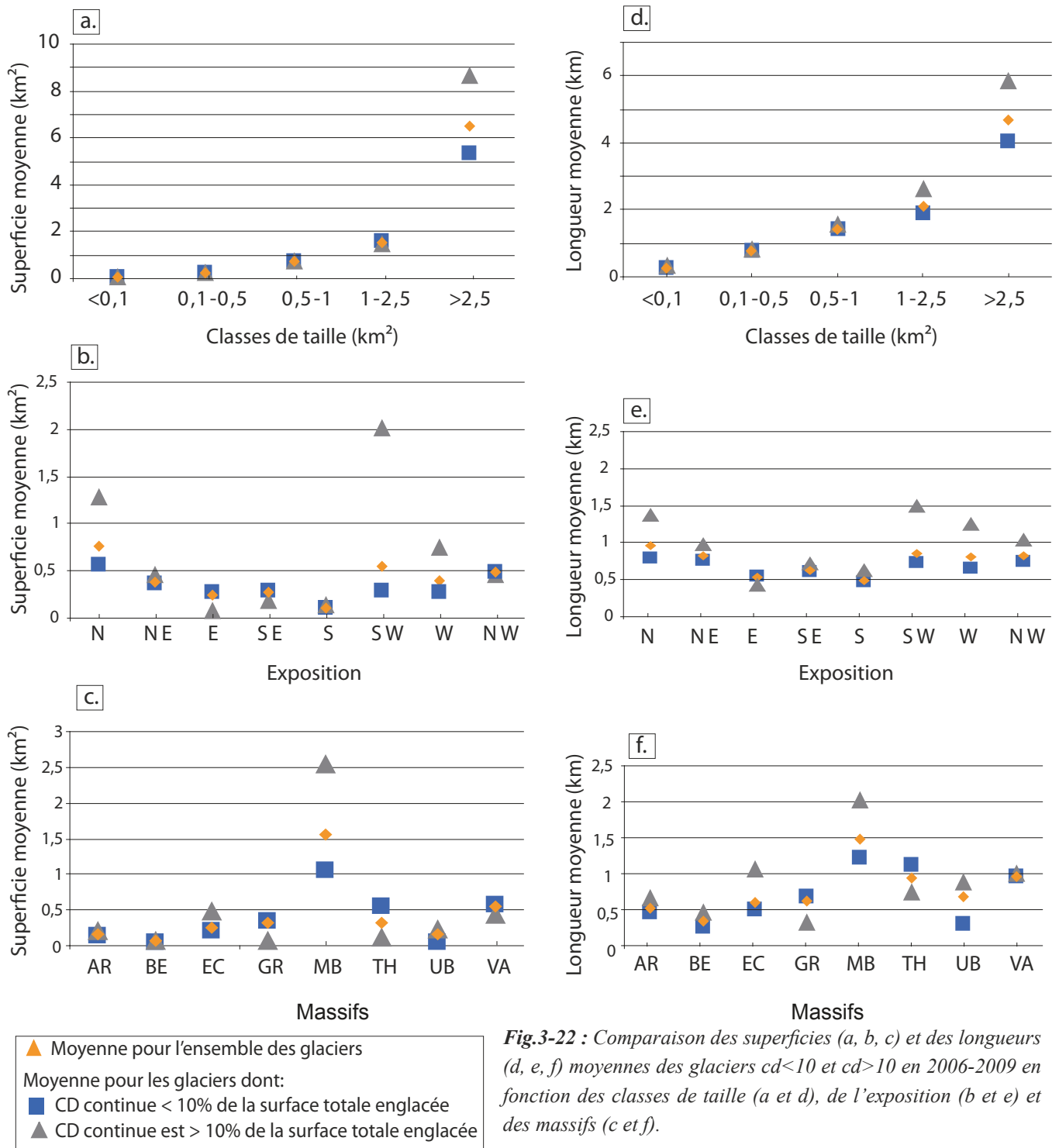


Fig.3-23 : Comparaison de la pente moyenne des glaciers $cd < 10$ et $cd > 10$ en 2006-2009 en fonction des classes de taille (a), des expositions (b) et des massifs (c).

En comparant ces valeurs des 19 glaciers noirs les plus couverts avec celles des 68 glaciers $> 0,5 \text{ km}^2$ dont la couverture détritique est $< 5 \%$ de la superficie du glacier, il apparaît que les moyennes de la superficie, et des altitudes minimale, maximale et moyenne des 19 glaciers noirs sont inférieures à celles des 68 glaciers (respectivement $1,62 \text{ km}^2$, 2713 m , 3515 m et 3135 m), et celle de leur longueur, supérieure ($1,9 \text{ km}$). La pente moyenne est en revanche très similaire. Il est difficile de conclure quand à l'exposition moyenne des glaciers puisque les glaciers $< 0,5 \text{ km}^2$ sont peu représentés de l'E au SW (cf. 3.1.1.c) : les 19 glaciers noirs sont absents de ces expositions tandis qu'ils sont représentés à hauteur de 19% dans l'échantillon des 68 autres glaciers.

Cette méthode de sélection des principaux glaciers noirs peut être discutée. En l'absence d'études proposant un rapport minimal entre les superficies de la couverture détritique et du glacier au-delà duquel une modification de la dynamique du glacier est observée, nous avons retenu de manière arbitraire un seuil de 5% . S'il est peu probable que le comportement des glaciers soit modifié à partir de cette valeur, nous l'avons néanmoins retenu pour offrir un tableau qui, parce que trop large, contient tous les glaciers noirs des Alpes françaises $> 0,5 \text{ km}^2$, que des études ultérieures pourront distinguer plus finement sur la base d'autres critères.

Par ailleurs, nous utilisons le rapport entre couverture détritique et superficie du glacier. Mais une étude basée sur le rapport entre cette couverture détritique et la superficie de la zone d'ablation serait plus pertinente, mais cette dernière est difficile à évaluer car la LEG des glaciers noirs est située à une altitude inférieure à celle des autres glaciers, dépendante du taux de couverture, dont l'estimation manuelle à partir de la ligne de neige n'est pas pertinente contrairement aux glaciers blancs : les valeurs de l'AAR (*Accumulation Area Ratio*) proposées dans la littérature pour les glaciers noirs varient ainsi de $0,25$ à $0,5$ (Kirkbride, 2011).

Nom du Glacier	Massif	Superficie (km ²)	Superficie de la cd continue (km ²)	Extension de la cd continue par rapport à la superficie totale du glacier (%)
Gl. du Génépy	Vanoise	1,77	0,09	5
Gl. des sources de l'Isère	Vanoise	0,80	0,05	6
Gl. des Sources de l'Arc_2	Vanoise	0,82	0,05	6
Gl. de Rosolin	Vanoise	0,62	0,04	7
Gl. du Mulinet	Vanoise	2,31	0,17	7
Gl. d'Argentière	Mont Blanc	14,01	0,97	7
Gl. des Sources de l'Arc_4	Vanoise	1,23	0,10	8
Gl. des Grandes Pareis	Vanoise	0,52	0,05	9
Gl. des Evettes	Vanoise	2,97	0,26	9
Gl. des Etançons	Ecrins	0,76	0,07	10
Gl. des Fours	Vanoise	0,54	0,05	10
Gl. de l'Epéna	Vanoise	1,41	0,14	10
Gl. du Geay	Vanoise	0,53	0,06	10
Gl. de la Pilatte	Ecrins	2,64	0,30	11
Gl. du Baounet	Vanoise	1,97	0,23	12
Mer de Glace	Mont Blanc	30,41	4,15	14
Gl. de Bionnassay	Mont Blanc	4,28	0,68	16
Gl. de Talèfre	Mont Blanc	7,67	1,29	17
Gl. de Tré la Tête	Mont Blanc	8,33	1,45	17
Gl. du Sélé	Ecrins	1,71	0,29	17
Gl. de derrière le Clapier	Vanoise	0,76	0,13	17
Gl. de Méan Martin	Vanoise	0,86	0,17	19
Gl. de Gébroulaz	Vanoise	3,24	0,60	19
Gl. de Gefret	Vanoise	0,60	0,13	22
Gl. de l'Invernet	Vanoise	1,12	0,25	23
Gl. du Vallon des Etages	Ecrins	1,12	0,29	26
Gl. du Sommeiller	Vanoise	0,53	0,16	30
Gl. de la Grande Casse	Vanoise	0,83	0,28	33
Gl. du Rateau	Ecrins	1,17	0,40	34
Gl. de Miage	Mont Blanc	1,23	0,42	34
Gl. du Chardon	Ecrins	0,87	0,37	42
Gl. des Pélerins	Mont Blanc	0,93	0,40	43
Gl. Inférieur du Vallonnet	Vanoise	0,54	0,24	45
Gl. Noir	Ecrins	3,91	1,89	48
Gl. de Bonne Pierre	Ecrins	2,00	1,07	54
Gl. de la Mahure	Vanoise	1,10	0,63	57
Gl. de Blaitière	Mont Blanc	0,54	0,32	59
Gl. d'Arsine	Ecrins	1,97	1,29	65
Gl. du Fond	Ecrins	0,68	0,45	66
Gl. de la Plate des Agneaux	Ecrins	1,52	1,19	78
Gl. de Pramort	Vanoise	0,78	0,73	93
Gl. inférieur des Balmes	Vanoise	0,82	0,78	95

Tab.3-17 : Glaciers noirs des Alpes françaises > 0,5 km² en 2006-2009.

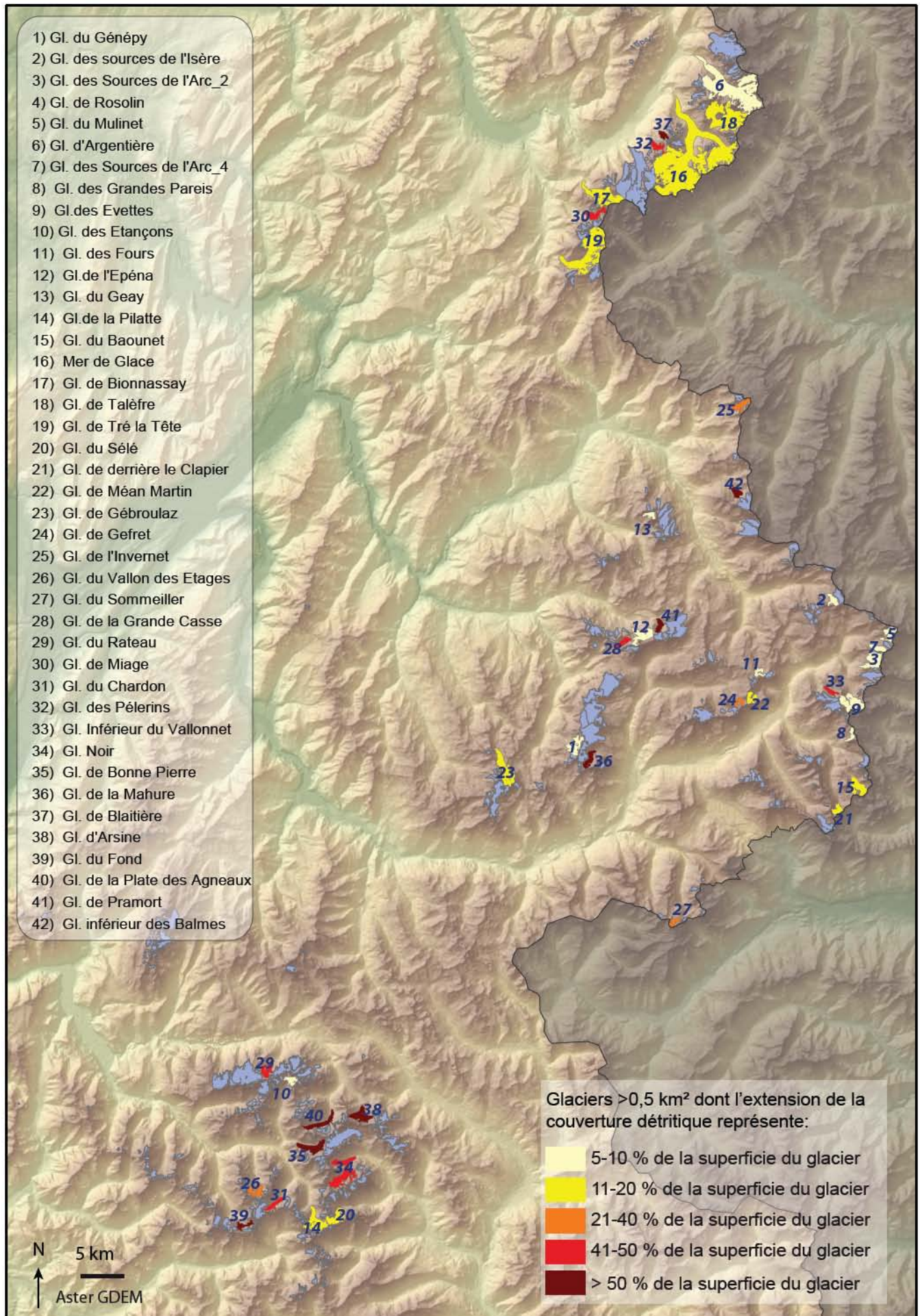


Fig.3-24 : Glaciers noirs des Alpes françaises > 0,5 km² en 2006-2009.

Plus de 10 % de la superficie totale englacée des Alpes françaises est recouverte par une couverture détritique supraglaciaire continue. L'extension de la couverture détritique est très variable selon les massifs, sans lien avec l'orientation moyenne des glaciers. Les glaciers $>2,5 \text{ km}^2$ sont généralement proportionnellement moins couverts.

Les moyennes des altitudes frontale maximale et moyenne des glaciers noirs sont généralement plus basses. De même, La superficie et la longueur moyenne des glaciers noirs $>2,5 \text{ km}^2$ est supérieure à celles des glaciers non couverts de la même classe de taille.

19 glaciers $>0,5 \text{ km}^2$ présentent une couverture détritique continue $>30 \%$ de leur superficie. L'étude de leur réaction face aux modifications climatique peut permettre de mieux appréhender la dynamique de ce type particulier de glaciers qui tend à se développer dans le monde.

La cartographie des glaciers des Alpes françaises à partir des orthophotographies de 2006-2009 a permis d'estimer leur extension à $275,4 \pm 3,4 \text{ km}^2$.

Les glaciers des Alpes françaises sont essentiellement répartis dans les massifs du Mont Blanc, de la Vanoise et des Écrins. Ils se caractérisent par leur petite taille, malgré quelques grands appareils dont le plus remarquable est la Mer de Glace (30 km^2).

Bien qu'elles varient selon la taille des glaciers, leurs expositions et leur situation géographique, les principales caractéristiques des glaciers des Alpes françaises sont les suivantes :

- **La plupart sont exposés au NW, N et NE ;**
- **L'altitude moyenne de leur front est 2840 m, celle de leurs altitudes maximale et moyenne est de 3210 m et 3019 m ;**
- **Leur pente moyenne est de 30° ;**
- **Leur longueur moyenne est de 0,8 km ;**
- **La plupart sont des glaciers de montagne ou des glacierets ;**
- **Plus de 10 % de la surface totale englacée présente une couverture détritique supraglaciaire continue.**

Chapitre 3.2

Extensions des glaciers des Alpes françaises à la fin du PAG et à la fin des années 1960

En plus de l'extension actuelle (2006-2009), l'extension des glaciers a été cartographiée pour la fin du PAG et pour 1967-1971. L'extension à la fin du PAG a été obtenue en croisant études géomorphologiques et documents anciens. La position des glaciers en 1967-1971 est issue de la cartographie manuelle des glaciers à partir des premières éditions des cartes topographiques 1 :25 000 de l'IGN. Les caractéristiques topographiques des glaciers à ces deux dates ont été calculées à partir du MNT de l'IGN (25 m) qui date de la fin des années 1970, seules la superficie, l'exposition moyenne et les altitudes minimale et maximale ont donc pu être calculées pour la fin du PAG.

Une analyse des jeux de données obtenus pour ces deux dates est proposée dans ce chapitre, avec l'étude de la distribution des glaciers puis de leurs caractéristiques topographiques. Comme dans le chapitre 3.1, les analyses statistiques sont réalisées par massifs, exposition et classes de taille.

3.2.1 Extension des glaciers au PAG

La reconstitution de l'extension des glaciers à la fin du PAG a été réalisée pour les trois principaux massifs des Alpes françaises: le Mont Blanc, la Vanoise et les Écrins.

Faute de temps, la longueur n'a été mesurée que pour les plus grands glaciers; son analyse n'est donc pas proposée ici, pas plus que celle de la pente moyenne ou de l'altitude moyenne des glaciers, du fait de l'utilisation du MNT IGN.

a. Superficie et nombre de glaciers

La superficie occupée par les glaciers des trois principaux massifs des Alpes françaises est estimée à 544 km² à la fin du PAG : 134 km² dans le massif du Mont Blanc français, 238 km² dans le massif de la Vanoise, et 171 km² dans le massif des Écrins (Tab.3-18 ; Fig.3-25.a,b,c).

L'extension de la plupart des glaciers qui existaient en 1967-1971 a été cartographiée pour le PAG, et l'extension de certains glaciers totalement disparus a également été reconstituée. Cependant, l'absence de traces géomorphologiques évidentes a parfois empêché la cartographie de certains secteurs probablement englacés au PAG. La superficie proposée doit donc être considérée comme superficie englacée minimale.

<i>Massif</i>	Nombre		Superficie	
	<i>val.abs</i>	<i>%</i>	<i>val. abs. (km²)</i>	<i>%</i>
Ecrins	259	53,07	171,08	31,40
Mont Blanc	50	10,25	134,34	24,66
Vanoise	179	36,68	238,45	43,76
Total	488	100	543,87	100

Tab.3-18: Répartition (nombre et superficie) des glaciers des trois principaux massifs des Alpes françaises à la fin du PAG.

A la fin du PAG, la superficie moyenne des glaciers est de 1,11 km² (Me=0,36 km²), variant de 0,004 km² à 45,5 km² (Mer de Glace).

Les glaciers < 0,5 km² représentent 59 % du nombre de glaciers et couvrent à peine 10 % de la superficie totale englacée. Les glaciers > 2,5 km² représentent 11 % du nombre de glaciers et couvrent 58 % de la superficie (Tab.3-19 a, b).

La tendance se retrouve à l'échelle des massifs, avec quelques spécificités (Fig.3-26). Dans les massifs du

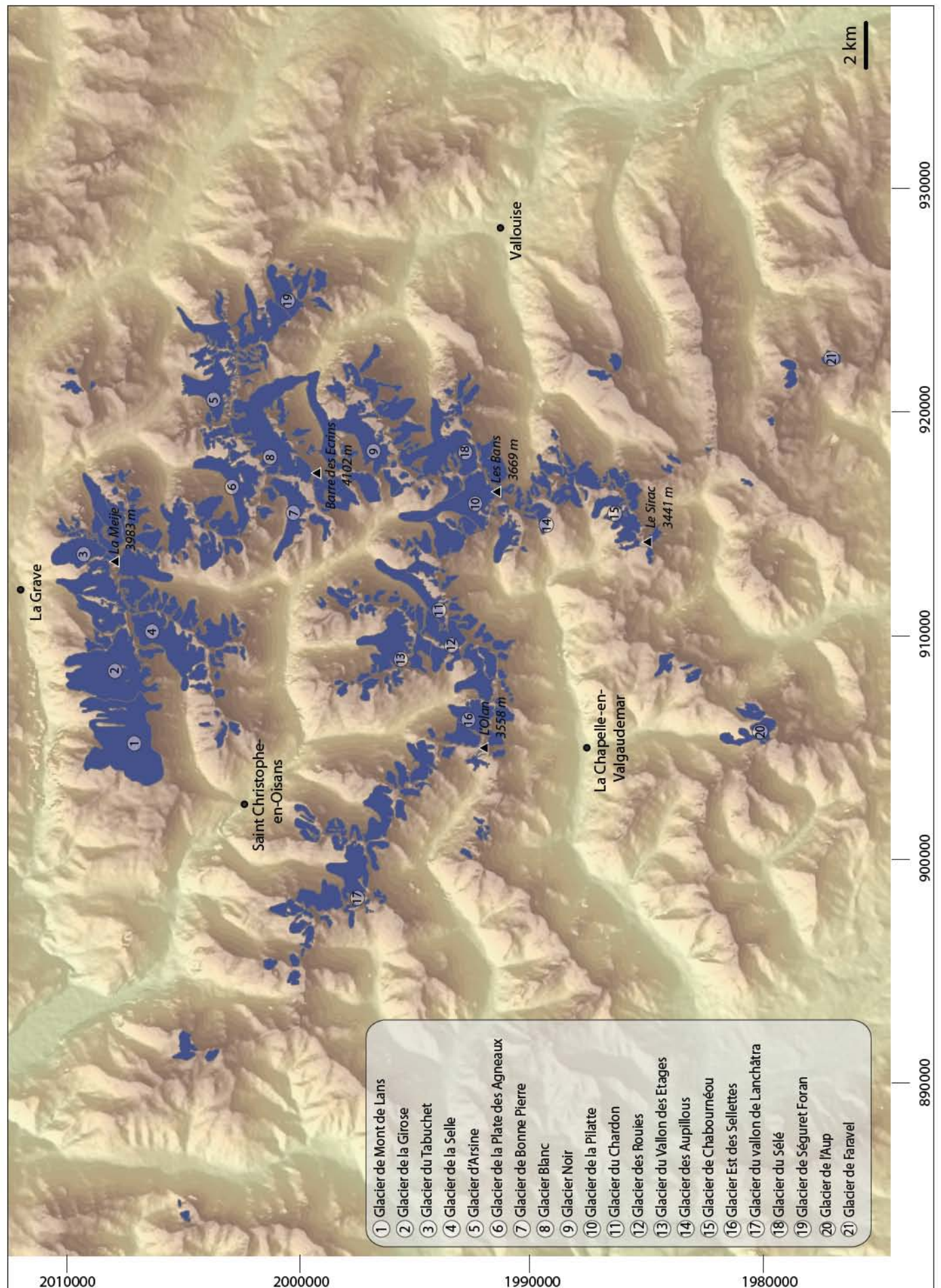


Fig.3-25.a : Extension des glaciers du massif des Ecrins à la fin du PAG. Seuls les glaciers principaux sont ici nommés.

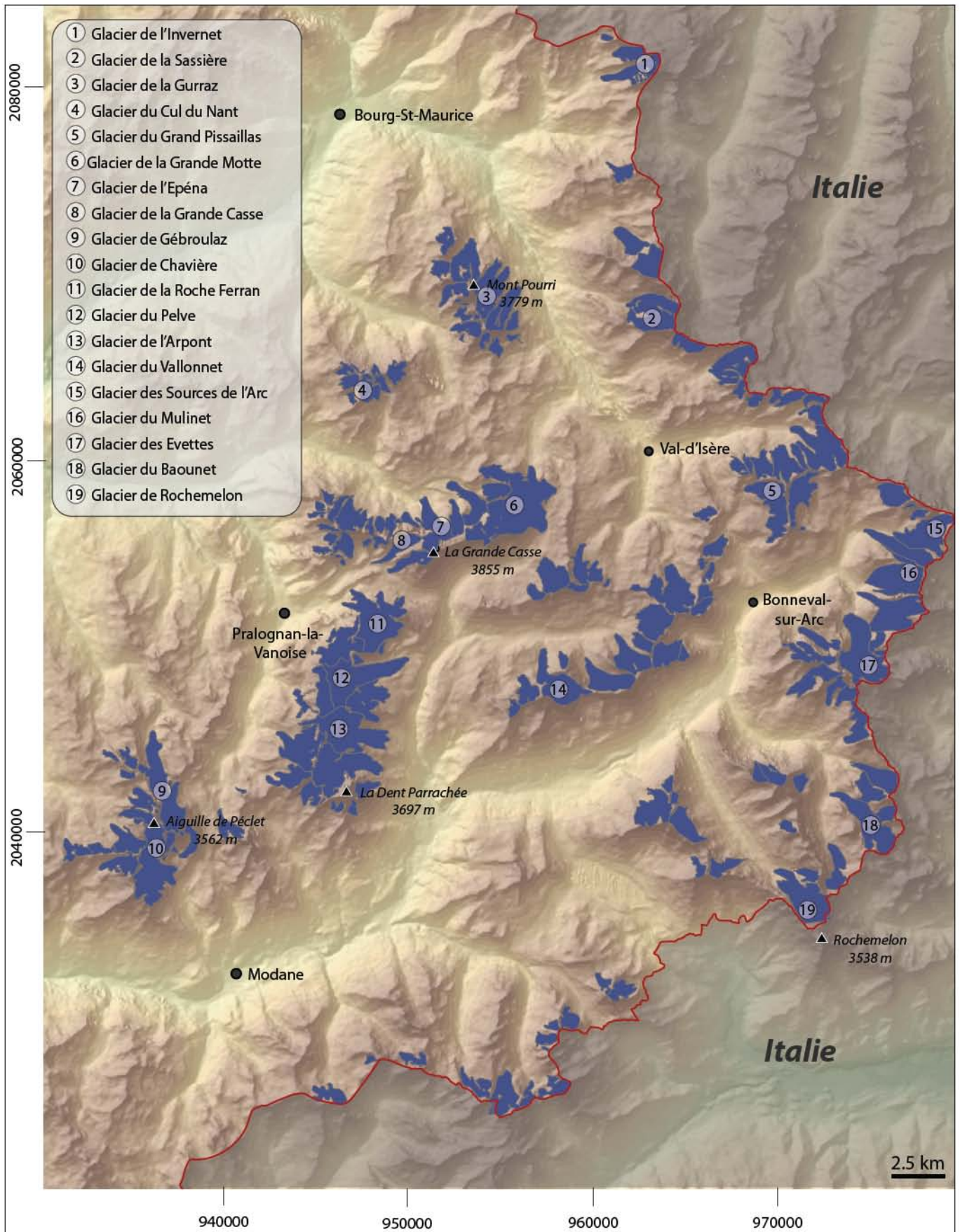


Fig.3-25.b : Extension des glaciers du massif de la Vanoise à la fin du PAG. En Haute Maurienne, les données sont celles de Jobard (2005). Seuls les glaciers principaux sont ici nommés.

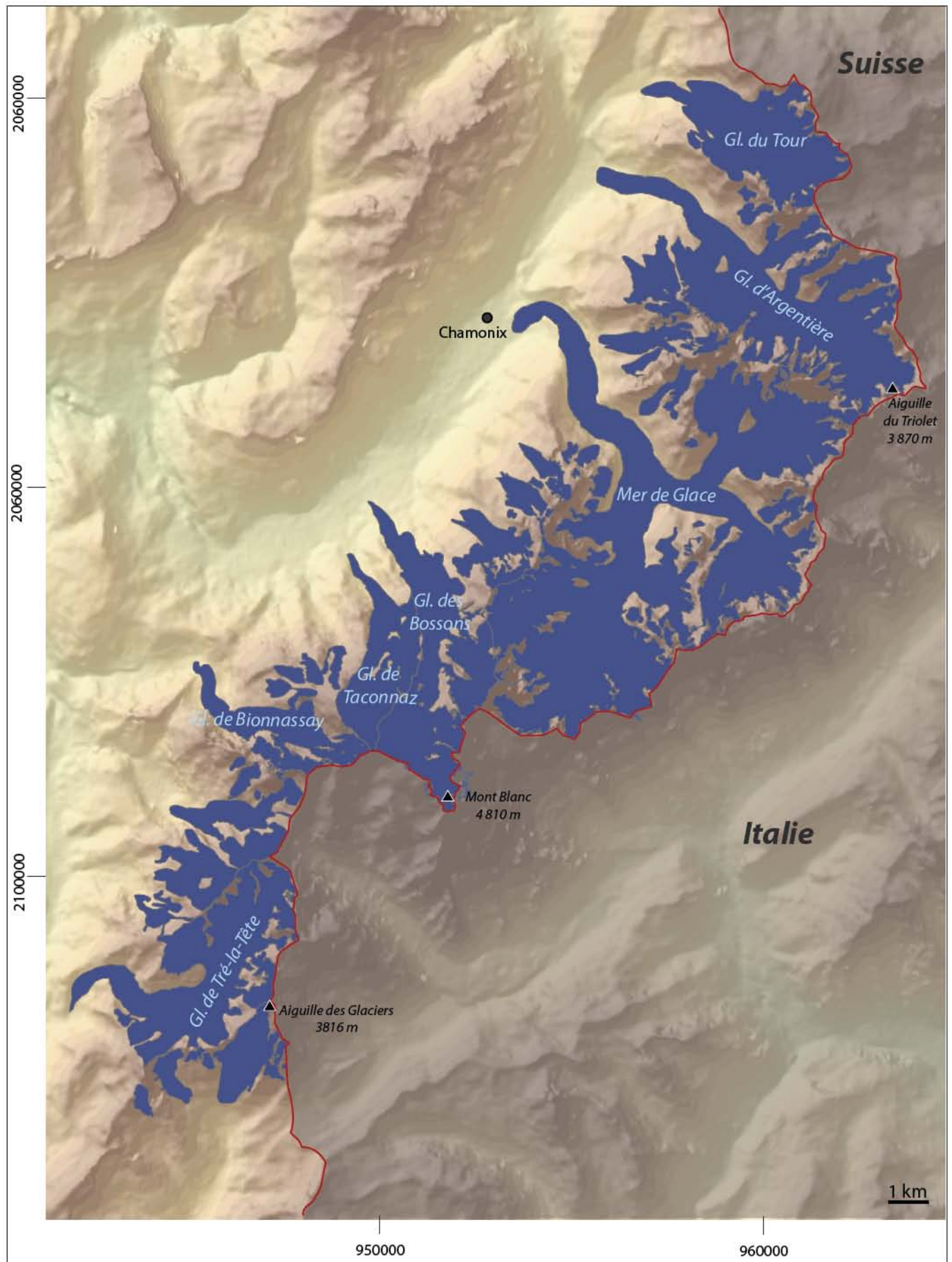


Fig.3-25.c : Extension des glaciers du massif du Mont Blanc français à la fin du PAG. Extensions du glacier des Bossons: Nussbaumer et Zumbühl, (2011) ; de la Mer de Glace : Nussbaumer (2006); du glacier d'Argentière: Bless (1984), modifiées par Le Roy (2012). Seuls les principaux glaciers sont ici nommés.

Mont Blanc et de la Vanoise, les glaciers $< 0,5 \text{ km}^2$ occupent $< 10 \%$ de la superficie totale englacée, alors qu'ils représentent respectivement 62 % et 37 % du nombre de glaciers. Les glaciers $> 2,5 \text{ km}^2$ occupent près de la moitié de la surface totale englacée des Écrins et de la Vanoise (respectivement 43 % et 51 %) alors qu'ils ne représentent que 6 % et 16 % du nombre de glaciers. Dans le massif du Mont Blanc, les glaciers $> 2,5 \text{ km}^2$ occupent une très vaste superficie (87 % de la superficie totale englacée), avec 18 % du nombre de glaciers. Dans les Écrins, les petits glaciers ($< 0,1 \text{ km}^2$) représentent 73 % du nombre de glaciers, alors qu'ils occupent 20 % de la superficie glaciaire.

Classes de taille (km^2)		Alpes fr.	Ecrins	Mt Blanc	Vanoise
<0,1	Nbre	107	70	17	20
	S. (km^2)	5,42	3,70	0,80	0,92
0,1-0,5	Nbre	181	120	14	47
	S. (km^2)	48,67	31,51	3,56	13,60
0,5-1	Nbre	67	26	5	36
	S. (km^2)	47,70	18,29	3,97	25,44
1-2,5	Nbre	81	28	5	48
	S. (km^2)	129,58	44,55	9,21	75,82
>2,5	Nbre	52	15	9	28
	S. (km^2)	312,50	73,04	116,79	122,67
Total	Nbre	488	259	50	179
	S. (km^2)	543,87	171,08	134,34	238,45

Tab.3-19.a : Répartition (nombre et superficie) par classes de taille des glaciers des trois principaux massifs des Alpes françaises à la fin du PAG. Valeurs absolues.

Classes de taille (km^2)		Alpes fr.	Ecrins	Mt Blanc	Vanoise
<0,1	Nbre (%)	21,9	27,0	34	11,2
	S. (%)	1,0	2,16	0,6	0,4
0,1-0,5	Nbre (%)	37,1	46,3	28	26,3
	S. (%)	8,95	18,4	2,6	5,7
0,5-1	Nbre (%)	13,7	10,0	10,0	20,1
	S. (%)	8,8	10,7	3,0	10,7
1-2,5	Nbre (%)	16,6	10,8	10,0	26,8
	S. (%)	23,8	26,0	6,8	31,8
>2,5	Nbre (%)	10,7	5,8	18,0	15,6
	S. (%)	57,5	42,7	86,9	51,4
Total	Nbre (%)	100,0	53,1	10,2	36,7
	S. (%)	100,0	31,5	24,7	43,9

Tab.3-19.b : Répartition (nombre et superficie) par classes de taille des glaciers des trois principaux massifs des Alpes françaises à la fin du PAG. Pourcentages par rapport aux valeurs totales.

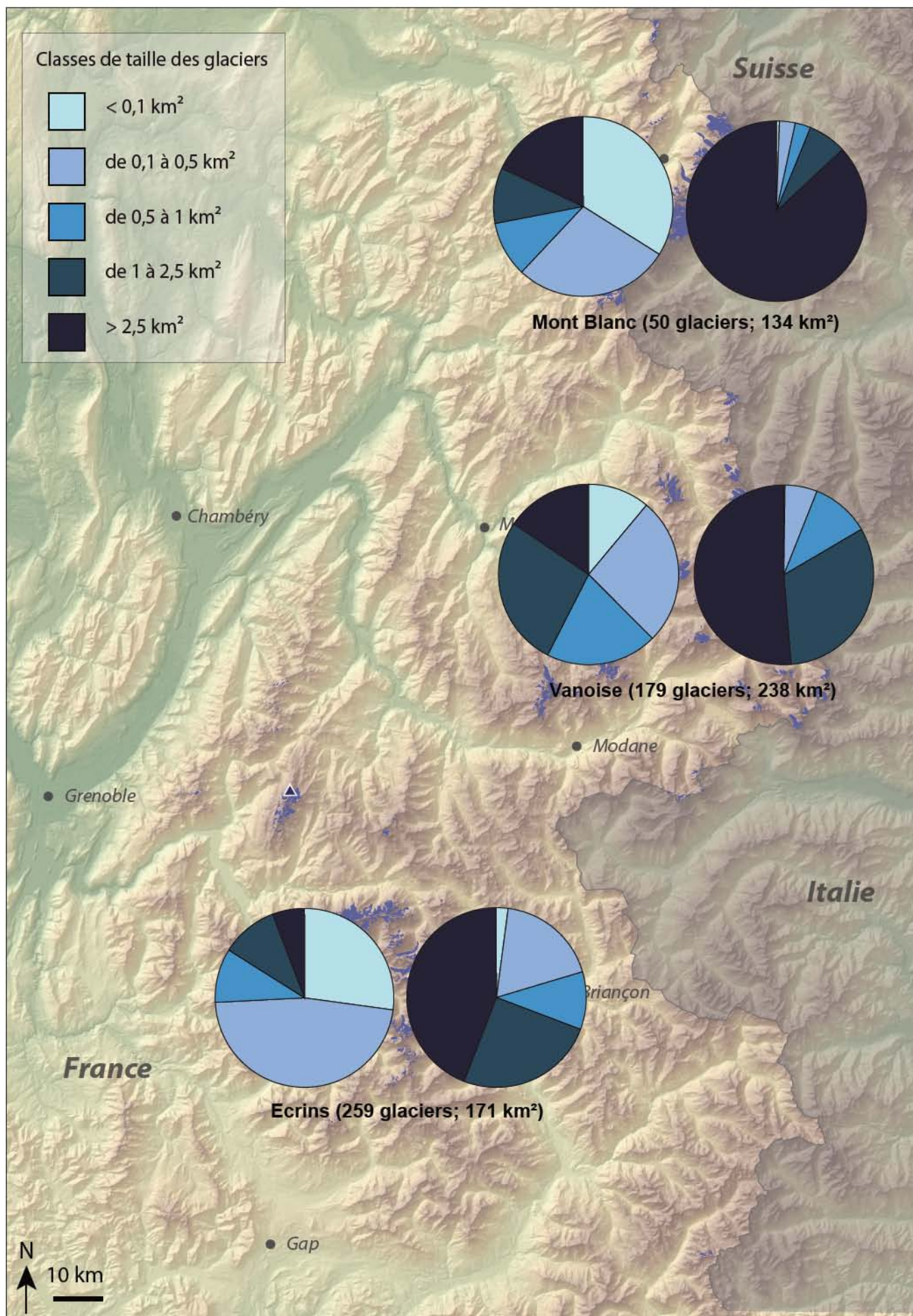


Fig.3-26 : Répartition des glaciers des trois principaux massifs Alpes françaises à la fin du PAG selon 5 classes de taille en pourcentage du nombre de glacier par massifs (à gauche) et en pourcentage de la superficie totale englacée (à droite).

b. Caractéristiques topographiques des glaciers

Exposition

A la fin du PAG, la plupart des glaciers sont exposés au NW, N et NE (66 % de la superficie totale englacée et 48 % du nombre de glaciers), beaucoup moins de l'E au SW (20 % de la superficie et 37 % du nombre) (Tab.3-20 ; Fig.3-27).

Exposition moyenne	Superficie		Nombre	
	val.abs. (km ²)	%	val.abs.	%
N	166,34	30,58	85	17,42
NE	59,52	10,94	56	11,48
E	42,98	7,90	48	9,84
SE	30,52	5,61	52	10,66
S	17,15	3,15	41	8,40
SW	16,86	3,10	40	8,20
W	76,77	14,12	71	14,55
NW	133,73	24,59	95	19,47

Tab.3-20 : Répartition des glaciers des trois principaux massifs des Alpes françaises à la fin du PAG par rapport à la superficie totale englacée (544 km²) et au nombre total de glaciers (488) selon leur exposition moyenne.

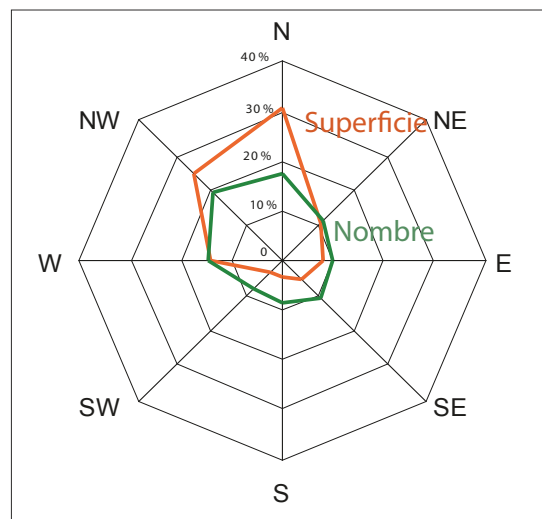


Fig.3-27 : Distribution de la superficie et du nombre de glaciers des trois principaux massifs des Alpes françaises à la fin du PAG selon leur exposition moyenne.

Altitudes minimales et maximales

L'altitude frontale moyenne des glaciers des trois massifs à la fin du PAG est estimée à 2618 m ($\sigma = 341$ m), l'altitude maximale moyenne, 3264 m ($\sigma = 286$ m) (Tab.3-21). Elle est inférieure de plus de 200 m dans le massif du Mont Blanc (2391 m) (Fig.3-28).

Les altitudes frontales moyennes des glaciers exposés au NW, N et NE sont inférieures à la moyenne de l'ensemble des glaciers (respectivement 2554 m, 2437 m et 2503 m) et sont supérieures aux expositions SE, S et SW (2778 m, 2855 m et 2798 m).

L'altitude frontale moyenne décroît avec la taille des glaciers : les glaciers <0,1 km² ont l'altitude frontale la plus élevée (2890 m en moyenne), les glaciers >2,5 km² la plus basse (2177 m en moyenne).

Les altitudes maximales moyennes des glaciers (Tab.3-21 ; Fig.3-28) varient peu selon les massifs (écarts < 80 m) et l'exposition (écarts < 130 m), mais davantage avec leur taille, 3122 m pour les glaciers < 0,1 km² contre 3624 m pour ceux > 2,5 km².

		alt. min. (m)	alt. max. (m)
Total		2618 (346)	3264 (286)
Massifs	Ecrins	2639 (341)	3247 (282)
	Mont Blanc	2391 (552)	3326 (462)
	Vanoise	2650 (243)	3270 (222)
	Classes de taille		
	< 0,1km ²	2890 (315)	3122 (315)
	0,1 - 0,5 km ²	2689 (209)	3189 (195)
	0,5 - 1 km ²	2554 (222)	3272 (202)
	1 - 2,5 km ²	2434 (286)	3379 (227)
	> 2,5 km ²	2177 (401)	3624 (308)
Expositions	N	2437 (389)	3199 (415)
	NE	2503 (325)	3235 (266)
	E	2666 (240)	3288 (270)
	SE	2778 (310)	3314 (226)
	S	2855 (232)	3326 (226)
	SW	2796 (261)	3277 (230)
	W	2622 (295)	3254 (217)
	NW	2554 (364)	3273 (281)

Tab.3-21 : Répartition par massifs, classes de taille et exposition des valeurs moyennes des altitudes minimale et maximale des glaciers des trois principaux massifs des Alpes françaises à la fin du PAG (écarts types entre parenthèses).

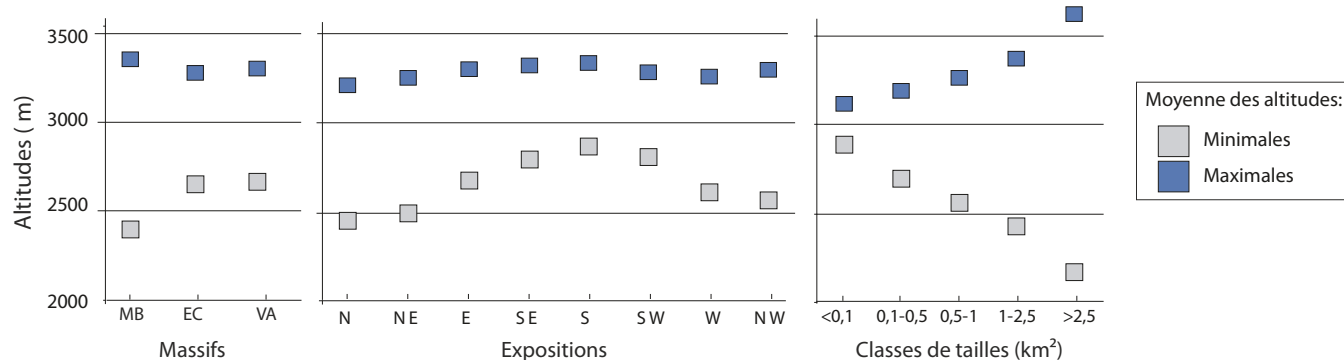


Fig.3-28: Altitudes minimale et maximale moyennes des glaciers des principaux massifs des Alpes françaises à la fin du PAG, selon les massifs, l'exposition et les classes de taille. Les valeurs sont présentées dans le Tab.3-21.

3.2.2 Extension des glaciers au cours de la période 1967-1971

Les données issues de la cartographie des glaciers en 1967-1971, basée sur les cartes topographiques 1 :25 000 de l'IGN sont analysées dans cette section.

a. Superficie et nombre de glaciers

Superficie et nombre de glaciers par massifs

En 1967-1971, la surface occupée par les 538 glaciers des Alpes françaises est de $369,16 \pm 8 \text{ km}^2$ (Tab.3-22), principalement répartis entre les massifs du Mont Blanc (114 km^2), de la Vanoise (132 km^2) et des Écrins (102 km^2) (Fig.3-29). La superficie moyenne des glaciers est de $0,68 \text{ km}^2$ ($Me = 0,20 \text{ km}^2$), variant de $0,001 \text{ km}^2$ à $31,8 \text{ km}^2$ (la Mer de Glace).

Les glaciers $< 0,5 \text{ km}^2$ représentent 72 % du nombre de glaciers mais ne couvrent que 16 % de la superficie totale englacée; les glaciers $> 2,5 \text{ km}^2$ couvrent 47 % de la surface tandis qu'ils ne représentent que 5 % du nombre de glaciers (Tab.3-23.a et b ; Fig.3-30)

Massif	Nombre		Superficie		
	val.abs	%	val. abs. (km^2)	Incertitude (km^2)	%
Mont Blanc	58	10,8	113,80	1,70	30,8
Vanoise	162	30,1	131,87	2,68	35,7
Écrins	265	49,3	102,34	3,01	27,7
Grandes Rousses	11	2,0	11,81	0,26	3,2
Aiguilles Rouges - Ruan	16	3,0	4,43	0,15	1,2
Belledonne	17	3,2	3,15	0,16	0,8
Thabor - Aiguilles d'Arves	6	1,1	1,34	0,05	0,4
Ubaye	3	0,6	0,43	0,02	0,1
France	538	100,0	369,16	8,02	100,0

Tab.3-22 : Répartition (nombre et superficie) par massifs des glaciers des Alpes françaises en 1967-1971.

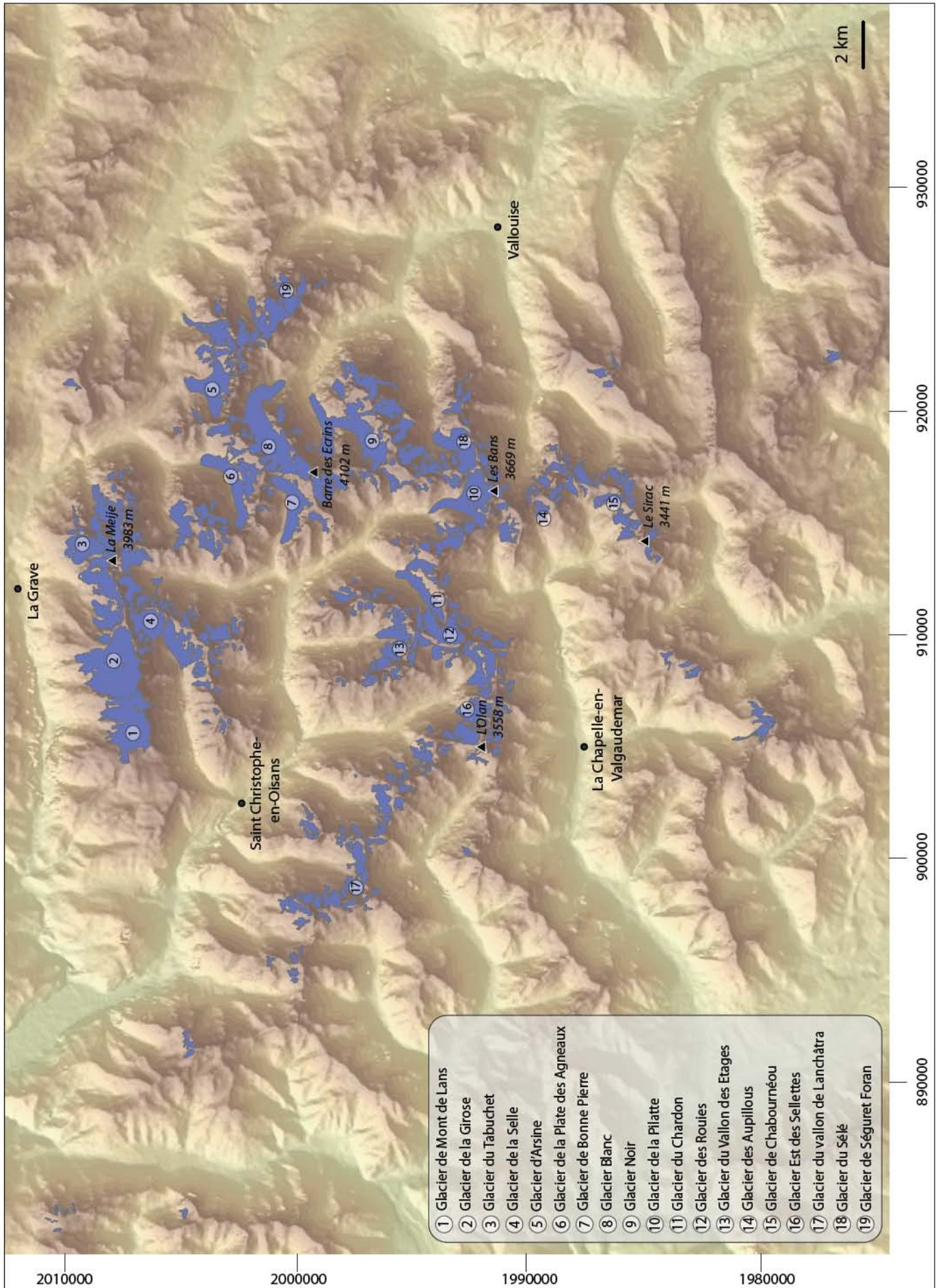


Fig.3-30.a : Extension des glaciers du massif des Écrins en 1967-1971. Seuls les principaux glaciers sont ici nommés.

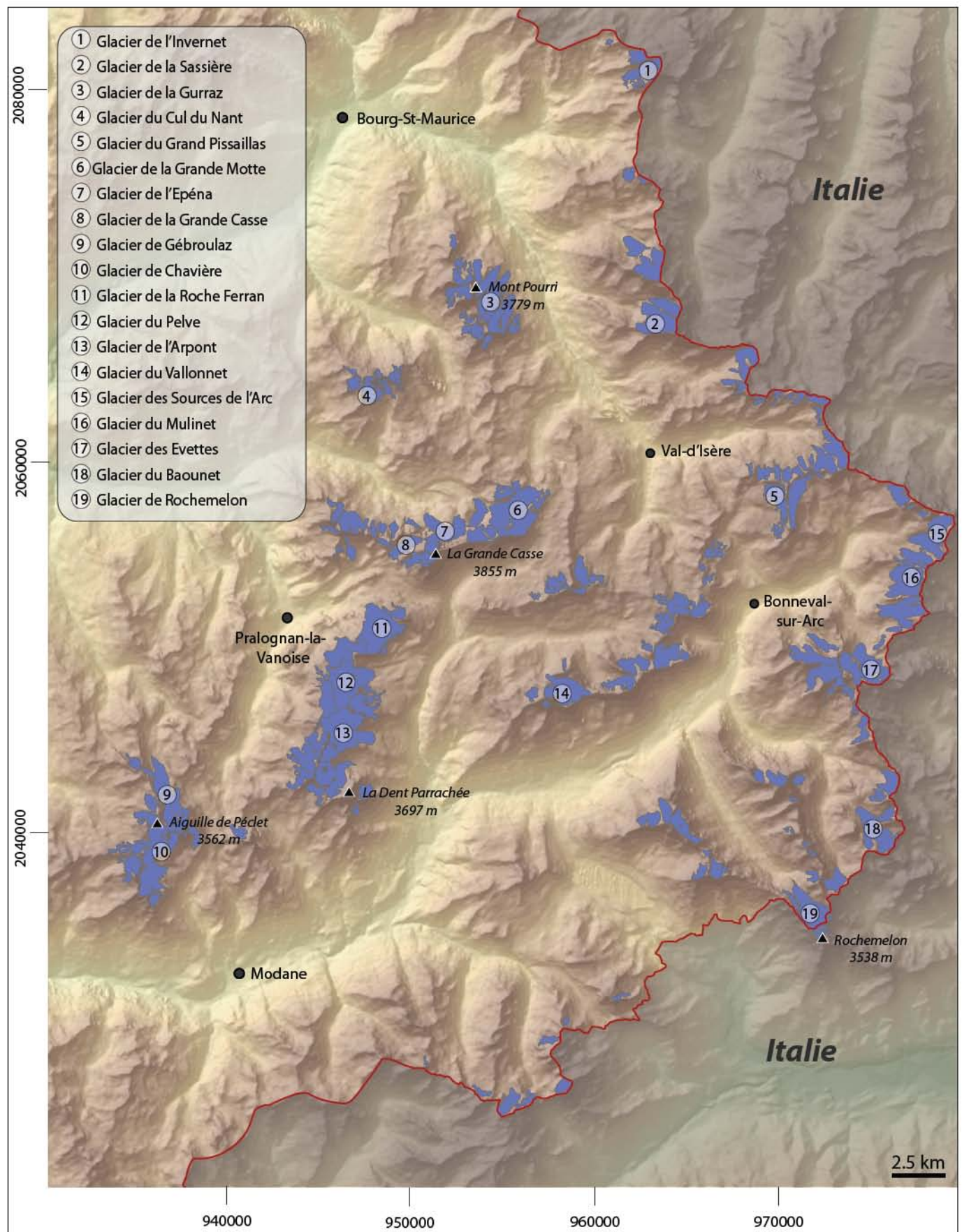


Fig.3-30.b : Extension des glaciers du massif de la Vanoise à en 1967-1971. Seuls les principaux glaciers sont ici nommés.

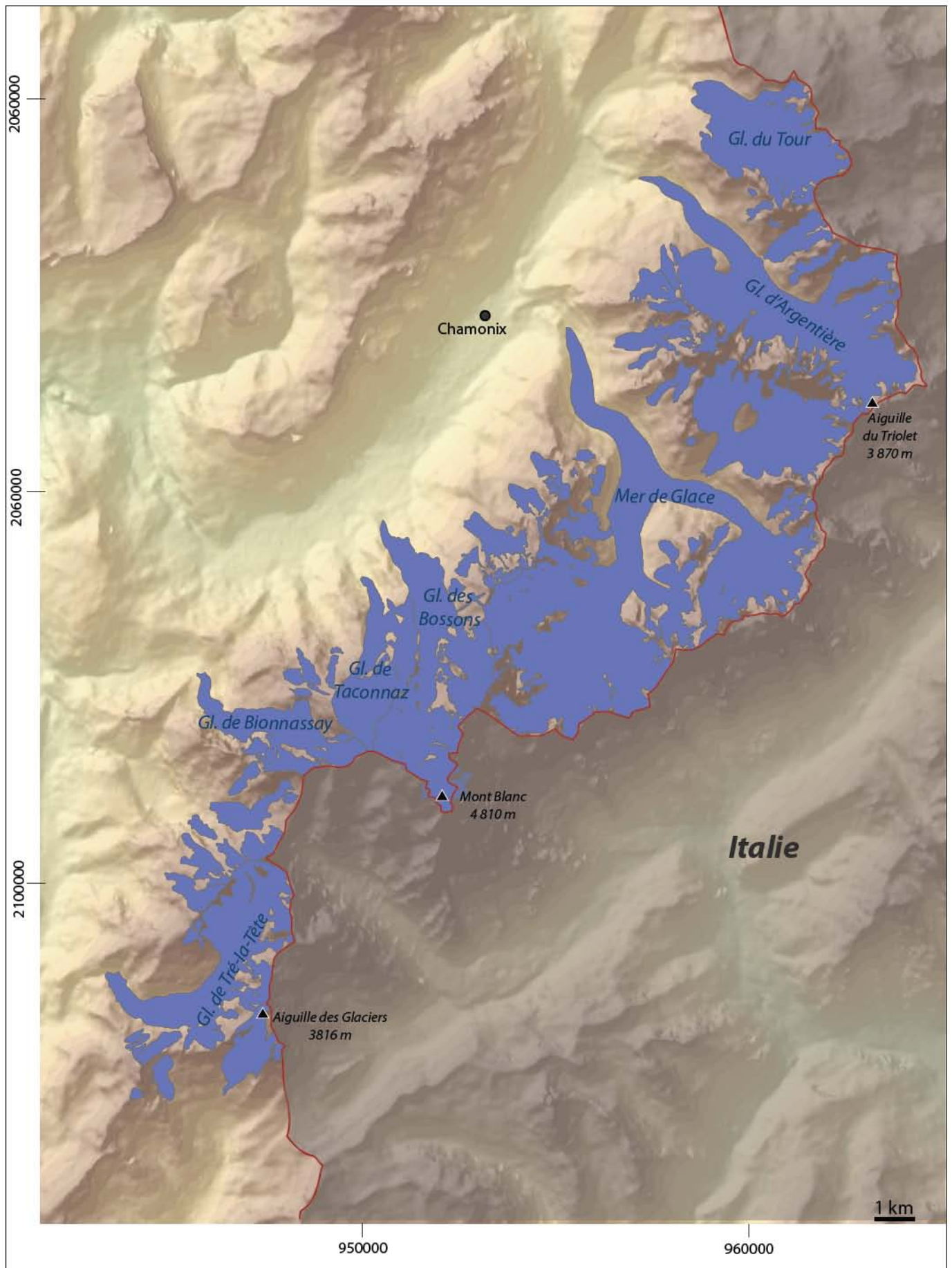


Fig.3-30.c : Extension des glaciers du massif du Mont Blanc en 1967-1971. Seuls les principaux glaciers sont ici nommés.

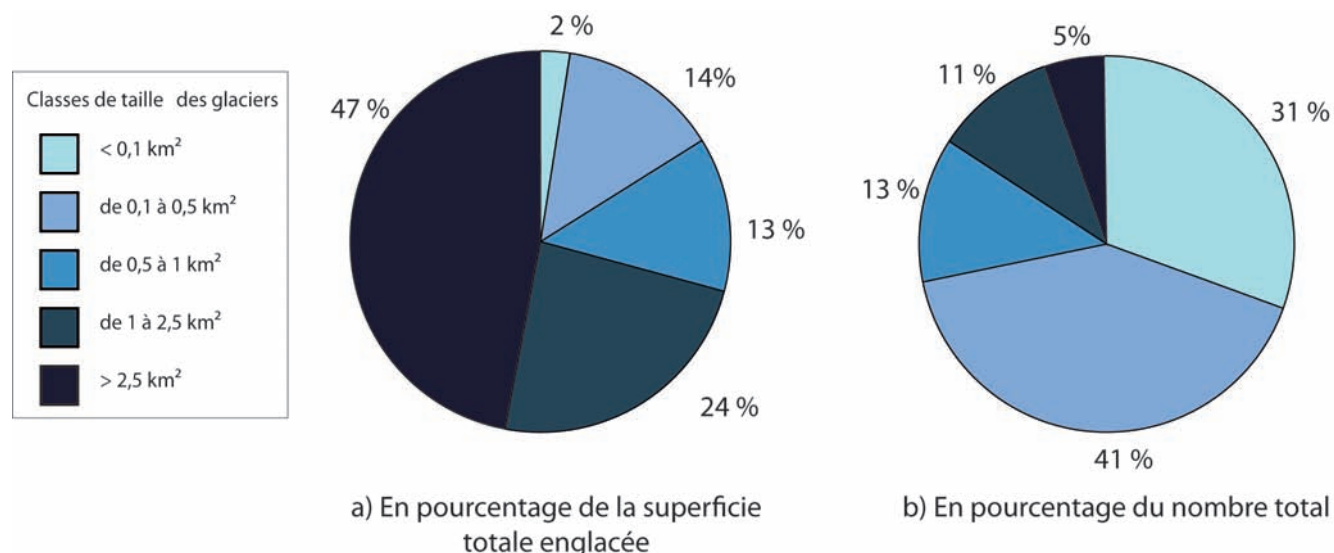


Fig.3-30: Répartition des glaciers des Alpes françaises en 1967-1971

A l'échelle des massifs, les tendances sont similaires à celles observées pour 2006-2009 (Fig.3-31 a et b ; Tab.3-23.a et b): les glaciers $< 0,5 \text{ km}^2$ représentent toujours plus de la moitié du nombre total de glaciers sauf dans le massif des Grandes Rousses (36 %), les glaciers $> 2,5 \text{ km}^2$ représentent toujours moins de 14 % du nombre de glaciers (respectivement 14 %, 8 % et 3 % dans les massifs du Mont Blanc, de la Vanoise et des Écrins), et sont absents dans les massifs des Aiguilles Rouges – Ruan, de Belledonne, du Thabor – Aiguilles d'Arves et de l'Ubaye. Le massif du Mont Blanc se distingue par l'importance des glaciers $> 2,5 \text{ km}^2$ qui couvrent 83 % de la surface glaciaire du massif, tandis que les glaciers $< 0,5 \text{ km}^2$ occupent 6 % de celle-ci. Dans les massifs des Écrins, de la Vanoise et des Grandes Rousses, les glaciers $< 1 \text{ km}^2$ couvrent respectivement 77 %, 59 % et 80 % de la superficie englacée du massif, alors que les glaciers $< 0,5 \text{ km}^2$ couvrent 14 %, 26% et 6 % de celle-ci.

Classes de taille (km ²)		Alpes fr.	Mt Blanc	Vanoise	Ecrins	Aig. Rges-Ruan	Belledonne	Gdes Rousses	Thabor-Aig. d'Arves	Ubaye
<0,1	Nbre	165	14	20	117	5	5	1	2	1
	S. (km ²)	8,60	0,79	1,08	6,04	0,28	0,19	0,08	0,08	0,06
0,1-0,5	Nbre	220	23	68	101	8	12	3	3	2
	S. (km ²)	51,18	6,21	17,91	21,18	1,56	2,96	0,64	0,35	0,37
0,5-1	Nbre	67	8	34	20	2	0	2	1	0
	S. (km ²)	48,23	5,47	24,52	14,42	1,35	0,00	1,57	0,90	0,00
1-2,5	Nbre	57	5	27	20	1	0	4	0	0
	S. (km ²)	86,88	6,41	42,29	30,97	1,24	0,00	5,98	0,00	0,00
>2,5	Nbre	29	8	13	7	0	0	1	0	0
	S. (km ²)	174,27	94,92	46,07	29,73	0,00	0,00	3,54	0,00	0,00
Total	Nbre	538	58	162	265	16	17	11	6	3
	S. (km²)	369,16	113,80	131,87	102,34	4,43	3,15	11,81	1,34	0,43

Tab.3-23.a: Répartition (nombre et superficie) par massifs et par classes de taille des glaciers des Alpes françaises en 1967-1971. Valeurs absolues.

Classes de taille (km ²)		Alpes fr.	Mt Blanc	Vanoise	Ecrins	Aig.Rges-Ruan	Belledonne	Gdes Rousses	Thabor-Aig. d'Arves	Ubaye
<0,1	Nbre (%)	30,7	24,1	12,3	44,2	31,3	29,4	9,1	33,3	33,3
	S. (%)	2,4	0,7	0,8	5,9	6,4	6,1	0,6	6,1	13,5
0,1-0,5	Nbre (%)	40,9	39,7	42,0	38,1	50,0	70,6	27,3	50,0	66,7
	S. (%)	13,8	5,5	13,6	20,7	35,2	93,9	5,5	26,2	86,5
0,5-1	Nbre (%)	12,5	13,8	21,0	7,5	12,5	0,00	18,2	16,7	0,00
	S. (%)	13,1	4,8	18,6	14,1	30,5	0,00	13,3	67,7	0,00
1-2,5	Nbre (%)	10,6	8,6	16,7	7,5	6,3	0,00	36,4	0,00	0,00
	S. (%)	23,5	5,6	32,1	30,3	27,9	0,00	50,6	0,00	0,00
>2,5	Nbre (%)	5,4	13,8	8,0	2,6	0,00	0,00	9,1	0,00	0,00
	S. (%)	47,2	83,4	34,9	29,1	0,00	0,00	30,0	0,00	0,00
Total	Nbre (%)	100	10,8	30,1	49,3	3,0	3,2	2,0	1,1	0,6
	S. (%)	100	30,8	35,7	27,7	1,2	0,9	3,2	0,4	0,1

Tab.3-23.b: Répartition (nombre et superficie) par massifs et par classes de taille des glaciers des Alpes françaises en 1967-1971. Pourcentages par rapport aux valeurs totales.

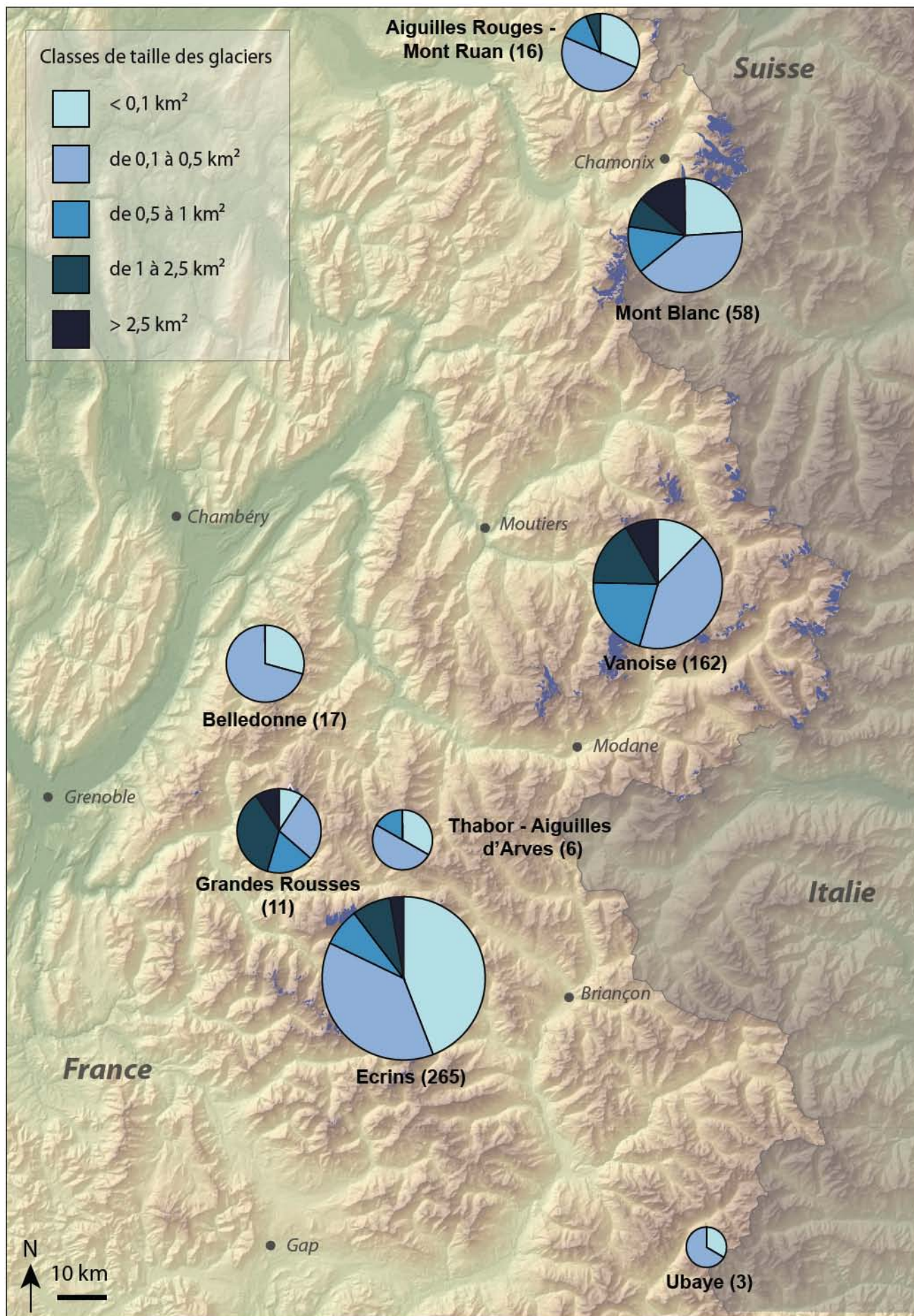


Fig.3-31.a : Répartition des glaciers des Alpes françaises en 1967-1971 par massifs selon les 5 classes de taille. Le diamètre des diagrammes est proportionnel au nombre de glacier par massif (indiqué entre parenthèses).

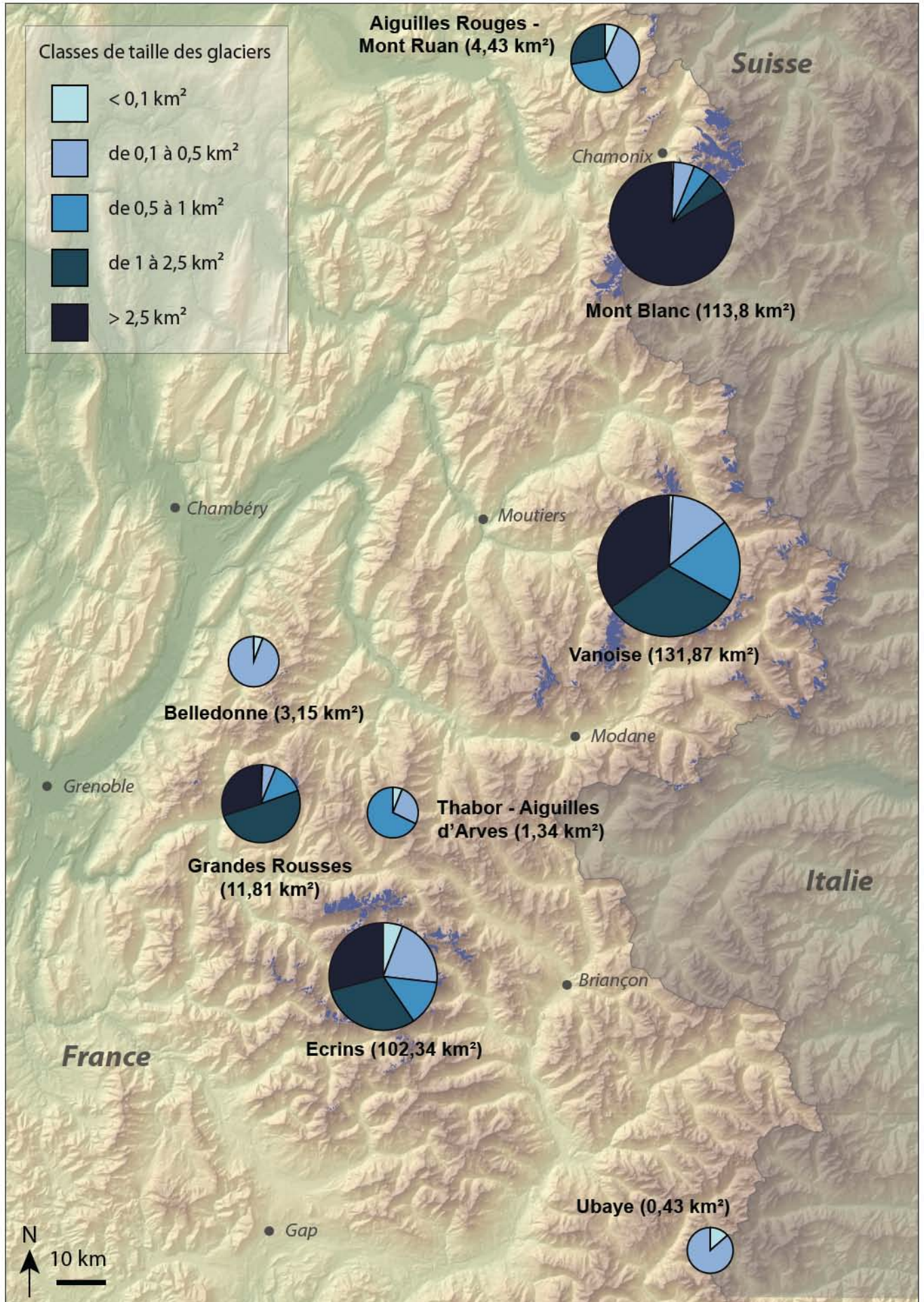


Fig.3-31.b : Répartition des glaciers des Alpes françaises en 1967-1971 par massifs selon les 5 classes de taille. Le diamètre des diagrammes est proportionnel à la superficie englacée du massif (indiquée entre parenthèses).

Superficie et nombre de glaciers par bassins versants

En 1967-1971, les glaciers des Alpes françaises étaient essentiellement répartis entre les bassins-versants de l'Isère (408 glaciers, couvrant 61 % de la superficie totale englacée), du Rhône (70 glaciers, 31 % de la superficie) et de la Durance (58 glaciers, 8 % de la superficie) (Tab.3-24.a et b).

Les glaciers > 1 km² occupent respectivement 93 %, 80 % et 76 % de la superficie des bassins versants du Rhône, de l'Isère et de la Durance, tandis que les glaciers < 0,5 km² occupent moins du quart de la superficie de ces bassins versants (respectivement 7 %, 20 % et 24 %).

Classes de taille (km ²)		Alpes françaises.	Rhône*	Isère	Durance	Italie
<0,1	Nbre	165	18	124	23	0
	S. (km ²)	8,60	1,65	86,88	5,41	0,00
0,1-0,5	Nbre	220	29,	164	25	2
	S. (km ²)	51,18	91,40	94,77	5,89	0,54
0,5-1	Nbre	67	10	55	2	0
	S. (km ²)	48,23	18,73	4,50	2,24	0,00
1-2,5	Nbre	57	5	46	6	0
	S. (km ²)	86,88	2,38	27,40	14,13	0,00
>2,5	Nbre	29	8	19	2	0
	S. (km ²)	174,27	1,63	11,26	0,37	0,00
Total	Nbre	538	70	408	58	2
	S. (km ²)	369,16	115,78	224,80	28,04	0,54

Tab.3.24.a: Répartition (nombre et superficie) par bassins-versants et par classes de taille des glaciers des Alpes françaises en 1967-1971. Valeurs absolues.

*Bassin versant d'ordre 2, qui exclut les bassins-versants de la Saône, de l'Isère et de la Durance

Classes de taille (km ²)		Alpes françaises	Rhône*	Isère	Durance	Italie
<0,1	Nbre (%)	30,7	25,7	30,4	39,7	0,0
	S. (%)	2,3	0,9	2,8	4,6	0,0
0,1-0,5	Nbre (%)	40,9	41,4	40,2	43,1	100,0
	S. (%)	13,9	6,2	16,9	19,7	100,0
0,5-1	Nbre (%)	12,4	14,3	13,5	3,4	0,0
	S. (%)	13,1	5,9	17,8	4,9	0,0
1-2,5	Nbre (%)	10,6	7,1	11,3	10,3	0,0
	S. (%)	23,5	5,1	31,8	34,1	0,0
>2,5	Nbre (%)	5,4	11,4	4,7	3,4	0,0
	S. (%)	47,2	82,0	30,7	36,6	0,0
Total	Nbre (%)	100,0	13,0	75,9	10,8	0,4
	S. (%)	100,0	31,4	60,9	7,6	0,1

Tab.3-24.b: Répartition (nombre et superficie) par bassins-versants et par classes de taille des glaciers des Alpes françaises en 1967-1971. Pourcentages par rapport aux valeurs totales.

*Bassin versant d'ordre 2, qui exclut les bassins-versants de la Saône, de l'Isère et de la Durance

b. Caractéristiques topographiques

La longueur, l'exposition moyenne, les altitudes minimale, maximale et moyenne et la pente moyenne des glaciers ont été étudiées pour l'ensemble des glaciers des Alpes françaises en 1967-1971. Comme les tendances qui apparaissent selon les massifs, les classes de taille et les expositions sont généralement comparables à celles de 2006-2009, sauf pour les altitudes minimales, maximales et moyennes, seules ces dernières sont détaillées ici.

Longueur

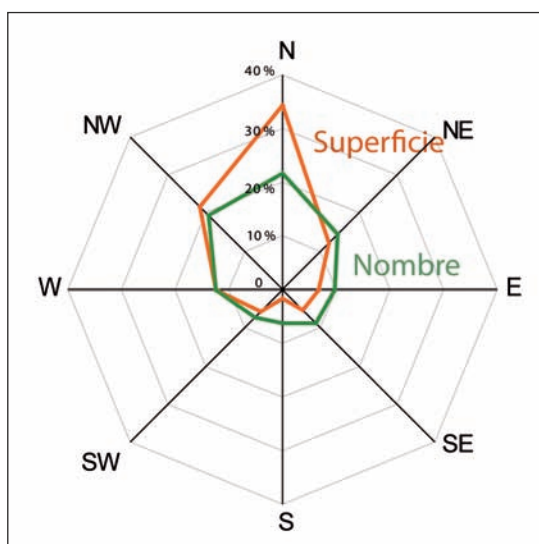
En 1967-1971, la longueur moyenne des glaciers des Alpes françaises est de 1,06 km (Me = 0,78 km). 64 % des glaciers mesurent moins d'1 km de long et 11 % mesurent plus de 2 km (Tab.3-25).

Classes (m)	Fréquence	
	Val. abs.	%
< 200	25	4,6
200 - 500	136	25,3
500 - 1000	185	34,4
1000 - 2000	133	24,7
2000 - 4000	47	8,7
> 4000	12	2,2

Tab.3-25 : Répartition de des glaciers des Alpes françaises en 1967-1971 selon leurs classes de taille (en valeurs absolue et en pourcentage par rapport au nombre total).

Exposition moyenne

Comme en 2006-2009, la plupart des glaciers des Alpes françaises en 1967-1971 sont exposés au NW, N et NE (68 % de la superficie totale englacée, 56 % du nombre de glaciers) alors qu'ils sont peu représentés de l'E au SW (< 20 % de la superficie, < 32 % du nombre) (Tab.3-26, Fig.3-32).



Exposition moyenne	Surface		Nombre	
	val. abs.(km ²)	%	val. abs.	%
N	126,99	34,4	116	21,6
NE	44,85	12,1	79	14,7
E	24,95	6,8	53	9,8
SE	19,66	5,3	46	8,5
S	6,15	1,7	33	6,1
SW	20,81	5,6	39	7,2
W	46,30	12,5	67	12,4
NW	79,45	21,5	105	19,5

Tab.3-26 : Répartition de la superficie et du nombre de glaciers des Alpes françaises en 1967-1971 selon leur exposition moyenne.

Fig.3-32 : Distribution de la superficie et du nombre de glaciers des Alpes françaises en 1967-1971 selon de leur exposition moyenne.

Altitudes minimale, maximale et moyenne

En 1967-1971, l'altitude frontale moyenne des glaciers des Alpes françaises est 2725 m ($\sigma = 291$ m), leur altitude maximale moyenne, de 3229 m ($\sigma = 305$ m), et la moyenne des altitudes moyennes, de 2968 m ($\sigma = 238$ m) (Tab.3-27).

L'altitude moyenne des altitudes frontale, maximale et moyenne des glaciers varie selon les massifs, l'exposition et les classes de taille (Fig.3-33 ; Tab.3-27). L'altitude frontale moyenne des glaciers dans les massifs du Mont Blanc, des Aiguilles Rouges – Ruan et de Belledonne (respectivement 2517 m, 2439 m et 2421 m) est inférieure à la moyenne de l'ensemble des glaciers des Alpes françaises, supérieure ou semblable dans les autres massifs (2745 m dans les Écrins ; 2820 m en Vanoise). Celle des glaciers exposés NW, N et NE est inférieure à la moyenne (respectivement 2666 m, 2617 m et 2631 m), supérieure ou similaire pour les autres expositions (2958 m au S, 2736 m à l'E). Elle décroît avec la taille des glaciers : 2866 m pour les glaciers $<0,1$ km², 2335 m pour ceux $>2,5$ km².

L'altitude maximale moyenne des glaciers des massifs du Mont Blanc, de la Vanoise et des Grandes Rousses est supérieure à la valeur moyenne (respectivement 3390 m, 3294 m et 3299 m), et très inférieure dans les massifs des Aiguilles Rouges – Ruan (2757 m) et de Belledonne (2730 m). Elle varie d'environ 200 m seulement selon l'exposition, les glaciers exposés SW à SE ayant une altitude maximale moyenne un peu plus élevée. Elle augmente avec la taille des glaciers: 3101 m pour les glaciers $<0,1$ km², 3691 m pour les glaciers $>2,5$ km².

La valeurs moyenne des altitudes moyennes varie peu avec l'exposition et les classes de taille; elle présente la même tendance que celle de l'altitude frontale moyenne pour les massifs; elle est donc très en dessous de la valeur moyenne de l'ensemble des glaciers des Alpes françaises pour les massifs des Aiguilles Rouges – Ruan et de Belledonne, restant proches de cette moyenne (de 2 à 82 m) dans les autres massifs.

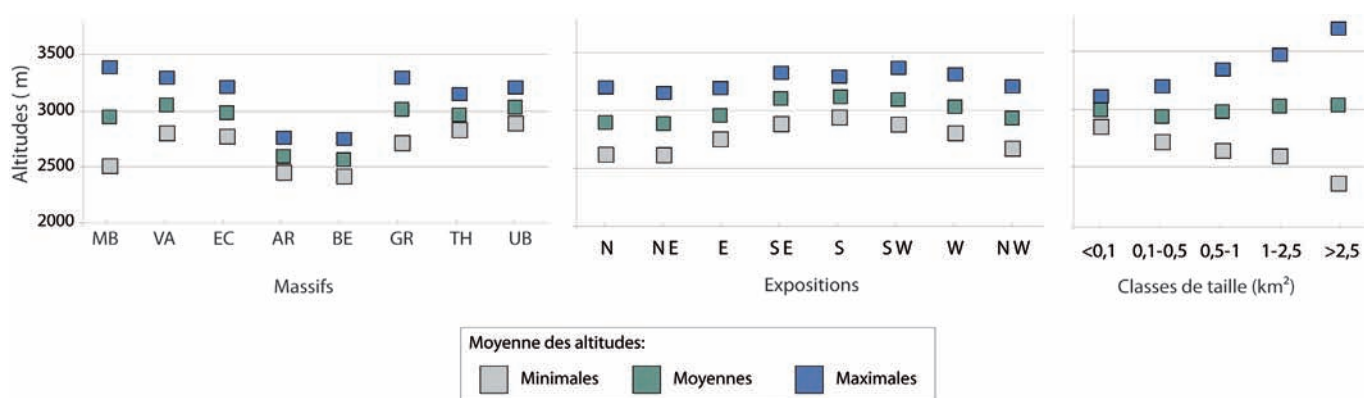


Fig.3-33: Valeurs moyennes des altitudes minimale, maximale et moyenne des glaciers des Alpes françaises en 1967-1971 selon les massifs, l'exposition et les classes de taille.

	valeur moyenne		
	alt. min. (m)	alt. max.(m)	alt. moy.(m)
Alpes françaises	2725 (291)	3229 (305)	2968 (238)
<i>Mont Blanc</i>	2517 (433)	3390 (451)	2943 (275)
<i>Vanoise</i>	2820 (208)	3294 (218)	3050 (182)
<i>Ecrins</i>	2745 (273)	3214 (274)	2970 (231)
<i>Aig. Rouges - Ruan</i>	2439 (192)	2757 (140)	2597 (149)
<i>Belledonne</i>	2421 (121)	2730 (78)	2568 (86)
<i>Grandes Rousses</i>	2720 (113)	3299 (141)	2985 (62)
<i>Thabor – Aig. D'Arves</i>	2828 (170)	3157 (130)	2961 (164)
<i>Ubaye</i>	2872 (109)	3202 (35)	3015 (102)
<i>Classes de taille</i>			
<0,1 km ²	2866 (265)	3101 (287)	2980 (269)
0,1-0,5 km ²	2730 (229)	3172 (240)	2934 (228)
0,5-1 km ²	2637 (264)	3331 (261)	2971 (232)
1-2,5 km ²	2597 (244)	3467 (196)	3021 (202)
>2,5 km ²	2335 (443)	3691 (358)	3040 (168)
<i>Expositions</i>			
N	2617 (321)	3196 (368)	2900 (255)
NE	2631 (277)	3150 (288)	2893 (231)
E	2736 (212)	3177 (285)	2952 (205)
SE	2870 (186)	3320 (219)	3080 (193)
S	2958 (201)	3284 (227)	3110 (200)
SW	2889 (260)	3360 (219)	3103 (182)
W	2795 (243)	3304 (249)	3031 (188)
NW	2666 (300)	3199 (333)	2922 (253)

Tab.3-27: Répartition par massif, classes de taille et exposition des valeurs moyennes des altitudes minimale, maximale et moyenne des glaciers des Alpes françaises en 1967-1971 (écarts types entre parenthèses).

Pente moyenne

En 1967-1971, la pente moyenne des glaciers français est de 30° ($\sigma = 8^\circ$). Elle est plus faible (20-27°) pour les glaciers > 1 km² que pour les glaciers < 0,1 km² (30°) (Tab.3-28).

Classes de taille	pente moyenne (°)
< 0,1 km ²	35,38 (7)
0,1-0,5 km ²	30,20 (6)
0,5-1 km ²	27,03 (6)
1-2,5 km ²	24,59 (5)
> 2,5 km ²	20,73 (5)

Tab.3-28 : Pente moyenne des glaciers des Alpes françaises en 1967-1971 par classes de taille.

A la fin du PAG, les 488 glaciers des trois principaux massifs des Alpes françaises (Mont Blanc, Vanoise, Ecrins) couvraient 544 km². Leur superficie moyenne était de 1,11 km², et la plupart était exposée NW, N et NE. La moyenne de leurs altitudes minimale et maximale était 2618 m et 3264 m.

En 1967-1971, la superficie des glaciers 538 de l'ensemble des Alpes françaises était de 369 m². Leur superficie moyenne était de 0,68 km², pour une longueur moyenne de 1,05 km. Comme au PAG et en 2006-2009, la plupart des glaciers était exposée au NW, N et NE. La moyenne de leurs altitudes minimale, maximale et moyenne était respectivement 2725 m, 3229 m et 2968 m, et leur pente moyenne était de 30°.

Chapitre 3.3

Évolution de l'englacement des Alpes françaises depuis la fin du PAG

L'inventaire diachronique des glaciers des Alpes françaises sert de base à l'étude de l'évolution de l'englacement de ce secteur de la fin du PAG à nos jours. Après son étude globale par massifs, classes de taille et exposition (3.3.1), l'évolution de la distribution des caractéristiques topographiques et de l'hypsométrie des glaciers est ensuite analysée (3.3.2), avant d'étudier l'influence des paramètres topographiques sur le retrait glaciaire (3.3.3).

L'étude globale porte sur l'évolution de superficies totales englacées entre les 3 dates, tandis que celle à l'échelle individuelle se concentre sur l'évolution de la superficie de chaque glacier entre la fin et le début de la période considérée. Dans le second cas, ce travail a été réalisé pour la période qui s'étend de 1967-1971 à 2006-2009.

Les résultats obtenus aux échelles globales et individuelles diffèrent du fait des effets de masse. Ainsi, la Mer de Glace, qui "pèse" lourd dans l'englacement total a perdu peu de superficie entre 1967-1971 et 2006-2009 par rapport aux autres glaciers (-4 %), ce qui diminue la valeur moyenne du retrait glaciaire global. Cet effet de masse est évité lors de l'étude individuelle des glaciers.

La reconstitution de l'extension des glaciers au PAG n'a été réalisée que pour les 3 principaux massifs des Alpes françaises. Par conséquent, les analyses sont réalisées pour l'ensemble des glaciers des Alpes françaises pour la période de 1967-1971 à 2006-2009, pour les glaciers des massifs de la Vanoise, des Écrins et du Mont Blanc pour la période de la fin du PAG à 2006-2009. Nous avons appelé P cette dernière, P1 la période qui s'étend de la fin du PAG à 1967-1971 et P2 celle qui s'étend de 1967-1971 à 2006-2009.

Nous avons choisit de réaliser les analyses statistiques pour l'ensemble des glaciers des Alpes françaises, puis selon chaque massif, classe de taille et orientation car nous avons supposé que ces paramètres avaient une forte influence sur le comportement des glaciers. La comparaison des jeux de donnée entre deux dates est rendue délicate car le nombre et la taille des échantillons ont évolué au cours du temps. Comme nous le verrons dans la section 3.3.1, ce problème se pose pour les comparaisons par classes de taille et par exposition. Afin de pallier ce problème, il faudrait effectuer ces analyses statistiques sur un échantillon constant de glaciers.

3.3.1 Rétraction de la surface englacée des Alpes françaises de la fin du PAG à l'actuel (2006-2009)

Les superficies totales englacées à la fin du PAG (massifs du Mont Blanc, Vanoise, Écrins), en 1967-1971 et en 2006-2009 sont étudiées à l'échelle des massifs, puis selon les classes de taille, enfin selon l'exposition, avant que les modifications de l'hypsométrie ne soient analysées.

a. Évolution de la superficie englacée de chaque massif

Évolution des superficies englacées de chaque massif : données chiffrées

L'extension actuelle (2006-2009) de l'ensemble des glaciers des Alpes françaises est de 275 km² (cf. chapitre 3.1), soit environ 25 % de moins qu'en 1967-1971 lorsque les glaciers couvraient 369 km²

(cf. chapitre 3.2). Au cours de cette période P1, le retrait glaciaire dans les massifs de la Vanoise et des Écrins est plus de 2,5 fois plus élevé que dans le massif du Mont Blanc (respectivement 47 %, 40 % et 15 %) (Tab. 3-29 ; Fig. 3-34). Les autres massifs, de taille plus modeste, ont perdu plus de 39 % de leur superficie englacée (l'augmentation dans le massif de l'Ubaye est liée à la non prise en compte des glaciers noirs lors de la réalisation de la carte topographique par l'IGN).

A la fin du PAG, la superficie totale englacée des massifs des Écrins, de la Vanoise et du Mont Blanc était de 534 km² (cf. chapitre 3.2), soit 32 % de plus qu'à la fin des années 1960, quand les glaciers de ces massifs couvraient 348 km² (Tab. 3-29; Fig. 3-35). Sur l'ensemble de la période P, le retrait des glaciers des massifs de la Vanoise et des Écrins est quasiment 2,5 fois plus marqué que dans le massif du Mont Blanc (respectivement 61 %, 60 % et 24 %).

En utilisant la formule suivante:

$$S_{\text{PAG}} = 100 / (100 - x) \times S_{1967-1971}$$

(où x est la valeur du pourcentage de retrait et S la superficie englacée), la valeur de retrait obtenue pour les 3 massifs principaux (32 %, $x = 32$) entre la fin du PAG et 1967-1971 permet de proposer une estimation de la superficie englacée au PAG pour les "autres massifs" (31,1 km²), en supposant que le taux de retrait pendant P1 est le même que la moyenne des taux de retrait des glaciers des 3 principaux massifs pendant cette période. L'englacement des Alpes françaises au PAG serait donc de 574,1 km². Cette donnée pourrait être plus précise en prenant en compte la taille des glaciers, mais le retrait glaciaire pour chaque glacier n'a pas été évalué entre le PAG et 1967-1971.

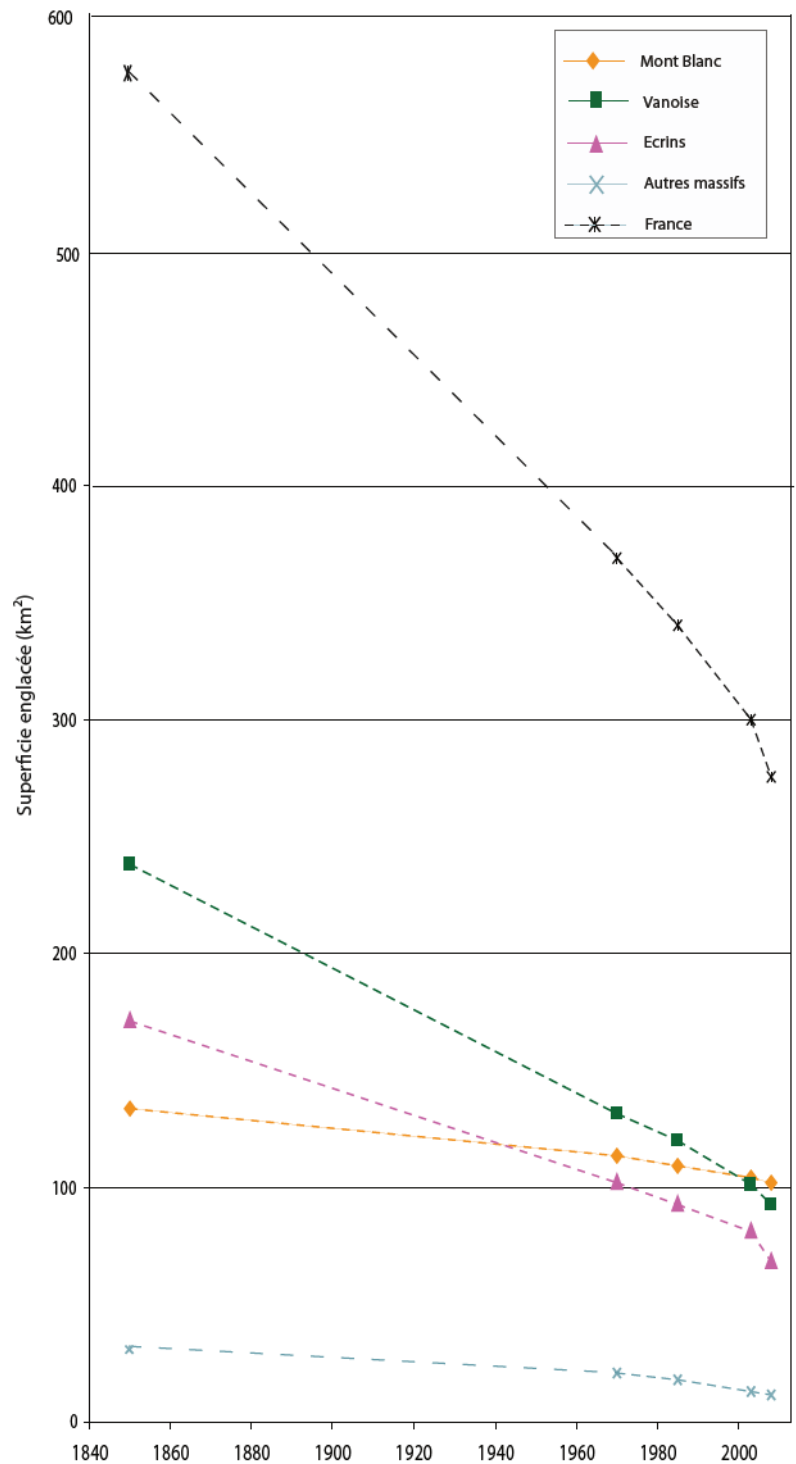


Fig.3-34 : Évolution du retrait glaciaire pour les différents massifs des Alpes françaises, de la fin du PAG (dates : 1850, 1967-1971, 1985-1986, 2003 et 2006-2009). Données 1985-1986 et 2003 : A. Rabatel et J.P. Dedieu (Gardent et al, soumis). Les superficies à la fin du PAG pour l'ensemble des glaciers des Alpes françaises et pour les "autres massifs" ont été estimées en appliquant aux superficies de 1967-1971 le taux de retrait observé entre la fin du PAG et 1967-1971 pour les 3 principaux massifs (32 %, cf. texte).

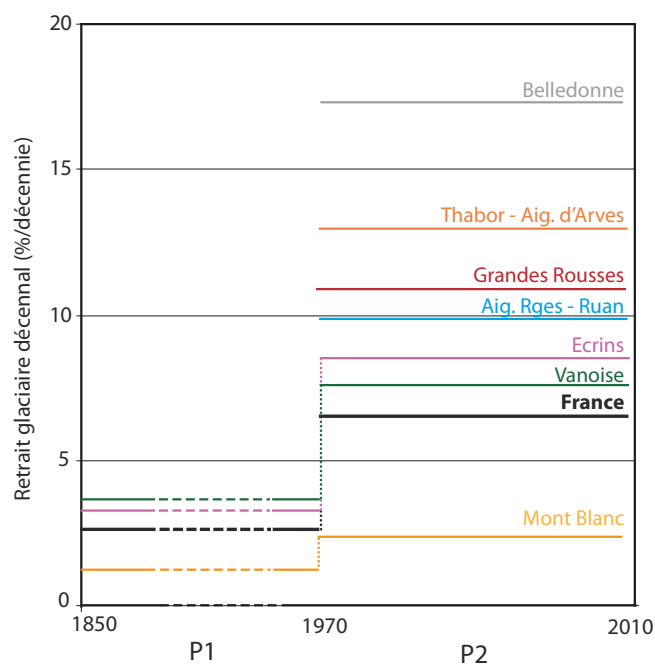


Fig.3-35 : Taux de retrait glaciaire par décennie pour les différents massifs des Alpes françaises de la fin du PAG à 2006-2009. Le taux pour la France pour P1 ne prend en compte que les 3 principaux massifs.

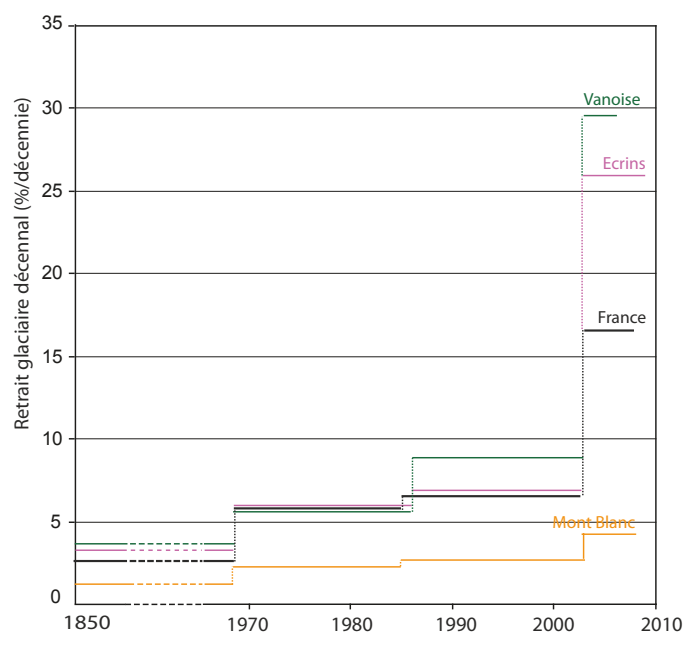


Fig.3-36 : Évolution du retrait glaciaire par décennies pour les principaux massifs des Alpes françaises, de la fin du PAG à 2006-2009. Le taux pour la France ne prend en compte que les 3 principaux massifs. Données 1985-1986 et 2003 : A. Rabatel et J.-P. Dedieu (Gardent et al., soumis).

	Évolution P1 (PAG / 1967-1971)		Évolution P2 (1967-1971 / 2006-2009)		Évolution P (PAG / 2006-2009)	
	Retrait total (%)	Retrait par décennie (%/décennie)	Retrait total (%)	Retrait par décennie (%/décennie)	Retrait total (%)	Retrait par décennie (%/décennie)
Mont-Blanc (FR)	15,1	1,3	10,0	2,6	23,6	1,5
Vanoise	44,6	3,7	29,7	7,6	61,1	3,9
Écrins	40,1	3,3	32,9	8,4	59,9	3,8
TOTAL¹	32,0	2,7	24,2	6,2	49,3	3,1
Aig. Rouges-Ruan	-	-	38,8	10,0	-	-
Grandes Rousses	-	-	42,2	10,8	-	-
Thabor – Aig. d'Arves	-	-	50,7	13,0	-	-
Ubaye	-	-	- 16,3	-4,2	-	-
Belledonne	-	-	67,0	17,2	-	-
TOTAL²			25,4	6,5		

Tab.3-29 : Évolution du retrait glaciaire entre la fin du PAG et 2006-2009 pour les glaciers des Alpes françaises. Les superficies englacées à la fin du PAG, en 1967-1971 et en 2006-2009 sont détaillées dans les chapitres 3.1 et 3.2. L'augmentation apparente de la superficie des glaciers du massif de l'Ubaye en P1 résulte de la non prise en compte des glaciers noirs par l'IGN.

¹ : Total pour les glaciers des massifs du Mont Blanc, de la Vanoise et des Écrins ; ² : Total pour l'ensemble des glaciers des Alpes françaises.

Dans ces trois massifs, le retrait glaciaire est plus rapide sur P2 que sur P1 (Tab. 3-29 ; Fig. 3-35). Si leurs glaciers ont perdu 2,7 % de leur superficie par décennie au cours de P1, ils en ont perdu plus de 6,2 % au cours de P2. Les valeurs de retrait par décennie sont proches pour les massifs de la Vanoise et des Écrins (3,7 % et 3,3 % pour P1, 7,6 et 8,4 % pour P2), nettement moindre pour le massif du Mont Blanc (1,2 % pour P1, 2,6 % pour P2).

Les inventaires de 1985-1986 et de 2003 réalisés par A. Rabatel (LGGE) et J.-P. Dedieu (LTHE) (Gardent *et al.*, soumis) mettent en évidence une accélération du retrait depuis les années 2000 (Fig.3-36) : le retrait glaciaire pour l'ensemble des glaciers français est de 5,2 % par décennie entre 1967-1971 et 1985-1986, de 6,5 % entre 1985-1986 et 2003 et de 16,6 % entre 2003 et 2006-2009. A l'échelle des massifs, la même tendance se dégage : dans le massif des Écrins par exemple, le retrait glaciaire a est passé de 3 % par décennie entre la fin du PAG et 1967-1971 à 26 % entre 2003 et 2006-2009. Cependant, les données utilisées pour 2006-2009 varient selon les massifs (cf. chapitre 2.2) et la dernière période considérée (entre 2003 et 2006-2009) couvre des intervalles de temps variables, allant de 3 ans (Vanoise) à 6 ans (Écrins). Les résultats présentés ici sont donc à considérer avec précaution : si la tendance à l'accélération du retrait glaciaire est claire, les valeurs présentées peuvent être biaisées par ce paramètre, d'autant que l'incertitude en 2003 est 12 fois plus importante qu'en 2006-2009 (respectivement 42 m et 3 m), du fait de la différence de résolution spatiale des documents utilisés (la taille du pixel est respectivement de 0,5 m et 30 m). Mais la perte de superficie totale entre ces deux dates, supérieure à l'incertitude calculée, rend valide la comparaison de ces données (Gardent *et al.*, soumis).

Cartographie de l'évolution de la superficie englacée de chaque massif

Les Figures 3-37.a, b et c et en Annexe 3-9 illustrent le retrait glaciaire qui s'est opéré entre le PAG et 2006-2009 dans les Alpes françaises.

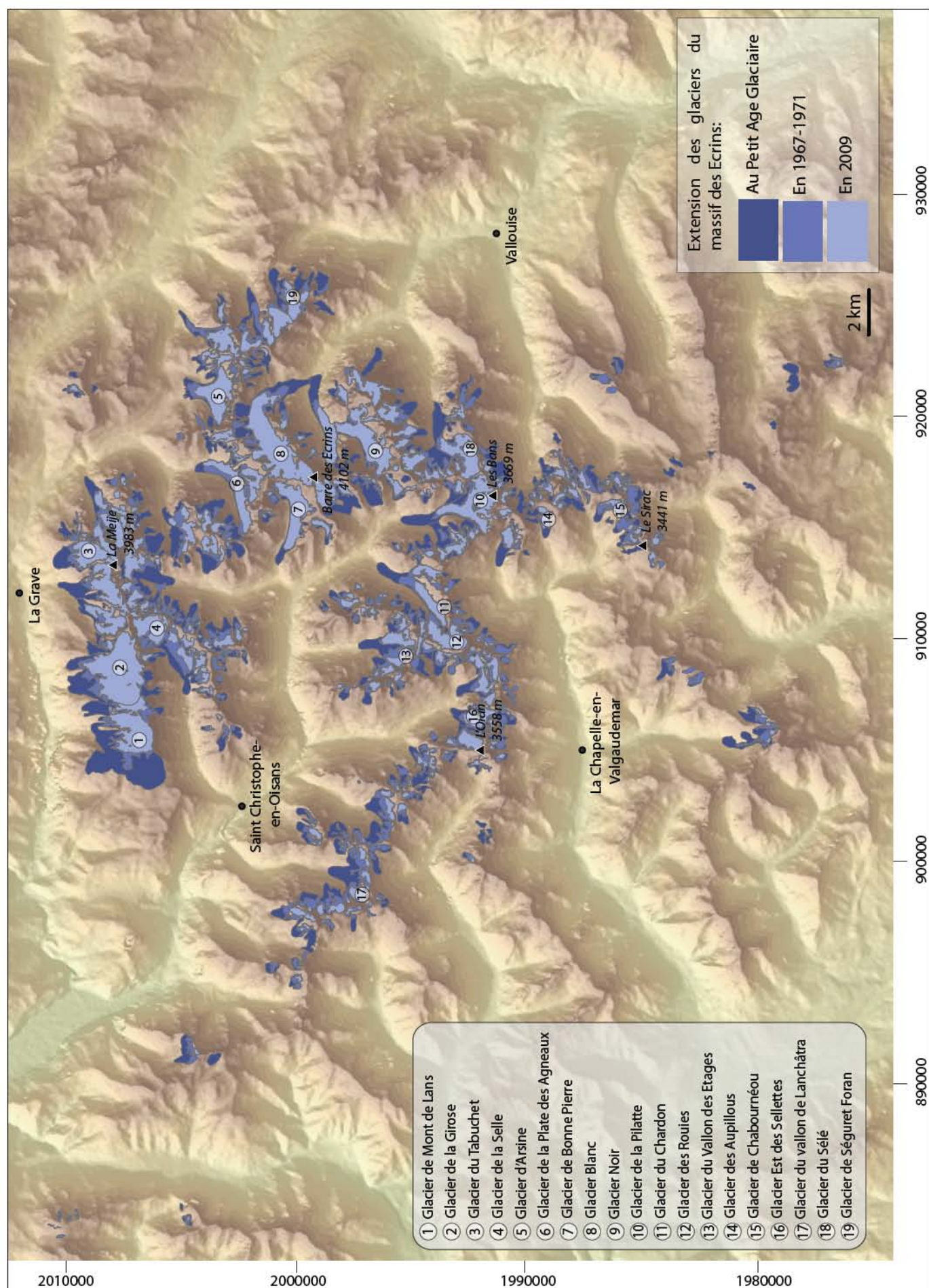


Fig.3-37.a : Extension des glaciers du massif des Écrins de la fin du PAG à 2009. Seuls les principaux glaciers sont ici nommés.

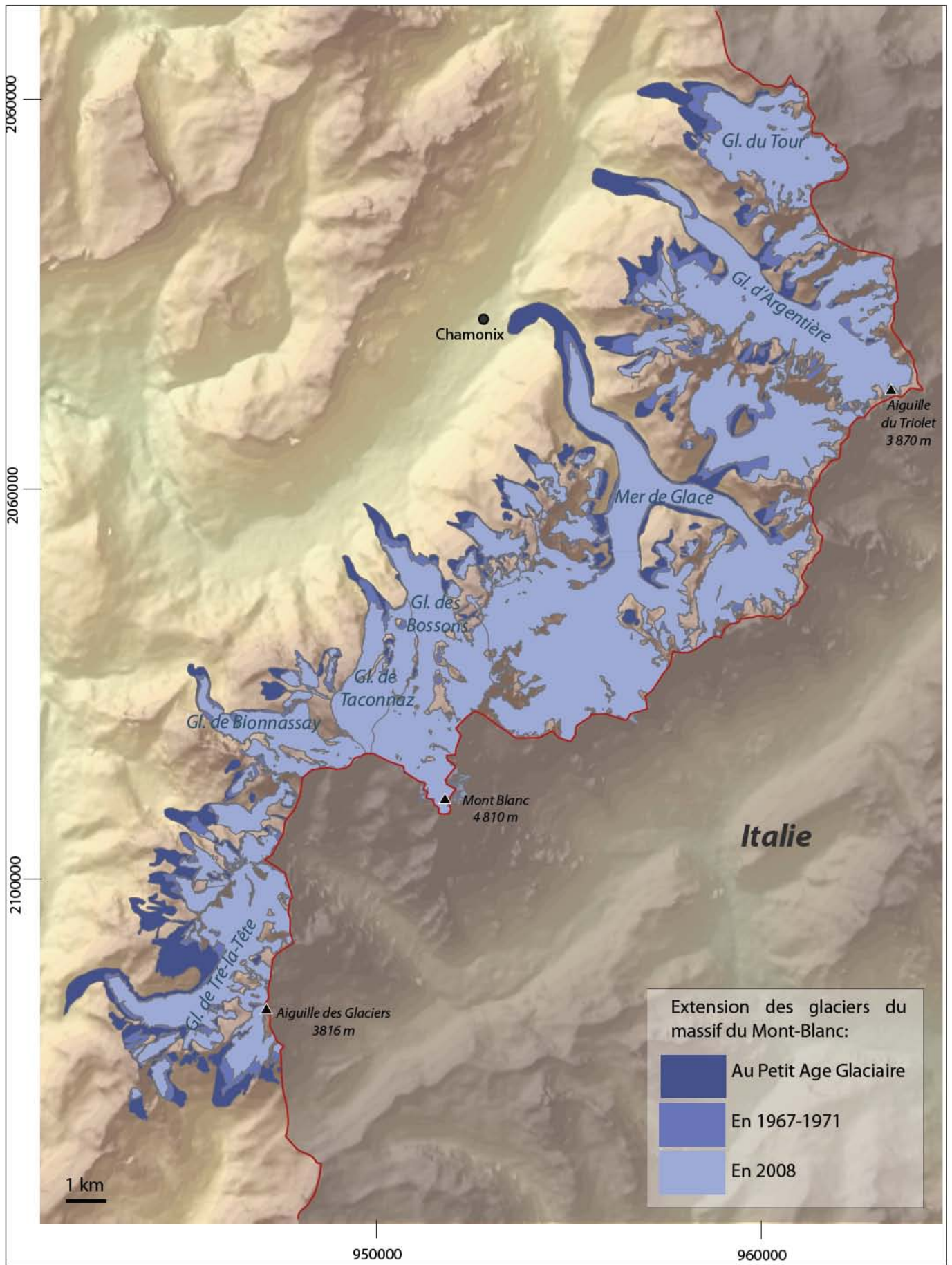


Fig.3-37.b : Extension des glaciers du massif du Mont Blanc français de la fin du PAG à 2008. Seuls les principaux glaciers sont ici nommés.

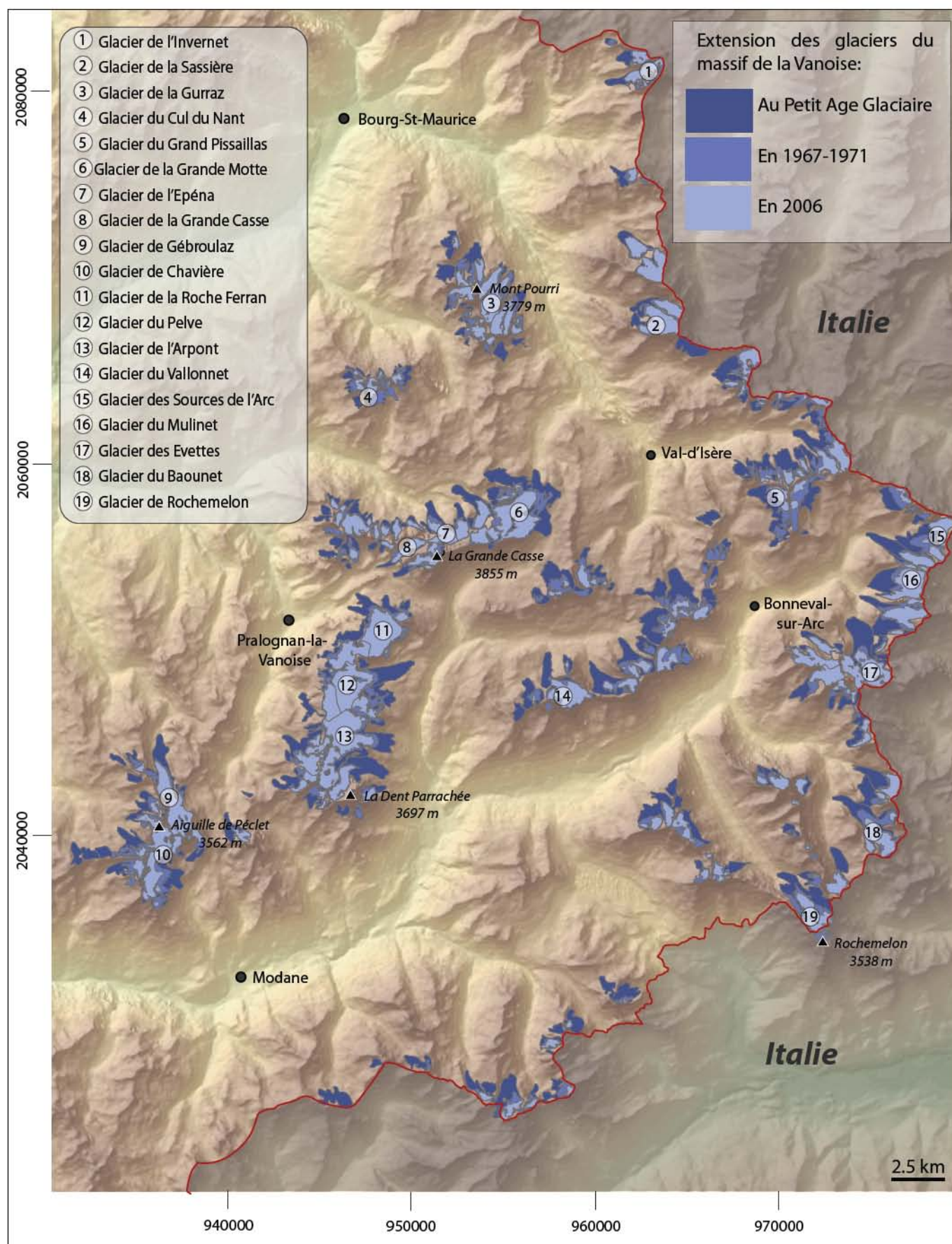


Fig.3-37.c : Extension des glaciers du massif de la Vanoise de la fin du PAG à 2006. Seuls les principaux glaciers sont ici nommés.

b. Évolution des superficies englacées pour chaque classe de taille

La rétraction de la superficie totale englacée des Alpes françaises est accompagnée d'une modification de la taille des glaciers. Dans ce paragraphe, nous étudions l'évolution de la distribution des glaciers pour chaque classe de taille avant d'analyser l'évolution des superficies englacées pour chaque classe de tailles. Nous verrons qu'il est délicat de réaliser une comparaison diachronique par classes de taille du fait du changement du nombre de glaciers par classe au cours de la période considérée.

Évolution de la distribution des glaciers du PAG à l'actuel

Glaciers des massifs du Mont-Blanc, de la Vanoise et des Écrins entre la fin du PAG et 2006-2009

A la fin du PAG, 488 glaciers étaient répartis entre les massifs de la Vanoise, des Écrins et du Mont Blanc. Ils étaient 485 glaciers en 1967-1971 et 520 en 2006-2009 dans ces 3 massifs.

Le nombre des glaciers <0,1 km² a augmenté de 107 à la fin du PAG à 254 en 2006-2009, et diminué dans les autres classes de taille, passant par exemple de 81 à 32 pour la classe 1-2,5 km² (Fig.3-38.A et B). Ce "glissement" des glaciers vers les classes inférieures résulte du fractionnement des glaciers en même temps qu'ils régressent, ce qui entraîne l'augmentation du nombre d'entités.

Une diminution de la superficie englacée est observée dans toutes les classes de taille (Fig.3-38.C), hormis pour les glaciers < 0,1 km². Les classes 1-2,5 km² et > 2,5 km² sont les plus touchées ; la superficie des glaciers de 1-2,5 km² passe par exemple de 129 km² à 49 km² entre la fin du PAG et 2006-2009. Proportionnellement à la superficie totale englacée, la superficie des glaciers des 3 classes de taille <1 km² augmente tandis qu'elle diminue pour les glaciers des classes > 1 km².

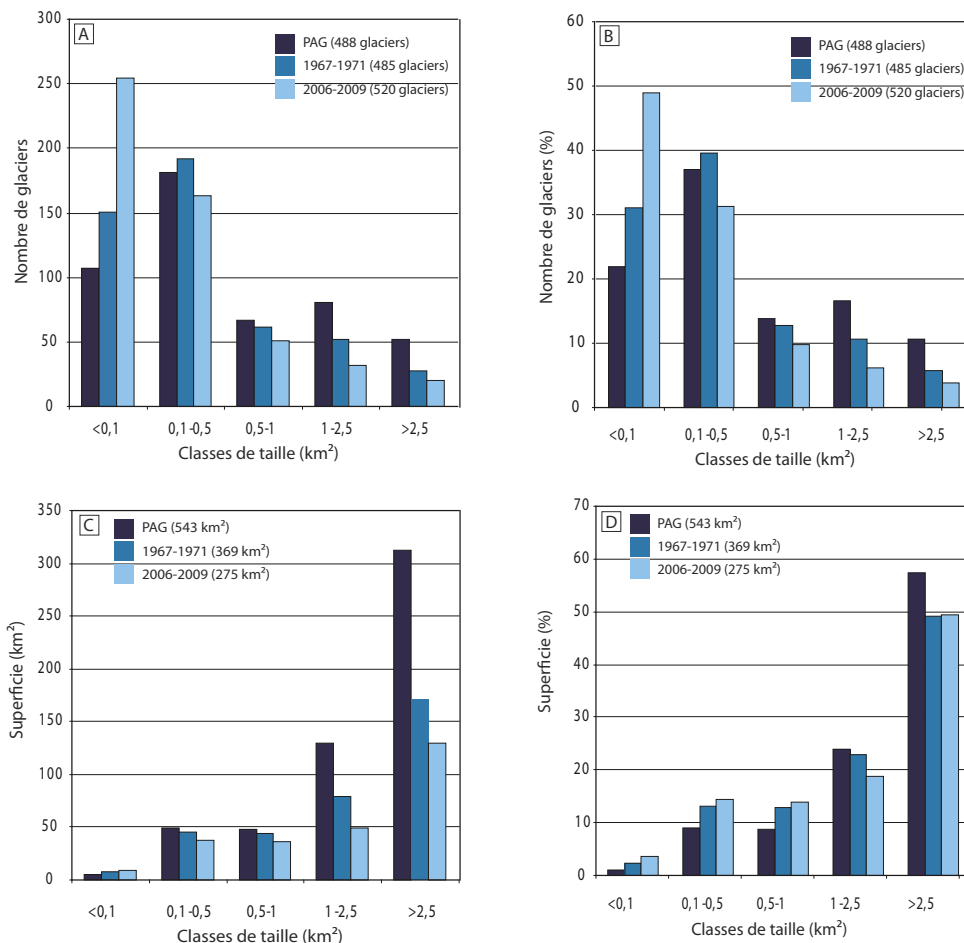


Fig.3-38 : Distribution du nombre (A,B) et de la superficie (C,D) des glaciers des 3 principaux massifs des Alpes françaises à la fin du PAG, en 1967-1971 et 2006-2009 selon les classes de taille, en valeur absolue (A,C) et en pourcentage par rapport au nombre total de glaciers (B) et à la superficie totale englacée (D).

Ensemble des glaciers des Alpes françaises entre 1967-1971 et 2006-2009

Le nombre de glaciers a augmenté au cours de P2, avec 538 glaciers en 1967-1971 et 581 en 2006-2009. Le nombre des glaciers $<0,1 \text{ km}^2$ a augmenté de 165 en 1967-1971 à 293 en 2006-2009, et diminué dans les autres classes de taille, passant par exemple de 57 à 34 pour les glaciers de 1-2,5 km^2 (Fig.3-39.A et B). Comme pour P, il y a "glissement" des glaciers vers les classes de taille inférieures, et diminution de la surface englacée dans toutes les classes de taille sauf $< 0,1 \text{ km}^2$ (Fig.3-39.C). Les classes de taille 1-2,5 km^2 et $> 2,5 \text{ km}^2$ sont celles qui ont perdu le plus de superficie (1-2,5 km^2 passe de 87 à 52 km^2). Proportionnellement à la superficie totale englacée, la superficie des glaciers des 3 classes de taille $<1 \text{ km}^2$ augmente tandis qu'elle diminue pour les glaciers des classes $> 1 \text{ km}^2$.

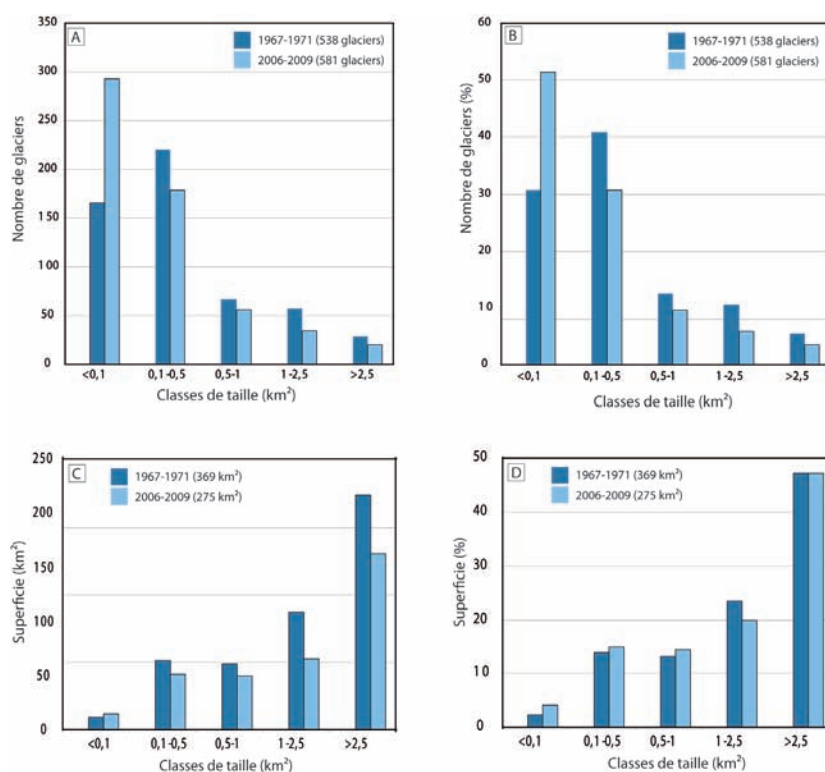


Fig.3-39 : Distribution du nombre (A, B) et de la superficie (C, D) des glaciers des Alpes françaises en 1967-1971 et en 2006-2009 selon 5 classes de taille, en valeur absolue (A, C) et en pourcentage par rapport au nombre total de glaciers (B) et à la superficie totale englacée (D).

Évolution de la distribution des glaciers pour chaque classe de taille

L'évolution de la distribution des glaciers au cours du temps, inhérente à l'objet étudié, rend délicate la comparaison diachronique directe des superficies englacées. Cela est particulièrement perceptible pour les classes "extrêmes" $< 0,1 \text{ km}^2$ et $> 2,5 \text{ km}^2$ dont la quantité d'objets augmente et diminue respectivement, sans être compensée par l'évolution de la classe inférieure ou supérieure.

Ensemble des glaciers des Alpes françaises entre 1967-1971 et 2006-2009 (Tab.3-30)

La superficie englacée de chaque classe de taille $> 0,1 \text{ km}^2$ a diminué au cours de P2. Cette diminution tend à s'accroître avec la taille des glaciers : la classe 0,5-1 km^2 a perdu 17 % de sa superficie, celle $> 2,5 \text{ km}^2$, 25 %. En revanche, la superficie des glaciers de la classe $< 0,1 \text{ km}^2$ a augmenté de 29 %.

Classes de taille (km^2)	Superficies (km^2)		Évolution P2 (1967-1971 / 2006-2009)			
	1967-1971	2006-2009	Retrait total (km^2)	Retrait total (%)	Retrait par décennie ($\text{km}^2/\text{décennie}$)	Retrait par décennie (%/décennie)
<0,1	8,60	11,11	-2,51	-29,1	-0,07	-0,77
0,1 - 0,5	51,18	41,40	9,78	19,1	0,26	0,50
0,5 - 1	48,23	40,00	8,23	17,1	0,22	0,45
1 - 2,5	86,88	52,81	34,07	39,2	0,90	1,03
> 2,5	174,27	130,08	44,19	25,4	1,16	0,67
Total	369,16	275,41	93,75	25,4	2,47	0,67

Tab.3-30 : Évolution des superficies englacées de chaque classe de taille entre 1967-1971 et 2006-2009 pour les glaciers des Alpes françaises. Les superficies englacées 1967-1971 et 2006-2009 sont détaillées dans les chapitres 3.1 et 3.2.

Glaciers des massifs du Mont Blanc, de la Vanoise et des Écrins entre la fin du PAG et 2006-2009

Une tendance similaire est observée au cours de P : la classe $<0,1 \text{ km}^2$ a gagné en superficie au cours de P1 et de P2 (respectivement 46 % et 19 %) au contraire des autres (Fig.3-40; Tab. 3-31). Cette tendance s'accélère au cours de P2, sauf pour la classe 1-2,5 km^2 . Pendant P1, la diminution de surface croît avec la taille des glaciers, ce qui n'est plus le cas au cours de P2 où la classe $>2,5 \text{ km}^2$ a perdu moins de superficie que la classe 1-2,5 km^2 .

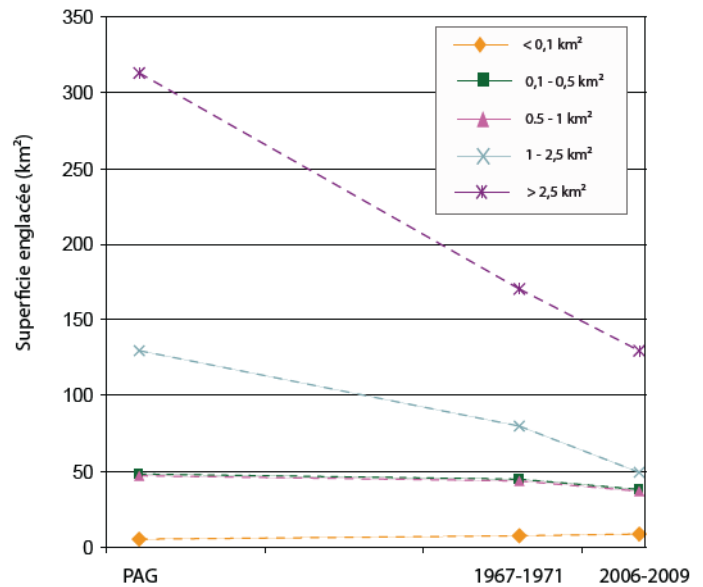


Fig.3-40 : Évolution des superficies englacées de chaque classe de taille entre la fin du PAG et 2006-2009 pour les glaciers des trois principaux massifs des Alpes françaises.

Classes de taille (km^2)	différence de superficie (km^2)			Retrait total (%)			Retrait par décennie (%/décennie)		
	ΔP	$\Delta P1$	$\Delta P2$	ΔP	$\Delta P1$	$\Delta P2$	ΔP	$\Delta P1$	$\Delta P2$
$< 0,1$	-4,01	-2,49	-1,52	-74,1	-46,0	-19,2	-0,47	-0,38	-0,51
0,1 - 0,5	10,48	3,37	7,11	21,5	6,9	15,7	0,14	0,06	0,41
0,5 - 1	10,98	3,30	7,69	23,0	6,9	17,3	0,15	0,06	0,46
1 - 2,5	80,33	49,91	30,42	62,0	38,5	38,2	0,39	0,32	1,00
$> 2,5$	182,42	141,78	40,64	58,4	45,4	23,8	0,37	0,38	0,63
Total	280,21	195,86	84,35	51,5	36,0	24,2	0,33	0,30	0,64

Tab.3-31 : Évolution des superficies englacées de chaque classe de taille entre la fin du PAG et 2006-2009 pour les glaciers des trois principaux massifs des Alpes françaises. (ΔP = différence entre 2006-2009 et la fin du PAG ; $\Delta P1$ = différence entre 1967-1971 et la fin du PAG ; $\Delta P2$ = différence entre 2006-2009 et 1967-1971)

c. Évolution des superficies englacées selon l'exposition

De la même manière, mais dans une moindre mesure, la distribution du nombre de glaciers pour chaque exposition a évolué au cours de la période considérée. La fragmentation des glaciers et/ou leur rétraction a provoqué le changement d'orientation moyenne de certains glaciers tandis que la disparition d'autres a modifié la proportion de glaciers présente à chaque exposition. Ce paragraphe présente l'évolution de l'exposition moyenne des glaciers des Alpes françaises avant d'étudier l'évolution des superficies englacées pour chacune d'entre elles.

Évolution de la distribution des glaciers selon leurs expositions du PAG à 2006-2009

Ensemble des glaciers des Alpes françaises entre 1967-1971 et 2006-2009

La distribution des glaciers selon leur exposition a peu évolué entre 1967-1971 et 2006-2009 ($\Delta P2$ est toujours compris entre -2,7 % et 4,4 %) : tant en nombre qu'en surface, la plupart des glaciers sont exposés W, NW, N et NE avec un renforcement de l'exposition N (Fig. 3-41; Tab. 3-32).

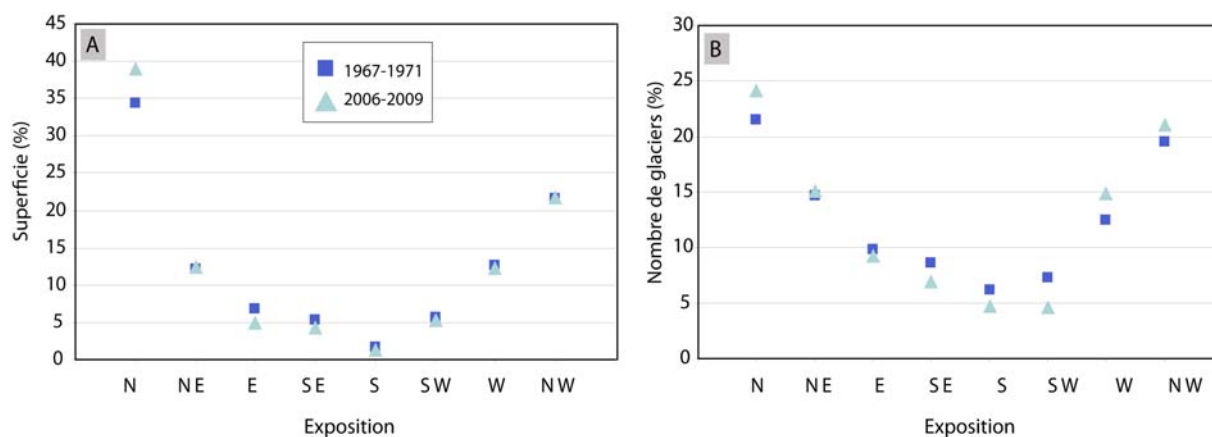


Fig.3-41 : Évolution de l'exposition moyenne des glaciers des Alpes françaises entre 1967-1971 et 2006-2009. Les valeurs sont données en pourcentage par rapport à la superficie totale englacée (A) et au nombre total de glaciers (B).

	Superficie			Nombre		
	1967-71 %	2006-09 %	$\Delta P2$ %	1967-71 %	2006-09 %	$\Delta P2$ %
N	34,4	38,8	4,4	21,6	24,1	2,5
NE	12,1	12,3	0,2	14,7	15,0	0,3
E	6,8	4,8	-1,9	9,8	9,1	-0,7
SE	5,3	4,1	-1,2	8,5	6,9	-1,7
S	1,7	1,1	-0,5	6,1	4,6	-1,5
SW	5,6	5,2	-0,4	7,2	4,5	-2,8
W	12,5	12,1	-0,4	12,4	14,8	2,3
NW	21,5	21,5	0,03	19,5	21,0	1,5

Tab.3-32 : Évolution de l'exposition moyenne des glaciers des Alpes françaises entre 1967-1971 et 2006-2009 ($\Delta P2$ = différence entre 2006-2009 et 1967-1971).

Glaciers des massifs du Mont Blanc, de la Vanoise et des Écrins entre la fin du PAG et 2006-2009

Mêmes constats pour ces 3 massifs au cours de P que pour l'ensemble des glaciers français pendant la période P2. La superficie occupée par les glaciers en exposition N est passée de 31 % à la fin du PAG à 40 % en 2006-2009, leur nombre passant de 17 % à 24 %. La part des glaciers exposés S et SE décline faiblement, tant en superficie qu'en nombre (Fig. 3-42; Tab. 3-33).

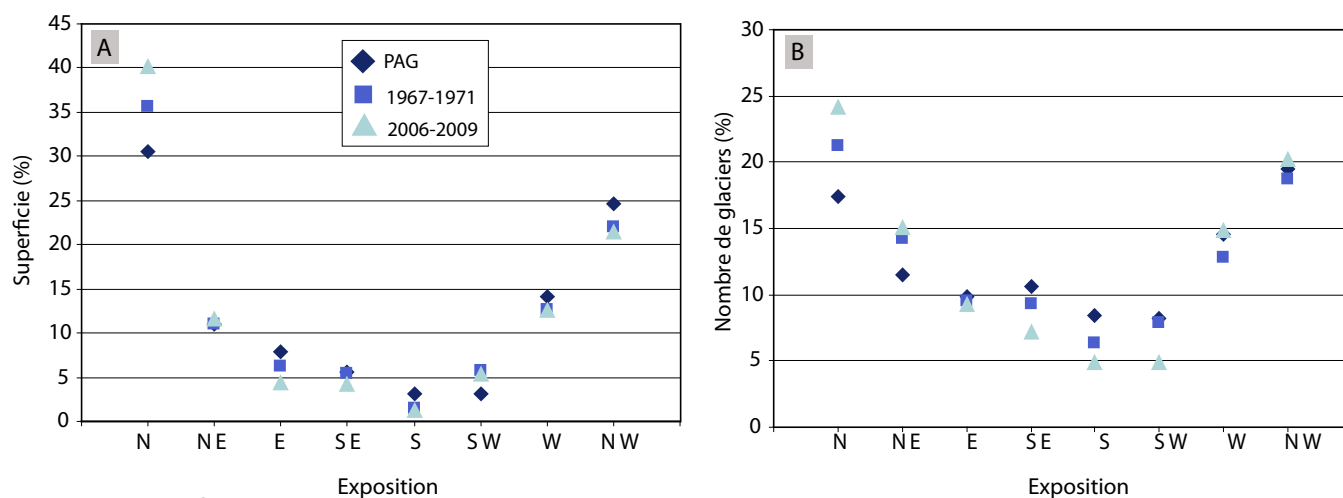


Fig.3-42 : Évolution de l'exposition moyenne des glaciers des principaux massifs des Alpes françaises entre la fin du PAG et 2006-2009. Les valeurs sont données en pourcentage par rapport à la superficie totale englacée (A) et au nombre total de glaciers (B).

	Superficie						Nombre					
	PAG	1967-1971	2006-2009	ΔP	$\Delta P1$	$\Delta P2$	PAG	1967-1971	2006-2009	ΔP	$\Delta P1$	$\Delta P2$
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
N	30,58	35,67	40,09	9,51	5,09	4,42	17,42	21,24	24,04	6,62	3,82	2,80
NE	10,94	11,03	11,47	0,52	0,08	0,44	11,48	14,23	15,00	3,52	2,75	0,77
E	7,90	6,17	4,19	-3,71	-1,74	-1,98	9,84	9,48	9,23	-0,61	-0,35	-0,25
SE	5,61	5,37	4,04	-1,57	-0,24	-1,34	10,66	9,28	7,12	-3,54	-1,38	-2,16
S	3,15	1,45	1,07	-2,08	-1,70	-0,38	8,40	6,39	4,81	-3,59	-2,01	-1,58
SW	3,10	5,76	5,21	2,11	2,66	-0,55	8,20	7,84	4,81	-3,39	-0,36	-3,03
W	14,12	12,60	12,49	-1,62	-1,51	-0,11	14,55	12,78	14,81	0,26	-1,77	2,02
NW	24,59	21,94	21,43	-3,16	-2,65	-0,51	19,47	18,76	20,19	0,73	-0,70	1,43

Tab.3-33 : Évolution de l'exposition moyenne des glaciers des principaux massifs des Alpes françaises entre la fin du PAG et 2006-2009. (ΔP = différence entre 2006-2009 et le PAG ; $\Delta P1$ = différence entre 1967-1971 et la fin du PAG ; $\Delta P2$ = différence entre 2006-2009 et 1967-1971)

Évolution de la superficie englacée des glaciers selon l'exposition

Globalement, l'échantillon de glacier évolue peu (nombre et superficie) pour chaque exposition au cours de la période considérée, ce qui permet une comparaison directe des superficies englacées entre les différentes dates considérées.

Ensemble des glaciers des Alpes françaises entre 1967-1971 et 2006-2009

Les glaciers exposés à l'E, au SE et au S ont perdu le plus de superficie au cours de P2 (respectivement 47 %, 43 % et 50 %). Ceux exposés au N n'ont en revanche perdu que 16 % de leur superficie au cours de cette période (Tab. 3-34).

	Superficies	Superficies	Évolution 1967-1971 / 2006-2009			
	1967-1971	2006-2009	Retrait total	Retrait total	Retrait total	Retrait par
	km ²	km ²	(km ²)	(%)	par	décennie
					décennie	(%/décennie)
					(km ²)	
N	126,99	106,87	20,12	15,8	5,16	4,1
NE	44,85	33,91	10,94	24,4	2,81	6,2
E	24,95	13,24	11,71	46,9	3,00	12,0
SE	19,66	11,25	8,41	42,8	2,16	11,0
S	6,15	3,08	3,07	49,8	0,79	12,8
SW	20,81	14,34	6,48	31,1	1,66	8,0
W	46,30	33,34	12,97	28,0	3,32	7,2
NW	79,45	59,35	20,10	25,3	5,15	6,5

Tab.3-34 : Évolution du retrait glaciaire entre 1967-1971 et 2006-2009 pour les glaciers des Alpes françaises en fonction de l'exposition

Glaciers des massifs du Mont Blanc, de la Vanoise et des Écrins entre la fin du PAG et 2006-2009

Au cours de la période P, les glaciers exposés à l'E, au SE et au S ont perdu respectivement 74 %, 65 % et 83 % de leur superficie initiale, ceux exposés à l'W, au NW, au N et au NE ont perdu entre 36 % et 57 % (Fig. 3-43; Tab. 3-35).

Le gain de superficie pour les glaciers exposés SW au cours de P1 pourrait résulter du changement d'exposition de plusieurs glaciers pendant cette période, alors que seule 3 % de la surface englacée est exposée SW à la fin du PAG. C'est le cas du glacier de la Selle dont l'exposition moyenne W à la fin du PAG est devenue SW en 2006-2009 et 1967-1971 du fait de son retrait.

Une accélération de la tendance au cours de P2 est observée pour les orientations (sauf SW), en particulier au S et à l'E avec un retrait glaciaire par décennie respectivement près de 2 fois et 3 fois plus rapide au cours de P2 qu'au cours de P1.

	Superficies PAG	Superficies 1967-1971	Superficies 2006-2009	Évolution P (PAG / 2006-2009)		Évolution P1 (PAG / 1967-1971)		Évolution P2 (1967-1971 / 2006-2009)	
	km ²	km ²	km ²	Retrait total (%)	Retrait par décennie (%)	Retrait total (%)	Retrait par décennies (%)	Retrait total (%)	Retrait par décennie (%)
N	166,34	124,14	105,71	36,4	2,29	25,4	2,11	14,8	3,81
NE	59,52	38,38	30,24	49,2	3,09	35,5	2,96	21,2	5,44
E	42,98	21,46	11,05	74,3	4,67	50,1	4,17	48,5	12,44
SE	30,52	18,70	10,64	65,1	4,10	38,7	3,23	43,1	11,05
S	17,15	5,06	2,83	83,5	5,25	70,5	5,87	44,0	11,29
SW	16,86	20,06	13,75	18,5	1,16	-19,0	-1,58	31,5	8,07
W	76,77	43,86	32,94	57,1	3,59	42,9	3,57	24,9	6,38
NW	133,73	76,35	56,51	57,7	3,63	42,9	3,58	26,0	6,66

Tab.3-35 : Évolution du retrait glaciaire entre la fin du PAG et 2006-2009 pour les glaciers des trois principaux massifs des Alpes françaises en fonction des expositions.

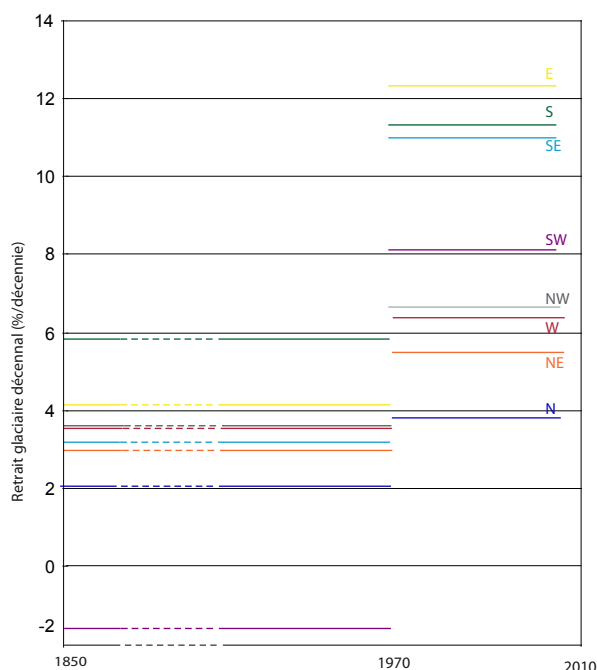


Fig.3-43 : Évolution du retrait glaciaire par décennie selon l'exposition moyenne des glaciers des trois principaux massifs des Alpes françaises, de la fin du PAG à 2006-2009. Le comportement particulier des glaciers exposés au SW résulte de changement d'exposition moyenne pour un échantillon peu représentatif.

d. Évolution de l'hypsométrie de la fin du PAG à nos jours

Glaciers des massifs du Mont Blanc, de la Vanoise et des Écrins entre la fin du PAG et 2006-2009

L'hypsométrie a été calculée par tranche d'altitude de 50 m pour l'ensemble des glaciers des massifs du Mont Blanc, de la Vanoise et des Écrins pour le PAG, 1967-1971 et 2006-2009 (Fig.3-45 A), et la perte de superficie annuelle a été calculée pour les périodes P, P1 et P2. Les données associées sont présentées dans l'Annexe 3-9.

Les données pour le PAG sont à considérer avec prudence, car elles ont été déduites du MNT de l'IGN, de

la fin des années 1970, et la topographie des glaciers à cette époque était très différente de celle du milieu du 18e siècle. En l'absence de données topographiques pour le PAG (il faudrait reconstituer l'hypsométrie pour cette date), nous avons estimé que les données de la fin des années 1970 pouvaient apporter une bonne estimation de la superficie englacée pour chaque tranche d'altitudes au PAG, malgré une sous-estimation des altitudes.

Si la pente du glacier au PAG est la même que celle de la topographie en 1970 (Fig.3-44 B), la superficie projetée calculée pour une tranche altitudinale de 50 m correspond à la superficie d'une tranche de 50 m mais avec un décalage de l'ordre de la différence d'épaisseur de glace entre les deux dates (toujours inférieure à 100 m, hormis pour quelques grands glaciers comme la Mer de Glace où nous avons relevé des valeurs maximales de 120 m à 160 m). Par exemple sur la Figure 3-44 (B), la superficie calculée depuis le MNT de la fin des années 1970 (S_{1970}) entre 2150 m et 2200 m est la même au PAG (S_{PAG}) et correspond à la tranche altitudinale de 50 m entre 2237 m et 2287 m.

Si la pente des glaciers à la fin du PAG n'est pas la même que celle de la topographie à la fin des années 1970 (au front par exemple ou à l'amont du glacier), la tranche d'altitude déduite du MNT utilisé correspond en réalité à une tranche d'altitude plus importante (dans le cas d'un accroissement de la différence d'épaisseur vers l'amont) ou moins importante (dans le cas d'un amincissement). Par exemple, sur la Figure 3-44 (A), la superficie calculée depuis le MNT de la fin des années 1970 (S_{1970}) entre 1950 m et 2000 m correspond à une tranche d'altitude de 105 m (entre 2070 m et 2175 m).

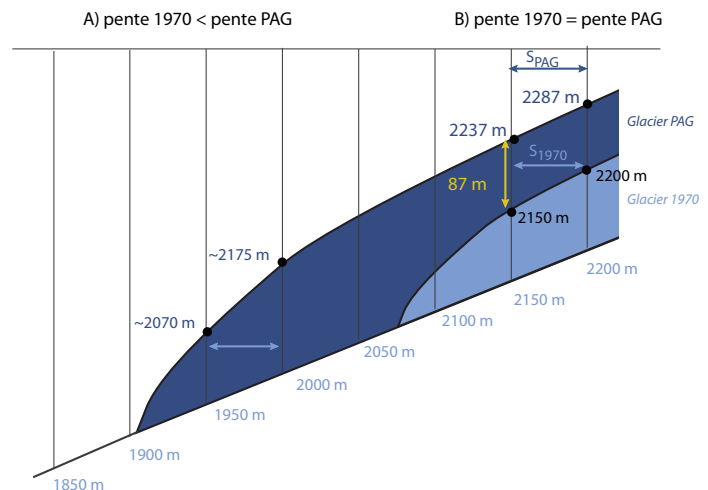


Fig.3-44: Coupe schématique de l'extension d'un glacier au PAG et à la fin des années 1970 (date du MNT utilisé pour évaluer l'hypsométrie des glaciers au PAG) et hypsométrie associée.

La Figure 3-45.A permet de faire les observations suivantes:

- La diminution des superficies englacées est observable pour la plupart des tranches d'altitudes, accompagnée d'une élévation de 100 m des 2 tranches d'altitude les plus englacées: 2900-3000 au PAG ; en 3000-3100 en 1967-1971 et en 2006-2009 ;
- Le retrait absolu annuel a augmenté entre P1 et P2. La diminution de superficie maximale est 1,4 fois plus élevée au cours de P2 ($-0,19 \text{ km}^2.\text{an}^{-1}$) qu'au cours de P1 ($-0,13 \text{ km}^2.\text{an}^{-1}$). La tranche altitudinale à perte maximale est également remontée de 150 m entre les 2 périodes, de 2750-2800 m à 2900-2950 m ;
- Entre P1 et P2, le retrait annuel a augmenté entre 2750 m et 3600 m, pour atteindre une valeur maximale de $0,1 \text{ km}^2.\text{an}^{-1}$ pour la tranche d'altitude 3050-3100 m.
- Au dessus de 3600 m et au dessous de 1850 m, la perte de superficie annuelle est presque nulle pour P1 et P2. Entre 1850 m et 2750 m, la perte de superficie annuelle est similaire pour P1 et P2.

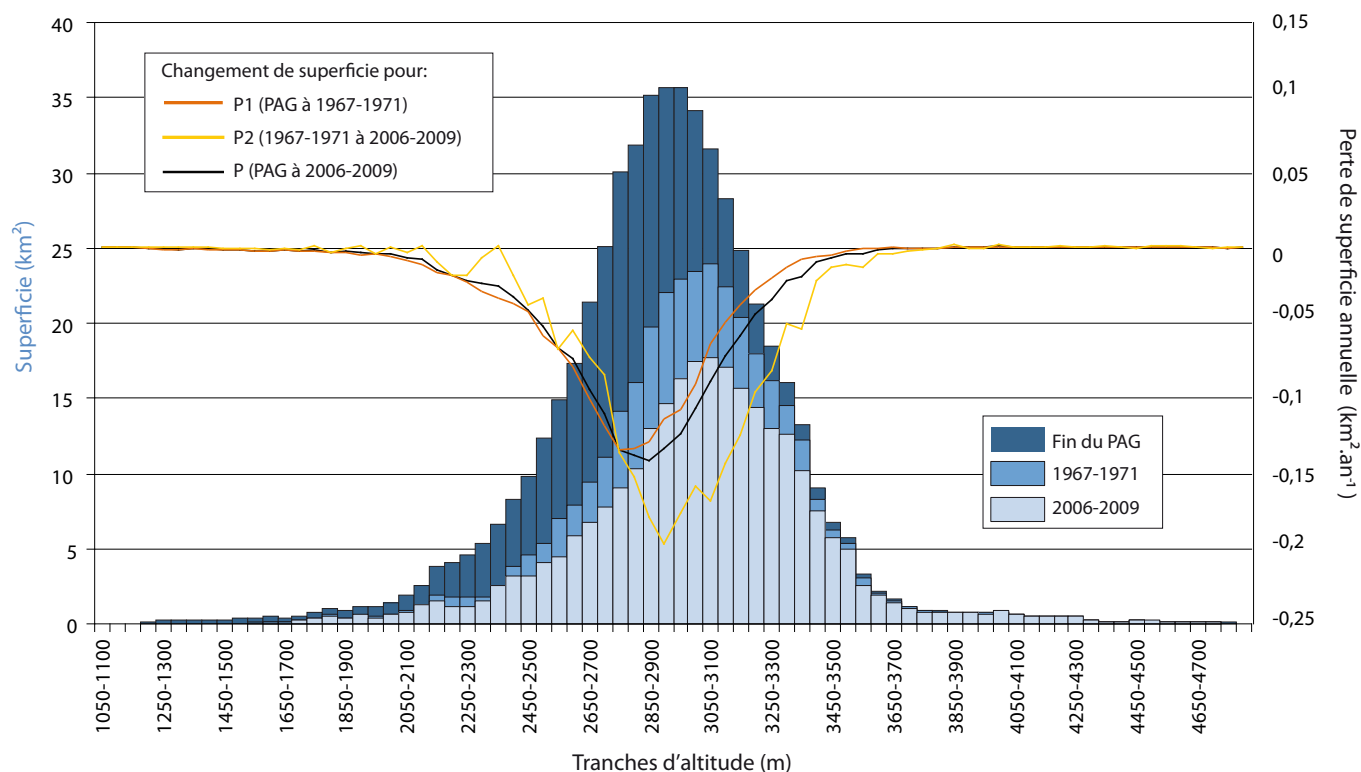


Fig.3-45. A : Hypsométrie (tranches d'altitudes de 50 m) des glaciers des trois principaux massifs des Alpes françaises pour les trois périodes fin du PAG / 2006-2009 (P), fin du PAG / 1967-1971 (P1) et 1967-1971 / 2006-2009 (P2). Les courbes représentent les variations de perte absolue de superficie par an pour les 3 périodes.

La Figure 3-45 B de l'hypsométrie pour chacun des trois massifs principaux des Alpes françaises, et du retrait annuel pour les 3 périodes P, P1 et P2 (données détaillées en Annexe 3-10) permet de mettre en évidence quelques différences entre ces massifs:

- L'englacement du massif du Mont Blanc s'étale sur une plus grande plage d'altitude (1400-1450 m à 4800-4850 m) que celui des massifs de la Vanoise et des Écrins (respectivement 2300-2350 m à 3750-3800 m, et 2100-2150 m à 3950-4000 m).
- La tranche d'altitude la plus englacée du massif du Mont Blanc (2900-2950 m) est de 100 m inférieure à celle des massifs des Écrins et de la Vanoise (3000-3050 m).
- La remontée de la tranche d'altitude la plus englacée au cours de P est de 50 m en Vanoise et de 150 m dans les Écrins et le Mont Blanc.

L'accélération du retrait glaciaire entre P1 et P2 est différente selon les massifs :

- La perte de superficie maximale est passée de $-0,09 \text{ km}^2.\text{an}^{-1}$ à $-0,11 \text{ km}^2.\text{an}^{-1}$ dans le massif de la Vanoise ; de $0,03 \text{ km}^2.\text{an}^{-1}$ à $-0,08 \text{ km}^2.\text{an}^{-1}$ dans celui des Écrins, et de $-0,009 \text{ km}^2.\text{an}^{-1}$ à $-0,025 \text{ km}^2.\text{an}^{-1}$ dans celui du Mont Blanc. L'accélération du retrait glaciaire a été plus faible en Vanoise, alors qu'il a été multipliée par 2,6 et 2,7 dans les massifs des Écrins et du Mont Blanc. La tranche altitudinale au retrait maximal est remontée de 150 m en Vanoise et de 350 m dans le massif du Mont Blanc, alors qu'elle est restée la même pour le massif des Écrins.
- Entre P1 et P2, la perte de superficie annuelle a augmenté dans tous les massifs. L'augmentation maximale atteint $0,07 \text{ km}^2.\text{an}^{-1}$ (3050-3100 m) dans la Vanoise ; $0,05 \text{ km}^2.\text{an}^{-1}$ (2850-2900 m) dans les Écrins et $0,02 \text{ km}^2.\text{an}^{-1}$ (2750-2800 m) dans le massif du Mont Blanc. En Vanoise, le retrait annuel est quasiment nul ($< 0,02 \text{ km}^2.\text{an}^{-1}$) en dessous de 2700 m au cours de P2 et la perte de superficie a diminué entre P1 et P2 entre 2250 m à 2800 m. Une élévation de +200 m

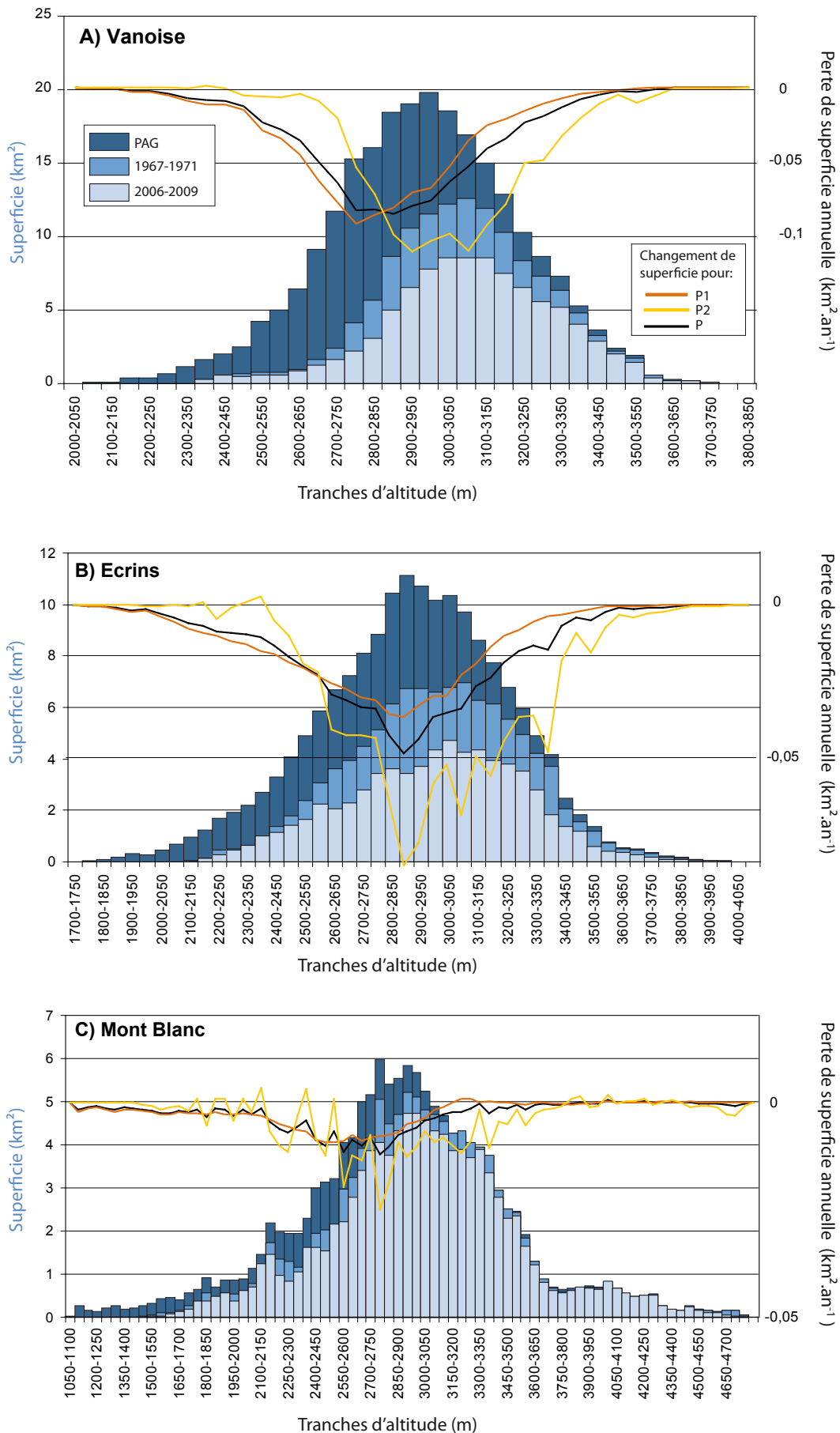


Fig.3-45.B : Hypsométrie (tranches d'altitude de 50 m) des glaciers des massifs de la Vanoise (A), des Ecrins (B) et du Mont Blanc (C) pour les trois périodes : P (PAG / 2006-2009), P1 (PAG / 1967-1971) et P2 (1967-1971 / 2006-2009). Les courbes représentent les variations de perte absolue de superficie par an pour les 3 périodes.

Dans un souci de lisibilité, l'échelle varie d'un massif à un autre.

des tranches d'altitudes affectées par une diminution de superficie est également observable entre P1 et P2. De plus, au cours de P2, nous observons une quasi stagnation des superficies englacées. Nous pouvons émettre l'hypothèse que ces tendances reflètent le comportement particulier des glaciers noirs qui ont tendance à fondre sur place plutôt qu'à reculer.

Dans les Écrins, entre 2050 m et 2550 m, le retrait annuel est supérieur au cours de P1 par rapport à P2, avec inversion au-dessus de 2550 m. Entre P1 et P2, une remontée de +400 m des tranches d'altitudes affectées par une diminution de superficie est observée, en même temps qu'une diminution du nombre de tranches d'altitudes affectées (de 2050 à 3350 m pour P1 et de 2450 et 3600 m pour P2). Cela en plus de la faible évolution des superficies englacées en dessous de 2400 m nous amène à proposer la même hypothèse que celle proposée dans le massif de la Vanoise concernant les glaciers noirs.

Dans le massif du Mont Blanc, la courbe qui représente la perte de superficie annuelle est très irrégulière et aucune tendance ne s'en dégage.

- Au dessus de 3600 m, la perte de superficie annuelle est presque nulle pour P1 et P2 dans les 3 massifs, comme au dessous de 2250 m en Vanoise, 2050 m dans les Écrins et 2150 dans le massif du Mont Blanc.

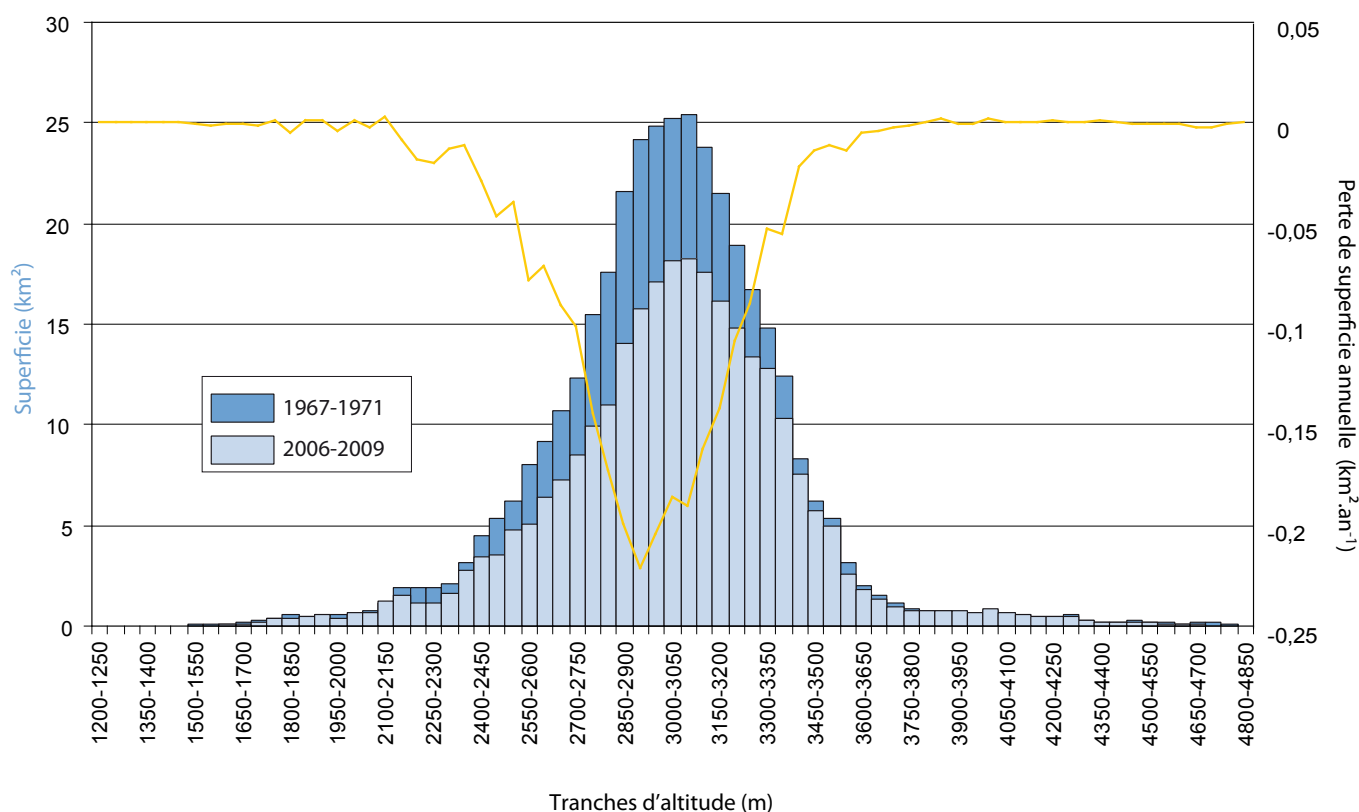


Fig.3-46 : Hypsométrie (tranches d'altitude de 50 m) l'ensemble des glaciers des Alpes françaises pour P2 (1967-1971 / 2006-2009). La courbe représente la variations de perte absolue de superficie par an.

Ensemble des glaciers des Alpes françaises entre 1967-1971 et 2006-2009

L'hypsométrie a été calculée par tranche d'altitude de 50 m pour l'ensemble des glaciers français pour 1967-1971 et 2006-2009 ainsi que la perte annuelle de superficie pour cette période (Fig. 3-46). Les données associées sont présentées dans l'Annexe 3-10.

Du fait de la faible part que représentent les glaciers hors des 3 principaux massifs (11,7 km², soit moins de 5 % de la superficie englacée des Alpes françaises ; chapitre 3.1), les résultats sont très similaires à ceux obtenus pour la période P2 pour ces 3 massifs.

Les tranches d'altitude les plus englacées sont 3000-3100 m en 1967-1971 et en 2006-2009. Le retrait absolu annuel est maximal à 2900-2950 m (0,22 km².an⁻¹). Enfin, la perte de superficie annuelle est quasiment nulle en dessous de 1900 m et au dessus de 3600 m d'altitude.

Le même travail a été réalisé pour la période qui P2, en intégrant les données de 1985-1986 et de 2003 (Gardent *et al*, soumis ; Fig.3-47). Le retrait glaciaire s'accélère au cours de la période, particulièrement entre 2003 et 2006-2009. Le retrait annuel maximal absolu passe en effet de 0,17 km².an⁻¹ entre 1967-1971 et 1985-1986, à 0,2 km².an⁻¹ entre 1985-1986 et 2003, et à 0,4 km².an⁻¹ entre 2003 et 2006-2009. Le nombre de tranches d'altitude montrant une diminution de la superficie englacée augmente avec une remontée de 200 m des tranches d'altitudes à perte de superficie maximale. Le retrait glaciaire reste négligeable au dessus de 3550 m.

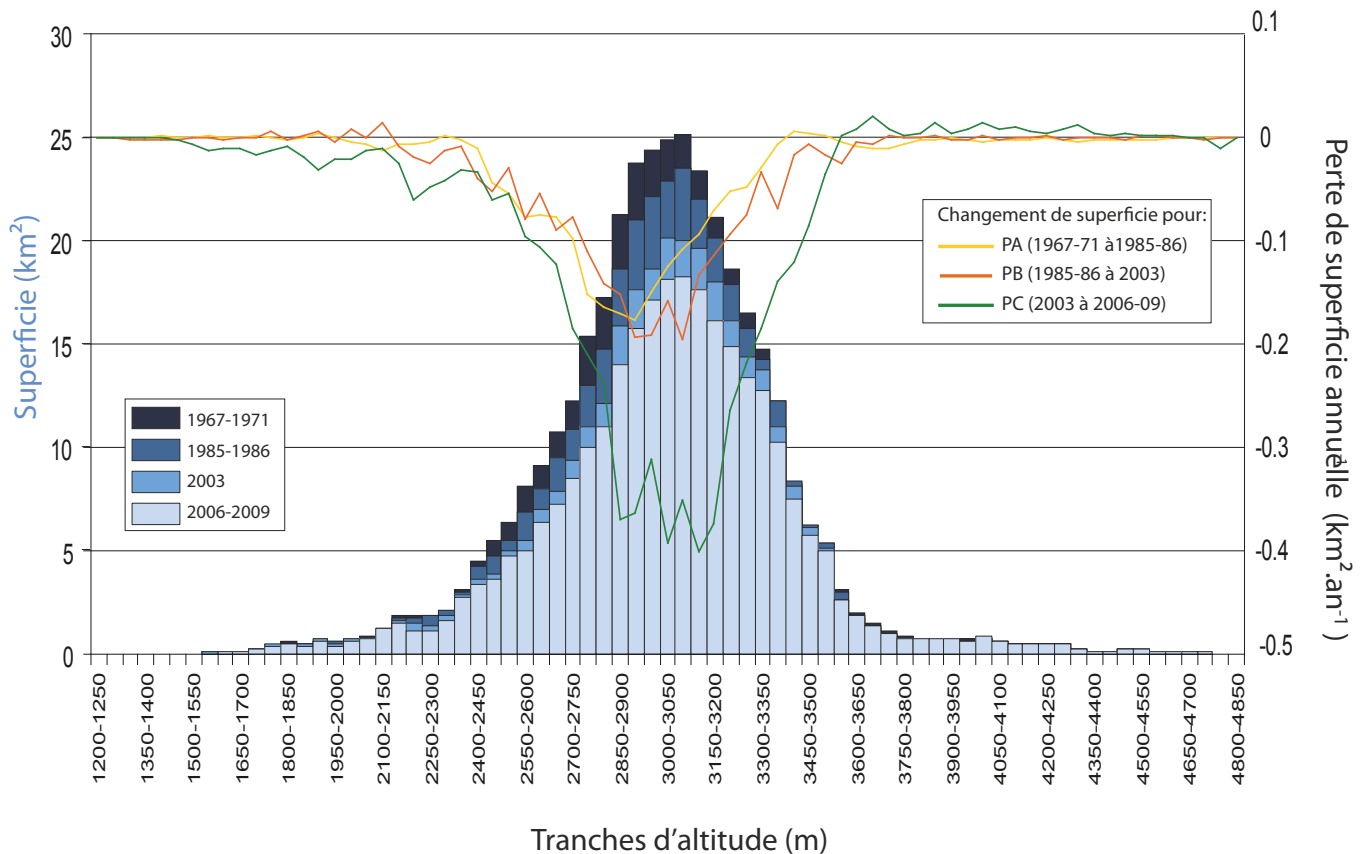


Fig.3-47 : Hypsométrie (tranches d'altitude de 50 m) des glaciers des Alpes françaises pour les trois périodes : 1967-1971 / 1985-1986 (PA), 1985-1986 / 2003 (PB) et 2003 / 2006-2009 (PC). Les courbes représentent les variations de perte absolue de superficie par an pour les 3 périodes (Gardent *et al.*, soumis).

3.3.2 Évolution des principaux paramètres topographiques des glaciers du PAG à l'actuel (2006-2009)

La diminution de la superficie englacée constatée entre la fin du PAG et la période actuelle est associée à une évolution des caractéristiques des glaciers. L'évolution des paramètres topographiques (altitudes minimale, maximale et moyenne, longueur, pente moyenne) selon les massifs, les classes de taille et l'exposition est étudiée dans ce paragraphe. L'évolution de la superficie et de l'exposition moyenne des glaciers a été traitée dans la section 3.3.1. Cela a d'ailleurs permis de mettre en avant la difficulté d'étudier l'évolution des glaciers selon les classes de taille du fait des modifications de l'échantillon considéré, liées au glissement de certains glaciers d'une classe de taille à une autre.

a. Évolution des altitudes minimale, maximale et moyenne du PAG à 2006-2009

Ensemble des glaciers des Alpes françaises entre 1967-1971 et 2006-2009 (Fig.3-48 ; Tab.3-36 ; Annexe 3-12)

Au cours de cette période, l'altitude minimale moyenne des glaciers est passée de 2725 m à 2840 m (cf. 3.1.2 ; 3.2.3), soit une remontée de 115 m. Cette remontée est plus importante dans les massifs du Mont Blanc (+ 155 m), des Écrins (+ 139 m) et des Grandes Rousses (+ 136 m) et les glaciers exposés à l'E (+ 199 m). Elle est plus basse pour les glaciers exposés au S et à l'W (respectivement + 77 m et + 96 m), L'altitude minimale moyenne a augmenté avec la taille des glaciers (de + 66 m à + 82 m) sauf pour les glaciers > 2,5 km² (-35 m). Cette valeur surprenante, proche de la résolution verticale des MNT utilisés, peut s'expliquer par la présence de plusieurs glaciers dont le front est couvert de débris ce qui a pu entraîner leur non prise en compte par l'IGN sur les cartes topographiques utilisées pour 1967-1971.

		Évolution entre 1967-1971 et 2006-2009 (Δ alt)		
		Δ alt. min.	Δ alt. max.	Δ alt. moy.
Total		+ 115	- 20	+ 51
Massif	Mont-Blanc	+ 155	- 23	+ 71
	Vanoise	+ 71	- 24	+ 27
	Ecrins	+ 139	- 14	+ 66
	Aig. Rouges - Ruan	+ 87	+ 3	+ 41
	Belledonne	+ 109	- 12	+ 43
	Grandes Rousses	+ 136	- 188	- 10
	Thabor – Aig. d'Arves	+ 54	+ 131	+ 103
	Ubaye	- 18	- 39	- 31
Taille	< 0,1 km ²	+ 82	+ 12	+ 49
	0,1 - 0,5 km ²	+ 68	+ 35	+ 56
	0,5 – 1 km ²	+ 66	+ 35	+ 43
	1 - 2,5 km ²	+ 76	- 9	+ 36
	> 2,5 km ²	- 35	+ 90	+ 43
Exposition	N	+ 135	- 5	+ 68
	NE	+ 119	- 25	+ 45
	E	+ 199	+ 5	+ 101
	SE	+ 134	- 30	+ 65
	S	+ 77	- 17	+ 35
	SW	+ 126	+ 39	+ 88
	W	+ 96	- 71	+ 27
NW	+ 133	+ 11	+ 68	

Tab.3-36 : Évolution des valeurs moyennes des altitudes minimale, maximale et moyenne des glaciers des Alpes françaises entre 1967-1971 et 2006-2009. Détail des valeurs est proposé en Annexe 3-12

La moyenne des altitudes moyennes des glaciers des Alpes françaises s'est élevée de 51 m au cours de P2, passant de 2968 m à 3019 m. Cette élévation est la plus forte dans les massifs du Thabor-Aiguilles d'Arves, du Mont Blanc et des Écrins (respectivement +103 m, + 71 m et + 66 m).

Aucune relation ne semble exister entre l'évolution des altitudes moyennes, la taille du glacier : ou

l'exposition ; seuls les glaciers exposés à l'E et au SW se démarquent par une élévation de la moyenne de leur altitude moyenne de 101 m et 88 m.

Entre 1967-1971 et 2006-2009, l'altitude maximale moyenne des glaciers s'est abaissée de 20 m, une valeur à considérer avec précaution car proche de la résolution verticale des MNT utilisés. Cette faible diminution de l'altitude maximale moyenne peut être liée à la disparition de certains petits glaciers ou à l'abaissement de l'altitude maximale de petits glaciers situés en dessous de 3550 m. Par exemple, l'altitude maximale de la Mer de Glace reste quasiment constante entre 1967-1971 et 2006-2009 (~ 4200 m) alors que celle du glacier du Tricot (0,19 km², massif du Mont Blanc) a diminué de 200 m au cours de cette période, passant de 3264 m à 3066 m. Cette faible variation de l'altitude maximale moyenne entre 1967-1971 et 2006-2009 est observée à l'échelle des massifs, des classes de taille et de l'exposition.

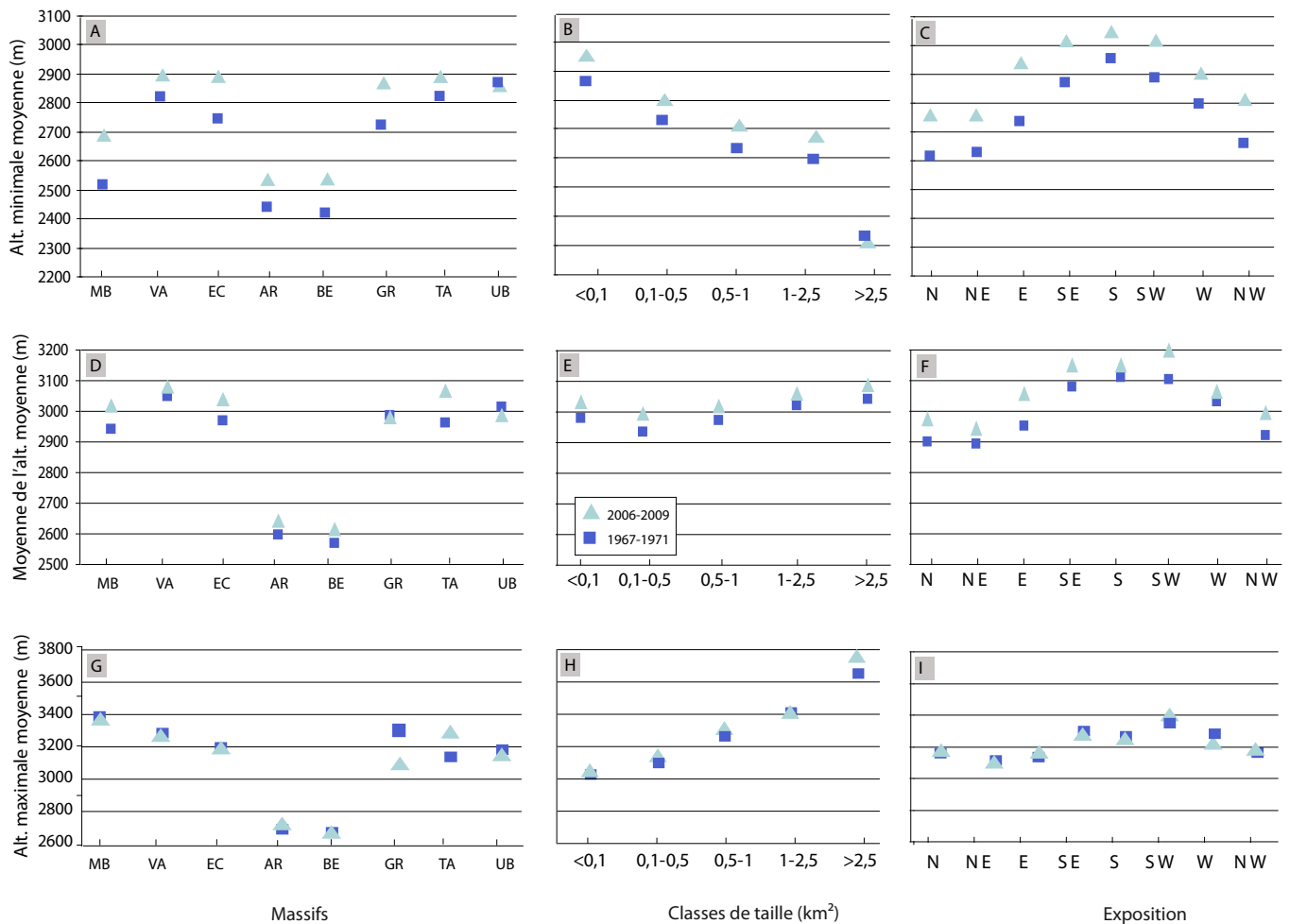


Fig.3-48 : Évolution des valeurs moyennes des altitudes minimale (A,B,C), moyenne (D,E,F) et maximale (G,H,I) des glaciers des Alpes françaises entre 1967-1971 et 2006-2009, en fonction des massifs (A,D,G), des classes de taille (B,E,H) et des expositions (C,F,I).

Glaciers des massifs du Mont Blanc, de la Vanoise et des Écrins entre la fin du PAG et 2006-2009

L'altitude minimale moyenne des glaciers des trois principaux massifs des Alpes françaises est passée de 2618 m au PAG à 2743 m en 1967-1971 et à 2854 m en 2006-2009 (Fig.3-49 ; Tab.3-37 ; Annexe 3-13 ; cf. chapitres 3.1 et 3.2), ce qui représente une élévation de 236 m pour P, 125 m pour P1 et 111 m pour P2.

Sur la période P, l'altitude minimale moyenne des glaciers du massif du Mont Blanc (+ 281 m) s'est élevée davantage que celle des massifs de la Vanoise (+ 242 m) et des Ecrins (+235 m). Au cours de P1, elle est davantage remontée dans le massif de la Vanoise que dans ceux des Écrins et du Mont Blanc (respectivement + 170 m, + 106 m et + 126 m), ce qui a été l'inverse sur P2 (+ 72 m en Vanoise; + 129 m dans les Écrins, + 156 m dans le Mont Blanc).

L'altitude minimale moyenne augmente avec la taille du glacier pour l'ensemble de la période, comme pour P1 et P2, hormis pour les glaciers > 2,5 km². Elle s'élève par exemple de + 127 m pour les glaciers de 0,1-0,5 km², de 241 m pour ceux de 1-2,5 km² et de 123 m pour ceux >2,5 km².

Entre le PAG et 2006-2009, l'altitude frontale moyenne des glaciers exposés au SE, S et SW s'est moins élevée (respectivement + 240 m, + 191 m et + 227 m) que celle des autres expositions, en particulier au N et à l'E (+ 333 m et + 300 m). En revanche, nous n'observons pas de tendance particulière pour P1 et P2 : ΔP1 est le plus grand pour les glaciers situés au N (+ 201 m) et à l'W (+ 173 m), et le plus faible pour les glaciers situés à l'E (+ 82 m) et au SE (+ 98 m), tandis que ΔP2 est le plus grand pour les glaciers situés à l'E (+ 219 m), et le plus faible pour les glaciers situés au S (+ 84 m) et à l'W (+ 99 m).

La moyenne des altitudes maximales des glaciers des principaux massifs des Alpes françaises s'est faiblement abaissée de 3264 m au PAG à 3262 m en 1967-1971 et à 3238 m en 2006-2009 (Fig.3-49 ; Tab.3-37 ; Annexe 3-12 ; cf. chapitres 3.1 et 3.2.), ce qui traduit la faible évolution des glaciers dans leur partie amont.

Il y a en revanche une élévation des altitudes maximales depuis la fin du PAG pour toutes les classes de taille qui peut s'expliquer par l'évolution de l'échantillon (cf. 3.3.1) : 52 glaciers > 2,5 km² étaient par exemple répertoriés à la fin du PAG, contre 29 en 1967-1971 et 20 en 2006-2009.

		Altitude minimale (m)			Altitude maximale (m)		
		Δ P (m)	Δ P1 (m)	Δ P2 (m)	Δ P (m)	Δ P1 (m)	Δ P2 (m)
	Total	+ 236	+ 125	+ 111	- 26	- 2	- 24
Massifs	Écrins	+ 235	+ 106	+ 129	- 58	- 33	- 25
	Mont Blanc	+ 281	+ 126	+ 156	+ 41	+ 64	- 23
	Vanoise	+ 242	+ 170	+ 72	0	24	- 24
Taille	<0,1 km ²	+ 84	- 7	+ 90	+ 19	+ 4	+ 15
	0,1-0,5 km ²	+ 127	+ 75	+ 52	+ 43	+ 28	+ 16
	0,5-1 km ²	+ 155	+ 91	+ 63	+ 117	+ 75	+ 42
	1-2,5 km ²	+ 241	+160	+ 81	+ 81	+ 106	- 25
	>2,5 km ²	+ 123	+ 148	- 24	+ 156	+ 76	+ 80
Exposition	N	+ 333	+ 201	+ 133	+ 40	+ 43	- 3
	NE	+ 262	+ 160	+ 102	- 80	- 42	- 38
	E	+ 300	+ 82	+ 219	- 97	- 97	+ 1
	SE	+ 240	+ 98	+ 143	+ 2	+ 4	- 2
	S	+ 191	+ 106	+ 84	- 41	- 37	- 4
	SW	+ 227	+ 109	+ 118	+ 128	+ 96	+ 33
	W	+ 272	+ 173	+ 99	+ 8	+ 69	- 61
	NW	+ 268	+ 131	+ 138	- 16	- 20	+ 4

Tab.3-37 : Évolution des valeurs moyennes des altitudes minimale et maximale des glaciers des 3 principaux massifs des Alpes françaises entre la fin du PAG et 2006-2009. Le détail des valeurs est proposé en Annexe 3-12.

(ΔP = différence entre 2006-2009 et la fin du PAG ; ΔP1 = différence entre 1967-1971 et la fin du PAG ; ΔP2 = différence entre 2006-2009 et 1967-1971).

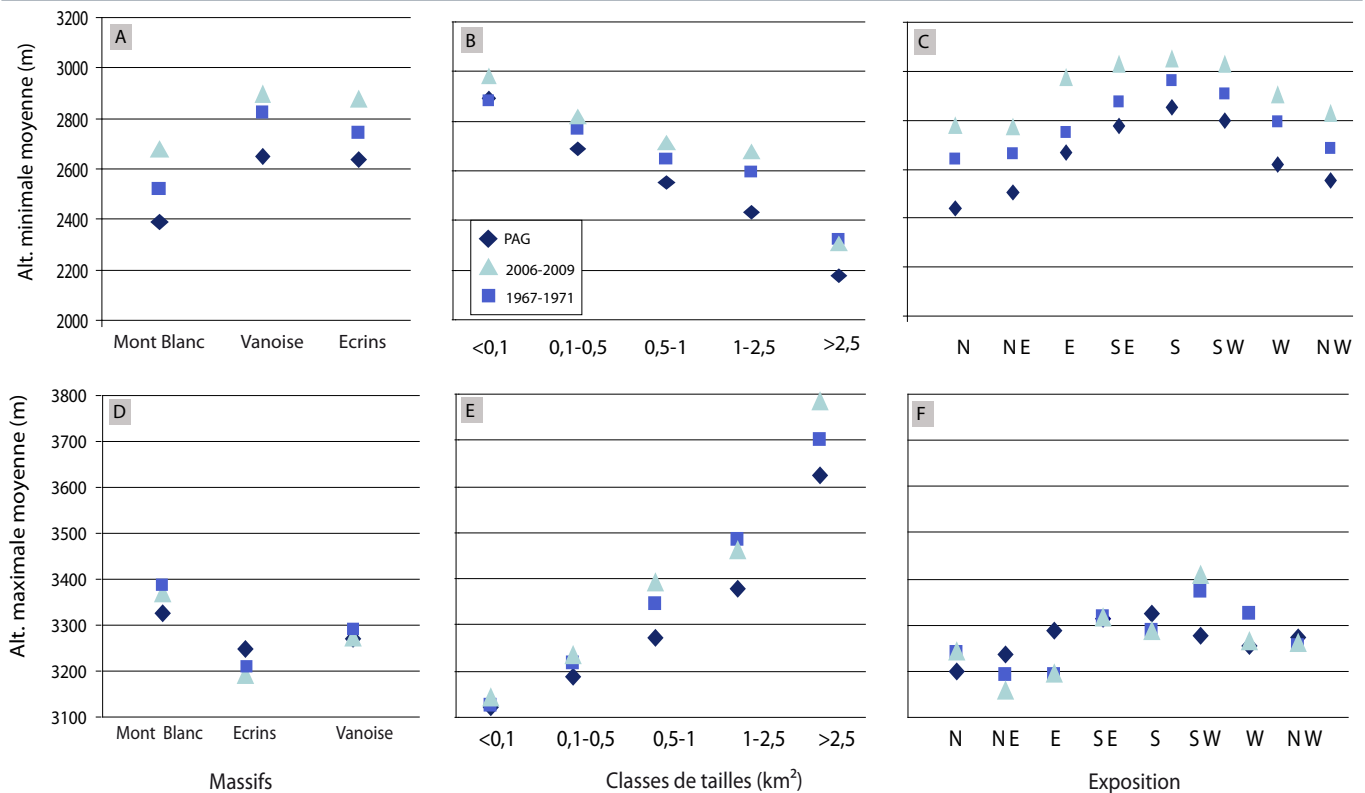


Fig.3-49 : Évolution des altitudes minimales et maximales moyennes des glaciers des principaux massifs des Alpes françaises entre le PAG et 2006-2009, en fonction des massifs, des classes de taille et des expositions.

Afin de pallier cette modification de l'échantillon, l'évolution des altitudes maximales moyennes est étudiée pour un échantillon de 184 glaciers qui sont demeurés dans la même classe de taille (respectivement 43, 62, 30, 30 et 19 glaciers pour les classes de tailles <0,1 km² ; 0,1-0,5 km² ; 0,5-1 km² ; 1-2,5 km² et > 2,5 km²) (Fig.3-50 ; Tab.3-38 ; Annexe 3-14).

Leur altitude minimale moyenne est remontée de 292 m entre le PAG et 2006-2009, 199 m au cours de P1, et 92 m au cours de P2. Cette élévation est d'autant plus forte que le glacier est grand : + 212 m pour les glaciers < 0,1 km², + 407 m pour les glaciers > 2,5 km². Cette même tendance se retrouve au cours de P1. Au cours de P2, l'élévation est maximale pour les glaciers < 0,1 km² et 0,5-1 km² (+ 104 m et + 108 m). Les altitudes maximales moyennes ont faiblement diminué au cours de P (- 58 m). L'abaissement tend à augmenter avec la taille des glaciers : - 36 m pour les glaciers < 0,1 km², -71 m pour ceux de 1-2,5 km², mais -31 m pour ceux > 2,5 km². Cette même tendance s'observe au cours de P1, où la baisse des altitudes moyennes s'échelonne de - 5 m à - 35 m. Au cours de P2, les valeurs varient de - 15 m à - 39 m, mais sans lien avec la taille du glacier.

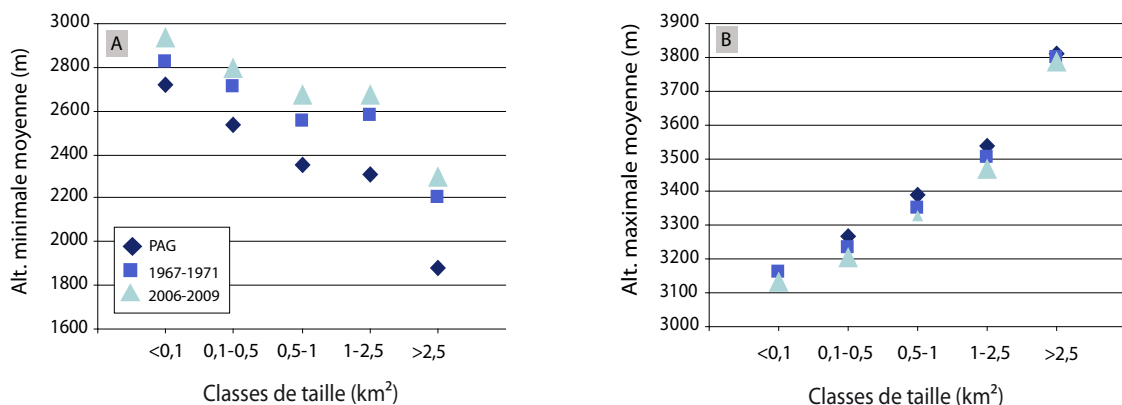


Fig.3-50 : Évolution des valeurs moyennes des altitudes minimale (A) et maximale (B) de 184 glaciers des massifs du Mont Blanc, de la Vanoise et des Écrins qui sont restés dans la même classe de taille entre le PAG et 2006-2009, en fonction des classes de taille.

Classes de taille (km ²)	altitude minimale (m)			Évolution alt. min			altitude maximale (m)			Évolution alt. max.		
	PAG	1967-71	2006-09	ΔP	$\Delta P1$	$\Delta P2$	PAG	1967-71	2006-09	ΔP	$\Delta P1$	$\Delta P2$
Total	2439	2639	2731	+ 292	+ 199	+ 92	3367	3338	3309	- 58	- 28	- 29
<0,1	2719	2827	2931	+ 212	+ 107	+ 104	3165	3160	3129	- 36	- 5	- 31
0,1-0,5	2535	2714	2791	+ 256	+ 179	+ 77	3268	3232	3204	- 64	- 35	- 29
0,5-1	2353	2558	2665	+ 312	+ 204	+ 108	3390	3355	3331	- 59	- 35	- 24
1-2,5	2307	2578	2667	+ 361	+ 271	+ 90	3535	3503	3464	- 71	- 32	- 39
>2,5	1884	2200	2291	+ 407	+ 316	+ 91	3813	3798	3782	- 31	- 15	- 15

Tab.3-38 : Évolution des valeurs moyennes des altitudes minimales et maximales de 184 glaciers des principaux massifs des Alpes françaises entre le PAG et 2006-2009 (ΔP = différence entre 2006-2009 et le PAG ; $\Delta P1$ = différence entre 1967-1971 et le PAG ; $\Delta P2$ = différence entre 2006-2009 et 1967-1971).

b. Évolution des longueurs des glaciers de la fin du PAG à 2006-2009

Ensemble des glaciers des Alpes françaises entre 1967-1971 et 2006-2009

Entre 1967-1971 et 2006-2009, la longueur moyenne des glaciers est passée de 1,05 km à 0,8 km (chapitres 3.1 et 3.2), soit une diminution de 250 m environ. Cette diminution est observée dans tous les massifs, sauf dans le massif du Tabor - Aiguilles d'Arves (la très petite taille de l'échantillon le rend peu représentatif) et toute expositions (Tab.3-39). Parmi les valeurs d'évolution des longueurs moyennes des glaciers, celles des glaciers des massifs de Belledonne et du Mont Blanc se distinguent car elles sont très nettement plus grandes que la valeur moyenne obtenue pour l'ensemble des glaciers (respectivement

	Longueur moyenne (m)		Évolution 1967-1971 / 2006-2009	
	1967-1971	2006-2009	$\Delta P2$ (m)	$\Delta P2$ (%)
Massifs	Aiguilles Rouges - Ruan	695,24 (425)	514,38	-180,86 -26,01
	Belledonne	628,53 (316)	348,06	-280,47 -44,62
	Ecrins	838,64 (790)	593,84	-244,81 -29,19
	Grandes Rousses	1483,61 (859)	627,30	-856,32 -57,72
	Mont Blanc	1847,87 (2396)	1491,30	-356,56 -19,30
	Tabor – Aig. d'Arves*	692,30 (337)	930,58	238,28 34,42
	Ubaye*	766,34 (317)	684,58	-81,76 -10,67
	Vanoise	1205,73 (784)	967,34	-238,39 -19,77
Taille	<0,1 km ²	373,95 (173)	277,18	-96,77 -25,88
	0,1-0,5 km ²	811,70 (279)	774,05	-37,65 -4,64
	0,5-1 km ²	1389,12 (421)	1435,43	46,30 3,33
	1-2,5 km ²	2006,87 (672)	2119,41	112,54 5,61
	>2,5 km ²	4192,65 (2475)	4660,44	467,79 11,16
Exposition	N	1236,45 (143)	957,18	-279,27 -22,59
	NE	1112,40 (211)	825,78	-286,62 -25,77
	E	878,96 (177)	536,01	-342,95 -39,02
	SE	920,71 (418)	621,36	-299,35 -32,51
	S	630,45 (286)	490,59	-139,86 -22,18
	SW	968,80 (474)	854,37	-114,43 -11,81
	W	1079,73 (1988)	812,74	-266,99 -24,73
	NW	1125,25 (237)	821,05	-304,20 -27,03
Alpes françaises	1058 (1112)	799,74	-258,48	-24,43

Tab.3-39 : Évolution de la valeur moyenne de la longueur des glaciers des Alpes françaises entre 1967-1971 et 2006-2009 selon les massifs, l'exposition et les classes de taille. $\Delta P2$ = différence entre 2006-2009 et 1967-1971 (écarts type entre parenthèse). Les écarts types pour 2006-2009 sont en Annexe 3-1.

* massifs peu représentatifs du fait de la petite taille de l'échantillon.

- 856 m et - 356 m). Ce sont les glaciers exposés au S et au SW qui ont perdu en moyenne le moins de longueur au cours de P2 (< 140 m) tandis que ce sont les glaciers exposés à l'E et au NW qui ont perdu le plus de longueur (> 300 m).

La longueur moyenne des glaciers < 0,5 km² a diminué au cours de P2 et augmenté pour les autres glaciers, du fait du biais lié à l'évolution de l'échantillon (cf. ci-dessus).

La répartition du nombre de glaciers dans chaque classe de longueur a évolué au cours de cette période P2 : la part de glaciers < 500 m a augmenté de ~ 30 % à 50 % quand celle des glaciers de 500-4000 m a diminué de 68 % à 47 % ; celle des glaciers > 4 km est restée constante (Fig.3-51 ; Tab.3-40)

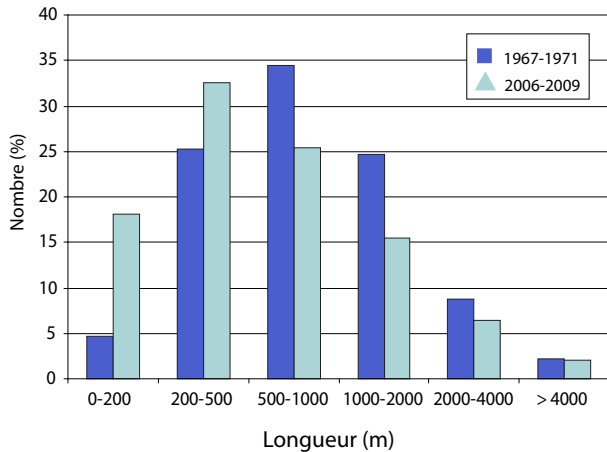


Fig.3-51 : Évolution de la distribution du nombre de glaciers des Alpes françaises (en pourcentage par rapport au nombre total) selon des classes de longueur entre 1967-1971 et 2006-2009.

Classes (m)	1967-1971	2006-2009	Δ P2
	%	%	
<200	4,65	18,07	13,43
200-500	25,28	32,53	7,25
500-1000	34,39	25,47	-8,91
1000-2000	24,72	15,49	-9,23
2000-4000	8,74	6,37	-2,37
> 4000	2,23	2,07	-0,17

Tab.3-40 : Distribution du nombre de glaciers des Alpes françaises (en pourcentage par rapport au nombre total) selon les classes de longueur entre 1967-1971 et 2006-2009. ΔP2 = différence entre 2006-2009 et 1967-1971.

Glaciers des massifs du Mont Blanc, de la Vanoise et des Écrins entre la fin du PAG et 2006-2009 (Fig.3 52 ; Tab.3-41)

Comme indiqué dans le chapitre 3.2, la longueur des glaciers n'a pas été déterminée pour le PAG, sauf pour les 20 glaciers > 2,5 km² en 2006-2009. La Figure 3-52 met en évidence la diminution de la longueur (projetée) de tous les glaciers au cours de P. Les longueurs issues des cartes Vallot (début du 20^e siècle) et de celles du SGA (1939-1949) (cf. Annexe 3-8) sont proposées pour les glaciers du massif du Mont Blanc. Les glaciers de Mont de Lans, Blanc, de Taconnaz, du Tour, de Talèfre, des Bossons, Noir, de la Pilatte, de l'Arpont et de Chavière ont perdu plus de longueur par décennie au cours de P2 qu'au cours de P1. Par exemple le glacier du Tour a perdu 2 % de sa longueur par décennie au cours de P1, 3 % au cours de P2. Les autres glaciers ont perdu plus de longueur par décennie au cours de P1 qu'au cours de P2, ce qui peut s'expliquer par le fait que la plupart de ces glaciers soient des glaciers noirs (ex : glaciers des Evettes, de Bionnassay, de Gébroulaz, etc.).

Le décalage entre les courbes produites pour le glacier des Bossons et la Mer de Glace par Nussbaumer et Zumbül (2011 et 2012, cf. ch.1.1) et les données du début du 20^e siècle et de 1939-1949 est lié à l'absence de date précise pour les données des cartes Vallot et du SGA. Sur le graphique, nous avons considéré que les données correspondent à 1915 et 1939.

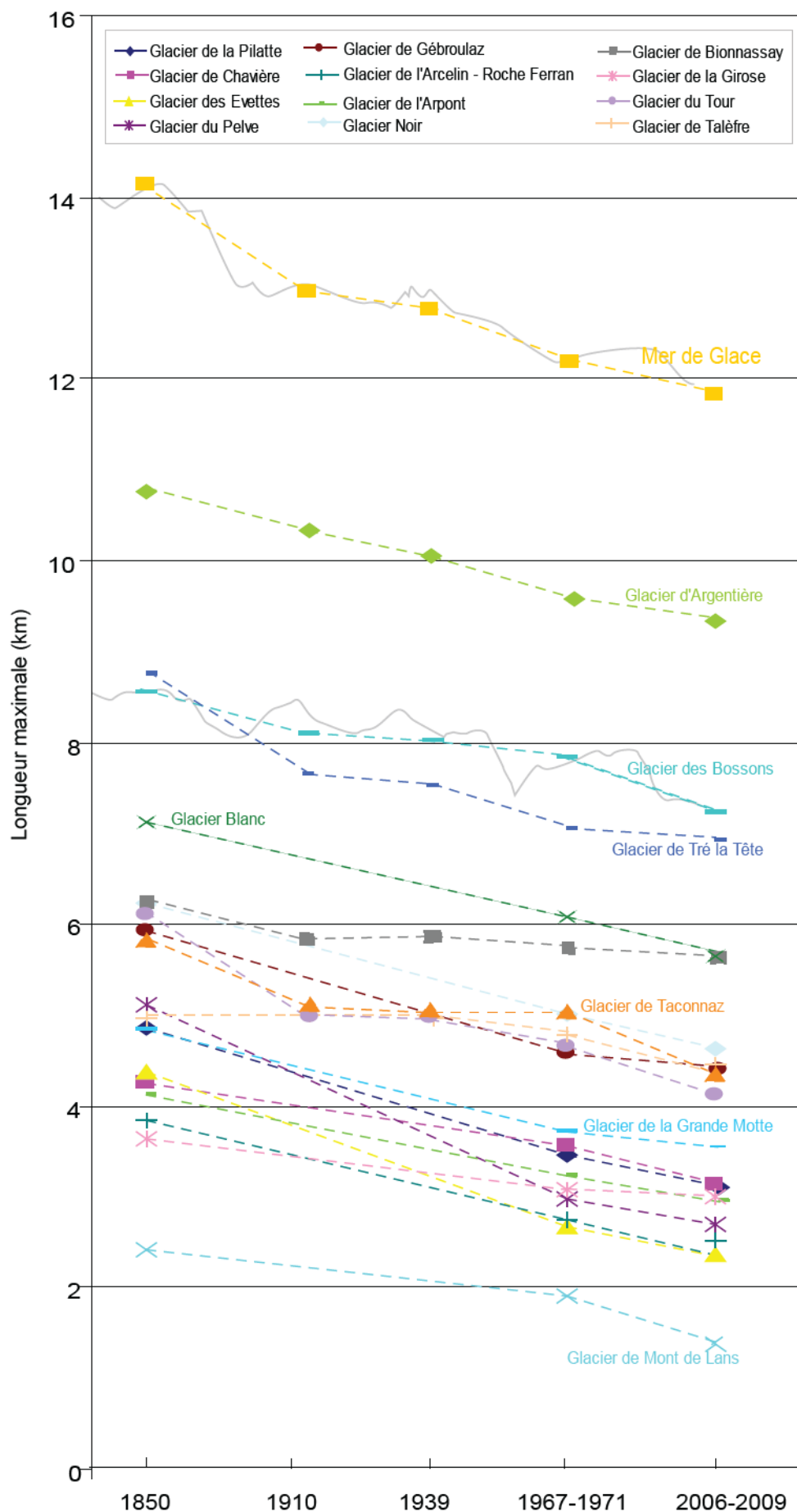


Fig.3-52 : Évolution de la longueur maximale des glaciers > 2,5 km² (en 2006-2009) entre la fin du PAG et 2006-2009. Les longueurs issues des cartes Vallot (début du 20^e siècle) et celles du SGA (1939-1949) (cf. Annexe 3-8) sont proposées pour les glaciers du massif du Mont Blanc. En trait plein gris, les courbes proposées pour le glacier des Bossons et la Mer de Glace par Nussbaumer et Zumbühl (2011 et 2012).

Glacier	Longueur (m)			Différence de longueur (m)			Différence de longueur par rapport à la longueur initiale (%)			Diminution par décennie (%)		
	PAG	1967-71	2006-09	ΔP	$\Delta P1$	$\Delta P2$	ΔP	$\Delta P1$	$\Delta P2$	P	P1	P2
de Talèfre	4970	4788	4459	-511	-182	-329	-10,3	-3,7	-6,9	-0,6	-0,3	-1,8
de Bionnassay	6227	5731	5626	-601	-496	-105	-9,7	-8,0	-1,8	-0,6	-0,7	-0,5
de la Girose	3647	3073	3013	-634	-574	-60	-17,4	-15,7	-2,0	-1,1	-1,3	-0,5
de Mt de Lans	2419	1912	1365	-1054	-507	-547	-43,6	-21,0	-28,6	-2,7	-1,7	-7,3
de Chavière	4243	3556	3139	-1104	-687	-418	-26,0	-16,2	-11,8	-1,6	-1,3	-3,0
de l'Arpont	4131	3224	2962	-1169	-907	-262	-28,3	-22,0	-8,1	-1,8	-1,8	-2,1
de la Gde Motte	4837	3706	3533	-1304	-1131	-173	-27,0	-23,4	-4,7	-1,7	-1,9	-1,2
de l'Arcelin	3829	2756	2520	-1309	-1073	-236	-34,2	-28,0	-8,6	-2,2	-2,3	-2,2
des Bossons	8550	7823	7226	-1324	-727	-598	-15,5	-8,5	-7,6	-1,0	-0,7	-2,0
d'Argentière	10749	9537	9326	-1423	-1212	-211	-13,2	-11,3	-2,2	-0,8	-0,9	-0,6
Blanc	7115	6087	5644	-1471	-1028	-443	-20,7	-14,4	-7,3	-1,3	-1,2	-1,9
de Taconnaz	5836	5033	4345	-1491	-803	-688	-25,5	-13,8	-13,7	-1,6	-1,1	-3,5
de Gébroulaz	5935	4578	4403	-1532	-1357	-174	-25,8	-22,9	-3,8	-1,6	-1,9	-1,0
Noir	6223	5018	4625	-1598	-1205	-393	-25,7	-19,4	-7,8	-1,6	-1,6	-2,0
de la Pilatte	4847	3466	3113	-1734	-1381	-354	-35,8	-28,5	-10,2	-2,3	-2,4	-2,6
de Tré la Tête	8759	7037	6924	-1835	-1722	-113	-20,9	-19,7	-1,6	-1,3	-1,6	-0,4
du Tour	6101	4651	4111	-1990	-1450	-540	-32,6	-23,8	-11,6	-2,1	-2,0	-3,0
des Evettes	4377	2675	2354	-2023	-1702	-321	-46,2	-38,9	-12,0	-2,9	-3,2	-3,1
Mer de Glace	14150	12182	11824	-2326	-1968	-358	-16,4	-13,9	-2,9	-1,0	-1,2	-0,8
du Pelve	5106	2986	2696	-2410	-2120	-290	-47,2	-41,5	-9,7	-3,0	-3,5	-2,5

Tab.3-41 : Évolution de la longueur maximale des glaciers > 2,5 km² (en 2006-2009) entre la fin du PAG et 2006-2009. ΔP = différence entre la fin du PAG et 2006-2009. $\Delta P1$ = différence entre la fin du PAG et 1967-1971. $\Delta P2$ = différence entre 2006-2009 et 1967-1971.

c. Évolution de la pente moyenne des glaciers de 1967-1971 à 2006-2009

Une légère diminution de la pente des glaciers est observée (de 1° à 3°) pour toutes les tailles de glaciers sauf pour les glaciers > 2,5 km², sans tendance particulière (Tab.3-42).

Classes de taille	Pente moyenne (°)		
	1967-71	2006-09	$\Delta P2$ (°)
< 0,1 km ²	35,4	32,7	-2,6
0,1 - 0,5 km ²	30,2	28,9	-1,3
0,5 - 1 km ²	27,0	25,9	-1,2
1 - 2,5 km ²	24,6	21,8	-2,8
> 2,5 km ²	20,7	21,3	0,5
Total	30,3	29,9	-0,4

Tab.3-42 : Évolution de la pente moyenne des glaciers des Alpes françaises entre 1967-1971 et 2006-2009 selon les classes de taille. $\Delta P2$ = différence entre 2006-2009 et 1967-1971.

Au cours des deux périodes P (fin du PAG / 2006-2009) pour les glaciers des massifs du Mont Blanc, de la Vanoise et des Écrins et P2 (1967-1971 / 2006-2009) pour l'ensemble des glaciers, les glaciers des Alpes françaises ont évolué avec des différences parfois fortes selon les massifs, l'exposition et les classes de taille:

- *Le nombre et la superficie des glaciers de chaque classe de taille a diminué au cours de P et de P2, sauf pour les glaciers $< 0,1 \text{ km}^2$. Le glissement des glaciers vers les classes de taille inférieures résulte du fractionnement des glaciers avec leur retrait;*
- *L'altitude frontale moyenne des glaciers est remontée de 115 m au cours de P et de 236 m au cours de P2. Les altitudes moyenne et maximale moyennes ont en revanche peu évolué (faible augmentation pour l'altitude moyenne au cours de P2, faible diminution pour l'altitude maximale au cours de P et P2);*
- *La longueur moyenne des glaciers a diminuée de 250 m au cours de P2 ;*
- *L'exposition moyenne des glaciers et leur pente moyenne a très peu évoluée ;*

3.3.3 Influence des paramètres topographiques sur le retrait glaciaire entre 1967-1971 et 2006-2009

La superficie perdue entre 1967-1971 et 2006-2009 rapportée à la superficie du glacier en 1967-1971 a été calculée pour chaque glacier. Lorsqu'un glacier a été divisé, le retrait glaciaire correspond à la différence entre la superficie initiale (1967-1971) et la somme des superficies des entités encore existantes en 2006-2009. Ces données permettent d'étudier le retrait glaciaire qui s'est opéré entre 1967-1971 et 2006-2009 à l'échelle de chaque glacier en s'affranchissant des effets de surface qui peuvent apparaître lors d'une étude globale.

Dans ce paragraphe, le retrait glaciaire moyen est tout d'abord étudié par massif, exposition et classe de taille. L'étude des relations entre paramètres topographiques est ensuite proposée à l'aide d'une série d'analyses statistiques simples. Enfin, la relation entre la couverture détritique et le retrait glaciaire est étudiée.

Le jeu de données considéré est composé de 517 glaciers. Les glaciers qui ont perdu 100 % de leur superficie au cours de P2 ont totalement disparu (115 glaciers) et ne sont pas toujours pris en compte dans les analyses (précisé dans le texte).

a. Retrait glaciaire moyen

Le retrait glaciaire moyen considéré ici correspond à la moyenne du retrait glaciaire déterminé pour chaque glacier.

Les valeurs du retrait moyen étant très différentes selon la prise en compte ou non des glaciers qui ont totalement disparu (perte de superficie de 100 %) dans l'échantillon étudié, les valeurs du retrait moyen sont ici proposées pour 2 échantillons distincts:

- L'échantillon 1 (Ech.1) contient 402 glaciers. Il ne prend pas en compte les glaciers qui ont disparu (115 glaciers).
- L'échantillon 2 (Ech.2) contient la totalité des glaciers (517).

Ainsi, en considérant l'ensemble de l'échantillon Ech.2, les glaciers des Alpes françaises ont perdu en moyenne 52 % ($\sigma = 32$) de leur superficie entre 1967-1971 et 2006-2009. En excluant de l'échantillon les glaciers qui ont disparu au cours de cette période (Ech.1), les glaciers ont perdu en moyenne 39 % ($\sigma = 22$) de leur superficie.

Cette section donne les valeurs moyennes du retrait glaciaire qui s'est opéré entre 1967-1971 et 2006-2009 par principaux massifs des Alpes françaises, classes de taille et expositions.

Retrait glaciaire moyen par massif

Le retrait moyen dans le massif du Mont Blanc entre 1967-1971 et 2006-2009 est moindre (26 %) que dans les autres massifs (> 37 % ; Tab.3-43). Il en est de même avec des valeurs plus élevées, pour l'échantillon (Ech.2).

Par conséquent, la part des glaciers qui ont perdu moins de 25 % de leur superficie au cours de P2 dans le massif du Mont Blanc est très supérieure (58 %) à celle des autres massifs (33 % dans le massif de la Vanoise et 17 % dans le massif des Écrins) (Fig.3-53 a, b, c).

	Ech. 1			Ech 2.		
	Nombre de glaciers considérés	Retrait moyen (%)	écart type (%)	Nombre de glaciers considérés	Retrait moyen (%)	écart type (%)
Mont Blanc	54	- 25,9	19,6	53	- 24,5	16,9
Vanoise	158	- 46,0	30,8	136	- 37,3	23,4
Ecrins	253	- 59,9	32,0	175	- 42,0	21,1
Autres massifs	52	- 62,1	8,0	38	- 48,2	24,0
Total	517	- 38,7	22,5	402	- 52,3	32,3

Tab.3-43 : Perte de superficie moyenne des glaciers entre 1967-1971 et 2006-2009 pour les principaux massifs des Alpes françaises.

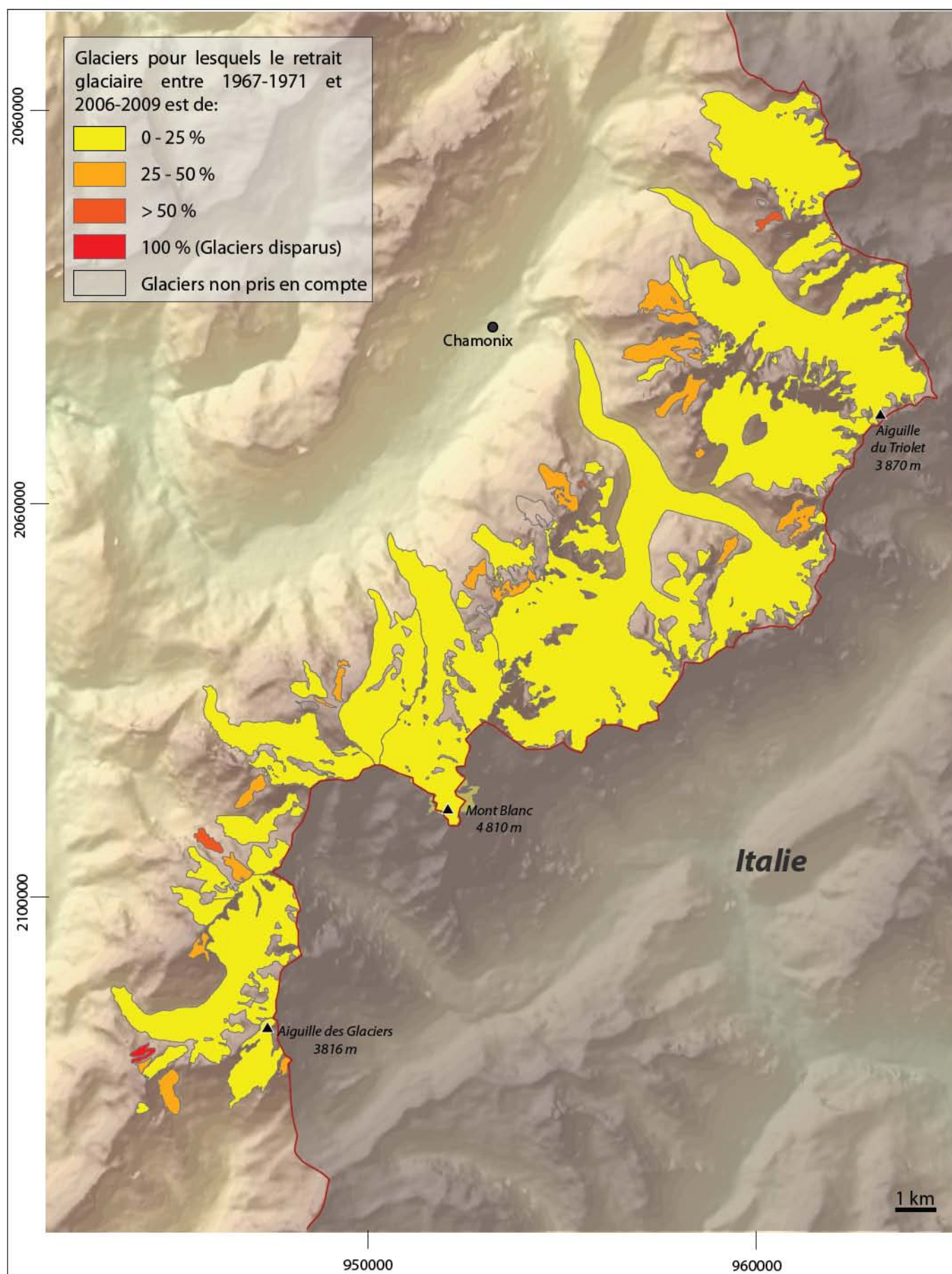


Fig.3-53a : Perte de superficie des glaciers du Massif du Mont Blanc entre 1967-1971 et 2008.

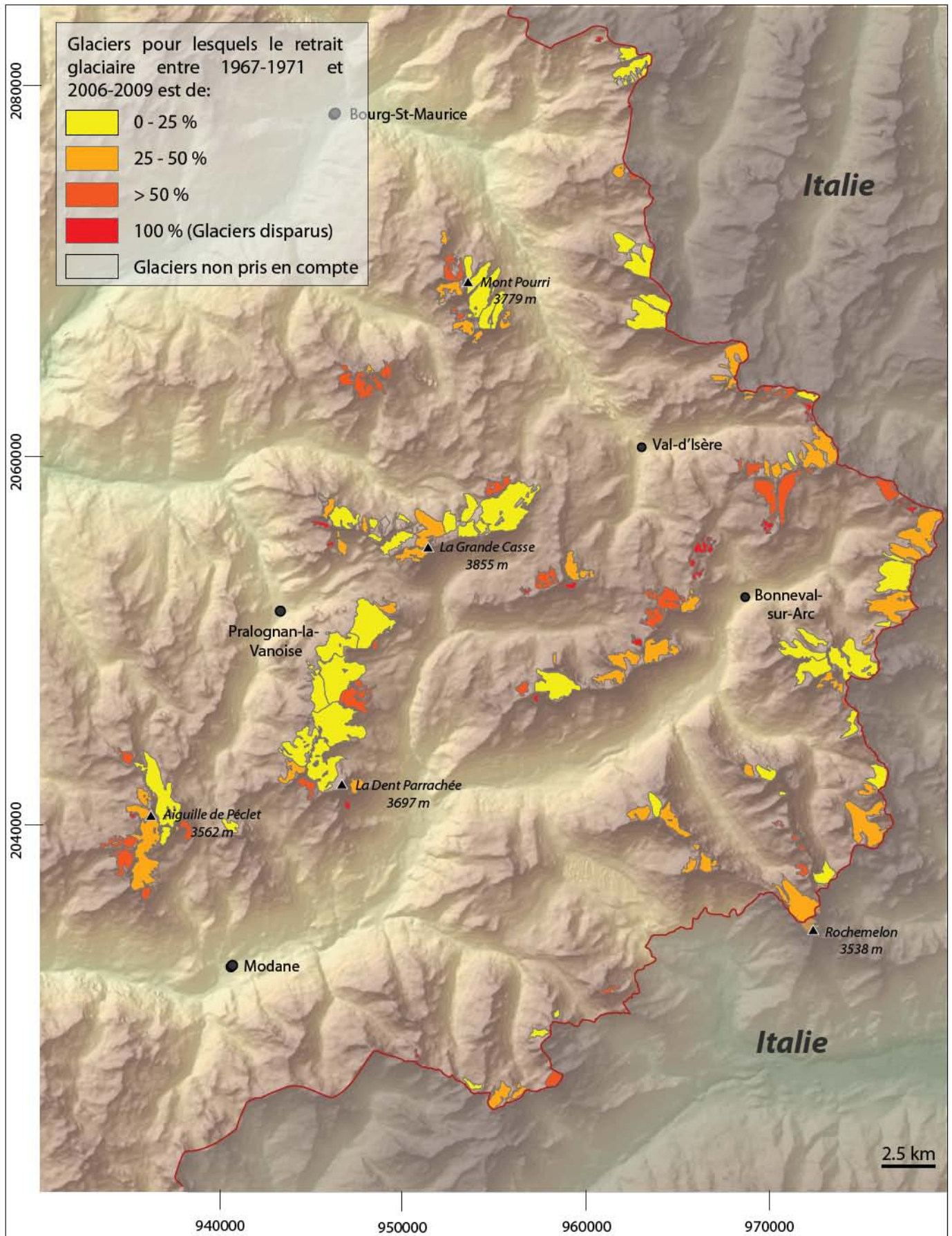


Fig.3-53b: Perte de superficie des glaciers du Massif de la Vanoise entre 1967-1971 et 2006.

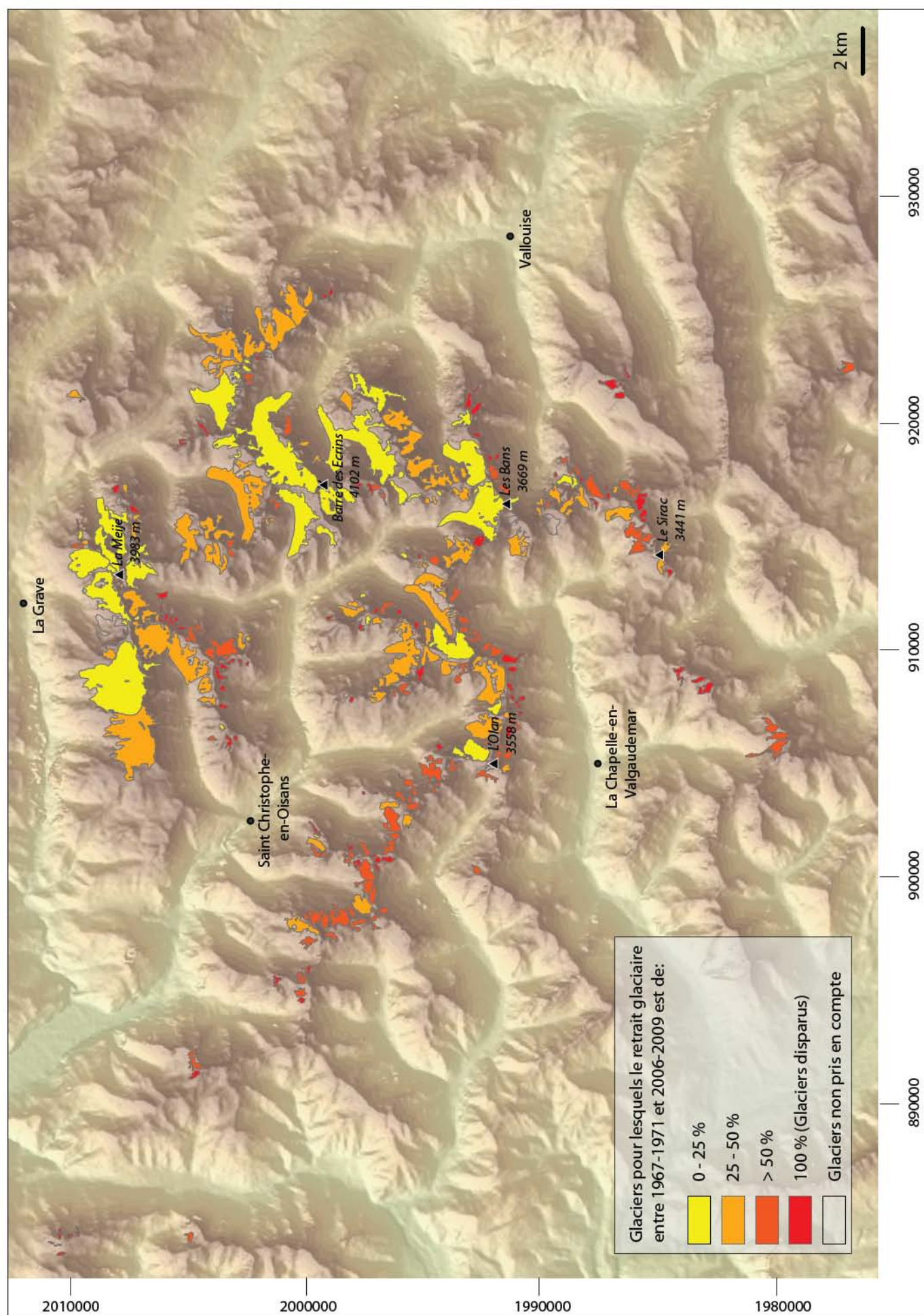


Fig.3-53c : Perte de superficie moyenne des glaciers du Massif des Écrins entre 1967-1971 et 2009.

Retrait glaciaire moyen par classes de taille

Le retrait moyen entre 1967-1971 et 2006-2009 diminue avec l'augmentation de la taille des glaciers. Les glaciers < 0,5 km² ont perdu ~ 62 % de leur superficie quand ceux > 2,5 km² en ont perdu 18 % (Ech.1) (Tab.3-44). Il en est de même avec des valeurs moins élevées pour Ech. 2, surtout pour les glaciers < 0,5 km² (aucun glacier > 1 km² n'a disparu au cours de P2).

Ainsi, aucun glacier > 2,5 km² en Vanoise n'a connu un retrait glaciaire > 50 % tandis qu'environ 25 % des glaciers < 0,5 km² ont disparus (Fig. 3-54).

Classes de taille	Ech. 1			Ech. 2		
	Nombre de glaciers considérés	Retrait moyen (%)	écart type (%)	Nombre de glaciers considérés	Retrait moyen (%)	écart type (%)
< 0,5 km ²	365	- 62,0	32,0	251	- 44,7	23,1
0,5 – 1,0 km ²	67	- 34,9	19,9	66	- 34,0	19,9
1,0 - 2,5 km ²	56	- 28,9	17,8	56	- 28,9	17,8
> 2,5 km ²	29	- 17,9	10,0	29	- 17,9	10,0
Total	517	- 38,7	22,5	402	- 52,3	32,3

Tab.3-44 : Perte de superficie moyenne des glaciers des Alpes françaises entre 1967-1971 et 2006-2009 pour les principales classes de taille.

Retrait glaciaire moyen par expositions

Le retrait moyen qui s'est opéré entre 1967-1971 et 2006-2009 est plus marqué pour les glaciers exposés à l'E, au SE et au S (respectivement - 60 %, - 61 % et - 65 % de leur superficie de 1967-1971 pour Ech. 1). Il en est de même pour (Ech. 2) avec des valeurs moins élevées (Tab.3-45).

L'exemple des glaciers du massif des Écrins (Fig.3-55) illustre cette tendance: 57 % des glaciers exposés NW, N et NE ont un retrait < 25 % tandis qu'ils sont 23 % à l'E, au S et au SE.

	Ech.1			Ech.2		
	Nombre de glaciers considérés	Retrait moyen (%)	écart type (%)	Nombre de glaciers considérés	Retrait moyen (%)	écart type (%)
N	111	- 47,7	31,9	92	- 37,5	23,9
NE	75	- 48,0	31,6	61	- 36,1	21,4
E	52	- 59,9	30,3	39	- 47,0	22,4
SE	46	- 61,0	31,0	32	- 43,9	20,2
S	31	- 65,5	30,3	20	- 46,6	19,5
SW	38	- 54,6	32,0	30	- 42,5	24,2
W	62	- 51,1	32,0	49	- 38,1	22,0
NW	102	- 48,9	34,3	79	- 34,0	23,0
Total	517	- 38,7	22,5	402	- 52,3	32,3

Tab.3-45 : Perte de superficie moyenne des glaciers des Alpes françaises entre 1967-1971 et 2006-2009 pour chaque exposition.

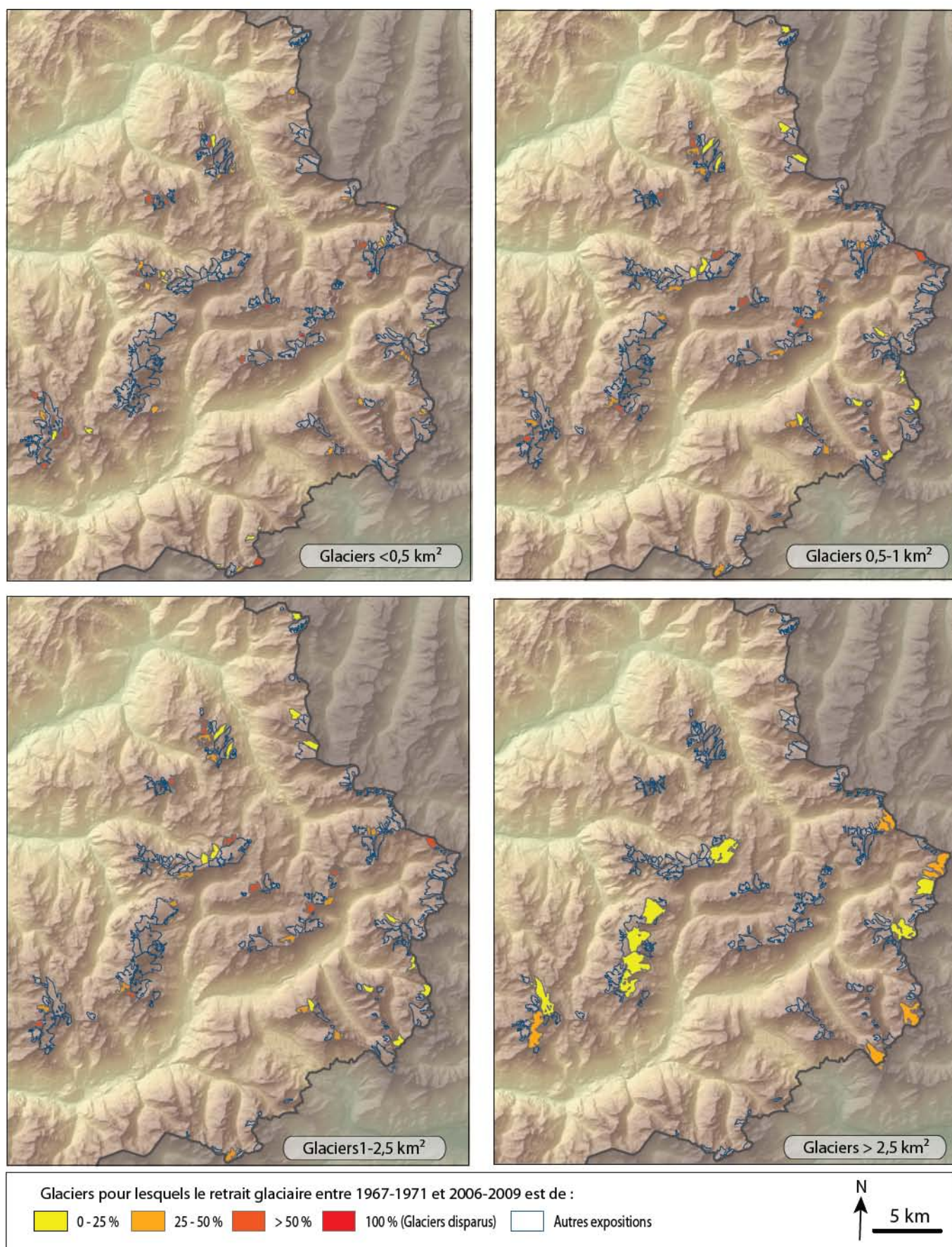


Fig.3-54 : Perte de superficie des glaciers du massif de la Vanoise entre 1967-1971 et 2006, selon 4 classes de taille. L'échantillon considéré est composé de 158 glaciers dont 84 < 0,5 km² ; 34 de 0,5-1 km² ; 27 de 1-2,5 km, 13 > 2,5 km².

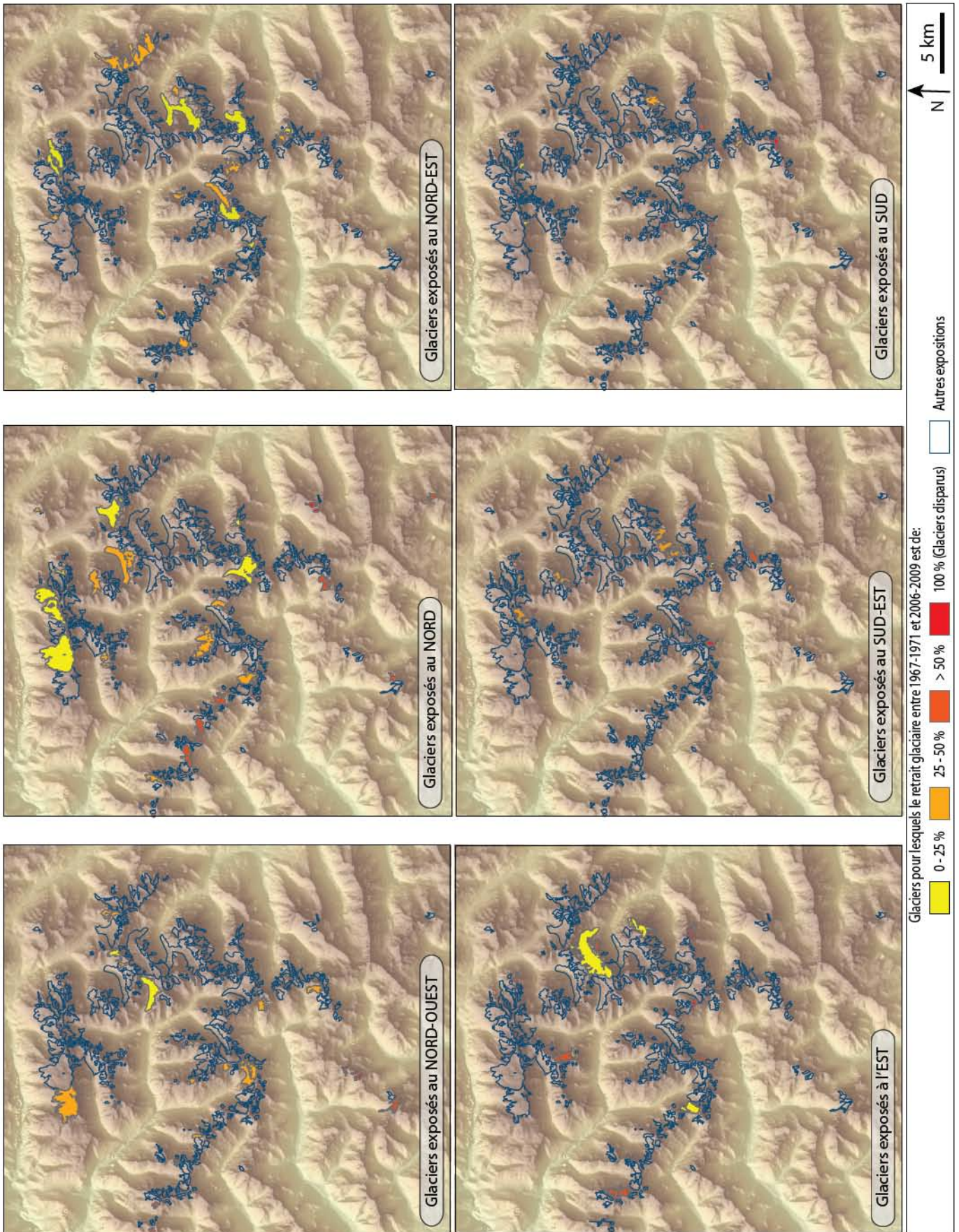


Fig. 3-55 : Perte de superficie moyenne des glaciers du massif des Écrins entre 1967-1971 et 2006-2009 selon 6 expositions. L'échantillon considéré est composé de 253 glaciers dont 34 exposés à l'E, 45 au N, 41 au NE, 32 au NW, 22 au S et 34 au SE.

b. Relation entre le retrait glaciaire et les paramètres topographique – analyse bivariée

Relation entre retrait glaciaire et 9 paramètres topographiques pour 516 glaciers des Alpes françaises

La figure 3-56 représente l'évolution relative de la superficie de chaque glacier entre 1967-1971 et 2006-2009 pour un échantillon de 516 glaciers en fonction de 9 paramètres topographiques dans leur état de 1967-1971 : superficie (A), longueur (B), longitude (C), latitude (D), pente (E), exposition (F), altitude minimale (G), altitude maximale (H) et altitude moyenne (I). Si la forte dispersion des nuages de points témoigne de l'absence de tendance claire, les valeurs moyennes pour chaque "classe de paramètres topographiques" (récapitulées en Annexe 3-15), permettent en dépit de grands écarts types, de faire apparaître quelques relations entre ceux-ci et le retrait glaciaire.

- A – Superficie vs. évolution relative de la superficie

Le retrait glaciaire décroît en raison inverse de la taille initiale (1967-1971) du glacier : respectivement 70 %, 57 %, 35 %, 29 % et 18 % pour les classes de taille < 0,1 km², 0,1-0,5 km², 0,5-1 km², 1-2,5 km² et >2,5 km².

- B – Longueur vs. évolution relative de la superficie

Superficie et longueur sont fortement corrélées (cf. chapitre 3.1). Par conséquent, le retrait glaciaire décroît en raison inverse de la longueur initiale du glacier, passant de 86 % pour les glaciers < 200 m à 12 % pour les glaciers > 4 km.

- C – Longitude vs. évolution relative de la superficie

A l'Ouest de 960 000 m¹ (6°55 E), le retrait glaciaire décroît en raison inverse de la longitude, passant de 73 % pour les glaciers situés entre 880 000 m (5°56 E) et 900 000 m (6°08 E) de longitude à 38 % pour les glaciers situés entre 940 000 m (6°40 E) et 960 000 m. A l'Est de 960 000 m, le retrait glaciaire devient à nouveau plus élevé (46 %). Ainsi, hormis ceux situés sur les zones frontalières, les glaciers des Alpes françaises perdent d'autant moins de surface entre 1967-1971 et 2006-2009 qu'ils sont plus à l'Est (Annexe 3-16.A).

- D – Latitude vs. évolution relative de la superficie

Le retrait glaciaire décroît en raison inverse de la latitude du glacier : respectivement 60 %, 49 % et 34 % pour les glaciers situés entre 1 960 000 (44°32 N) et 2 020 000 m¹ (45°06 N), 2 020 000 m et 2 080 000 m (45°36 N) et 2 080 000 m et 2 140 000 m (46°N). Ainsi, les glaciers situés au Sud des Alpes françaises ont perdu en moyenne davantage de surface entre 1967-1971 et 2006-2009 que ceux situés au Nord (Annexe 3-16.B).

- E – Pente moyenne vs. évolution relative de la superficie

Une augmentation du retrait glaciaire avec la pente des glaciers est observable pour les glaciers < 40° en 1967-1971: respectivement 44 %, 50 % et 58 % pour les glaciers < 20°, de 20-30° et 30-40°.

- F – Exposition moyenne vs. évolution relative de la superficie

Le retrait glaciaire moyen est le plus fort pour les glaciers exposés à l'E, au SE et au S (respectivement 60 %, 61 % et 65 %), plus faible pour les glaciers situés à l'W, au NW et au N (respectivement 51 %, 49 % et 47 %).

1 - Coordonnées x en Lambert II zone.

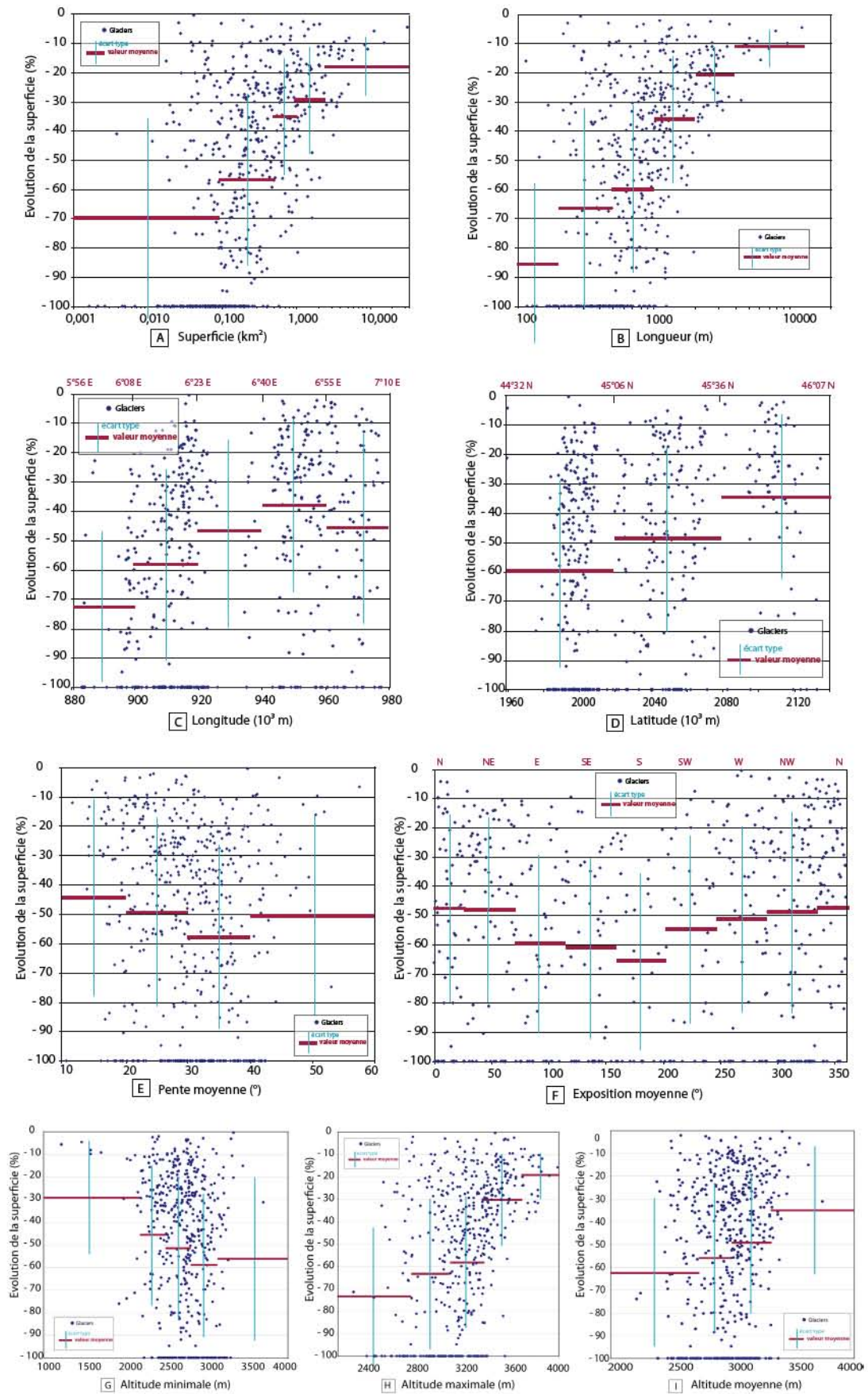


Fig.3-56 : Évolution relative de la superficie de 516 glaciers entre 1967-1971 et 2006-2009 en fonction des paramètres topographiques de 1967-1971: superficie (A), longueur (B), longitude (C), latitude (D), pente (E), exposition (F), altitude minimale (G), altitude maximale (H) et altitude moyenne (I). Les glaciers situés sur l'axe des abscisses sont ceux disparus au cours de P2 (100 % de retrait). Valeurs moyennes (moyenne des valeurs du pourcentage de changement par rapport à la superficie de 1967-1971) pour chaque "classe de paramètres topographiques" : lignes rouges; écarts type en bleu (valeurs associées et écarts type détaillés en Annexe 3-15).

- G – Altitude minimale vs. évolution relative de la superficie

Pour les glaciers dont le front était < 3100 m d'altitude en 1967-1971, le retrait glaciaire croît avec l'altitude minimale des glaciers, passant de 30 % pour < 2200 m à 59 % pour 2800-3100 m. Même les glaciers, peu nombreux, dont le front est > 3100 m ont perdu 56 % de leur superficie.

- H - Altitude maximale vs. évolution relative de la superficie

Le retrait glaciaire moyen décroît en raison inverse de l'altitude maximale des glaciers, passant de 73 % pour les glaciers dont l'altitude maximale est < 2800 m à 19 % pour ceux dont elle est > 3700 m.

- I - Altitude moyenne vs. évolution relative de la superficie

Le retrait glaciaire moyen décroît en raison inverse de l'altitude moyenne des glaciers, soit 62 %, 55 %, 49 % et 35 % pour les glaciers dont l'altitude moyenne est respectivement < 2700 m, 2700-3000 m, 3000-3300 m et > 3300 m.

Pour résumer, les glaciers qui ont perdu la superficie maximale entre 1967-1971 et 2006-2009 sont petits (superficie et longueur), situés au Sud et à l'Ouest (ainsi qu'à l'extrême Est) des Alpes françaises, raides mais < 40°, exposés à l'E, au SE et au S, à altitude minimale élevée et aux altitudes moyenne et maximale basses.

L'analyse de ces relations entre retrait glaciaire et paramètres topographiques suggère quelques remarques :

- Le retrait glaciaire augmente avec l'altitude frontale des glaciers et diminue avec leur altitude maximale. Les plus grands glaciers, qui sont ceux dont les altitudes frontale et maximale sont, respectivement, les plus basse et les plus élevées (chapitre 3.1), sont les glaciers pour lesquels la perte de superficie par rapport à leur superficie initiale est généralement faible. De même, parmi les glaciers < 40°, ce sont les grands glaciers qui sont les moins raides et qui se rétractent le moins.
- L'échantillon de glaciers aux faibles altitudes minimales contient probablement la plupart des glaciers noirs, dont le front est généralement plus bas (chapitre 3.1), ce qui pourrait en partie expliquer que le retrait glaciaire augmente avec l'altitude minimale.
- Les glaciers dont la pente moyenne est > 40° connaissent un relatif moindre retrait puisque la pente des glaciers croît en raison inverse de leur taille (chapitre 3.1): les glaciers > 40° contiennent les petits glaciers suspendus de haute altitude, dont la superficie a peu évolué au cours de la période considérée (la taille de ces glaciers étant conditionnée par les chutes de séracs plutôt que par l'ablation), ce qui explique un moindre retrait glaciaire.

Relation entre retrait glaciaire et 9 paramètres topographiques pour 402 glaciers des Alpes françaises (glaciers disparus exclus: Ech 2)

La même étude a été réalisée en excluant les 115 glaciers qui ont disparu entre 1967-1971 et 2006-2009 (Ech.2) (résultats en Annexe 3-15).

Les tendances observées sont globalement similaires, avec des valeurs moyennes de retrait glaciaire plus faibles. Ce phénomène est particulièrement visible dans les graphiques A (superficie vs. évolution relative de la superficie) et B (longueur vs. évolution relative de la superficie), où la disparition des plus petits glaciers (<0,1 km²) fait respectivement passer les valeurs moyennes de 70 % à 40 % et de 86 % à 36 %.

Les coefficients de corrélation entre retrait glaciaire et paramètres topographiques sont présentées dans le Tableau 3-46, ainsi que ceux entre les paramètres topographiques.

Il existe de fortes corrélations positives entre superficie et longueur, altitude maximale et longueur, latitude et longitude, et entre altitude moyenne et altitudes minimale et maximale, et une forte corrélation négative entre longueur et altitude minimale. Le retrait glaciaire est assez bien corrélé avec la longueur, l'altitude maximale, la superficie, la latitude, la longitude et les altitudes moyenne et minimale. Bien qu'elles soient significatives, les corrélations entre retrait glaciaire et pente et exposition sont faibles

	Retrait	Superficie	Longueur	Pente	Alt. min.	Alt. max.	Alt. moy.	Latitude	Longitude	Exposition.
Retrait										
Superficie	0,273									
Longueur	0,361	0,872								
Pente	- 0,099	- 0,316	- 0,419							
Alt. Min.	- 0,124	- 0,459	- 0,583	0,135						
Alt. max.	0,357	0,457	0,555	- 0,074	0,093					
Alt. Moy.	0,171	0,050	0,026	0,033	0,675	0,744				
Latitude	0,258	0,197	0,210	- 0,221	0,208	0,033	0,107			
Longitude	0,218	0,154	0,177	- 0,415	0,332	0,211	0,208	0,704		
Exposition	0,098	0,007	0,035	- 0,084	0,020	0,082	0,051	0,251	0,222	

Tab.3-46 : Coefficient de corrélation (R) pour les 9 paramètres topographiques et le retrait glaciaire entre 1967-1971 et 2006-2009. L'échantillon comporte 402 glaciers. Selon la Table de Bravais-Pearson, R est significatif au-delà de 0,0980. Les valeurs non significatives sont indiquées en italiques ; les corrélations les plus élevées sont indiquées en gras.

Relation entre le retrait glaciaire et 9 paramètres topographiques pour 402 glaciers des Alpes françaises par massifs, classes de taille et exposition

Pour chaque massif, classe de taille et exposition, la relation entre retrait glaciaire et chacun des 9 paramètres topographiques est étudiée. Les graphiques relatifs à cette étude sont présentés en Annexe 3-17 et ne laissent apparaître aucune relation forte. Les coefficients de détermination (R^2 ; Tab.3-47) servent à calculer les coefficients de corrélation (R; Tab. 3-48) qui permettent d'évaluer le sens de la relation et son intensité. La Table de Bravais-Pearson propose des valeurs seuils du coefficient de corrélation (dépendant du nombre d'objets étudiés), au-delà desquelles la relation peut être considérée comme significative.

Aucune corrélation forte n'apparaît entre le retrait glaciaire et l'un des 9 paramètres, même si dans 46 % des cas (58 sur 124), les corrélations sont significatives.

Superficie, longueur et altitude maximale sont bien corrélés (négativement) avec le retrait glaciaire (respectivement 9 fois sur 12 cas et 11 et 12 sur 16 cas). Le fait que ces deux premiers paramètres soient bien corrélés avec le retrait glaciaire est logique puisqu'ils sont très bien corrélés entre eux ($R=0,872$; Tab.3-46). La corrélation la plus significative est celle qui relie le retrait glaciaire à l'altitude minimale des glaciers $>2,5 \text{ km}^2$ ($R=0,596$).

A l'inverse, aucune corrélation significative n'apparaît entre retrait glaciaire et caractéristiques topographiques des glaciers des "Autres massifs", très dispersés, disparates et pour la plupart de faible superficie.

L'analyse bivariée du retrait glaciaire et des 9 paramètres topographiques proposés permet donc de conclure que le retrait glaciaire est contrôlé par une combinaison de paramètres dont aucun ne ressort vraiment, même si superficie, longueur et altitude maximale semblent être plus influents. Une analyse multivariée serait nécessaire pour mieux identifier la combinaison de facteurs qui contrôle le retrait glaciaire dans les Alpes françaises.

	Superficie	Longueur	Pente	Alt. Min.	Alt. max.	Alt. moy.	Longitude	Latitude	Exposition
Mont Blanc	0,1027	0,1458	0,036	0,0389	0,2002	0,0787			0,0602
Vanoise	0,1217	0,1886	0,00178	0,1163	0,024	0,0045			0,0097
Ecrins	0,1128	0,1212	0,019	0,003	0,2135	0,0939			8,00E-05
Autres massifs	0,0514	0,0185	0,0125	0,0016	0,0355	0,0098			2,40E-03
<0,5 km ²		0,0006	0,0232	0,0167	0,038	0,0291	0,0408	0,0227	0,0044
0,5-1 km ²		0,1733	0,0051	0,0037	0,0258	0,0125	0,0781	0,0227	0,02
1-2,5 km ²		0,1862	0,0125	0,0864	0,1054	0,0036	9,60E-03	0,0098	8,23E-02
>2,5 km ²		0,2981	0,1938	0,3557	0,3101	0,0134	0,0051	0,2314	0,0009
N	0,0901	0,1442	0,0343	0,0136	0,1927	0,0894	7,47E-02	0,0106	
NE	0,1753	0,1286	0,0034	0,0074	0,1225	0,0244	4,72E-02	0,0182	
E	0,1044	0,0173	0,0057	0,0715	0,0767	0,0059	1,94E-02	0,0184	
SE	0,1109	0,0632	2,00E-06	0,0044	0,2872	0,1887	2,10E-03	0,0017	
S	0,1244	0,0827	3,31E-02	0,237	0,128	0,2261	1,34E-02	0,0059	
SW	0,1342	0,2866	5,00E-04	0,0477	0,2035	0,005	5,06E-02	0,1528	
W	0,0751	0,1507	7,45E-02	0,0129	0,0917	0,0212	9,28E-02	0,0571	
NW	0,0702	0,1053	1,70E-03	0,0009	0,1929	0,0592	9,18E-02	0,0944	

Tab.3-47 : Coefficient de détermination (R^2) pour les corrélations entre retrait glaciaire (1967-1971 / 2006-2009) et 9 paramètres topographiques, par massifs, classes de taille et l'exposition.

	Superficie	Longueur	Pente	Alt. min.	Alt. max.	Alt. moy.	Long.	Lat.	Exposition	n	Seuil de significativité	
Massif	Mont Blanc	-0,320	-0,382	0,190	0,197	-0,447	-0,281		-0,245	54	0,250	
	Vanoise	-0,349	-0,434	0,042	0,341	-0,155	0,067		-0,098	158	0,138	
	Ecrins	-0,336	-0,348	0,138	-0,055	-0,462	-0,306		-0,009	252	0,138	
	Autres massifs	-0,227	-0,136	-0,112	-0,040	-0,188	-0,099		0,049	52	0,312	
Cl. de taille	< 0,5 km ²		-0,024	-0,152	-0,129	-0,195	-0,171	-0,202	-0,1507	-0,066	364	0,113
	0,5 - 1 km ²		-0,416	0,071	-0,061	-0,161	-0,112	-0,279	-0,1507	-0,141	67	0,232
	1 - 2,5 km ²		-0,432	-0,112	0,294	-0,325	-0,060	-0,098	-0,0990	-0,287	56	0,250
	> 2,5 km ²		-0,546	-0,440	0,596	-0,557	-0,116	-0,071	-0,4810	0,030	29	0,367
Exposition	N	-0,300	-0,380	0,185	-0,117	-0,439	-0,299	-0,273	-0,103		92	0,205
	NE	-0,419	-0,359	0,058	0,086	-0,350	-0,156	-0,217	-0,135		61	0,250
	E	-0,323	-0,132	-0,075	0,267	-0,277	-0,077	-0,139	-0,136		39	0,316
	SE	-0,333	-0,251	0,001	-0,066	-0,536	-0,434	-0,046	-0,041		32	0,350
	S	0,353	0,288	-0,182	-0,487	-0,358	-0,475	-0,116	-0,077		20	0,444
	SW	-0,366	-0,535	-0,022	0,218	-0,451	-0,071	-0,225	-0,391		30	0,361
	W	-0,274	-0,388	0,273	0,114	-0,303	-0,146	-0,305	-0,239		49	0,273
	NW	-0,265	-0,324	0,041	0,030	-0,439	-0,243	-0,303	-0,307		79	0,217

Tab.3-48 : Coefficient de corrélation (R) pour les corrélations entre retrait glaciaire (1967-1971 / 2006-2009) et 9 paramètres topographiques, par massifs, classes de taille et exposition. Les seuils de significativité sont ceux de niveau 0,05 fournies par la Table de Bravais-Pearson. n correspond au nombre de glaciers considérés; les valeurs en bleu sont significatives.

c. Retrait glaciaire et couverture détritique

L'absence de données sur l'extension de la couverture détritique supraglaciaire continue pour 1967-1971 ne permet pas de faire une analyse robuste de l'évolution de la surface glaciaire en fonction de la superficie occupée par la couverture détritique pour les quatre dernières décennies. L'analyse conduite utilise les données de l'extension de la couverture détritique en 2006-2009, avec un échantillon de 560 glaciers.

Aucune tendance nette quand à l'évolution de la superficie de chaque glacier en fonction de l'extension de la couverture détritique n'apparaît, avec une dispersion des données forte (Fig.3-57). Les valeurs moyennes montrent une faible diminution du retrait glaciaire moyen en lien avec l'extension de la couverture détritique : il est de 41 %, 35 %, 32 % et 30 % pour une couverture détritique de respectivement < 10 %, 10-30 %, 30-50 % et > 50 % de la superficie du glacier.

Pour 40 glaciers noirs parmi les 42 sélectionnés dans la section 3.1.3.c, aucun lien n'apparaît entre retrait glaciaire moyen et extension de la couverture détritique par rapport à la superficie du glacier. Si certains glaciers présentent un faible retrait entre 1967-1971 et 2006-2009 (ex : < 5 % pour les glaciers de Miage, de Bonne Pierre, la Mer de Glace), d'autres ont perdu plus de 40 % de leur superficie (ex : glaciers du Sommeiller, de Méan Martin, des Fours) (Tab. 3-49).

L'étude du retrait glaciaire pour chacun des 40 glaciers (Tab.3-49), montre que 65 % (26 glaciers) ont perdu < 25 % de leur superficie au cours de P2, 32,5 % ont perdu 25 à 50 % et un seul > 50 % sans lien avec l'extension de la couverture détritique.

L'extension actuelle (2006-2009) de la couverture détritique ne semble donc pas induire systématiquement un retrait glaciaire modéré, même si cela est vrai dans la majorité des cas. L'utilisation des données de l'extension de la couverture détritique en 2006-2009 au lieu de celles du début de la période considérée, quand elle était nettement plus réduite, comme cela a été constaté à la Mer de Glace (Martin, 2011) ou au glacier de Gébroulaz (Perrel, 2012), peut expliquer en partie ce résultat.

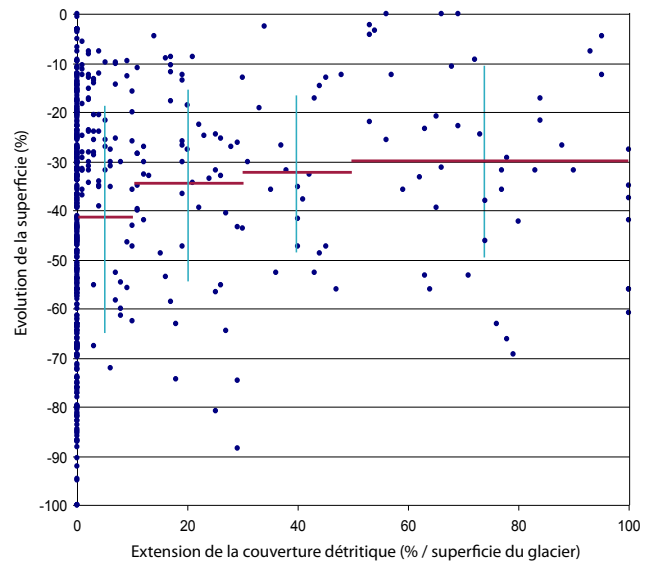


Fig.3-57 : Évolution relative de la superficie de 560 glaciers entre 1967-1971 et 2006-2009 en fonction de l'extension de leur couverture détritique supraglaciaire de 2006-2009 (moyenne des classes d'extension de la couverture détritique: lignes rouges; écarts types: bleu).

Nom du Glacier (Massif)	Superficie (<i>km</i> ²)	Superficie de la cd continue (<i>km</i> ²)	Superficie cd / superficie glacier (%)	Évolution superficie glacier entre 1967- 1971 et 2006-2009 (%)
Gl. du Génepy (V)	1,77	0,1	5	- 21,66
Gl. des Sources de l'Isère (V)	0,80	0,0	6	- 31,12
Gl. des Sources de l'Arc (V)	0,82	0,1	6	- 30,24
Gl. de Rosolin (V)	0,62	0,0	7	- 10,21
Gl. d'Argentière (MB)	14,01	1,0	7	- 9,94
Gl. du Mulinet (V)	2,31	0,2	7	- 14,26
Gl. des Sources de l'Arc (V)	1,23	0,1	8	- 30,24
Gl. des Evettes (V)	2,97	0,3	9	- 9,70
Gl. des Grandes Pareis (V)	0,52	0,0	9	- 12,59
Gl. des Fours (V)	0,54	0,1	10	- 62,55
Gl. des Etançons (E)	0,76	0,1	10	- 20,03
Gl. de l'Epéna (V)	1,41	0,1	10	- 25,88
Gl. du Geay (V)	0,53	0,1	10	- 35,84
Gl. de la Pilatte (E)	2,64	0,3	11	- 11,09
Gl. du Baounet (V)	1,97	0,2	12	- 30,10
Mer de Glace (MB)	30,41	4,1	14	- 4,51
Gl. de Bionnassay (MB)	4,28	0,7	16	- 9,12
Gl. du Sélé (E)	1,71	0,3	17	- 17,70
Gl. de derrière le Clapier (V)	0,76	0,1	17	- 8,76
Gl. de Talèfre (MB)	7,67	1,3	17	- 10,35
Gl. de Tré la Tête (MB)	8,33	1,5	17	- 11,91
Gl. de Gébroulaz (V)	3,24	0,6	19	- 13,45
Gl. de Méan Martin (V)	0,86	0,2	19	- 47,42
Gl. de Gefret (V)	0,60	0,1	22	- 39,50
Gl. de l'Invernet (V)	1,12	0,3	23	- 24,66
Gl. du Vallon des Etages (E)	1,12	0,3	26	- 32,97
Gl. du Sommeiller (V)	0,53	0,2	30	- 43,59
Gl. de la Grande Casse (V)	0,83	0,3	33	- 19,05
Gl. de Miage (MB)	1,23	0,4	34	- 2,49
Gl. du Chardon (E)	0,87	0,4	42	- 32,80
Gl. des Pèlerins (MB)	0,93	0,4	43	- 17,32
Gl. Inférieur du Vallonnet (V)	0,54	0,2	45	- 12,96
Gl. Noir (E)	3,91	1,9	48	- 12,48
Gl. de Bonne Pierre (E)	2,00	1,1	54	- 3,43
Gl. de la Mahure (V)	1,10	0,6	57	- 12,32
Gl. d'Arsine (E)	1,97	1,3	65	- 20,95
Gl. du Fond (E)	0,68	0,5	66	-31,20
Gl. de la Plate des Agneaux (E)	1,52	1,2	78	-29,41
Gl. de Pramort (V)	0,78	0,7	93	-7,61
Gl. inférieur des Balmes (V)	0,82	0,8	95	- 4,65

Tab.3-49 : Les 40 principaux glaciers noirs des Alpes françaises et le retrait glaciaire associé entre 1967-1971 et 2006-2009. En jaune: retrait glaciaire < 25 % de la superficie; en orange: 25-50 % de la superficie; en rouge: >50 % de la superficie. (V=Vanoise, E=Écrins, MB=Mont Blanc).

Les glaciers des Alpes françaises ont perdu en moyenne 52 % de leur superficie entre 1967-1971 et 2006-2009, mais 39 % si les 115 glaciers qui ont disparu pendant cette période ne sont pas pris en compte.

Les relations entre paramètres topographiques des glaciers et retrait glaciaire ne sont pas étroites. Néanmoins, les valeurs moyennes permettent de mettre un certain nombre de points en évidence :

- *Le retrait glaciaire décroît en raison inverse de la superficie et la longueur initiale du glacier, et de la latitude et la longitude du barycentre du glacier ;*
- *Le retrait glaciaire croît faiblement avec la pente moyenne des glaciers ;*
- *Les glaciers exposés à l'E, au SE et au S ont davantage reculé que les glaciers situés à l'W au NW et au N ;*
- *Le retrait moyen des glaciers dont le front est < 3100 m augmente avec l'altitude minimale.*
- *Le retrait glaciaire moyen diminue avec l'altitude maximale et moyenne des glaciers ;*
- *Le retrait glaciaire diminue légèrement avec l'augmentation de la superficie de la couverture détritique supraglaciaire continue.*

L'analyse bivariée du retrait glaciaire et des 9 paramètres topographiques par massifs, classes de taille et exposition ne permet pas de mettre en évidence un ou des paramètres contrôlant le retrait glaciaire, mais dans > 70 % des cas, superficie, longueur et altitude maximale sont bien corrélés avec celui-ci. Une analyse multivariée est indispensable pour mieux comprendre le lien qui existe entre la rétraction des glaciers et leurs caractéristiques. De même, il pourrait être pertinent de considérer d'autres paramètres (ex : dénivellation, superficie de la zone d'ablation, LEG, etc.).

A l'échelle globale, la superficie totale englacée de l'ensemble des glaciers des Alpes françaises a diminué de 25 % entre 1967-1971 et 2006-2009. Celle des massifs du Mont Blanc, de la Vanoise et des Écrins a diminuée de 49 % entre le PAG et 2006-2009. Une accélération du retrait glaciaire a été mise en évidence : le retrait par décennie est 2,5 fois plus rapide entre 1967-1971 et 2006-2009 qu'entre la fin du PAG et 1967-1971 et 3,2 fois plus rapide entre 2003 et 2006-2009 qu'entre 1967-1971 et 1985-1986. A l'échelle des massifs, des classes de taille et de l'exposition, le retrait glaciaire et son accélération sont également observés, ce que met également en évidence l'hypsométrie des glaciers.

L'évolution de la distribution du nombre et de la superficie des glaciers se traduit par un glissement des glaciers vers les classes de taille inférieure du fait de leur fractionnement. Les altitudes minimale, maximale et moyenne ainsi que la longueur des glaciers ont également varié entre le PAG et 2006-2009, alors que leur pente et leur exposition ont peu changé.

A l'échelle individuelle, les glaciers des Alpes françaises ont perdu en moyenne 52 % de leur superficie entre 1967-1971 et 2006-2009. Les plus affectés sont les petits glaciers, les glaciers au Sud et à l'Ouest des Alpes françaises, les glaciers $< 40^\circ$ les plus raides ; les glaciers exposés à l'E, au SE et au S, ainsi que ceux dont l'altitude minimale est la plus élevée et les altitudes moyennes et maximales les plus basses. L'analyse bivariée du retrait glaciaire (entre 1967-1971 et 2006-2009) et de 9 paramètres topographiques (superficie, longueur, pente, altitude minimale, maximale et moyenne, longitude, latitude et exposition) suggère que le retrait glaciaire est contrôlé par une combinaison de paramètres dont la superficie, la longueur et l'altitude maximale semblent se démarquer. Des analyses multivariées seraient nécessaires pour mettre pleinement en évidence la combinaison de facteurs qui gouvernent le retrait glaciaire.

Ce chapitre 3.3 a permis de mettre en lumière le retrait généralisé des glaciers des Alpes françaises depuis la fin du PAG, mais aussi la complexité de la dynamique individuelle des glaciers. L'étude statistique simple est ici limitée par l'évolution de l'échantillon entre les périodes considérées et les éléments topographiques qui n'ont pas été intégrés à cette étude. Une analyse statistique plus robuste serait indispensable pour mieux interpréter le retrait glaciaire passé et ainsi peut-être mieux appréhender le comportement futur des glaciers.

Chapitre 3.4

Retrait glaciaire et évolution du climat dans les Alpes françaises et européennes

L'inventaire de l'extension passée et actuelle des glaciers des Alpes françaises a permis de mettre en évidence et de quantifier le retrait glaciaire qui s'y opère depuis la fin du PAG. Prolongeant la section 1.1.1 sur les liens entre glaciers et climat, ce chapitre analyse dans un premier temps les relations entre le retrait glaciaire dans les Alpes françaises et les modifications climatiques qui s'y produisent. Nous comparerons ensuite nos principaux résultats à ceux obtenus dans d'autres régions des Alpes afin de vérifier si les tendances que nous avons mises en évidence sont localisées ou existent à l'échelle de la chaîne alpine.

3.4.1 Relations entre retrait glaciaire et changements climatiques dans les Alpes françaises

A notre connaissance, il n'existe pas d'études des modifications climatiques dans les Alpes françaises qui couvrent la période entre la fin du PAG et nos jours. Si les deux études récentes de Durand *et al.* (2009a, b) traitent des conditions climatiques et de leurs évolutions dans les Alpes françaises depuis le milieu du 20^e siècle, les données HISTALP (Auer *et al.*, 2007) semblent être les plus pertinentes pour la période post-PAG. Elles seront donc utilisées entre la fin du PAG et 1958, date du début des séries étudiées par Durand *et al.*

a. Conditions climatiques dans les Alpes françaises depuis la fin du PAG

Il existe un gradient SW-NE de température annuelle moyenne de l'air dans les Alpes françaises (Durand *et al.*, 2009a) : en 2009, à 1800 m, elle était de 3,5°C dans le massif du Mont Blanc et de 4,2°C dans le massif du Pelvoux (partie Est du massif des Écrins). Elles sont également caractérisées par une grande variabilité spatiale des précipitations entre nord et sud : le massif du Mont Blanc reçoit ainsi en moyenne 1827 mm/an de précipitations à 1800 m et l'Ubaye 944 mm/an. Une même variabilité temporelle et spatiale est observée pour l'épaisseur moyenne de neige (Durand *et al.*, 2009b). De plus, dans le massif de la Vanoise, les secteurs externes sont plus secs que l'intérieur du massif et que dans le massif des Écrins (Durand *et al.*, 2009a; <http://drias-climat.fr/>). Cela peut expliquer le retrait glaciaire plus important dans le massif de la Vanoise malgré les températures annuelles moyennes plus basses que dans les Alpes du sud françaises.

Au cours des 60 dernières années, les conditions climatiques, et principalement la température, ont évolué dans les Alpes (Frei et Schär, 1998; Böhm *et al.*, 2009). Dans les Alpes françaises, la température annuelle de l'air a augmenté de 1°C environ entre 1958 et 2002, avec des valeurs variables selon l'altitude (plus prononcée entre 1500 et 2000 m), la période de l'année et la région (Durand *et al.*, 2009a). La principale augmentation de température s'est produite entre les années 1980 et 1990, à l'échelle à la fois annuelle et saisonnière, la température restant relativement constantes au dessus de 2000 m d'altitude (Durand *et al.*, 2009a). La température dans les Alpes ("Great Alpine Region") a augmenté de 1,2°C au cours du 20^e siècle, principalement après les années 1970, où une augmentation de 1,3°C a été enregistrée au cours des 25 dernières années (Auer *et al.*, 2007). La température a augmenté de 1,7°C dans le nord des Alpes françaises, et de 1,5°C dans le sud des Alpes françaises entre 1970 et 2007, soit 2,5 fois plus vite qu'entre 1900 et 1970. En revanche, aucune tendance claire n'a été observée pour les précipitations depuis le milieu du 20^e siècle dans les Alpes françaises (Durand *et al.*, 2009a ; Vincent, 2002; Auer *et al.*, 2007; Rabatel *et al.*, 2013a).

b. Relations entre le retrait glaciaire et les variations climatiques

La superficie totale englacée des massifs du Mont Blanc, de la Vanoise et des Écrins est passée de 534 km² au PAG, à 348 km² en 1967-1971, et à 263,5 km² en 2006-2009. La superficie de l'ensemble des glaciers français est passée de 369 km² en 1967-1971 à 340 km² en 1985-1986, 300 km² en 2003 (Gardent *et al.*, soumis), et 275 km² en 2006-2009 (chapitres 3.1 et 3.2).

Le retrait glaciaire par décennie est plus de 2,4 fois plus élevé entre 1967-1971 et 2006-2009 qu'entre la fin du PAG et 1967-1971 pour les glaciers des massifs du Mont Blanc, de la Vanoise et des Écrins. Il est trois fois supérieur entre 2003 et 2006-2009 qu'entre 1967-1971 et 1985-1986 (Gardent *et al.*, soumis), 1,25 fois supérieur entre 1985-1986 et 2003 qu'entre 1967-1971 et 1985-1986 et 2,5 fois supérieur entre 2003 et 2006-2009 qu'entre 1985-1986 et 2003.

A l'échelle des Alpes françaises, le retrait glaciaire des 40 dernières années peut être mis en lien avec l'augmentation de la températures moyenne annuelle depuis les années 1970. En revanche, Vincent *et al.* (2005) ont montré que l'évolution glaciaire depuis le début du 20^e siècle est liée aux changements de température, le recul de glaciers à partir de 1830 résulte d'une diminution des précipitations hivernales.

L'accélération du retrait glaciaire est observée dans tous les massifs des Alpes françaises (chapitre.3.3). Le retrait glaciaire dans le massif des Écrins est ainsi 2,5 fois supérieur entre 1967-1971 et 2006-2009 qu'entre la fin du PAG et 1967-1971. Cependant, le retrait est plus important dans les massifs situés au sud : dans le massif des Écrins, il est plus de 2,5 fois supérieur à celui du massif du Mont Blanc entre la fin du PAG et 1967-1971, et plus de 3 fois plus élevé entre 1967-1971 et 2006-2009. Cette différence peut s'expliquer par des facteurs topographiques et climatiques : l'élévation des massifs, taille et hypsométrie des glaciers, et quantités de précipitations et température moyenne annuelle (section 3.4.1.a). Les facteurs topographiques sont discutés ci-dessous :

A l'échelle des Alpes, l'altitude moyenne de la LEG des glaciers est 3035±120 m pour la période 1984-2010 (Rabatel *et al.*, 2013a). La position moyenne de la LEG peut expliquer le retrait glaciaire plus prononcé dans les massifs les plus au sud : Rabatel *et al.* (2013a) ont montré qu'entre 1984 et 2010, la LEG était environ 100 m plus haute dans le sud des Alpes françaises que dans le nord.

23 % la superficie totale du massif du Mont Blanc est situé au dessus de 3000 m, contre seulement 9 % et 5 % dans les massifs de la Vanoise et des Écrins (Tab.3-49). De même, l'altitude maximale moyenne des glaciers dans le massif du Mont Blanc (3367 m) est supérieure à celle des massifs de la Vanoise et des Écrins (respectivement 3270 m et 3200 m). Ainsi, la différence d'élévation entre massifs peut en partie expliquer celles dans le retrait glaciaire

Massif	Superficie	Superficie entre	Superficie	Altitude
	(> 1000 m)	2000 et 3000 m *	> 3000 m*	maximale
	km ²	%	%	m
Aiguilles Rouges – Ruan	215	48	0	3084
Mont Blanc (FR)	355	44	23	4810
Vanoise	2056	63	9	3828
Belledonne	623	31	0	2919
Thabor - Aiguilles d'Arves	614	69	1	3407
Grandes Rousses	185	52	4	3449
Ecrins	2544	44	5	4034
Ubaye	262	74	3	3341

Tab.3-49 : Superficie et altitude des 8 massifs des Alpes françaises. Valeurs extraites d'ASTER GDEM V2. * : pourcentage de la superficie au dessus de 1000 m d'altitude.

Taille des glaciers et retrait glaciaire sont liés: entre 1967-1971 et 2006-2009, les petits glaciers ont perdu plus de superficie que les grands, et 115 ont même disparu. La même tendance est observée dans le reste des Alpes (Paul *et al.*, 2002, 2004a; Citterio *et al.*, 2007; Abermann *et al.*, 2009; Knoll et Kerschner, 2009; Diolaiuti *et al.*, 2011, 2012; Carturan *et al.*, 2013). Tennant *et al.* (2012) l'explique par i) le plus grand ratio surface-volume des petits glaciers (Granshaw et Fountain, 2006) : pour un même taux d'ablation, les petits glaciers fondent plus rapidement que les grands; et ii) le petit ratio surface-périmètre des petits glaciers (Demuth *et al.* 2008; Jiskoot et Mueller, 2012) qui les rends plus sensibles aux radiations depuis le terrain alentours. D'un autre côté, certains petits glaciers sont situés dans des conditions favorables (topographie, couverture détritique, alimentation neigeuse, vent, haute altitude, etc.) (DeBeer et Sharp, 2007; Tennant *et al.*, 2012), ce qui explique la grande variabilité du retrait des glaciers de petite taille. La faible part de petits glaciers et la grande proportion de grands glaciers dans le massif du Mont Blanc par rapport aux massifs de la Vanoise et des Écrins peut expliquer la différence de retrait glaciaire entre ces massifs. Dans le massif du Mont Blanc, les glaciers $< 0,5 \text{ km}^2$ représentent à peine 7 % de la superficie englacée, alors qu'ils couvrent 19 % et 22 % de celle des massifs de la Vanoise et des Écrins. Les glaciers $> 2,5 \text{ km}^2$ occupent 88 % de la superficie englacée du massif du Mont Blanc tandis qu'ils représentent 23 % et 19 % de la superficie des massifs de la Vanoise et des Écrins.

Le retrait glaciaire annuel pour la plupart des tranches hypsométriques de 50 m est plus élevé entre 1967-1971 et 2006-2009, qu'entre la fin du PAG et 1967-1971. Il est également plus élevé entre 2003 et 2006-2009 qu'entre 1967-1971 et 1985-1986 et entre 1985-1986 et 2003. Le retrait atteint un nombre croissant de tranches d'altitudes, avec une élévation des tranches altitudinales les plus affectées. Le retrait glaciaire est négligeable au-delà de 3550 m d'altitude, ce qui est en accord avec les résultats de l'étude de Vincent *et al.* (2007) qui montre que les surfaces glaciaires de haute altitude n'ont pas été affectées de manière significative au cours des 100 dernières années. La différence de retrait glaciaire entre les massifs peut s'expliquer par une superficie englacée située au dessus de 3500 m plus étendue dans le massif du Mont Blanc que dans ceux de la Vanoise et des Écrins: moins de 3,5 % de la superficie englacée de la Vanoise et des Écrins est située au dessus de 3500 m tandis qu'elle atteint 26 % dans le massif du Mont Blanc.

Enfin, l'exposition peut aussi expliquer la différence de retrait entre les différents massifs. La perte de superficie est plus grande pour les glaciers orientés E, SE et S que pour les autres glaciers (chapitre 3.3) : l'orientation du massif du Mont Blanc pour son versant français, ses glaciers principalement orientés NW, expliquent un retrait glaciaire plus modéré dans ce massif.

3.4.2 Comparaison avec d'autres secteurs dans les Alpes

a. Comparaison des jeux de données alpins

Nous avons comparé les données de l'inventaire des glaciers des Alpes françaises de 2006-2009, avec celles obtenues dans les années 2000 pour d'autres secteurs des Alpes : La Lombardie (Italie) en 2003 (Diolaiuti *et al.*, 2012); les Alpes de l'Ötztal (Autriche) en 2006 (Abermann *et al.*, 2009) ; la totalité des Alpes en 2003 (Paul *et al.*, 2011) ; la vallée d'Aoste (Italie) en 2005 (Diolaiuti *et al.*, 2012) (Fig.3-58).

Nous avons modifié nos classes de taille afin de rendre notre échantillon comparable. Par ailleurs, l'inventaire des glaciers autrichiens ne prend pas en compte les glaciers $< 0,01 \text{ km}^2$, tandis que dans le Val d'Aoste, les glacierets et les corps de glace sans indices de mouvements n'ont pas été pris en compte. Enfin, l'inventaire pour l'ensemble des Alpes a été réalisé par des méthodes de cartographie automatique depuis des images Landsat TM.

Les jeux de données comportent 3769 glaciers (2050 km^2) pour l'ensemble des Alpes (Paul *et al.*, 2011), 272 glaciers (92 km^2) en Lombardie (Diolaiuti *et al.*, 2012), 81 glaciers (116 km^2) dans l'Ötztal (Abermann *et al.*, 2009); et 174 glaciers (119 km^2) en Vallée d'Aoste (Diolaiuti *et al.*, 2012). Malgré la différence de taille de l'échantillon (nombre et superficie), les données concernant les Alpes françaises sont comparables aux autres jeux de données, avec beaucoup de petits glaciers qui couvrent une petite superficie et peu de grands glaciers qui couvrent une grande superficie. Ainsi, en Vallée d'Aoste, les glaciers $< 0,5 \text{ km}^2$ représentent 76 % du nombre total de glaciers et seulement 10 % de la superficie totale englacée, tandis que les glaciers $> 5 \text{ km}^2$ représentent 4 % du nombre de glaciers et 44 % de la superficie totale englacée (Diolaiuti *et al.*, 2012), en France, les glaciers $< 0,5 \text{ km}^2$ représentent 81 % du nombre de glaciers et 19 % de la superficie totale englacée, tandis que les glaciers $> 5 \text{ km}^2$ représentent 1 % du nombre de glaciers et 30 % de la superficie totale englacée (ch.3.1).

Il y a une forte dispersion de la proportion que représentent les glaciers $< 0,1 \text{ km}^2$ (Fig.3-58), liée en partie à la non prise en compte les glaciers $< 0,01 \text{ km}^2$ dans l'inventaire des Alpes de l'Ötztal. La forte dispersion pour la superficie couverte par les glaciers $> 5 \text{ km}^2$ résulte de la faible proportion de grands glaciers dans la plupart des échantillons, sauf pour l'ensemble des Alpes (Paul *et al.*, 2011), qui contient 78 glaciers $> 5 \text{ km}^2$ alors que les autres échantillons en ont tous moins de 8.

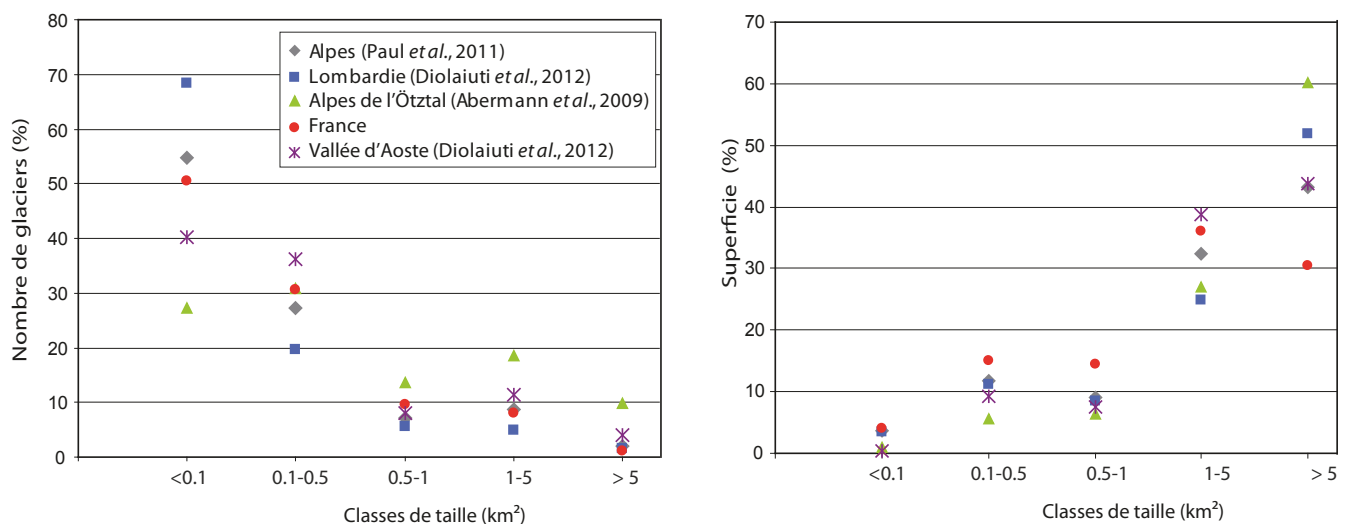


Fig.3-58 : Comparaison de la distribution du nombre (à gauche) et de la superficie englacée (à droite) des glaciers des Alpes françaises de 2006-2009 avec 4 autres inventaires alpins.

b. Comparaison du taux de retrait

Le retrait glaciaire mis en évidence dans les Alpes françaises entre la fin du PAG et 2006-2009 est du même ordre de grandeur que ceux estimés par Zemp *et al.* (2008) pour l'ensemble des Alpes : 50 % environ (-3,3 %/décennie) entre le PAG et les années 2000, soit 35 % (-2,9 %/décennie) entre le PAG et les années 1975 puis 22 % (-8,2 %/décennie) entre 1975 et 2000 [rappel pour les Alpes françaises : diminution de 49 %

de la superficie totale englacée (3,1 %/décennie) du PAG à 2006-2009 ; de 32 % (2,7 %/décennie) entre le PAG et la fin des années 1960, et de 22 % (6,5 %/décennie) entre 1967-1971 et 2006-2009)

Nous avons comparé le retrait glaciaire depuis le milieu du 20^e siècle, pour tous les inventaires disponibles dans les Alpes (répertoriés dans le Tab.2-3 du chapitre 2.1), mais les intervalles de temps utilisés ne sont pas les mêmes pour tous, ce qui rend difficile cette comparaison (Fig. 3-59). Les inventaires de glaciers suisses sont ainsi réalisés pour les années 1973 et 1999 (Paul *et al.*, 2004a ; Paul, 2006), alors que les données de Dosdè Piazzì sont disponibles pour 1954, 1981, 1991 and 2003 (Diolaiuti *et al.*, 2011). Cependant, un retrait glaciaire général est observé à l'échelle des Alpes européennes, avec une accélération : entre les années 1970 et 2000, la perte de superficie moyenne pour l'ensemble des régions est de $9,9 \pm 3,5\%$ par décennie : elle est passée de $6,4 \pm 0,5\%$ par décennie dans les années 1970, à $7,7 \pm 0,7\%$ dans les années 1980, $10,4 \pm 0,7\%$ par décennie dans les années 1990, et $15 \pm 1,8\%$ au cours des années 2000.

c. Comparaison de l'hypsométrie

L'hypsométrie des glaciers de Suisse (Paul *et al.*, 2004a), d'Autriche (Lambrecht et Kuhn, 2007), du massif de l'Ötztal (Abermann *et al.*, 2009), du Sud Tyrol (Knoll et Kerschner, 2009), et du massif d'Ortles-Cevedale (Carturan *et al.*, 2013) a été comparé avec celle des glaciers français (chapitre 3.3). Dans les années 2000, la tranche d'altitude la plus englacée est plus haute en France (3000-3100 m) qu'en Autriche et en Suisse (2900-3000 m), mais plus basse que dans l'Ortles-Cevedale (3200-3300 m), le Sud Tyrol et l'Ötztal (3100-3200 m). La tranche d'altitude à perte absolue maximale entre les années 1970 et les années 2000 diffère faiblement d'un secteur alpin à l'autre : 2900-3000 m en Suisse et en Autriche, 3000-3100 m en France, 3100-3200 m dans l'Ötztal, and 2900-3000 m en Suisse.

Les pertes de superficie les plus importantes ont affecté des tranches d'altitude plus basses en France et dans l'Ötztal. Cela peut s'expliquer par i) la différence de périodes considérées (1967-1971 à 2006-2009 en France, 1969-2006 dans l'Ötztal, 1969-1998 en Autriche, 1973-1998 en Suisse), ii) les différentes conditions climatiques entre l'est et l'ouest des Alpes, plus humides le long de la marge nord des Alpes, aux alentours du lac Majeur et au nord-est de l'Italie et de la Slovénie (Frei et Schär, 1998). Comme en France, une accélération du retrait glaciaire est observé en Suisse pour des périodes similaires (Kääb *et al.*, 2002; Paul *et al.*, 2004a).

Notre inventaire diachronique des glaciers des Alpes françaises associé aux données de 1985-1986 (A. Rabatel) et 2003 (J.P. Dedieu) met en évidence l'accélération du retrait glaciaire entre la fin du PAG et 2006-2009, en lien avec l'augmentation des températures moyennes de l'air observé pendant le 20^e siècle, particulièrement prononcée depuis les années 1980. Les nuances qui s'observent entre les massifs français s'expliquent en partie par des facteurs topographiques et climatiques tels que l'élévation du massif, la taille et l'hypsométrie des glaciers, les précipitations et la température moyenne annuelle.

Le jeu de donnée obtenu pour les glaciers des Alpes françaises en 2006-2009 est similaire à ceux d'autres secteurs des Alpes. Leur comparaison montre une dynamique analogue des glaciers, en retrait accéléré depuis les années 1980.

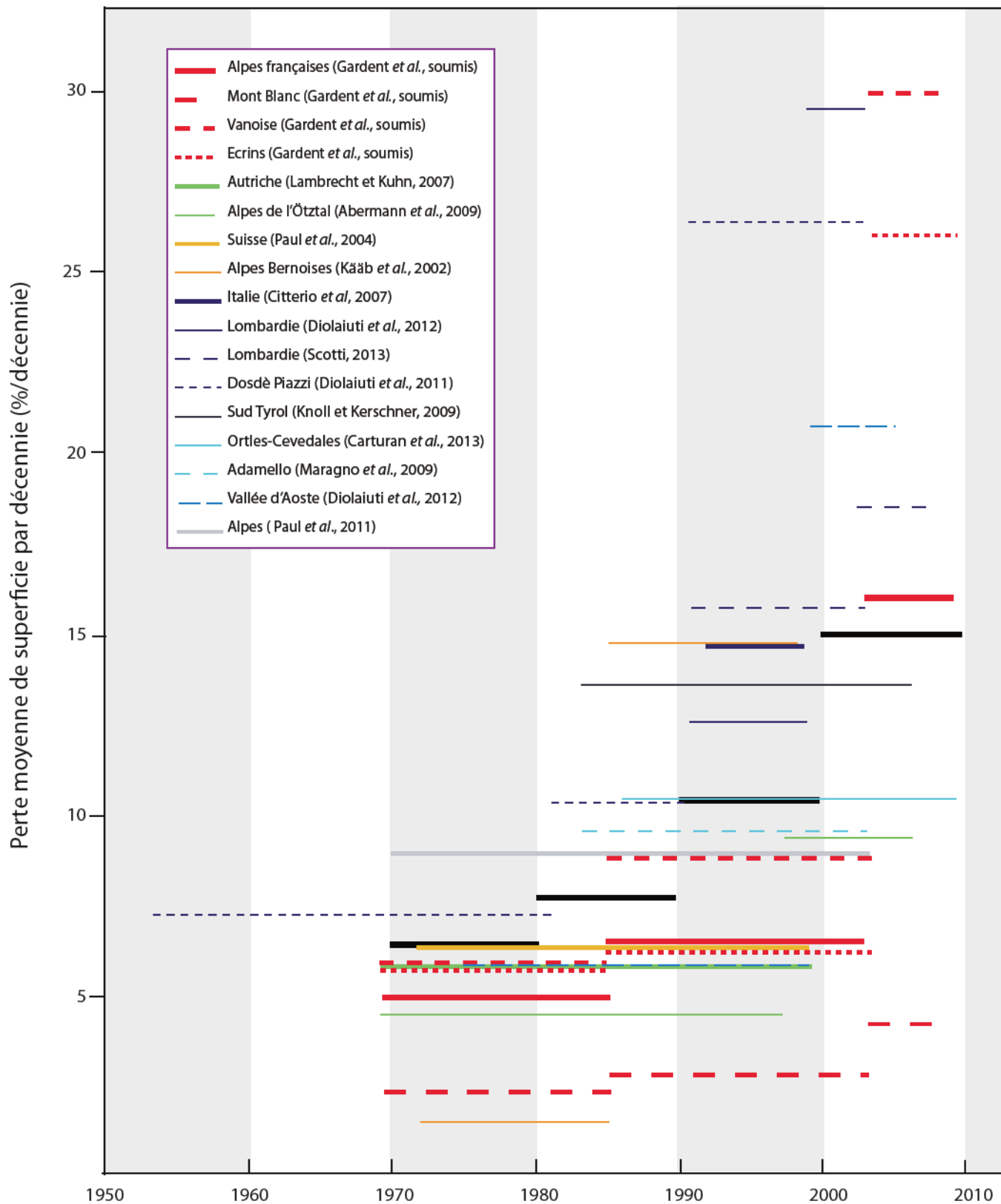


Fig.3-59 : Perte moyenne de superficie glaciaire par décennie depuis les années 1950 dans différentes régions des Alpes européennes

PARTIE 4

Aléas glaciaires en lien avec le retrait glaciaire depuis le PAG

Chapitre 4.1

Typologie des aléas liés au retrait glaciaire depuis le PAG

Les aléas glaciaires sont nombreux et diversifiés. Ils résultent de l'action glaciaire directe, de celle des eaux de fusion, ou des nouvelles conditions créées par le retrait du glacier. Ces aléas peuvent avoir des effets très localisés ou au contraire se propager sur de grandes distances du fait des conditions topographiques et des quantités de matériel mobilisées (glace, roche, eau, sédiments meubles). Enfin, un aléa glaciaire peut déclencher d'autres processus, engendrant une chaîne de processus.

Une décennie après le projet *Glaciorisk* et dans le prolongement de celui-ci, une typologie des aléas susceptibles de se produire en contexte de retrait glaciaire a été élaborée. Elle prend en compte les aléas qui résultent directement de la dynamique glaciaire (**aléas directs**) et ceux qui résultent de la configuration géomorphologique des secteurs récemment déglacés (**aléas indirects**). Un 3^e type correspond aux **aléas secondaires**, qui se produisent en contexte glaciaire et sont modifiés par le retrait récent des glaciers. Enfin, les **aléas complexes** résultent de l'action combinée de plusieurs aléas.

Cette typologie, proposée dans le cadre du projet *GlaRiskAlp*, est détaillée ici en précisant les mécanismes impliqués dans chaque phénomène. Dans la mesure du possible, chaque phénomène est illustré par un ou plusieurs exemples concrets, qui s'est effectivement produit ou pour lequel une intervention humaine a permis d'éloigner l'aléa. Les événements survenus en France et dans les Alpes ont été privilégiés. Quelques indications sur les effets des modifications climatiques en cours et futures sont également proposées pour chaque type d'aléa abordé.

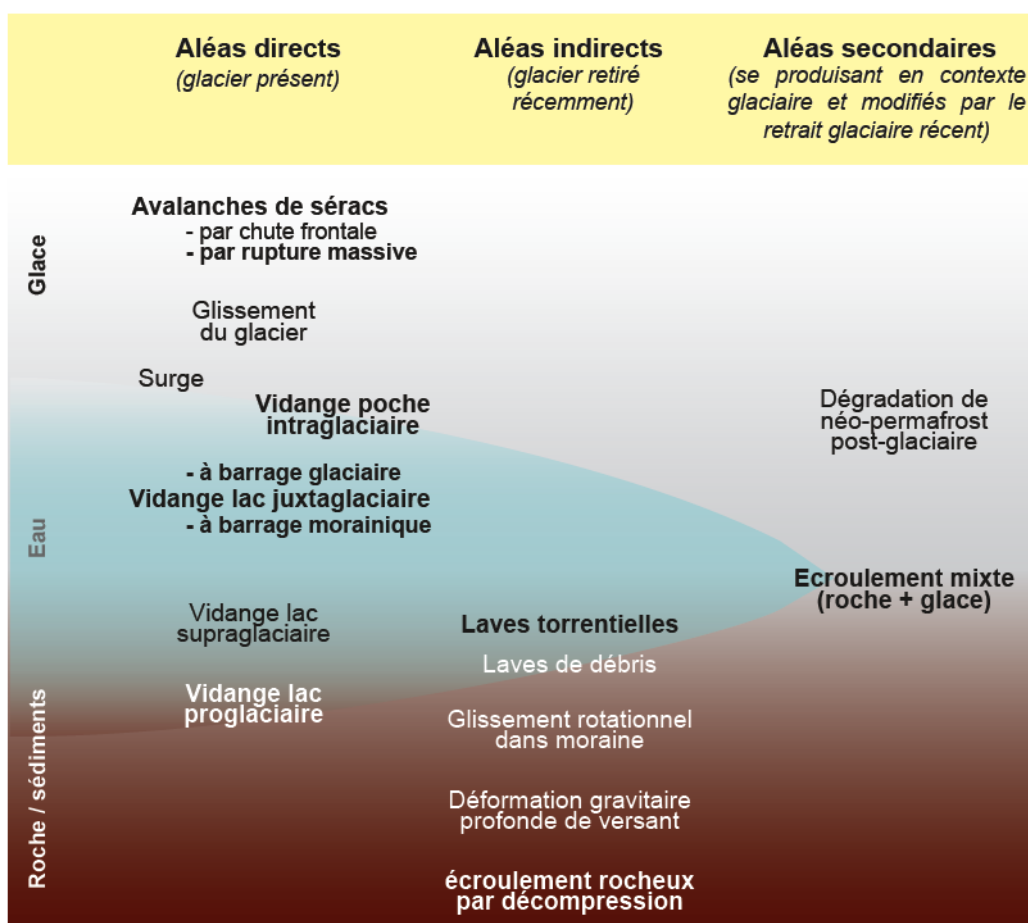


Fig. 4-1 : Typologie des aléas liés aux glaciers (*GlaRiskAlp*). Les aléas à grande portée sont en gras.

4.1.1 Les aléas directs

Les aléas directs requièrent la présence du glacier. Sa disparition peut entraîner celle des vidanges de lacs glaciaires, des avalanches de séracs, des glissements et des surges. Mais son retrait peut au contraire exacerber ces aléas directs.

a. Vidange de lac

Les vidanges de lac glaciaires sont probablement le plus courant des aléas glaciaires. Ce sont des événements qui peuvent être très brutaux et qui sont susceptibles de mobiliser de grandes quantités d'eau et de sédiments. Des crues et des laves torrentielles pouvant parcourir de grandes distances (cf. 4.1.2.a) sont alors susceptibles de se déclencher et peuvent avoir de lourdes conséquences à l'aval. Le terme anglais *Glacial Lake Outburst Flooding* (GLOF) est utilisé pour désigner les vidanges depuis un glacier (Benn et Evans, 2010), ainsi que le terme islandais *Jökulhlaup*.

Les GLOFs sont contrôlés par les caractéristiques du barrage s'il s'agit d'un lac (hauteur, largeur, matériel), le volume d'eau, le mécanisme de rupture, la topographie du chenal d'écoulement et la quantité de matériaux disponibles (Clague et Evans, 2000). Ces événements peuvent être déclenchés par de nombreux facteurs, voire une combinaison de ces facteurs (Clague et Evans, 2000) : i) de fortes pluies, une fonte rapide du manteau neigeux ou un retrait accéléré du glacier, ii) une avalanche de neige, de glace, un écroulement rocheux ou un glissement de terrain, provoquant une vague, iii) la vidange d'un lac à l'amont, iv) un tremblement de terre, provoquant la déstabilisation du barrage ou déclenchant un écroulement rocheux ou une avalanche.

Selon leur position par rapport au glacier, les lacs peuvent être proglaciaire (à l'aval immédiat du glacier), juxtaglaciaire (en contact avec la marge du glacier) ou supraglaciaire ; ils sont complétés par les poches d'eau intraglaciaires. Le type détermine la nature du barrage et les mécanismes qui entrent en jeu en cas de vidange.

- Les barrages morainiques sont constitués de matériaux hétérométriques et faiblement consolidés (Clague et Evans, 2000). Les moraines frontales du PAG favorisent la formation de lacs proglaciaires. La plupart du temps, les vidanges de lac se produisent par élargissement progressif d'une brèche, même si une rupture brutale du barrage peut se produire (Haeberli *et al.*, 2001). Plusieurs mécanismes peuvent être à l'origine de cette rupture brutale (Richardson et Reynolds, 2000) : (i) l'eau atteint la crête morainique, que son débordement érode, puis la moraine cède (surverse) ; (ii) la submersion du barrage résulte d'une vague provoquée par exemple par une chute de sérac ou un écroulement rocheux ; (iii) la fusion d'un noyau de glace contenu dans la moraine déstabilise le barrage ; (iv) l'infiltration d'eau dans la moraine entraîne son renardage (*piping*).
- Les barrages de glace peuvent être constitués directement par le glacier ou par un dépôt d'écroulement de glace (avalanche de séracs par exemple). Dans le cas des lacs juxtaglaciaires et supraglaciaires, la vidange du lac peut se produire par les mécanismes suivants (Richardson et Reynolds, 2000) : (i) soulèvement du barrage de glace du fait de sa flottabilité, permettant le drainage sous-glaciaire ; (ii) débordement et incision progressive du barrage ; (iii) drainage marginal au niveau du contact entre le glacier et la bordure de la vallée, ou (iv) rupture mécanique du barrage. Dans le cas des poches d'eau

intra-glaciaires, s'il existe, l'eau s'évacue par un exutoire naturel ne provoquant pas de phénomène de grande ampleur. S'il n'existe pas d'exutoire, le bouchon de glace au front du glacier peut céder sous l'effet de la pression de l'eau contenue dans la cavité, conduisant à sa vidange brutale.

- Les lacs retenus par un verrou rocheux sont stables. Leur débordement peut résulter d'une vague provoquée par un mouvement de masse arrivant dans le lac (Huggel *et al.*, 2004b).

Le retrait glaciaire entraîne l'apparition de nouveaux lacs et l'extension d'autres (Clague et Evans, 2000 ; Kääh *et al.*, 2005a). Dans le contexte actuel d'augmentation de la température (IPCC, 2013) et de fonte accélérée des glaciers, de nombreux lacs glaciaires vont se développer dans les années à venir, multipliant les situations à risque. Toutefois, les glaciers en retrait peuvent perdre le contact avec ces lacs, limitant ainsi leur alimentation voire entraînant leur disparition. De la même manière, il n'y a plus de formation de moraines frontales qui retiennent des lacs proglaciaires dans le contexte actuel de retrait généralisé des glaciers. Un autre effet du réchauffement climatique est la fragilisation des moraines par fonte de la glace interstitielle ou du noyau de glace qu'elles contiennent (Clague et Evans, 2000).

Plusieurs exemples de catastrophes liés à la vidange d'un lac glaciaire sont à déplorer dans les Alpes: lac de Tâsh en Valais en 2005 (Huggel *et al.*, 2004a) ; débâcle en 1818 du lac formé par le glacier de Giétroz en Valais (Zryd, 2001). La plupart des menaces de vidanges de lacs ont pu être écartées grâce à des interventions humaines, comme au ghiacciaio del Belvedere (massif du Mont Rose, Italie), au glacier d'Arsine (massif des Écrins) ou au glacier de Rochemelon (massif de la Vanoise).

Nous proposons ci-dessous un exemple de vidange de lac glaciaire (avérée ou évitée) pour chaque type de lac, proglaciaire, juxtaglaciaire et supraglaciaire, et pour une poche d'eau intraglaciaire.

Vidange de lac proglaciaire

Un lac proglaciaire est en contact ou non avec un glacier en recul. La plupart du temps ces lacs sont contenus par des moraines (par exemple héritées du PAG), mais ils peuvent également se développer dans une cuvette surcreusée dans la roche en place, ou dans une cuvette surcreusée surmontée par un cordon morainique.

Le lac d'Arsine (Fig.4-2) s'est développé dans les années 1940 ou au début des années 1950 (Lahousse et Guen, 1998) jusqu'à atteindre 5,9 ha et un volume de 0,8 M m³ en 1985 (Vallon, 1989). Ce lac était retenu par une moraine et, partiellement, par une langue glaciaire couverte de débris. Dépourvu d'exutoire naturel, il a été décidé en 1986 d'abaisser le niveau du lac pour éviter un débordement en créant un exutoire artificiel à travers le barrage morainique (Lahousse et Guen, 1988).

Vidange de lac juxtaglaciaire

Les lacs juxtaglaciaires peuvent être situés: (i) le long de la marge externe du glacier, celui-ci barrant par exemple l'écoulement d'une vallée transversale ; (ii) à la confluence de deux langues glaciaires (lac de confluence). Ils sont retenus par un barrage constitué de glace, de matériaux morainiques ou de roche en place, et sont liés à un retrait ou une avancée glaciaire.

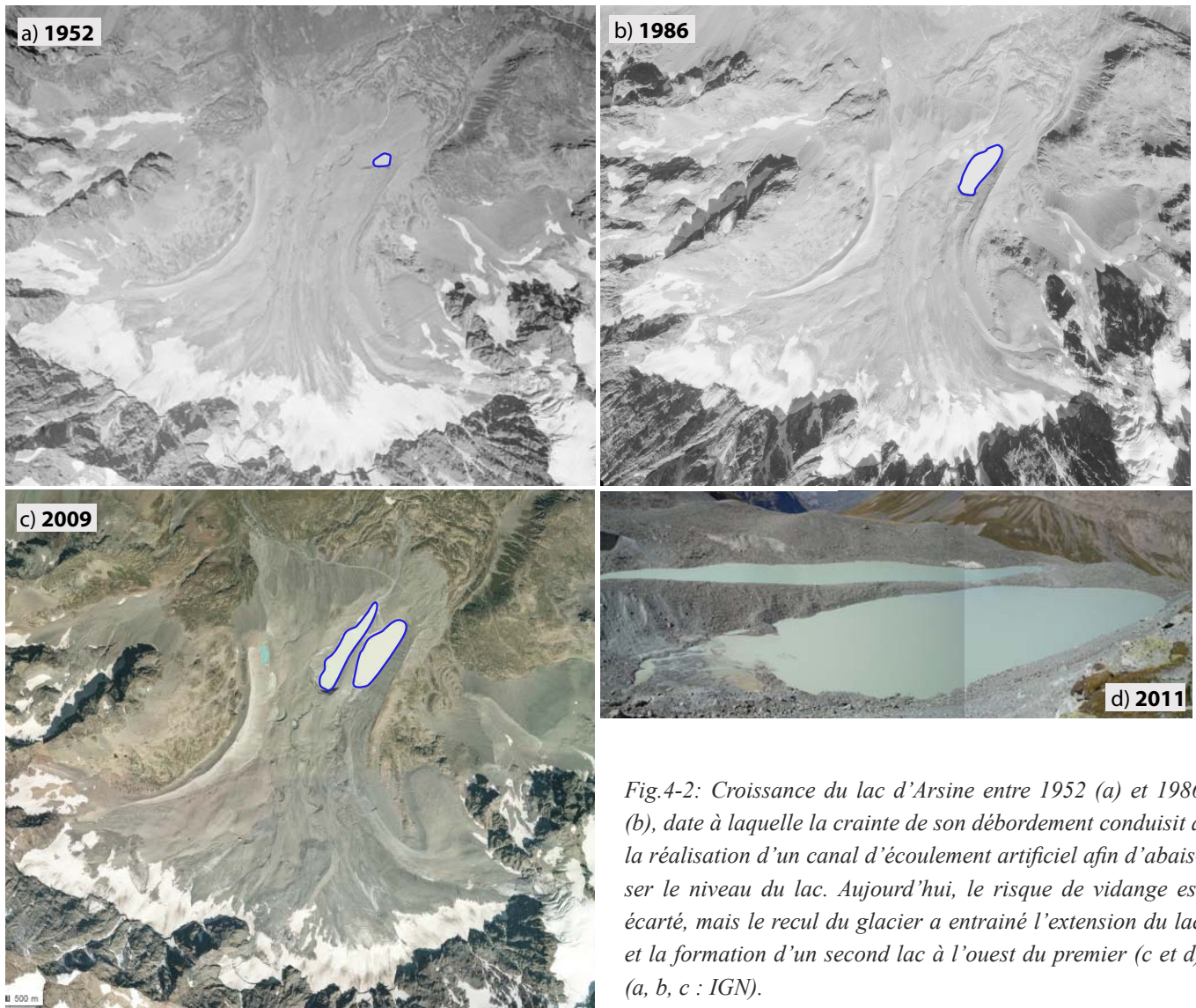


Fig.4-2: Croissance du lac d'Arsine entre 1952 (a) et 1986 (b), date à laquelle la crainte de son débordement conduisit à la réalisation d'un canal d'écoulement artificiel afin d'abaisser le niveau du lac. Aujourd'hui, le risque de vidange est écarté, mais le recul du glacier a entraîné l'extension du lac et la formation d'un second lac à l'ouest du premier (c et d) (a, b, c : IGN).

Le lac de Rochemelon s'est formé entre 1953 et 1962 (Vincent *et al.*, 2010) et a régulièrement grandi jusqu'en 2004 en bordure d'une crête rocheuse sur la frontière entre la France et l'Italie. En septembre 2004, le volume du lac a été estimé à $0,65 \text{ M m}^3$, avec une revanche de 20 cm seulement (Vincent *et al.*, 2010). La poursuite de l'abaissement de la surface du glacier au niveau du verrou rocheux rendait le risque de surverse du lac, voire de rupture du glacier, imminent (Laïly, 2006), ce qui a conduit à opérer une vidange partielle par pompage en octobre 2004, complétée en juin 2005 par l'ouverture d'une tranchée dans le seuil glaciaire (Laïly, 2006).

Le lac de la Glière (aujourd'hui totalement remblayé) s'étendait au pied du glacier de l'Épena (massif de la Vanoise). En 1818, des avalanches de séracs depuis le glacier auraient obstrué le chenal d'écoulement du lac dont le niveau monta jusqu'à la rupture du barrage (http://glaciorisk.grenoble.cemagref.fr/projet_glaciorisk.htm). En se basant sur la position des moraines et la date de la vidange, nous attribuons plutôt ce barrage à une rupture du front qui barrait l'exutoire du lac du fait d'une avancée du glacier. Plus de 3 M m^3 d'eau se déversèrent dans la vallée du Doron de Champagny jusqu'à Bozel et Brides, y engendrant de nombreux dégâts matériels.

Vidange de lac supraglaciaire

Les lacs supraglaciaires occupent des dépressions à la surface des glaciers ; ils résultent par exemple de l'élargissement de bédrières dans un secteur crevassé, ou de l'effondrement du toit de chenaux intraglaciaires obturés et proches de la surface du glacier.

Le cas du lago Effimero sur le ghiacciaio del Belvedere est certainement le plus marquant qui se soit produit dans les Alpes ces dernières décennies (Fig.4-3). Situé au pied de la face Est du Mont Rose, ce glacier noir a connu une avancée brutale au début des années 2000 s'apparentant à une *surge*, avec un fort crevassement (Haeberli *et al.*, 2002 ; Mortata et Tamburini, 2009). Un lac supraglaciaire de 3500 m² s'est développé en 2001 dans une dépression à l'amont de la langue glaciaire. Du fait de la croissance très rapide de ce lac (20 000 m² en octobre 2001, 0,15 M m² et 3 M m³ en juin-juillet 2002), les autorités ont décidé d'abaisser son niveau par pompage (Kääb *et al.*, 2004). Nettement moins développé au printemps 2003, il s'est vidangé naturellement les 18 et 20 juin sans conséquences à l'aval.



Fig.4.3 Le Lago Effimero (ghiacciaio del Belvedere, massif du Mont Rose) en 2003. La croissance très rapide de ce lac a nécessité l'organisation de sa vidange partielle pendant l'été (Mortara *et al.*, 2003).

Vidange de poche d'eau intraglaciaire

Les poches d'eau intraglaciaires peuvent se loger dans une cavité à l'intérieur de la masse glaciaire ou à l'interface entre glace et roche. A la différence des lacs mentionnés ci-dessus, elles ne sont pas directement visibles. Leur formation reste mal comprise (Haeberli, 1983 ; Vincent *et al.*, 2012), mais leur vidange peut libérer très brutalement une grande quantité d'eau, à l'origine de laves torrentielles dévastatrices à grande distance.

Dans la nuit du 11 au 12 Juillet 1892, le village de Saint-Gervais-le-Fayet fut dévasté par une énorme lave torrentielle, qui causa la mort de 175 personnes et de nombreux dégâts matériels. Elle a eu pour origine la vidange brutale d'une poche d'eau intraglaciaire dans le petit glacier de Tête Rousse, composée de deux cavités connectées (Fig.4-4). Un volume d'eau et de glace estimé à 0,2 M m³ fut ainsi mis en mouvement (Vallot *et al.*, 1892 ; Mougins et Bernard, 1922). L'origine de la poche d'eau pourrait résulter de l'enfoncement d'un lac supraglaciaire formé avant 1878, du fait de l'accumulation de neige pendant une période de bilans de masse négatifs (Vincent *et al.*, 2010). A la suite de cette catastrophe, deux galeries souterraines furent creusées afin de vidanger l'eau susceptible de s'accumuler sous le glacier. Entretien par les Eaux et Forêts puis le RTM, la question de l'utilité du maintien de ces galeries engendra des études : une poche d'eau intraglaciaire d'environ 60 000 m³ fut détectée en 2009, conduisant à sa vidange annuelle par pompage depuis 2010 (Vincent *et al.*, 2012).

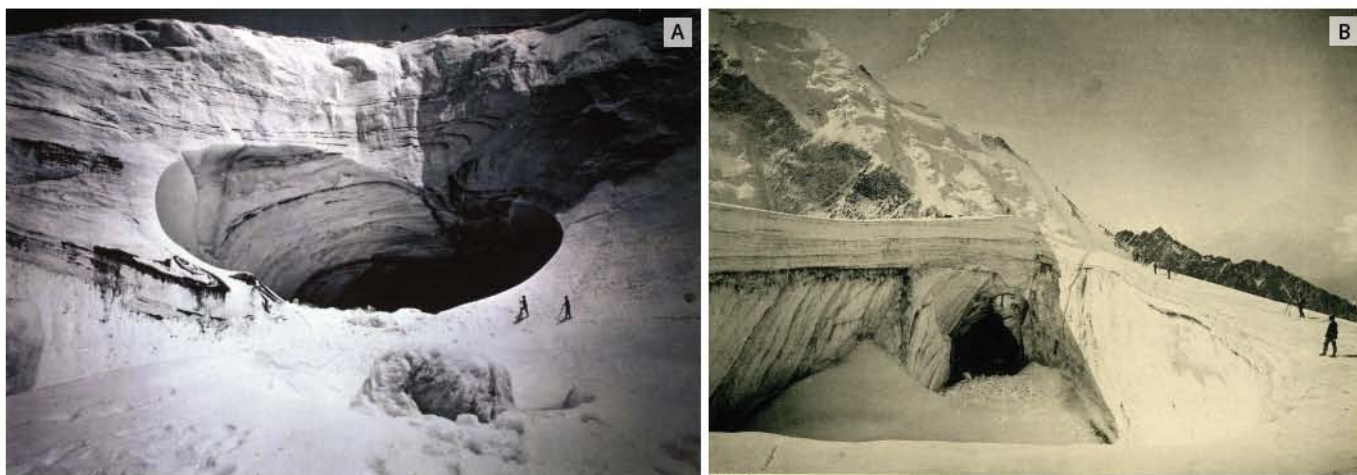


Fig.4-4 : Cavités après la vidange de la poche d'eau intraglacière de Tête Rousse de 1892.
A) Cavité inférieure. La partie frontale du glacier a été arrachée. Cliché Pelloux, septembre 1892.
B) Cavité supérieure. Cliché de Kuss, 13 Août 1893.

Vidange de lacs thermokarstiques

Les lacs thermokarstiques sont un type particulier de lacs qui se développent dans les dépressions formées lors de la fonte de la glace du pergélisol dans des secteurs à thermokarst. Ces lacs sont donc retenus par de la glace et des sédiments gelés. La circulation des eaux dans ces milieux est complexe et les mécanismes pouvant conduire à la vidange de ces lacs restent mal compris.

Dans le massif de l'Ubaye, le glacier de Chauvet a abandonné de vastes étendues de glace morte depuis son retrait à fin du PAG, donnant naissance au thermokarst du plan de Chauvet dans lequel s'est développé un lac thermokarstique (Buckel, 2010). Plusieurs vidanges brutales de ce lac ont pu être mises en évidence : 1935-1936, 1956, 1969, 1991, 1997 et 2008 (Fig.4-5). Les mécanismes de formation et de vidange épisodiques du lac de Chauvet restent mal expliqués mais résultent probablement de la juxtaposition de la glace morte abandonnée par le glacier et de sédiments gelés



Fig.4-5 : Le lac Chauvet avant (A) et pendant sa vidange du 17 Juillet 2008 (B). Cette vidange s'est produite en deux fois, suite à l'obstruction temporaire du siphon, et a provoqué une lave torrentielle qui a atteint l'Ubaye (B) (clichés M. Peyron, RTM).

b. Avalanches de séracs

Les avalanches de séracs (à distinguer des chutes de séracs, qui sont des secteurs raides et très crevassés à la surface d'un glacier, comme les Séracs du Géant) se produisent lorsque des lames de glace se détachent du front d'un glacier raide. C'est le processus normal d'ablation des glaciers suspendus à base froide (Haerberli, *et al.* 1997 ; Salzmann *et al.*, 2004). Alean (1985) propose une classification des zones de détachement selon la pente du lit rocheux sur lequel se trouve le glacier (Fig.4-6):

- Les **glaciers de Type I**, dont l'inclinaison du substratum est régulière et augmente avec l'altitude, avec deux sous-types : les glaciers tempérés (Type IA) et les glaciers froids (Type IB).

Les glaciers de **Type IA** ne sont pas soudés au lit rocheux et l'eau qui circule à l'interface roche-glace a un rôle primordial dans le détachement des séracs. En plus de l'augmentation de la vitesse de déplacement de la masse de glace, l'eau provoque une diminution du frottement à l'interface glace-roche ce qui facilite le détachement.

Les glaciers de **Type IB** sont soudés au substratum car la température de leur glace basale est très inférieure à son point de fusion. Cela peut se traduire par une plus forte inclinaison de la zone de détachement, d'autant que les glaciers froids sont situés plus haut en altitude, avec des pentes généralement plus raides. Les avalanches de séracs de ce type peuvent se produire toute l'année.

- Les **glaciers de Type II**, se situent à l'amont d'une rupture de pente marquée et forment un escarpement de glace dont se détachent des lames de glace de volume variable lorsque le front devient surplombant. Une distribution saisonnière de ces avalanches de séracs est observée de juillet à octobre.

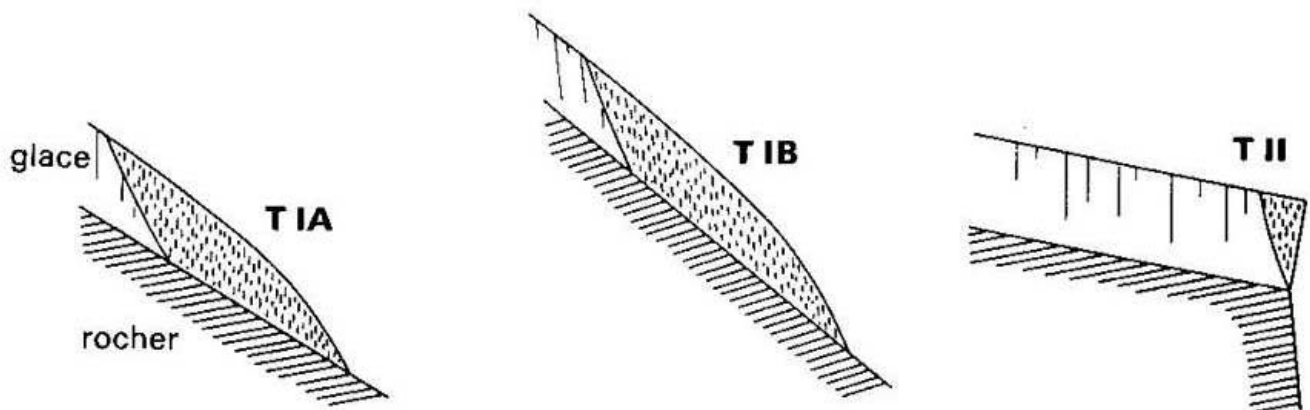


Fig.4-6 : Zones de détachement des séracs (Alean, 1985). Le substratum présente une rupture de pente dans le cas des glaciers de Type II. Pour le Type IB, la glace est soudée au lit rocheux, ce qui n'est pas le cas du Type IA.

Il est très difficile de prévoir la trajectoire et volume d'une avalanche de séracs, qui peut atteindre plusieurs M m³ (Alean, 1985). La distance qu'elle parcourt est influencée par la pente et la nature du terrain (Alean, 1984) ; elle est généralement plus courte que celle des autres aléas glaciaires (Salzmann, 2004), mais la neige peut l'accroître, offrant un plan de glissement favorable et augmentant le volume de l'avalanche, en particulier en hiver (Alean, 1984). L'avalanche de séracs devient alors plus complexe à gérer en termes de risque (ex : glacier de Taconnaz, glacier des Jorasses).

La hausse actuelle de la température de l'air a des effets sur le régime thermique à la base des glaciers froids, avec une présence d'eau éventuellement accrue (Fischer *et al.* 2006). Les glaciers suspendus à

base froide peuvent connaître une accélération de leur écoulement avec augmentation de la fréquence des avalanches de séracs, voire une déstabilisation complète.

Le glacier de Taconnaz (massif du Mont Blanc) illustre le type IB et son impact à l'aval (Fig.4-7 ; Vincent *et al.*, 2013). Ce glacier est composé de deux parties, séparées par une barre de séracs haute d'environ 100 m. Il s'y produit régulièrement des avalanches de séracs qui alimentent le glacier inférieur. En hiver, lorsque le manteau neigeux est instable, elles peuvent déclencher de puissantes avalanches de neige qui atteignent le fond de la vallée de l'Arve, très urbanisée. Cela s'est produit à de nombreuses reprises (1999, 1990, 1988, etc.), ce qui a conduit à la réalisation d'un ouvrage paravalanche de très grandes dimensions en 1991, renforcé considérablement ces dernières années suite à l'avalanche de 1999 (Naïim *et al.*, 2010).

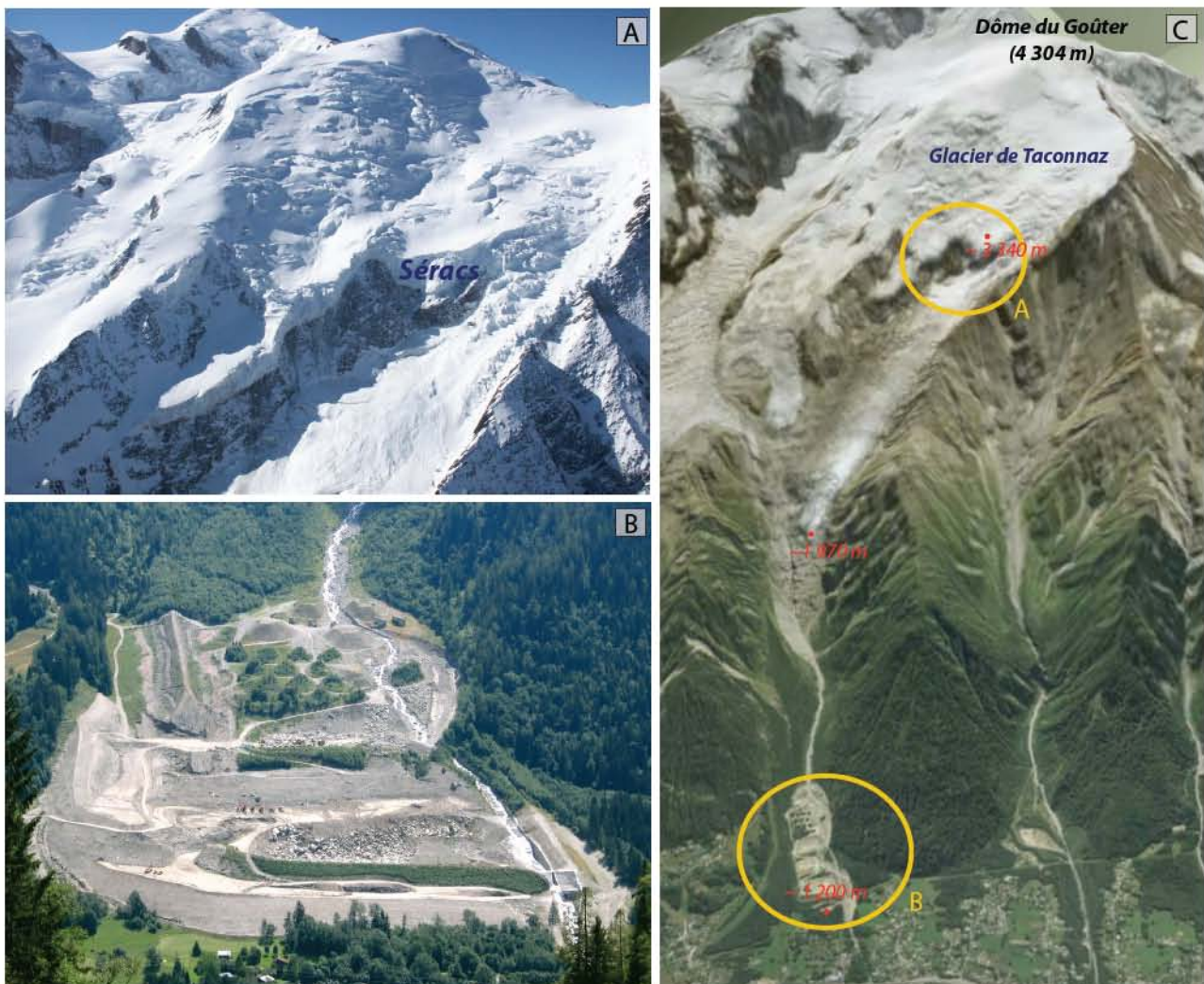


Fig.4-7 : En hiver, les avalanches de séracs du glacier de Taconnaz (massif du Mont Blanc) peuvent provoquer des avalanches de neige de grande ampleur, entraînant la construction du plus grand dispositif paravalanche des Alpes.

A : Barre de séracs du glacier de Taconnaz (Vincent *et al.*, 2013)

B : Paravalanche de Taconnaz (http://www.glaciers-climat.fr/Taconnaz/Glacier_de_Taconnaz.html)

C : Visualisation en 3D du secteur de Taconnaz, de la zone de séracs jusqu'au paravalanche (<http://www.geoportail.gouv.fr>).

Les avalanches affectant les glaciers de Type IA peuvent être déclenchées par l'écoulement des eaux (circulation ou accumulation d'eau à la base du glacier, réchauffement de la base du glacier), un séisme ou le déséquilibre qui résulte du retrait du front. Ces avalanches de séracs par rupture massive sont rares et difficilement prévisibles : les catastrophes des glaciers d'Allalin et du Tour sont les plus récentes dans

les Alpes occidentales. En août 1949, de 0,5 à 2 M m³ de glace se sont détachés du front du glacier du Tour (massif du Mont Blanc, France), tuant 6 personnes qui se promenaient au pied du gradin rocheux sur lequel reposait le glacier. Guichonnet (1950) estime que cet évènement n'a été "que l'amplification, sur grande échelle, d'une banale chute de séracs", évènement fréquent dans ce secteur où le glacier domine une pente rocheuse raide. Il remarque que cet évènement faisait suite à une série d'étés chauds.

Le 30 août 1965, plus d'1 M m³ de glace se détacha du glacier d'Allalin (Suisse), détruisant les installations du chantier de construction du barrage de Mattmark et tuant 88 ouvriers (Fig.4-8 ; Faillettaz *et al.*, 2011a). Cette rupture a résulté principalement de l'augmentation de la contrainte de cisaillement avec le retrait de près de 400 m du secteur frontal du glacier sur le gradin de confluence depuis le début des années 1920.

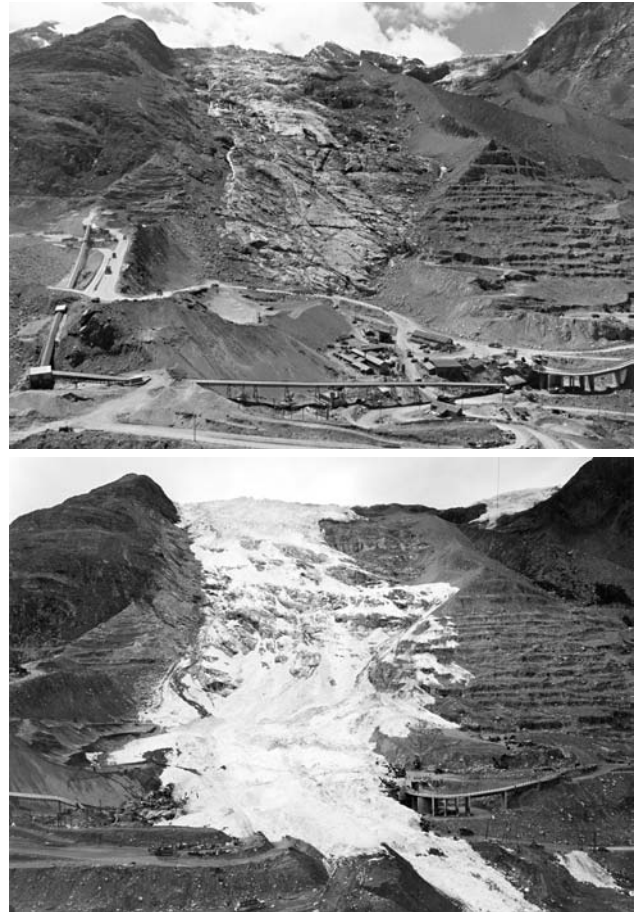


Fig.4.8 : L'avalanche de séracs du glacier d'Allalin (Suisse) le 30 août 1965 causa la mort de 88 personnes (Faillettaz *et al.*, 2011).

c. Glissement

La modification des propriétés physiques de la glace couplée avec la diminution de son épaisseur est vraisemblablement à l'origine de glissements de certains secteurs de glaciers, comme ceux de l'Altels (Oberland), de Corbassière (Valais) et de la Grande Motte (Vanoise) (Ravanel, 2009). Ce type de cas a été développé séparément des avalanches de séracs car les processus mis en jeu sont différents bien que les conséquences soient similaires.

L'avalanche du glacier d'Altels le 11 Septembre 1895 est l'évènement de ce type le plus vaste (4 M m³) et le mieux documenté des Alpes (Faillettaz *et al.*, 2011b). La rupture du glacier provoqua la destruction de l'alpage de la Spitalmatte ainsi que le décès de 6 personnes et de 170 têtes de bétail. La niche d'arrachement, mesurant 580 m de large et 20 à 40 m de hauteur, était située vers 3300 m. Une modifications des conditions de températures à la base du glacier (réduisant le coefficient de frottement), probablement liée à des températures estivales anormalement hautes est certainement à l'origine de cet évènement (Faillettaz *et al.*, 2011b).

Le glacier de Corbassière (Valais, Suisse) a subit en novembre 2007 un glissement qui a déstabilisé 4-5 M m³ de glace (Fig.4-9.A). La niche d'arrachement du glacier était située à 3400 m environ, la masse de glace n'a glissé que 80 m, mais le substratum était visible dans la zone de départ.

En Septembre 2008, 0,5 M m³ de glace se sont détachés du glacier de la Grande Motte (Vanoise) à 3380 m (Fig.4-9.B). La masse de glace a parcouru plusieurs centaines de mètres. Après cet évènement, le substratum est apparent.

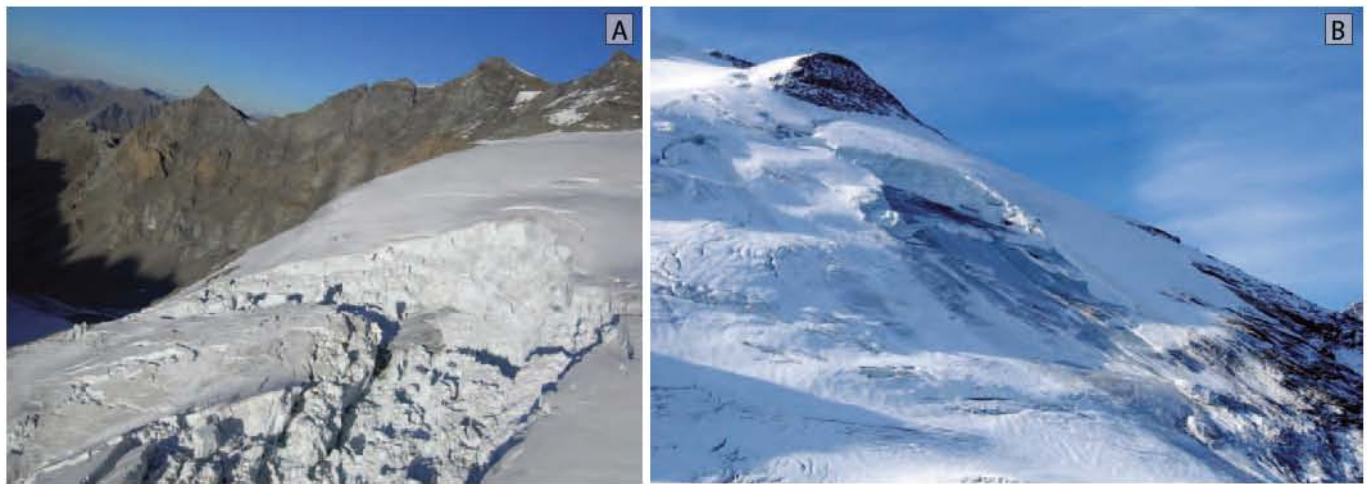


Fig.4-9 : Niches des glissements des glaciers de Corbassière en novembre 2007 (A, photo R. Brunner) et de la Grande Motte en septembre 2008 (B, photo data-avalanche.org) (Ravel, 2009).

d. Surge

Une surge glaciaire se manifeste par une accélération considérable de la vitesse d'écoulement pendant quelques mois, entre de longues périodes d'écoulement lent (Jiskoot, 2011). Au cours d'une phase de surge, d'importants volumes de glace sont transférés de la partie amont du glacier vers sa partie basse, ce qui se traduit parfois par une avancée du front (Jiskoot, 2011). Bien que les mécanismes de déclenchement des surges restent discutés (Benn et Evans, 2010 ; Jiskoot, 2011), ils semblent liés à une modification du système de drainage sous-glaciaire, avec un contrôle par le régime thermique du glacier et la déformation du lit rocheux (Jiskoot, 2011). Les surges sont généralement observés en Alaska, au Svalbard, au Groenland, en Islande, dans le Pamir, le Caucase, au Karakorum et en Himalaya (Benn et Evans, 2010). Ils peuvent avoir des effets dévastateurs : destruction d'infrastructures, éboulements de blocs rocheux ou de glace, déstabilisation des moraines. La fin d'une surge peut s'accompagner d'un relargage brutal de l'eau sous pression (Haeberli *et al.*, 2002) ou provoquer la vidange d'un lac glaciaire (Bruce *et al.*, 1987).

Le ghiacciaio del Belvedere (Fig.4-10) a connu un mouvement de type surge au début des années 2000 (Kääb *et al.*, 2004), ce qui est exceptionnel dans les Alpes (Haeberli *et al.*, 2002). Les modifications de l'écoulement, de la géométrie et de la morphologie du glacier furent notables : une partie du glacier s'est fortement crevassé ; de nombreux lacs supraglaciaires (parmi lesquels le lago Effimero, cf. 4.1.1) sont apparus ; la surface du glacier a dépassé de 20 m sa moraine latérale droite héritée du PAG, déstabilisant celle-ci par endroit et provoquant des chutes de pierres et de glace (Kääb *et al.*, 2004). Les accès au Lago delle Locce et au refuge Zamboni, endommagés, ont dû être fermés en 2002.



Fig.4-10 : Rive droite du ghiacciaio del Belvedere en 1996 (A) et 2001 (B) (Mortara *et al.*, 2003).

4.1.2 Les aléas indirects

Les aléas indirects sont rendus possibles par le retrait récent du glacier, comme par exemple les laves de débris et torrentielles et les mouvements de masse ici considérés.

a. Laves de débris et laves torrentielles

Les laves de débris et les laves torrentielles se caractérisent par leur vitesse de propagation (Hungri *et al.*, 2001 ; Jomelli *et al.*, 2004). Elles sont capables de parcourir de très grandes distances et de transporter de grandes quantités de matériaux. Les **laves de débris** parcourent les talus et cônes d'éboulis, tandis que les **laves torrentielles** empruntent le chenal d'écoulement des torrents. Les deux processus sont généralement désignés en anglais comme en italien par l'unique terme de *debris flow*.

Les laves sont contrôlées principalement par l'apport en **eau** et le volume de **sédiments** disponible (Jomelli *et al.*, 2004 ; Theler *et al.*, 2010). La pente (Rickenmann, 1999), la géologie, le type de surface, les pratiques agricoles peuvent également jouer un rôle (Rebetez *et al.*, 1997; Carrara *et al.*, 2008 ; Theler *et al.*, 2010). L'eau nécessaire à la mobilisation des débris peut résulter de précipitations intenses, de la fusion du manteau neigeux ou d'une combinaison des deux (Rebetez *et al.*, 1997 ; Zimmermann *et al.*, 1997), mais aussi de la vidange soudaine d'un lac (Haeberli, 1983 ; Chiarle *et al.*, 2007). Les secteurs favorables à des départs de laves de débris et/ou torrentielles sont caractérisés par des sédiments peu consolidés et végétalisés d'origine diverse (ex : glaciaire, fluviale, gravitaire).

Les marges proglaciaires désenglacées depuis la fin du PAG peuvent comporter de grandes quantités de moraines, tills et dépôts fluvio-glaciaires facilement mobilisables. Les laves de débris se développent généralement depuis les moraines, mais certaines peuvent prendre de l'ampleur et se prolonger par une lave torrentielle. Les laves torrentielles qui prennent naissance dans une marge proglaciaire peuvent parcourir le torrent jusque sur son cône de déjection.

Prévoir le déclenchement des laves de débris et torrentielles (ex : Rowbotham et Dudycha, 1998 ; Carrara *et al.*, 2008) afin de s'en prémunir (Haeberli *et al.*, 2001) passe par la quantification du volume de sédiments mobilisables (Rickenmann, 1999 ; Huggel *et al.*, 2004a). Ce type d'estimation reste cependant délicat et l'utilisation de méthodes géophysiques s'avère généralement nécessaire (ex : Haeberli *et al.*, 2001 ; Otto *et al.*, 2009 ; Burki *et al.*, 2010 ; Bosson *et al.*, soumis). Si la cartographie géomorphologique est un outil qui peut être utilisé pour localiser les réservoirs de matériaux potentiels (Theler *et al.*, 2010), l'estimation des trajectoires et des distances de parcours potentielles est également essentiel.

La fréquence des laves de débris / torrentielles aux marges des glaciers semble augmenter ces dernières décennies (Chiarle *et al.*, 2007). Le retrait des glaciers engendré par les modifications climatiques (cf. chapitre 1.1) crée en effet des conditions favorables à leur déclenchement : d'une part, une grande quantité de matériaux non consolidés devient mobilisable (Rebetez *et al.*, 2007 ; Chiarle *et al.*, 2007) ; d'autre part, les lacs glaciaires qui se développent constituent des réservoirs d'eau qui peuvent se vidanger brutalement. Cette fréquence peut être modifiée par la présence du permafrost (Huggel *et al.*, 2004b) : elle peut diminuer du fait de la mise en place d'un néo-permafrost lors du retrait du glacier (Huggel *et al.*, 2004b), ou au contraire augmenter avec la dégradation du permafrost (Zimmermann et Haeberli, 1992 ; Zimmermann *et al.*, 1997 ; Rebetez *et al.*, 1997 ; Chiarle *et al.*, 2007). L'augmentation de la fréquence des épisodes pluvieux extrêmes prévue par le GIEC (IPCC, 2013) peut également favoriser l'occurrence des laves.

L'aléa lave de débris / torrentielle est celui qui a été le plus fréquemment recensé dans les Alpes (<http://www.nimbus.it/glaciorisk/StatView.asp>). Les plus catastrophiques font le plus souvent suite à un événement brutal, comme la vidange d'un lac glaciaire ou d'une poche d'eau intraglacière comme à Tête Rousse en 1892 (cf.4.1.1.a). Au cours de l'évènement pluvieux du 24 septembre 1993, une lave de débris affecte la moraine holocène du glacier du Mulinet (Val du Lanzo, Italie). Celle-ci se transforme en lave torrentielle et atteint le village de Forno Alpi Graie, après avoir parcouru près de 4 km. L'incision de la moraine (450 m de long, 200 m de large et ~15 m de profondeur) correspond à la mobilisation de 0,8 M m³ (Mortara et al., 1995 ; Mortara et Chiarle, 2005 ; Fig. 4-11).



Fig.4.11 : Lave de débris déclenchée par l'incision de la moraine frontale (A) du glacier du Mulinet (Italie) en septembre 1993 ; se transformant en lave torrentielle, elle a atteint le village de Forno Alpi Graie situé 4 km à l'aval (B,C) (Mortara et Chiarle, 2005).

b. Mouvements de masse

Écroulement rocheux par décompression

Lors de l'avancée et du retrait des glaciers, les versants qui les encadrent subissent une compression lors des avancées glaciaires, puis une décompression lors des retraits. Celle-ci se traduit par l'apparition ou la croissance de fractures à faible profondeur, subparallèles à la surface des parois (McCull, 2012 ; Ballantyne, 2002). A ce phénomène de relaxation (Holm *et al.*, 2004) se combine la disparition de la pression exercée sur les versants ((*debuttressing* ; Augustinus, 1995 ; McCull, 2012) – même s'il reste difficile de faire la part entre la décompression et d'autres facteurs déclenchants comme les séismes (Cossart *et al.*, 2008). Cette décompression post-glaciaire des versants rocheux peut se produire sur un pas de temps très variable, pluri-millénaire à décennal (Huggel *et al.*, 2012). Ce processus paraglacière a en effet été observé en lien avec des retraits glaciaires depuis le Dernier Maximum Glaciaire (Cossart, 2005) ou post-PAG (ex : Evans et Clague, 1994 ; Holm *et al.*, 2004).

C'est par exemple le cas à l'aval du front du glacier inférieur de Grindelwald (Suisse). Un versant d'environ 2 M m^3 qui était englacé jusqu'à la fin du PAG a été déstabilisé à partir de l'été 2006 (Fig.4-12), avec son écroulement progressif jusqu'en 2009, dont le dépôt provoqua la formation de deux lacs supraglaciaires (Keusen *et al.*, 2007 ; Oppikofer *et al.*, 2008 ; Ravanel, 2010 ; Fig. 4-12).

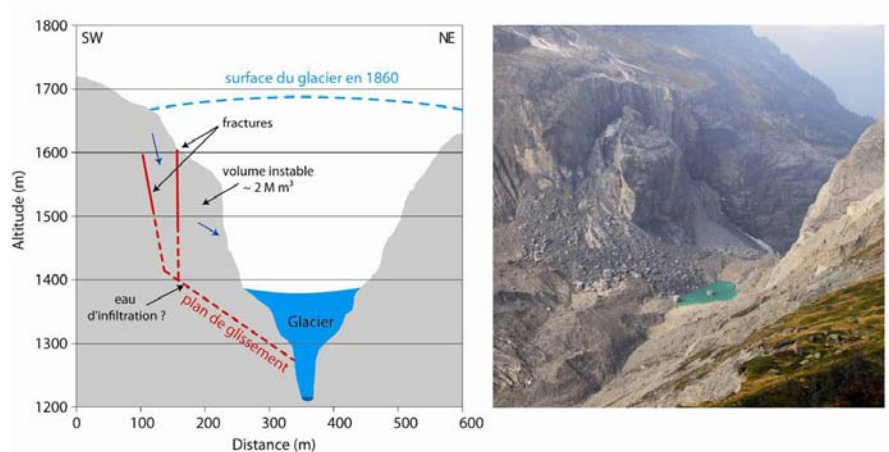


Fig.4-12 : Extrémité de l'épaulement oriental de l'Eiger affectée par la décompression post-PAG entre 2006 et 2009 (Keusen *et al.*, 2007 et Oppikofer *et al.*, 2008, modifiés par Ravanel, 2010 ; ph.: S. Couterand).

Glissement dans les moraines

Les moraines, du fait de leur constitution et de leur morphologie, peuvent être affectées par des glissements, favorisés par la fonte d'un noyau de glace ou par la disparition de la pression exercée par le glacier avec son retrait (Mortara et Chiarle, 2005). Ce processus n'a généralement qu'un effet local, sans répercussions catastrophiques. Mais si la moraine retient un lac, sa fragilisation par le glissement peut conduire à sa rupture (Vilímek *et al.*, 2005). Si un glissement barre un chenal d'écoulement, un lac peut se développer à l'amont de ce barrage fragile (Huggel *et al.*, 2012).

Ce phénomène a pu être observé dans la moraine du ghiacciaio delle Locce (massif du Mont Rose, Italie; Mortara et Tamburini, 2009). Les premiers signes de glissement sont apparus en 2005 ; déclenché par l'abaissement du glacier du Belvedere, il a ensuite rapidement évolué (Fig. 4-13), sans conséquences majeures. Toujours en Italie, c'est la fonte d'un noyau de glace qui est probablement à l'origine d'un glissement de près de $40\,000 \text{ m}^3$ affectant le flanc interne de la moraine latérale droite du ghiacciaio dei

Forni (Valtelline) en 2003. Il a endommagé le sentier glaciologique mis en place dans la marge proglaciaire du plus vaste glacier italien depuis une dizaine d'années (Pelfini *et al.*, 2004).



Fig.4-13 : Évolution du glissement dans la moraine du ghiacciaio delle Locce (Italie) de 2005 à 2007. (Chiarle et Mortara, 2008).

Déformation gravitaire profonde

Les déformations gravitaires profondes de versant (DGPV ; *deep seated gravitational slope deformation*) possèdent les caractéristiques suivantes (Agliardi *et al.*, 2001) : (i) morphologie à graben, contrepente, double escarpement, bombement, etc. ; (ii) déplacements lents (1 mm à 2 cm/an) ; et (iii) nombreuses instabilités de différents types et de moindre extension dans le périmètre affecté. Le retrait glaciaire peut entraîner une DGPV en libérant les versants de leur contrainte, comme par exemple au Mont de la Saxe (Courmayeur, Vallée d'Aoste Italie) où le glacier qui occupait le Val Ferret au DMG recouvrait entièrement ce secteur (RiskYdrogé, 2006). Nous pouvons supposer que des mécanismes similaires peuvent s'appliquer à des échelles spatiales et temporelles plus réduites, telles que les secteurs désenglacés depuis le PAG.

4.1.3 Les aléas secondaires

Les aléas secondaires se produisent en contexte glaciaire et sont modifiés par le retrait glaciaire. Nous avons distingué ici la dégradation du permafrost apparu suite au retrait glaciaire (néo-permafrost), et les grands écroulements rocheux dont la dynamique de propagation peut être modifiée par le retrait glaciaire.

a. Dégradation de néo-permafrost post-glaciaire

Suite au retrait glaciaire, un néo-permafrost peut se développer dans les secteurs précédemment englacés car les marges proglaciaires coïncident souvent avec la ceinture de permafrost de montagne. Le réchauffement observé depuis plusieurs décennies conduit à la dégradation du permafrost (Fischer *et al.*, 2006 ; Huggel, 2009), avec une remontée en altitude de sa limite inférieure de 1m/an environ depuis la fin du PAG (Frauenfelder, 2005). Une des conséquences de cette dégradation est l'augmentation de la fréquence des écroulements rocheux (Huggel *et al.*, 2010 ; Ravelin et Deline, 2010). Les parois rocheuses autrefois englacées et qui dominent maintenant les glaciers peuvent être soumises à la dégradation actuelle de ce permafrost post-PAG, et affectées par des déformations voire des écroulements rocheux (Haerberli *et al.*, 1997 ; Wegmann *et al.*, 1998 ; Fischer *et al.*, 2006 ; Gruber et Haerberli, 2007). La poursuite de l'élévation des températures devrait se traduire par une augmentation de leur fréquence (Huggel, 2009) – même si la

stabilité des parois rocheuses n'est pas contrôlée uniquement ni même souvent principalement par leur condition thermique (Fisher et Huggel, 2008).

L'hypothèse de l'occurrence d'un tel évènement est confrontée à "la lenteur des réactions thermiques du sol face à la modification des conditions de surface" (Delaloye, 2004). L'apparition d'un néo-permafrost dans les parois rocheuses récemment désenglacées reste pour l'instant assez hypothétique, et nous n'avons pas le recul nécessaire pour estimer le temps nécessaire à sa formation et à sa dégradation éventuelle, ce qui pourrait expliquer que nous n'avons pas connaissance de la survenue d'un évènement de ce type.

b. Écroulement mixte

Au-delà des facteurs déclencheurs d'un écroulement rocheux (décompression, dégradation du permafrost, séisme), le fait qu'il se produise en contexte de retrait glaciaire peut modifier sa dynamique de propagation et conduire à l'amplification du phénomène. Evans et Clague (1994) soulignent qu'un écroulement en interaction avec un glacier ou une marge proglaciaire parcourt de plus grandes distances qu'un écroulement rocheux classique. Les frottements à l'interface glace-débris sont en effet réduits et les moraines PAG peuvent dans certains cas canaliser la masse en mouvement (Evans *et al.*, 1989), souvent fluidifiée par la neige et la glace qui sont incorporées.

L'écroulement rocheux qui s'est produit sur le glacier de la Brenva (massif du Mont Blanc, Italie) le 18 Janvier 1997 illustre bien les écroulements mixtes (Fig.4-14). 2 M m³ de roche se sont détachés de l'éperon de la Brenva, mobilisant près de 4 M m³ de neige et de glace et tuant deux skieurs (Deline, 2009). Cet écroulement n'a pas été déclenché par un séisme. Les grandes distances parcourues horizontale (5730 m) et verticale (2325 m) résultent de la fluidification de la masse écroulée et de l'interaction avec le glacier (Deline, 2009). Dans le même secteur, une succession d'écroulements rocheux s'étaient produits en novembre 1920, mobilisant 2,4-3,6 M m³ de roche et 7,6-9,9 M m³ de neige et glace. L'abaissement du glacier en 1997 par rapport à 1920 a modifié le parcours de la masse écroulée : en 1920 (du fait d'une phase d'avancée du glacier) le glacier atteignait le même niveau que la crête morainique latérale droite et l'écoulement de la masse a débordé par-dessus la moraine, tandis qu'en 1997, l'écoulement a été canalisé par celle-ci qui a joué le rôle de digue (Deline, 2001).

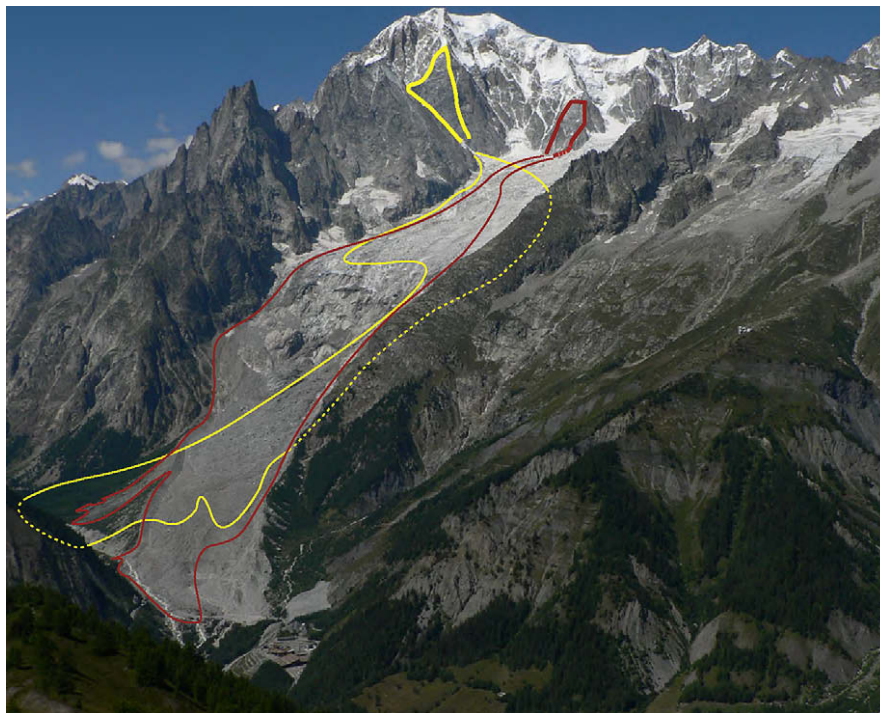


Fig.4-14 : Glacier de la Brenva (versant italien du massif du Mont Blanc), avec les niches d'arrachement (traits épais) et le parcours (traits fins) des écroulements du 19 novembre 1920 (en jaune) et du 18 Janvier 1997 (en rouge) ; pointillés : secteurs masqués sur la photo (Deline, 2009).

4.1.4 Les aléas complexes

Les différents aléas que nous avons abordés ci-dessus peuvent se produire de manière isolée, ou selon une chaîne d'aléas :

Un mouvement gravitaire (glissement, écroulement, avalanche de sérac, lave) qui atteint un lac glaciaire peut provoquer une vague provoquant le débordement du lac, voire même sa vidange si le lac est retenu par une moraine. La lave torrentielle engendrée est capable de parcourir de grandes distances.

Nous n'avons pas connaissance de tels évènements qui se seraient produits dans les Alpes. En revanche en Colombie Britannique (Canada), une partie de la langue terminale du glacier Cumberland s'est effondrée le 19 Juillet 1983, atteignant le lac Nostetuko (Clague et Evans, 2000). La vague ainsi provoquée a submergé et incisé la moraine héritée du PAG qui retenait le lac : 6,5 M m³ d'eau se sont déversés érodant la moraine et transportant 1 M m³ de sédiments qui ravagèrent la vallée à l'aval (Fig.4-15).

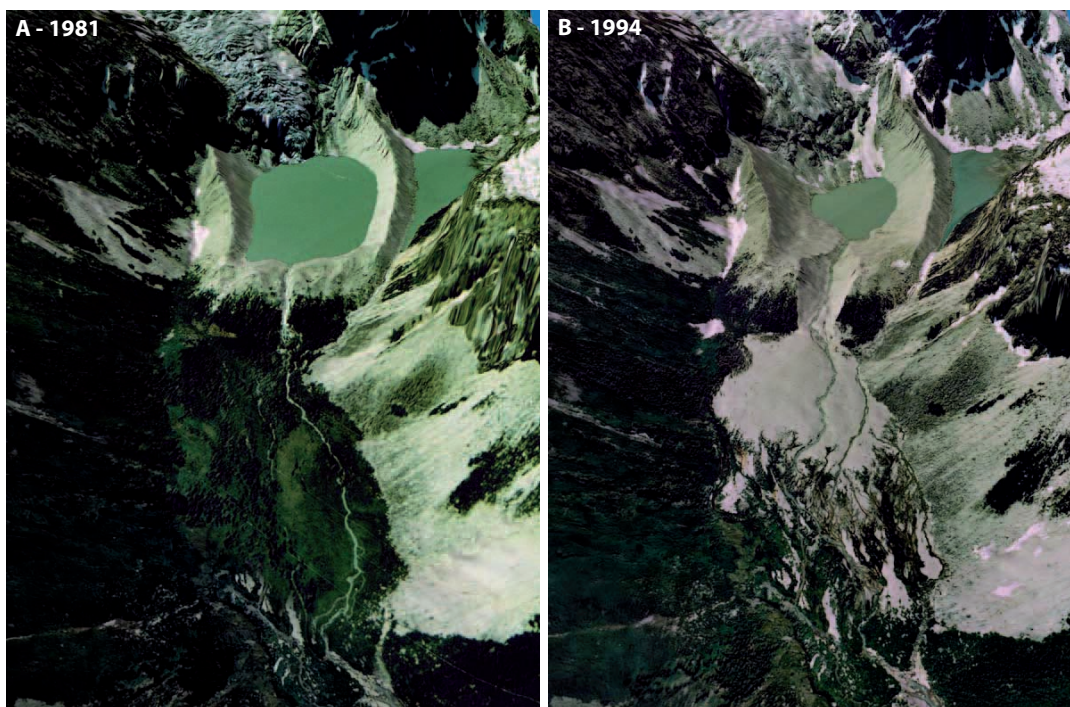
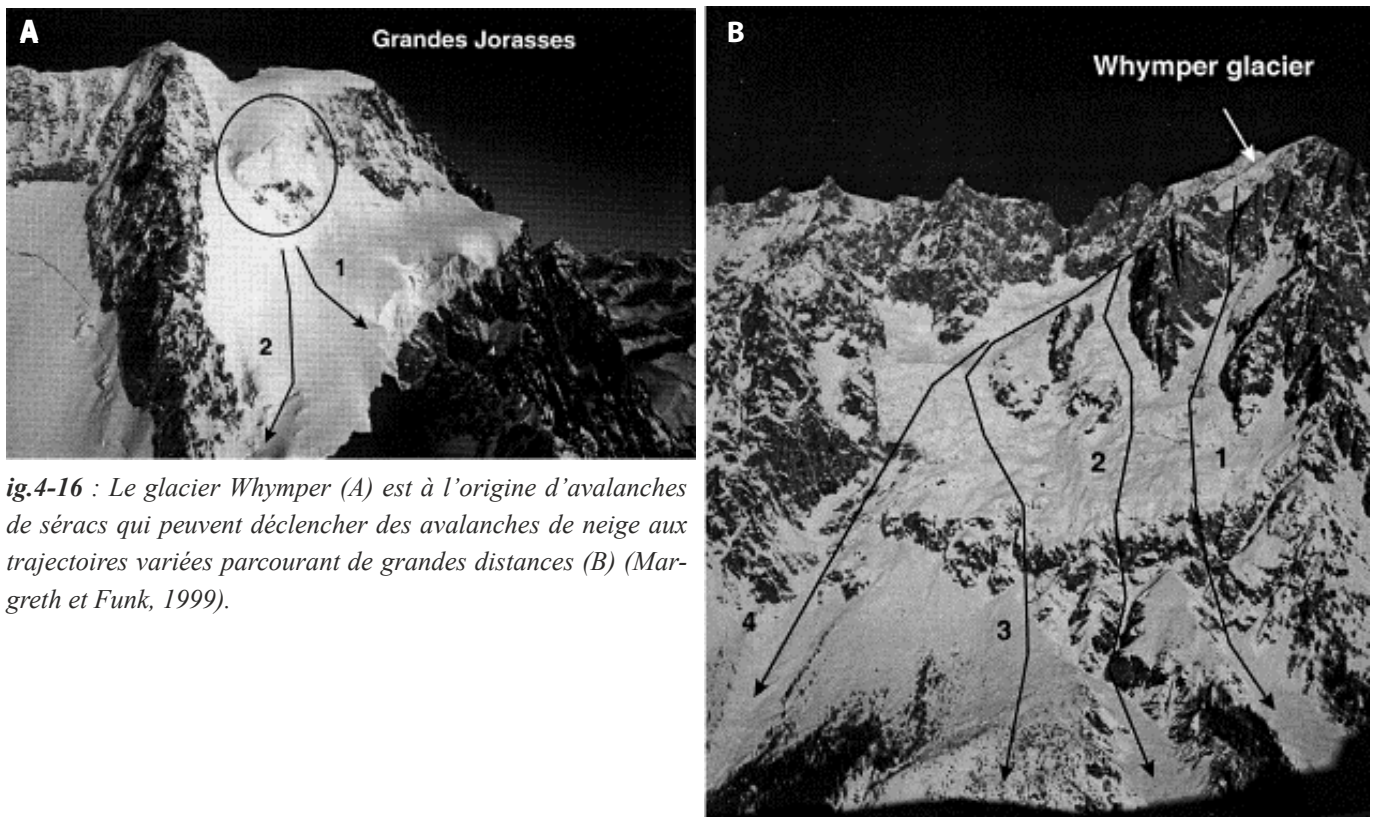


Fig.4-15 : Orthophotographies du lac de Nostetuko (Colombie Britannique) drapées sur un MNT, avant (A) et après (B) la rupture du barrage en 1983, suite à l'effondrement d'une partie de la langue terminale du glacier Cumberland (Evans, 2002).

Une avalanche de sérac, si elle se produit en hiver sur un manteau neigeux instable, peut provoquer une avalanche de neige, dont les volumes peuvent être considérables.

Comme le glacier de Tacconnaz que nous avons précédemment évoqué, le glacier Whymper aux Grandes Jorasses (versant italien du massif du Mont Blanc ; Fig.4-16), est régulièrement à l'origine d'avalanches de séracs. Celles-ci déclenchent des avalanches de neige qui peuvent atteindre le fond du Val Ferret et menacent le village de Planpincieux (Margreth *et al.*, 2011). Des mesures de sécurité basées sur l'estimation du volume de glace susceptible de se détacher et de la hauteur de neige ont été prises par les autorités, pouvant conduire à la fermeture de la route du Val Ferret voire à l'évacuation des habitations. Ce type d'évènements s'est produit à plusieurs reprises, comme par exemple en 1952, 1997, 1993, 1998 et 2010 (Glaciorisk).



ig.4-16 : Le glacier Whymper (A) est à l'origine d'avalanches de séracs qui peuvent déclencher des avalanches de neige aux trajectoires variées parcourant de grandes distances (B) (Margreth et Funk, 1999).

Le retrait glaciaire qui s'opère depuis la fin du PAG s'accompagne d'une modification de la morphodynamique en montagne (Evans et Clague, 1994), avec l'apparition d'instabilités et la disparition d'autres. Les aléas liés aux glaciers sont des événements peu fréquents, mais qui peuvent avoir une très forte intensité, comme ont pu le montrer certains événements catastrophiques qui se sont produits dans les Alpes au cours des 150 dernières années.

Les nombreuses études concernant les aléas glaciaires permettent de mieux en mieux comprendre la plupart des aléas liés aux glaciers, ce qui a permis d'éviter un certain nombre d'événements catastrophiques. Mais leur évolution potentielle dans le contexte de changement climatique reste peu étudiée et nécessite une amélioration des connaissances afin de permettre un aménagement du territoire raisonné et d'améliorer la gestion des risques en milieu alpin. Ce lien entre évolution climatique et évolution des aléas est parfois difficile à mettre en évidence car de nombreux autres facteurs interviennent (Huggel et al., 2012), tandis que les études actuelles manquent du recul temporel nécessaire alors que les temps de réponses peuvent être longs.

Chapitre 4.2

Utilisation de l'inventaire des glaciers et des marges proglaciaires pour détecter les secteurs les secteurs à aléas potentiels

Les modifications climatiques actuelles et la diminution des surfaces glaciaires qui en découle peuvent avoir des incidences variées sur les aléas glaciaires et les risques qu'ils engendrent : certains aléas apparaissent tandis que d'autres ne se trouvent pas modifiés voire même diminuent. L'apparition de lacs qui risquent de se vidanger illustre les premiers, la disparition d'un front suspendu à l'origine d'avalanches de séracs, les derniers.

Le but de cette partie est de discuter des approches permettant d'évaluer la prédisposition actuelle et future des secteurs glaciaires et récemment déglacés des Alpes françaises à l'instabilité, en se basant sur la typologie développée dans le chapitre 4.1 et en utilisant les données issues de l'inventaire des extensions glaciaires actuelle et passée et de la cartographie géomorphologique des marges proglaciaires. Plusieurs pistes ont été explorées, utilisant les fonctionnalités du SIG qui permettent de croiser les données acquises entre elles ou avec les différents paramètres des Modèles Numériques de Terrain (MNT).

Il s'agit de proposer des méthodes simples qui permettent une première sélection des secteurs à aléas, qui doit généralement être complétée par un travail de sélection manuelle à l'aide d'études plus spécifiques et approfondies. Mais il est difficile de garantir qu'un secteur qui n'aurait pas été reconnu par ce premier niveau de sélection ne présente pas d'aléas potentiels. La question de la propagation des aléas n'a pas été traitée ici, faute de temps et de compétences (Alean, 1985 ; Huggel *et al.*, 2003 ; Salzmann *et al.*, 2004 ; Allen, 2009). L'évaluation du risque n'est pas abordée non plus, car elle nécessiterait la prise en compte de la vulnérabilité pour déterminer la dangerosité d'un site. Enfin, tous les aléas de notre typologie n'ont pas fait l'objet d'une étude, faute de données et/ou de méthodes adaptées.

Après l'étude des aléas liés aux lacs glaciaires puis celle des avalanches de glace, nous traiterons des écroulements rocheux, des glissements dans les moraines et des laves de débris. Enfin, les processus en chaîne seront succinctement abordés. Pour chacun de ces aléas, une partie méthodologie précède des propositions d'identification de secteurs sensibles.

4.2.1 Lacs glaciaires

Afin d'identifier les vidanges de lac glaciaire potentielles, un inventaire des lacs liés au retrait glaciaire est nécessaire. Tous ne présentant pas un risque de vidange, il faut alors sélectionner les configurations qui peuvent être critiques. Enfin, pour anticiper de futurs aléas, il est nécessaire de prévoir l'apparition des nouveaux lacs.

a. Identification des lacs formés suite au retrait glaciaire post-PAG

Un **inventaire des lacs** dans les marges proglaciaires des Alpes françaises a été réalisé (cf. chapitre 2.3). Premier pas vers la prévention des vidanges, il permet de suivre l'évolution passée des lacs ou d'anticiper celle future. Les lacs à la croissance rapide peuvent par exemple faire l'objet d'une attention particulière.

Sur la période 2006-2009, 443 lacs sont recensés dans les marges proglaciaires, dont 227 mesurent de plus

de 500 m². Parmi ces derniers, 99 lacs mesurent de 1000 à 5000 m² et 59 sont > 5000 m² (Tab.4-1). Leur altitude varie de 1474 m (Mer de Glace) à 3157 m (Rochemelon). 51 des lacs > 500 m² ont vu leur superficie augmenter et 44 lacs diminuer depuis la fin des années 1960 (> 50 % pour 14), tandis que 132 sont apparus depuis cette période. Ainsi, le lac de la Muande (massif des Écrins, Fig.4-17), inexistant à la fin des années 1960, a vu sa superficie augmenter de 95 % au cours de ces 20 dernières années.

La plupart des lacs recensés sont situés dans le massif de la Vanoise, qui totalise 81 % des lacs > 500 m². Le plus grand lac glaciaire est celui de l'Eychauda (glacier de Séguret Foran), dans le massif des Écrins (150 000 m²), qui existait déjà au PAG (Edouard, 1994). Le lac des Quirlies (Fig.4-18) dans le massif des Grandes Rousses, apparu entre 1929 et 1950 (Edouard, 1994), atteignait 97 000 m² en 2009.

	Nombre de lacs		
	500-1000 m ²	1000-5000 m ²	> 5000 m ²
Aiguilles Rouges	0	2	0
Belledonne	1	1	3
Écrins	3	4	8
Grandes Rousses	0	11	7
Mont Blanc	0	2	1
Vanoise	65	79	40
TOTAL	69	99	59

Tab.4-1 : Répartition des lacs > 500 m² des marges proglaciaire des Alpes françaises en 2006-2009, par massifs et classes de superficie.

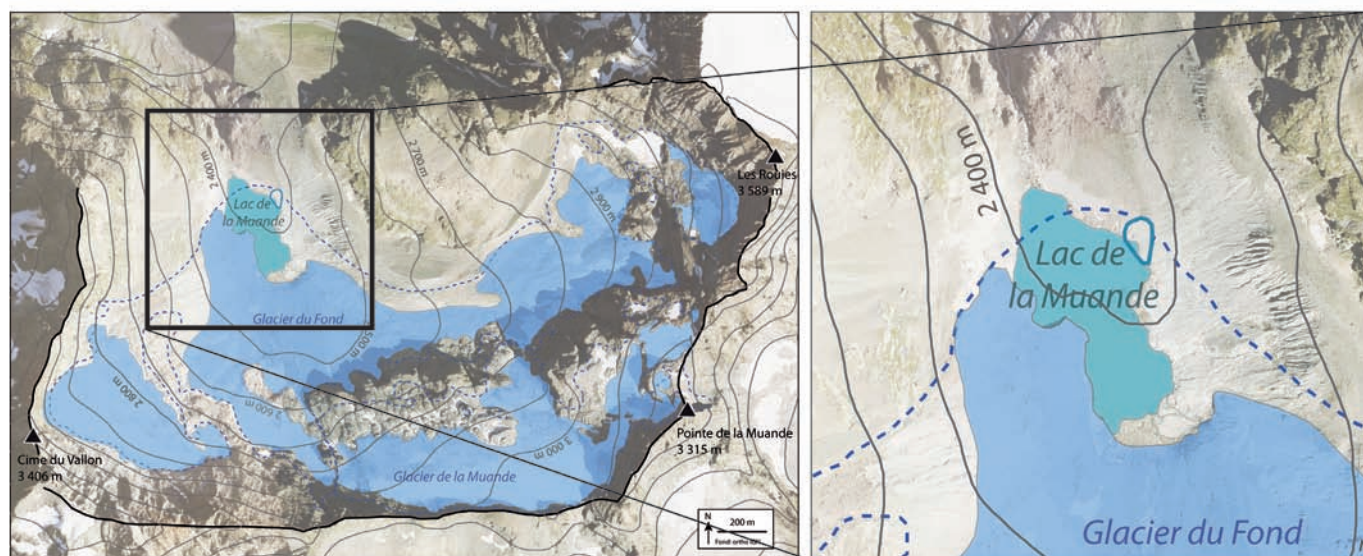


Fig.4-17 : Évolution récente et rapide du lac de la Muande (massif des Ecrins) entre le début des années 1990 (polygone bleu foncé : 2000 m²) et 2009 (48 000 m²).

La base de données des lacs des marges proglaciaire (cf.chapitre 2.2) fait apparaître que :

- Près de la moitié (48,7 % ; 216 lacs) des lacs recensés sont de petite taille (< 500 m²) ;
- La plupart sont des lacs proglaciaires (95 %, soit 420 lacs). 19 lacs sont des lacs supraglaciaires variant de 60 à 2000 m²;
- 64 lacs (14,4 %) sont en contact avec le glacier en retrait. Parmi les 227 lacs > 500 m², 19,8 % d'entre eux (45 lacs) sont en contact avec le glacier.
- Parmi les 227 lacs > 500 m², 34,4 % (78 lacs) ne sont plus alimentés par le glacier.
- Parmi les 227 lacs > 500 m² répertoriés, 52 lacs (23 %) sont retenus par un seuil rocheux, 136 (60 %) par un barrage de débris, 33 (14,5 %) par un seuil rocheux recouvert de débris, et 6 (2,5 %) par la glace (lacs supraglaciaires).

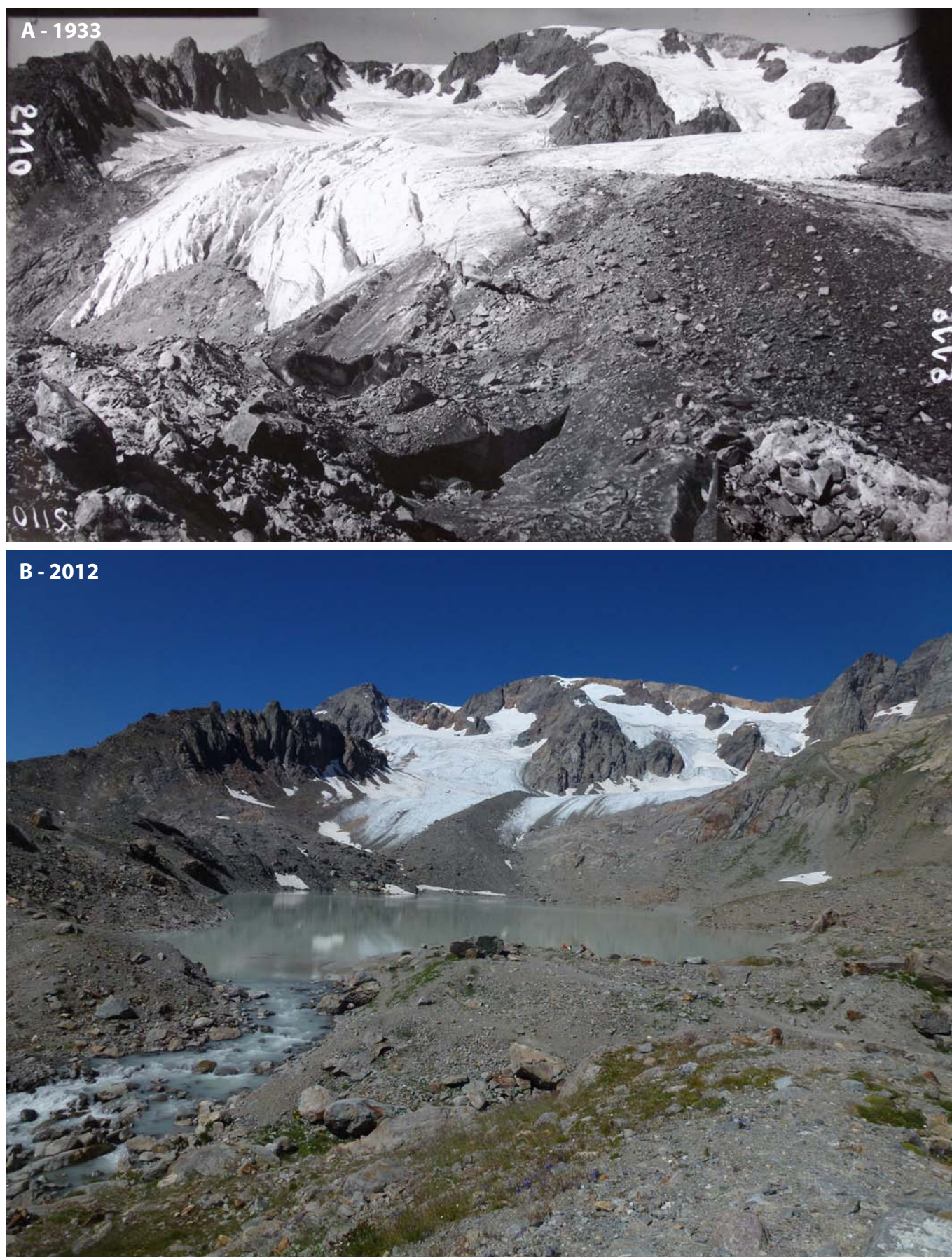


Fig.4-18 : Le retrait des glaciers des Quirlies et des Malâtres (massif des Grandes Rousses) a engendré la formation du lac des Quirlies qui mesurait 97000 m² en 2009 (A : BM Grenoble, Fond RTM 38)

b. Identification des lacs potentiellement instables

Une fois localisés, il est nécessaire de repérer les lacs dont les caractéristiques suggèrent leur instabilité potentielle. Bolch *et al.* (2011) ont proposé une méthode avec quatre étapes pour l'identification des lacs qui devront faire l'objet d'une étude plus approfondie (ex : mesures de terrain):

- identification des caractéristiques du lac, du barrage, du glacier, de l'environnement du lac et de la vulnérabilité à l'aval ;
- hiérarchisation de ces caractéristiques ;
- affectation d'un facteur de pondération à chacune des caractéristiques ;
- classification des lacs selon leur degré de dangerosité.

Appliquée aux lacs du Tien Shan (Asie centrale), la méthode semble produire de bons résultats (Bolch *et al.*, 2011). Cependant, comme le souligne les auteurs, elle ne peut être appliquée aux Alpes occidentales qu'en l'adaptant (modification des facteurs de pondération et des valeurs seuil).

Nous proposons une première étape de sélection des lacs potentiellement instables basée sur cette méthode. Un travail plus approfondi devra compléter cette proposition qui ne reprend que quelques critères de la première étape de la méthode proposée. Un **premier niveau de sélection** est basé sur la taille du lac (dont dépend en partie le volume) et la nature du barrage : nous avons considéré que les lacs < 5000 m² à seuil rocheux ne présentent pas de danger. Un **second niveau de sélection** est alors appliqué, basé sur le contact entre lac et glacier : un lac toujours en contact avec le glacier en retrait peut potentiellement continuer à s'étendre avec la poursuite du retrait, une extension potentielle qui augmente le risque de vidange.

Les lacs retenus par ces deux niveaux de sélection, et particulièrement ceux retenus par le deuxième niveau de sélection, devront faire l'objet d'une attention particulière car dans le contexte actuel du retrait glaciaire, si la topographie y est favorable ils sont susceptibles de s'agrandir.

Seuls 59 lacs des Alpes françaises s'étendent sur plus de 5000 m², dont 49 sont retenus par un barrage qui n'est pas uniquement un seuil rocheux (Annexe 4-1).

Le deuxième niveau de sélection retient les 14 lacs en contact avec le glacier, dont la superficie peut encore s'accroître (Tab.4-2 ; Fig.4-19). Ils sont répartis entre les massifs de la Vanoise (9 lacs), des Ecrins (3 lacs) et des Grandes Rousses (2 lacs). 9 lacs sont retenus par un barrage uniquement composé de débris, tandis que le barrage de 5 d'entre eux est composé de débris et de roche en place. Le lac d'Arsine a fait l'objet d'une intervention humaine en 1986 (cf. chapitre 4.1), et le lac de la Patinoire a subi une vidange naturelle le 27 Juillet 1964, suite à la submersion du barrage morainique qui le retenait, par une vague provoquée par le détachement d'une partie du glacier (Glaciorisk). Ces 14 lacs devraient faire l'objet d'une attention plus particulière. S'il s'avérait que certains présentent un risque de vidange, il serait alors nécessaire de procéder à une étude i) du volume du lac ; ii) de la nature du barrage, éventuellement par des méthodes géophysiques ; et iii) de la propagation des matériaux en cas de vidange.

Cette méthode permet de mettre en avant les lacs dont les caractéristiques les rendent plus susceptibles d'une vidange. Mais ces résultats sont à considérer avec précaution, notamment parce que la nature des barrages n'a été évaluée que par simple photo-interprétation, et que la valeur seuil de 5000 m² retenue est arbitraire.

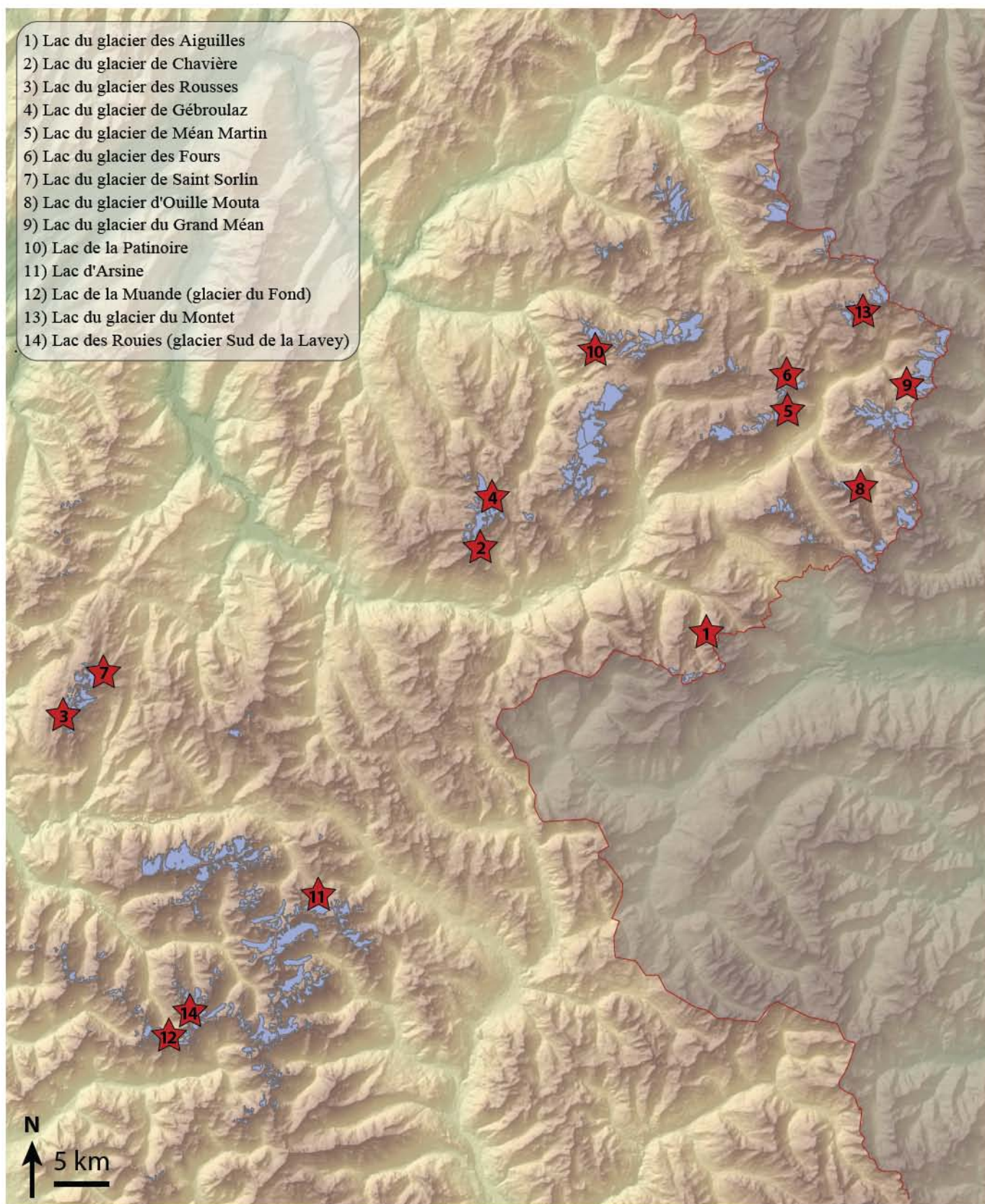


Fig.4-19 : Localisation des 14 lacs à vidange potentielle, car $> 5000 \text{ m}^2$, en contact avec le glacier et retenus par un barrage non exclusivement rocheux

Lac	Glacier	Massif	Nature du barrage	Superficie en 2006-2009 (m ²)	Volume estimé* (m ³)
	des Aiguilles	Vanoise	1	5637	22 057
	de Chavière	Vanoise	1+2+3	6284	25 734
	des Rousses	Grandes Rousses	1	7088	30 535
	de Gébroulaz	Vanoise	1	10 366	52 385
	de Méan Martin	Vanoise	1	12 237	66 303
	des Fours	Vanoise	1	13 299	74 617
	de Saint Sorlin	Grandes Rousses	1+2	15 478	92 558
	d'Ouille Mouta	Vanoise	1	15 557	93 232
	du Grand Méan	Vanoise	1+2	29 535	231 689
de la Patinoire	de la Patinoire	Vanoise	1	32 106	260 847
d'Arsine	d'Arsine	Ecrins	1	39 939	355 640
de la Muande	du Fond	Ecrins	1	48 596	469 897
	du Montet	Vanoise	1+2	69 181	775 921
des Rouies	Sud de la Lavey	Ecrins	1+2	75 701	881 771

Tab.4-2 : Lacs > 0,5 ha dans les marges proglaciaires des Alpes françaises, en contact avec le glacier et retenu par un barrage non exclusivement rocheux, en 2006-2009. 1= débris ; 2= roche ; 3 = glace ; * : selon la formule proposée par Huggel et al. (2002). Localisation de ces lacs sur la Fig.4-19.

c. Prédiction de l'apparition de futurs lacs

Prévoir l'apparition de nouveaux lacs peut être un moyen d'anticiper des instabilités futures. Nous exposerons deux méthodes distinctes pour prévoir l'apparition de ces lacs selon qu'ils sont supraglaciaires ou proglaciaires.

Lacs supraglaciaires

La plupart des lacs supraglaciaires se forment sur la surface chaotique des glaciers couverts de débris : la perte de volume actuelle des glaciers noirs favorise l'apparition de ce type de lacs qui peuvent rapidement s'étendre, notamment lorsque plusieurs lacs deviennent coalescents. Nous sélectionnons donc dans un premier temps les glaciers à couverture détritique, et retenons à partir du MNT les secteurs dont la pente est assez faible pour voir se développer un lac supraglaciaire. Les études de Reynolds (2000) et Quincey *et al.* (2007) sur les glaciers noirs d'Himalaya ont montré que les lacs supraglaciaires s'y développaient dans les secteurs dont la pente est < 2°. Nous avons utilisé cette valeur seuil ainsi que celle de 6° proposée par Reynolds (2000) au dessous de laquelle des lacs souvent éphémères peuvent se former. Ces lacs potentiels ainsi mis en évidence devront faire l'objet d'une étude étendue à l'ensemble du glacier.

En se fondant sur la pente des couvertures détritiques supraglaciaires, 30 glaciers présentent des secteurs > 1000 m² favorables au développement de lacs supraglaciaires (Tab.4-3 ; Fig.4-20). Près de la moitié de ces superficies sont très petites (bleu clair), sans développement possible d'un vaste lac (> 5000 m²).

Glacier	Code du glacier	Massif	Superficie du glacier (km ²)	Extension de la couverture détritique par rapport à la superficie du glacier (%)
de la Plate des Agneaux	F3A16_1	Ecrins	1,52	78
d'Arsine	F3C25	Ecrins	1,97	65
du Coup de Sabre	F3C11_2	Ecrins	0,28	56
de la Pilatte	F3B22	Ecrins	2,64	11
Noir	F3C04_1	Ecrins	3,91	48
de Bonne Pierre	F3B35_1	Ecrins	2,00	54
de la Condamine	F3D17_1_1	Ecrins	0,40	0
des Quirlies	F6A06_1	Gdes Rousses	1,13	4
des Malatres	F6A05	Gdes Rousses	0,88	4
de Talèfre	F2A14	Mont Blanc	7,67	17
Mer de Glace	F2A01_1	Mont Blanc	30,41	14
de Tré la Tête	F2B08_1	Mont Blanc	8,33	17
du Tour	F2A04	Mont Blanc	7,50	1
de Bionnassay	F2B15	Mont Blanc	4,28	16
d'Argentière	F2A03_1	Mont Blanc	14,01	7
des Pélerins	F2B05	Mont Blanc	0,93	43
de Miage	F2B11	Mont Blanc	1,23	34
de Chauvet	F8A03	Ubaye	0,22	64
du Grand Vallon	F1B05	Vanoise	0,06	25
de Pramort	F1E04	Vanoise	0,78	93
de l'Epéna	F1E05	Vanoise	1,41	10
de la Grande Casse	F1E08	Vanoise	0,83	33
de la Patinoire	F1E14	Vanoise	0,21	44
de Gébroulaz	F1D09_1	Vanoise	3,24	19
Inférieur des Balmes	F1H05	Vanoise	0,82	95
du Grand Marchet	F1C03_1	Vanoise	1,71	2
de derrière le Clapier	F1A05_1	Vanoise	0,76	17
du Baounet	F1A07_1	Vanoise	1,97	12
des Evettes	F1A16	Vanoise	2,97	9
Inférieur du Vallonnet	F1A17	Vanoise	0,54	45

Tab.4-3 : Liste des glaciers à la surface desquels sont susceptibles de se former un ou plusieurs lacs supraglaciaires. Bleu clair : glaciers dont la couverture détritique >6° ne laisse pas présager le développement de vastes lacs (> 5000 m²).

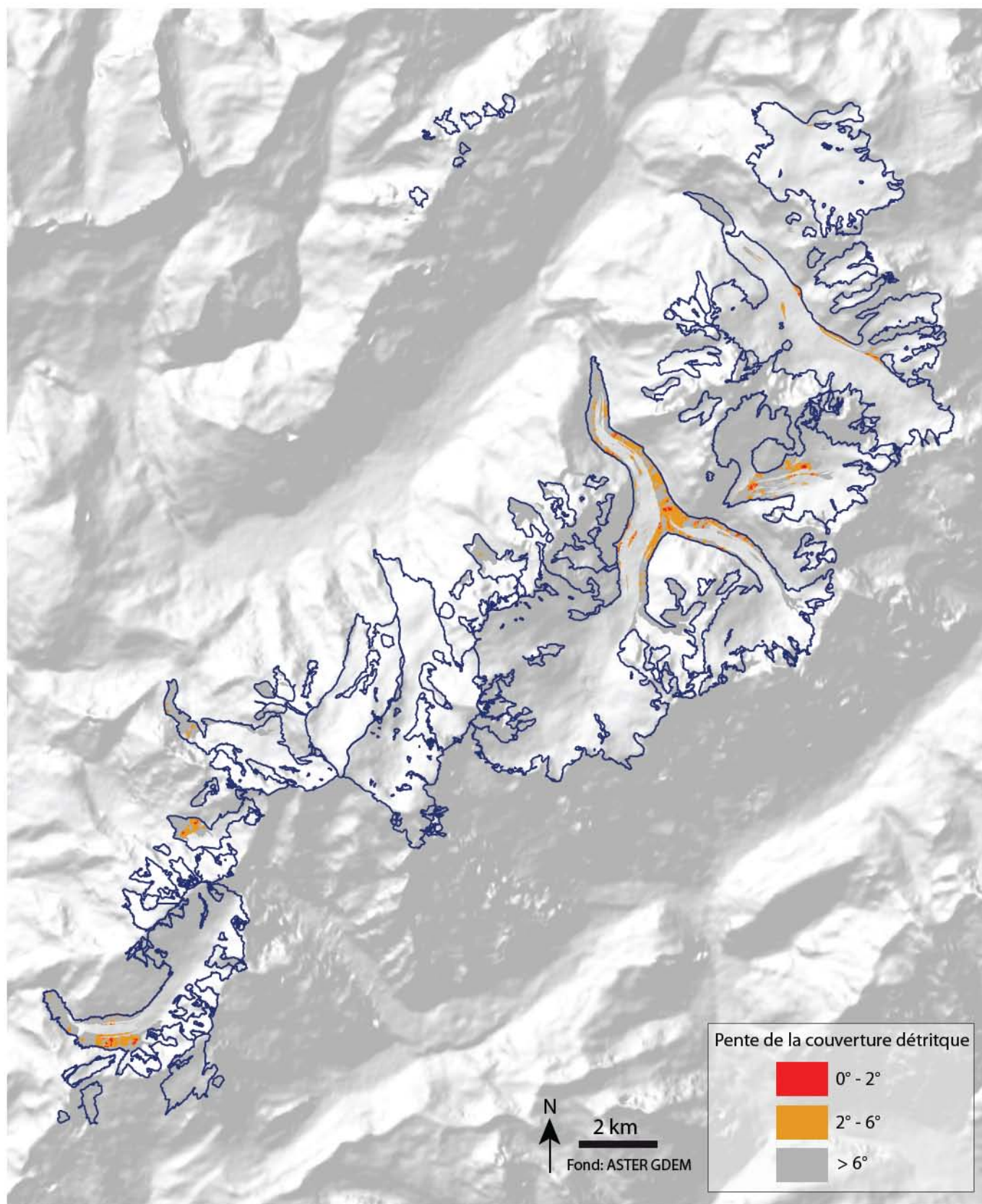


Fig.4-20 : Secteurs des glaciers français du massif du Mont Blanc à couverture détritique de pente < 6° favorables à la formation de lacs supraglaciaires.

Lacs proglaciaires

Les deux premiers niveaux de la méthode Frey *et al.* (2010) permettent de déterminer les secteurs favorables à l'apparition de nouveaux lacs proglaciaires, qui se développent dans des cuvettes rocheuses surcreusées. Il ne se forme en effet pas de moraines frontales dans le contexte actuel de retrait continu des glaciers, et seuls les lacs de ce type sont susceptibles de se former. Les secteurs de la surface du glacier dont la pente est $< 5^\circ$ sont d'abord reconnus à partir du MNT, puis seuls sont retenus les secteurs $> 6250 \text{ m}^2$, soit une superficie de 10 pixels (25 m ; Rothenbühler, 2006). Puis ceux qui présentent une rupture de pente marquée, une diminution de la largeur du glacier et une alternance secteur peu crevassé / secteur crevassé sont sélectionnés manuellement (Fig.4-21).

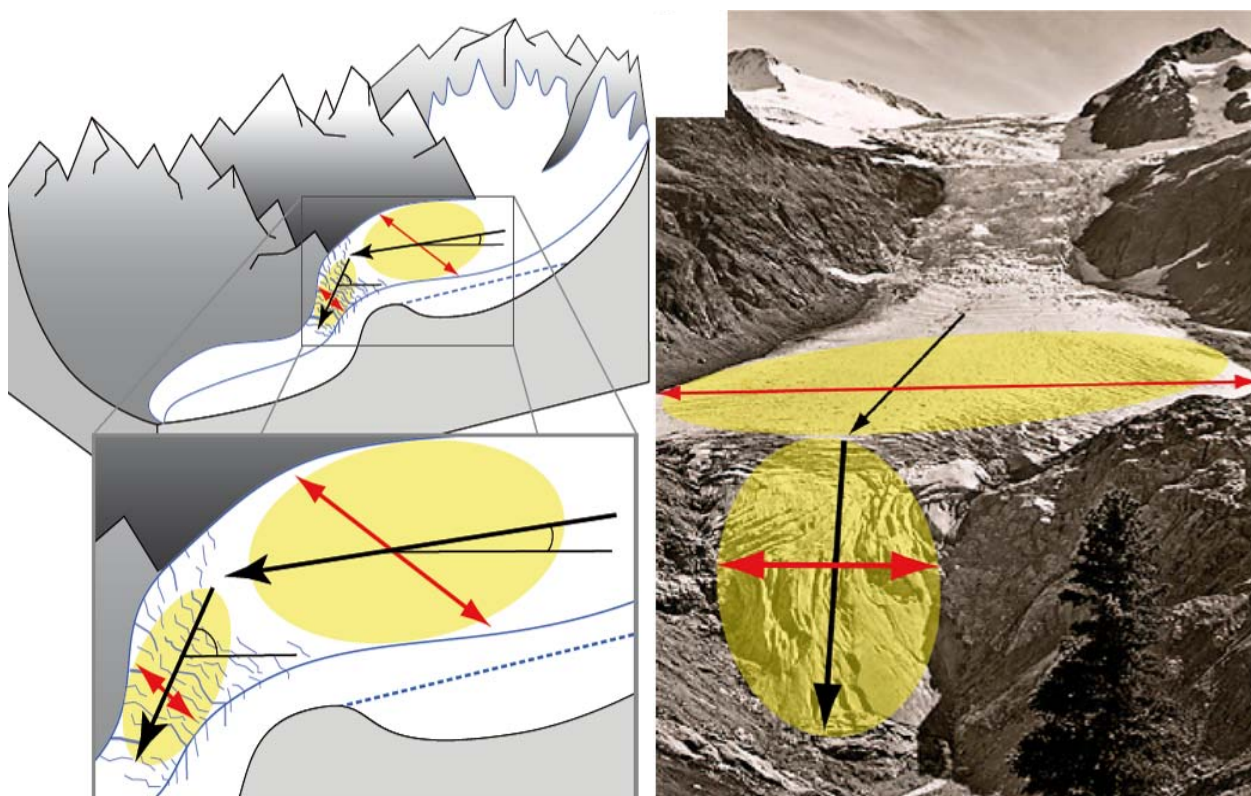


Fig.4-21 : Schéma des trois critères sélectionnés manuellement pour appliquer le 2^e niveau de la méthode proposée pour anticiper la formation de lacs proglaciaires. (Frey et al., 2010)

L'application du premier niveau de la méthode de Frey *et al.* (2010) détermine 54 glaciers à secteurs $> 6500 \text{ m}^2$ où pourraient se former des lacs suite à leur retrait (Fig.4-22 ; Annexe 4-2). L'étude de ces glaciers selon le niveau 2 de la méthode délimite 3 secteurs susceptibles de voir se former un lac suite au retrait glaciaire : le glacier d'Argentière (Fig.4-23), la Mer de Glace et le glacier de Tré-la-Tête. Cependant dans ces trois cas, un voire plusieurs des paramètres pris en compte (pente $< 5^\circ$; rupture de pente marquée ; diminution de la largeur du glacier ; alternance de secteurs crevassés / peu crevassés) sont peu marqués, ce qui suggère un faible surcreusement glaciaire, et donc de potentiels lacs peu profonds.

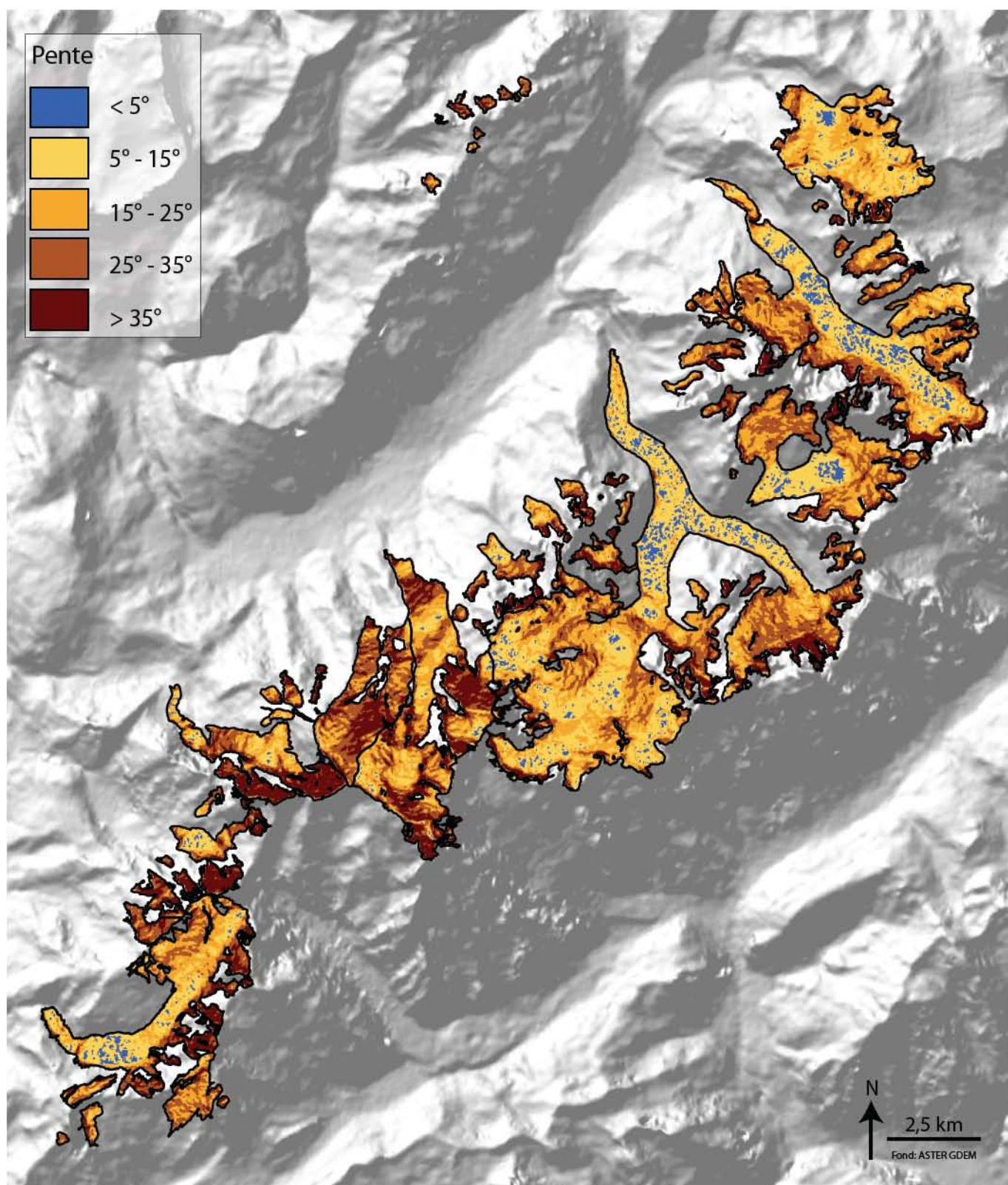


Fig.4-22 : Application au massif du Mont Blanc français du niveau 1 de la méthode de Frey et al. (2010) pour anticiper la formation de lacs proglaciaires. Les secteurs de pente $< 5^\circ$ sont sélectionnés automatiquement depuis le MNT, puis ceux $< 6500 \text{ m}^2$ sont exclus

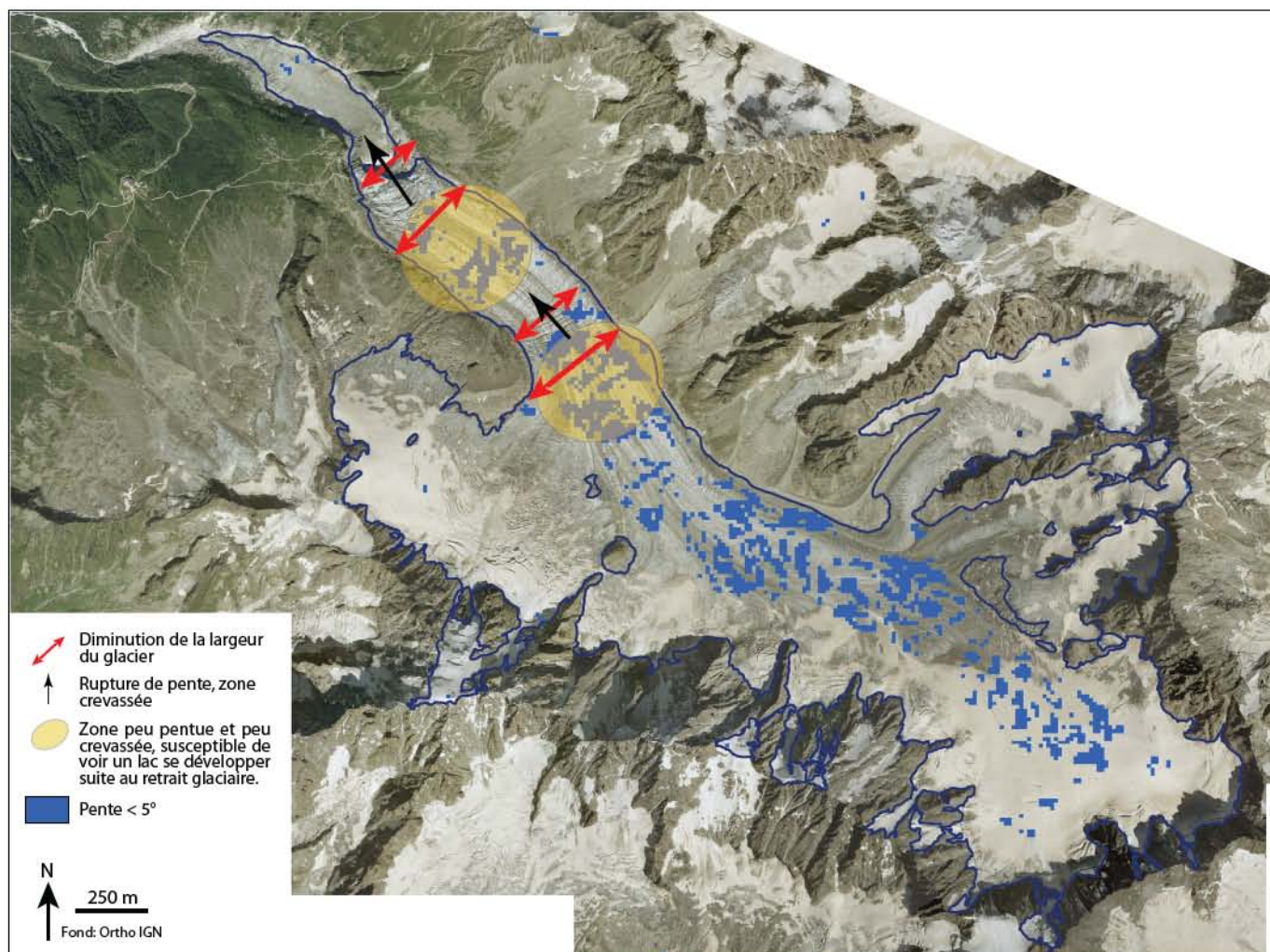


Fig.4-23 : Application manuelle du niveau 2 de la méthode de Frey et al. (2010) au glacier d'Argentière, sélectionné lors de l'application du niveau 1. A l'amont des deux secteurs à rupture de pente, diminution de la largeur et crevassés, les secteurs peu raides indiqués en jaune semblent favorables à la formation d'un lac proglaciaire avec le retrait du glacier. Ces facteurs pris en compte, peu marqués, suggèrent que le surcreusement glaciaire est faible, d'où des lacs peu volumineux.

4.2.2 Avalanches de séracs et déstabilisation des glaciers à base froide

a. Avalanches de séracs

Nous avons vu dans la section 4.1.1.b que les glaciers susceptibles de provoquer des avalanches de séracs sont des glaciers raides. Afin de les identifier, nous proposons d'appliquer le niveau 1 de la méthode utilisée par Salzmann *et al.* (2004). L'extension actuelle des glaciers est donc croisée avec leur pente déduite du MNT. En utilisant les valeurs de pentes seuils proposées par Alean (1985), soit 25° pour les glaciers tempérés et 45° pour les glaciers froids, nous pouvons identifier les secteurs susceptibles de provoquer des avalanches de séracs.

Le niveau 2 de la méthode de Salzmann *et al.* (2004) propose ensuite d'estimer la distance maximale qui peut être parcourue par l'avalanche de séracs, sa trajectoire pouvant affecter des lacs proglaciaires. Ce deuxième niveau ne sera pas appliqué ici.

Le niveau 1 de la méthode proposée par Salzmann *et al.* (2010) permet de mettre en évidence les glaciers raides, susceptibles de produire des avalanches de séracs. 548 glaciers possèdent des secteurs $> 6500 \text{ m}^2$ de pente $> 25^\circ$, et 220 glaciers des secteurs $> 6500 \text{ m}^2$ de pente $> 45^\circ$ (Fig.4-24).

Par cette méthode, il apparaît que la plupart des glaciers des Alpes françaises peuvent être à l'origine de chutes de séracs. Un travail supplémentaire est donc nécessaire afin de délimiter précisément les secteurs qui pourraient être à l'origine d'avalanches de séracs. Pour cela, un travail manuel permettrait de distinguer les secteurs sélectionnés qui sont situés au front du glacier ou sur ses marges.

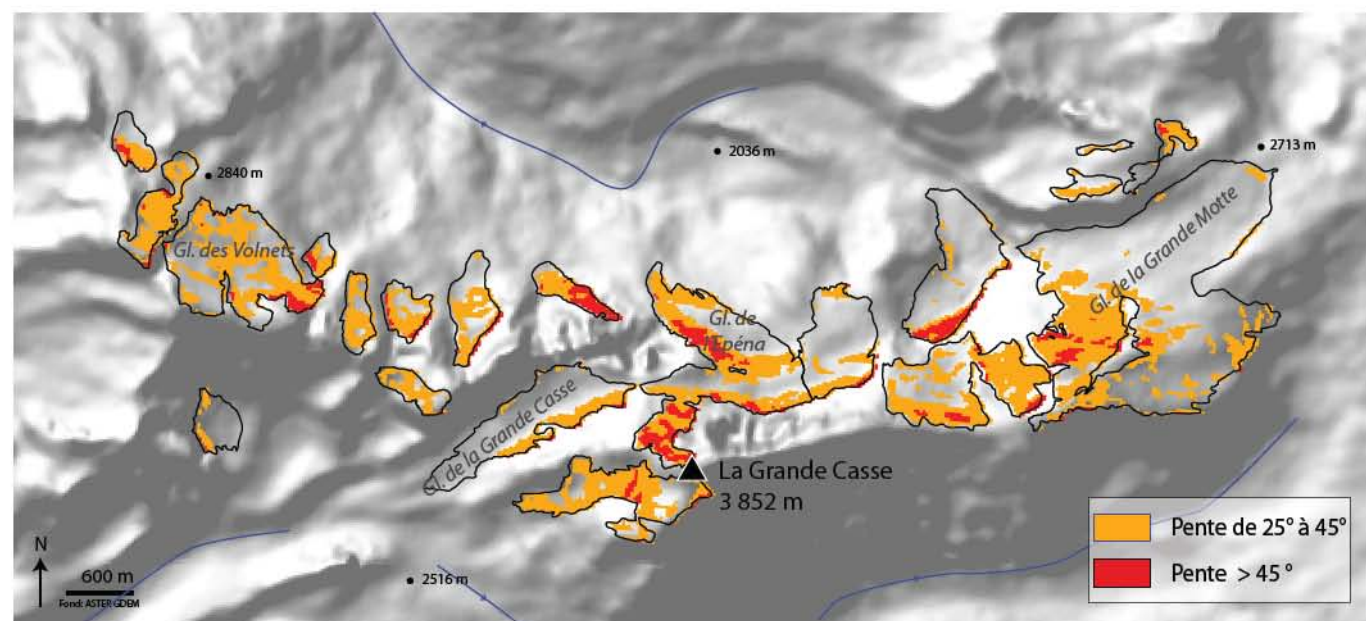


Fig.4-24 : Cartographie des secteurs susceptibles de provoquer des avalanches de séracs dans le groupe de la Grande Casse (Vanoise) : pente $> 25^\circ$ pour les glaciers tempérés (en orange), $> 45^\circ$ pour les glaciers à base froide (en rouge).

b. Déstabilisation des glaciers à base froide

Afin de mettre en évidence les glaciers à base froide qui peuvent être déstabilisés dans le contexte d'une hausse des températures, nous proposons ici de sélectionner les secteurs raides ($> 6500 \text{ m}^2$) à glace froide. Pour cela, nous croisons dans le logiciel de SIG les secteurs dont la pente est supérieure à 45° (Alean, 1985) avec les secteurs dont l'altitude excède 3000 m, altitude à partir de laquelle la température moyenne annuelle de la roche devient négative pour les versants nord du massif du Mont Blanc (F. Magnin, com. personnelle). La faible résolution du MNT utilisé (25 m) peut influencer la pente de chaque pixel : un travail de comparaison avec un MNT plus précis serait ici pertinent.

Une attention particulière doit être apportée aux glaciers raides et à base froide situés sur une crête, exposés aux flux de chaleur latéraux pouvant modifier rapidement leur température basale. Cet aspect devra être traité manuellement.

En croisant les pentes $> 45^\circ$ (secteur couvrant $> 6500 \text{ m}^2$) avec les secteurs situés à plus de 3000 m (Fig.4-25), 160 glaciers présentent des secteurs potentiellement déstabilisés en cas d'augmentation de la température de la glace et de modification des régimes thermiques à leur base. Dans 71 % des cas, les secteurs concernés (secteurs situés à plus de 3000 m et dont la pente est $> 45^\circ$) sont de petite taille ($< 0,02 \text{ km}^2$).

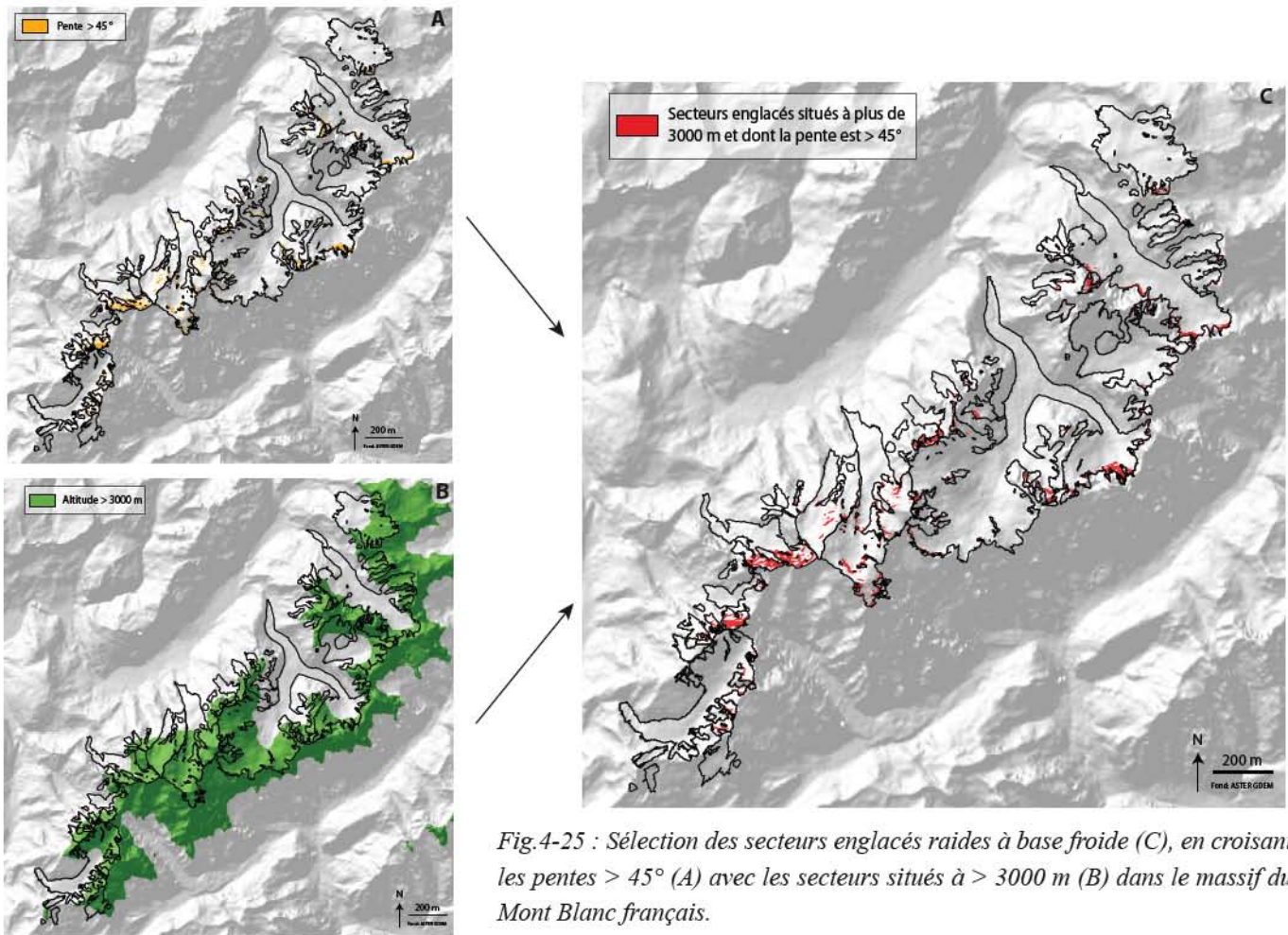


Fig.4-25 : Sélection des secteurs englacés raides à base froide (C), en croisant les pentes > 45° (A) avec les secteurs situés à > 3000 m (B) dans le massif du Mont Blanc français.

4.2.3 Mouvements de masse

a. Écroulement rocheux par décompression ou par dégradation du néo-permafrost

Les secteurs susceptibles d'être affectés par des écroulements rocheux du fait de la décompression postglaciaire récente correspondent aux parois rocheuses subverticales de plus de 30° (Harris *et al.*, 2001) qui étaient englacées au PAG. Ils sont déterminés en routine dans le SIG par la superposition de l'extension du glacier au PAG et la cartographie des parois. Une analyse structurale fine (lithologie, tectonique) devra ensuite compléter manuellement cette première approche semi-automatique afin d'affiner le zonage.

Cette méthode permet également de mettre en évidence les secteurs récemment désenglacés qui peuvent être soumis à la dégradation du néo-permafrost apparu avec la disparition du glacier, et qui peuvent être affectés par des écroulements rocheux.

Cette première approche reste cependant très simpliste, ne prenant pas en compte les nombreux autres facteurs qui influencent la stabilité des parois rocheuses (Fisher et Huggel, 2008 ; Fisher *et al.*, 2012).

L'extension des glaciers à la fin du PAG et le substratum au sein des marges proglaciaires ont été déterminés pour 275 glaciers des massifs du Mont Blanc, de la Vanoise et des Écrins (cf. chapitre 3.2). Dans 62 % des cas (170 glaciers), la disparition du glacier a libéré des zones de substratum > 6500 m² dont la pente est > 30°, susceptibles de voir se produire des écroulements rocheux (Fig.4-26).

Ce premier niveau de sélection peut servir de base à une étude géologique plus fine : en croisant ces

données avec les données vectorielles du BRGM, il serait envisageable d'accorder un degré de sensibilité aux écoulements rocheux en fonction de la nature de la roche. L'étude de Fisher *et al.* (2012) qui concerne les Alpes suisses ainsi que les secteurs adjacents de France et d'Italie, a montré que le granite produit des écoulements de volume assez réduit tandis que les gneiss et les calcaires sont associés à des événements plus volumineux, et que dans les secteurs récemment désenglacés, le gneiss est la roche la plus favorable aux écoulements.

Au-delà de ce premier niveau de sélection, il serait intéressant d'étudier la trajectoire potentielle d'un écoulement rocheux affectant les secteurs mis en évidence, et en particulier la présence de secteurs englacés ou de lacs le long de celle-ci. Mais faute de méthode simple pour déterminer cette trajectoire, une étude manuelle pourrait être réalisée afin d'estimer grossièrement cette trajectoire en tenant compte de la topographie du secteur et en identifiant parmi les secteurs mis en évidence lesquels sont situés à l'amont d'un lac ou d'un glacier.

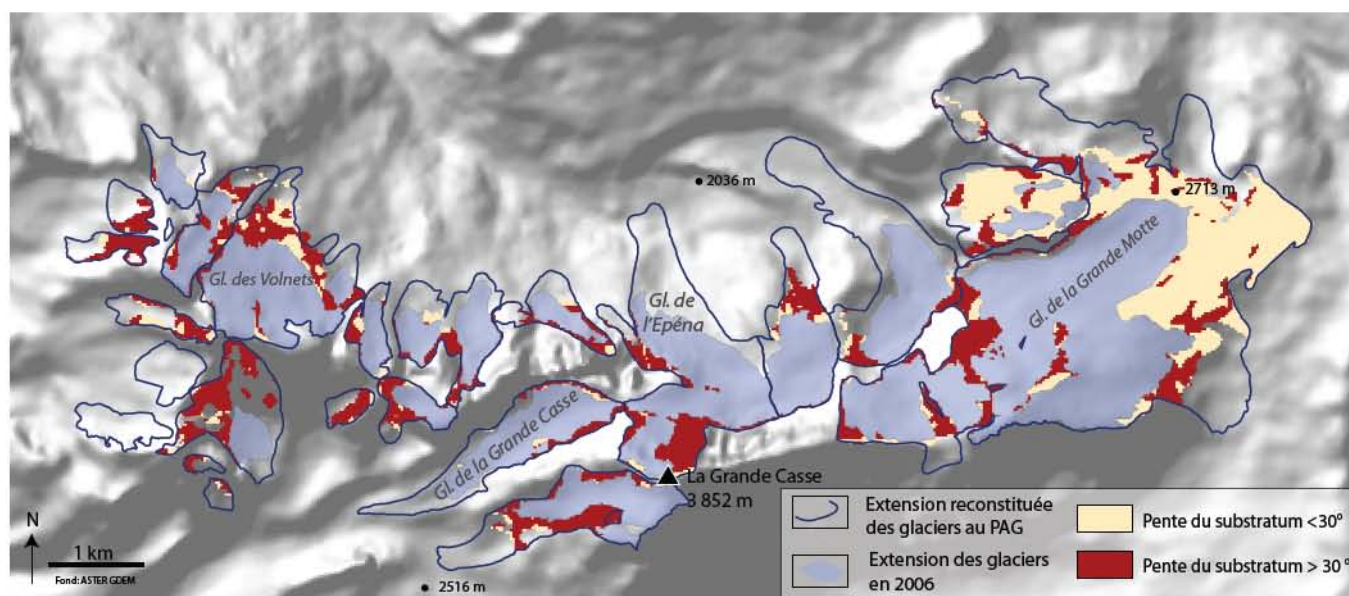


Fig.4-26 : Secteurs désenglacés depuis le PAG et de pente $> 30^\circ$ qui peuvent être favorables à des écoulements rocheux par décompression dans le groupe de la Grande Casse (Vanoise).

Schaub *et al.* (2012) ont travaillé sur les vagues provoquées par des avalanches de glace ou des écoulements rocheux qui atteignent les lacs glaciaires. Pour cela, ils proposent d'évaluer dans un premier temps la prédisposition des parois rocheuses à produire des écoulements, en croisant les informations de pente, d'englacement, de potentiel topographique, de présence du permafrost et de lithologie disponibles pour le bassin versant de chaque lac glaciaire (Tab.4-4). Les facteurs de prédisposition sont ensuite additionnés, fournissant un indice compris entre 1 et 5 qui permet de définir des classes de prédisposition à produire des écoulements rocheux.

Cette méthode serait facilement applicable à partir de notre jeu de données. Ce dernier, ainsi que les fonctionnalités du logiciel ArcGis permettent en effet de :

- Réaliser une carte des pentes $> 30^\circ$ depuis le MNT ;
- Mettre en valeur les secteurs qui ont été désenglacés depuis 1850 grâce à la couche d'extension des glaciers au PAG ;
- Déterminer la lithologie du substratum rocheux depuis les données vectorielles du BRGM et affecter à chaque famille de roches un facteur de sensibilité aux écoulements en se basant sur l'étude de Fischer *et al.* (2012).

Les données de Boeckli *et al.* (2012) permettent de déterminer les secteurs pour lesquels la présence probable de permafrost est $< 50\%$ ou $> 50\%$.

Le potentiel topographique ne peut pas être directement déterminé car il nécessite l'utilisation d'un modèle. Mais selon Y. Schaub (com. personnelle), c'est un modèle simple pour lequel le MNT est utilisé en donnée d'entrée.

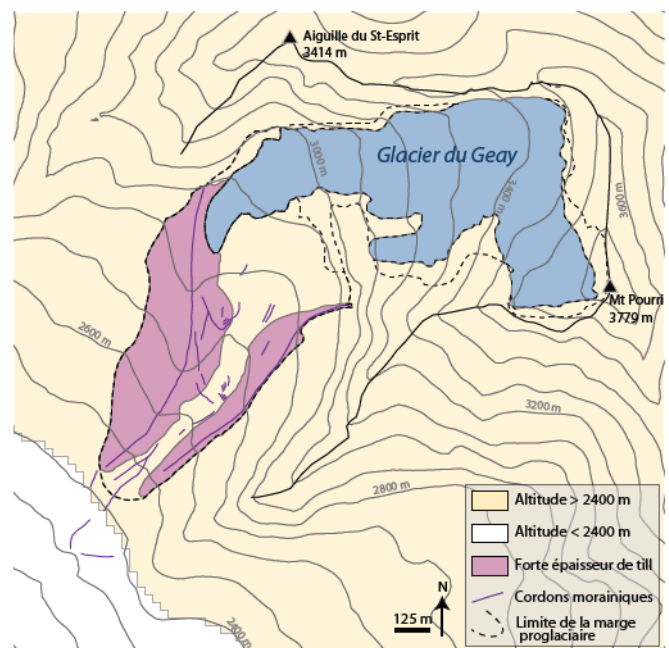
Facteurs de prédisposition	Indices associés	Bibliographie
Pente	$< 30^\circ = \text{exclu}$ $> 30^\circ = 1$	
Englacement	Récession depuis 1850 = 1	
Potentiel topographique	de Fort (= 1) à Faible (= 0,04)	Serraino, 2011
Permafrost	- Présence probable $< 50^\circ = 0$ - Présence probable $> 50^\circ = 1$	Boeckli <i>et al.</i> (2012)
Lithologie	- Conglomérats = 0 - Gneiss = 1 - Granite / diorite = 1 - Calcaire = 1 - Roches de la séquence métamorphique basique (amphibolite, serpentinite, schiste vert) = 1 - Schistes = 0	Fischer <i>et al.</i> (2012)

Tab.4-4 : Facteurs de prédisposition et indices associés utilisés par Schaub *et al.* (2012) pour déterminer la susceptibilité d'occurrence d'un écoulement rocheux au sein du bassin versant d'un lac glaciaire, dans le but de déterminer les secteurs dans lesquels le débordement ou la vidange d'un lac pourrait être provoqué par un écoulement rocheux.

b. Glissement dans une moraine

La fusion d'une lentille de glace contenue dans une moraine peut provoquer des glissements au sein de cette dernière. Nous proposons de localiser une partie des secteurs où ce type de phénomène est susceptible de se produire en identifiant les moraines héritées du PAG qui sont situées en contexte de permafrost. Actuellement stables, elles peuvent en effet être déstabilisées par la dégradation du permafrost avec l'élévation en cours de la température de l'air.

En utilisant l'altitude 2400 m comme limite inférieure du pergélisol discontinu (Morard *et al.*, 2009), et les épaisseurs de till continu avec formes construites cartographiés dans les marges proglaciaires, nous avons pu mettre en évidence les moraines susceptibles de subir des glissements dans le cas de la remontée en altitude de la limite du pergélisol (Fig.4-27). La plupart des grandes moraines héritées du PAG sont en partie ou totalement concernées, ce qui est normal puisque l'altitude minimale moyenne atteinte par les glaciers au PAG est de 2618 m (chapitre 3.2).



Tab.4-27: La racine des moraines PAG (forte épaisseur de till) > 2400 m du glacier du Geay (Vanoise) peut subir des glissements dans le cas de la remontée en altitude de du pergélisol.

4.2.4 Laves de débris

L'utilisation simplifiée et adaptée de la méthode proposée par Bonnet-Staub (2001) permet de déterminer "l'aptitude à la génération de laves" de débris dans les marges proglaciaires. La pente et les quantités de sédiments (ici, des tills) sont les deux principaux facteurs de prédisposition à la formation de laves de débris (Rickenmann et Zimmermann, 1993 ; Bonnet-Saub, 2001). La lithologie, l'érodabilité et la granulométrie interviennent également (Bonnet-Staub, 2001), mais nous considérons ici ces trois facteurs comme constants pour les tills, dans le but de simplifier la démarche et de l'appliquer à grande échelle.

L'épaisseur de till est classée de 1 à 3 (cf. chapitre 2.3), 3 correspondant à la plus grande susceptibilité d'engendrer une lave de débris:

- 1 = épaisseur discontinue ;
- 2 = épaisseur continue sans formes construites ;
- 3 = épaisseur continue avec formes construites ;

La pente des marges proglaciaires est classée de 1 à 3, 3 correspondant à la plus grande susceptibilité d'engendrer une lave de débris:

- 1 = pente < 10° ;
- 2 = pente entre 10 et 27° et > 38°;
- 3 = pente de 27 à 38°, correspondant aux inclinaisons classiquement rencontrées pour les laves de débris (Rickenmann et Zimmermann, 1993).

La combinaison des indices de pente et d'épaisseur de till donne un indice compris entre 2 et 6 permettant de définir trois classes d'aptitude à la génération de laves de débris (cf. Tab.4-5):

- 2 = faible ;
- 3 et 4 = moyenne ;
- 5 et 6 = forte.

		Épaisseur de till		
		Discontinue	Continue sans formes construites	Continue avec formes construites
Pente	< 10°	Faible	Moyenne	Moyenne
	10° - 27°	Moyenne	Moyenne	Forte
	27° - 38°	Moyenne	Forte	Forte
	> 38°	Moyenne	Moyenne	Forte

Tab.4-5 : Définition de trois classes d'aptitude à la génération de laves de débris (faible, moyenne et forte) en combinant les deux principaux facteurs de prédisposition, angle de pente et épaisseur de till mobilisable.

L'estimation de la propagation des laves de débris est une seconde étape nécessaire, mais qui n'a pas été étudiée ici.

La plupart des marges proglaciaires pour lesquelles les données sont disponibles présentent des secteurs dont l'aptitude à engendrer des laves de débris est moyenne ou forte. En effet, les moraines héritées du PAG, avec leur grand volume et dont l'âge récent explique qu'elles ont conservé de fortes pentes, sont très favorables à la formation de laves de débris.

Par exemple, la marge proglaciaire du glacier de l'Epéna (Vanoise ; Fig.4-28) mesure environ 1,5 km², dont 1 km² couvert de tills ; 27 % et 38 % de sa surface sont susceptibles d'engendrer des laves de débris, de

manière respectivement modérée et forte.

Le flanc externe de la moraine latérale droite, très long et concave, est incisé par de nombreuses laves de débris. Nous supposons que la plupart de celles-ci se sont produites au PAG, lorsque le glacier occupait ses moraines latérales, mais cela permet de montrer que la méthode proposée ici permet de détecter les secteurs susceptibles d'engendrer des laves de débris. Cependant, la carte des pentes ne laisse pas apparaître la forte pente des flancs des moraines latérales (du fait de la faible précision du MNT utilisé (25 m) ou des classes de pentes retenues), même si leur épaisseur permet de les intégrer à la classe "forte aptitude à la génération de laves de débris". L'utilisation d'un MNT plus précis permettrait d'affiner les résultats. D'autre part, la question de l'impluvium, c'est-à-dire la superficie nécessaire à la concentration des eaux conduisant au déclenchement d'une lave de débris, n'est pas prise en compte. A priori, l'impluvium potentiel est plus grand dans le secteur situé entre les moraines latérales qu'au niveau des moraines latérales elles-mêmes. La prise en compte de ce paramètre dans la démarche proposée modifierait sans doute les résultats obtenus : les secteurs entre les moraines latérales auraient probablement une aptitude à générer des laves plus fortes, particulièrement pour les secteurs où le till est d'épaisseur continue sans forme construite. Cela d'autant plus qu'il est situé directement à l'aval de roches apparentes qui ont tendance à concentrer les écoulements, et que l'écoulement des eaux glaciaires empruntent cette partie de la marge proglaciaire.

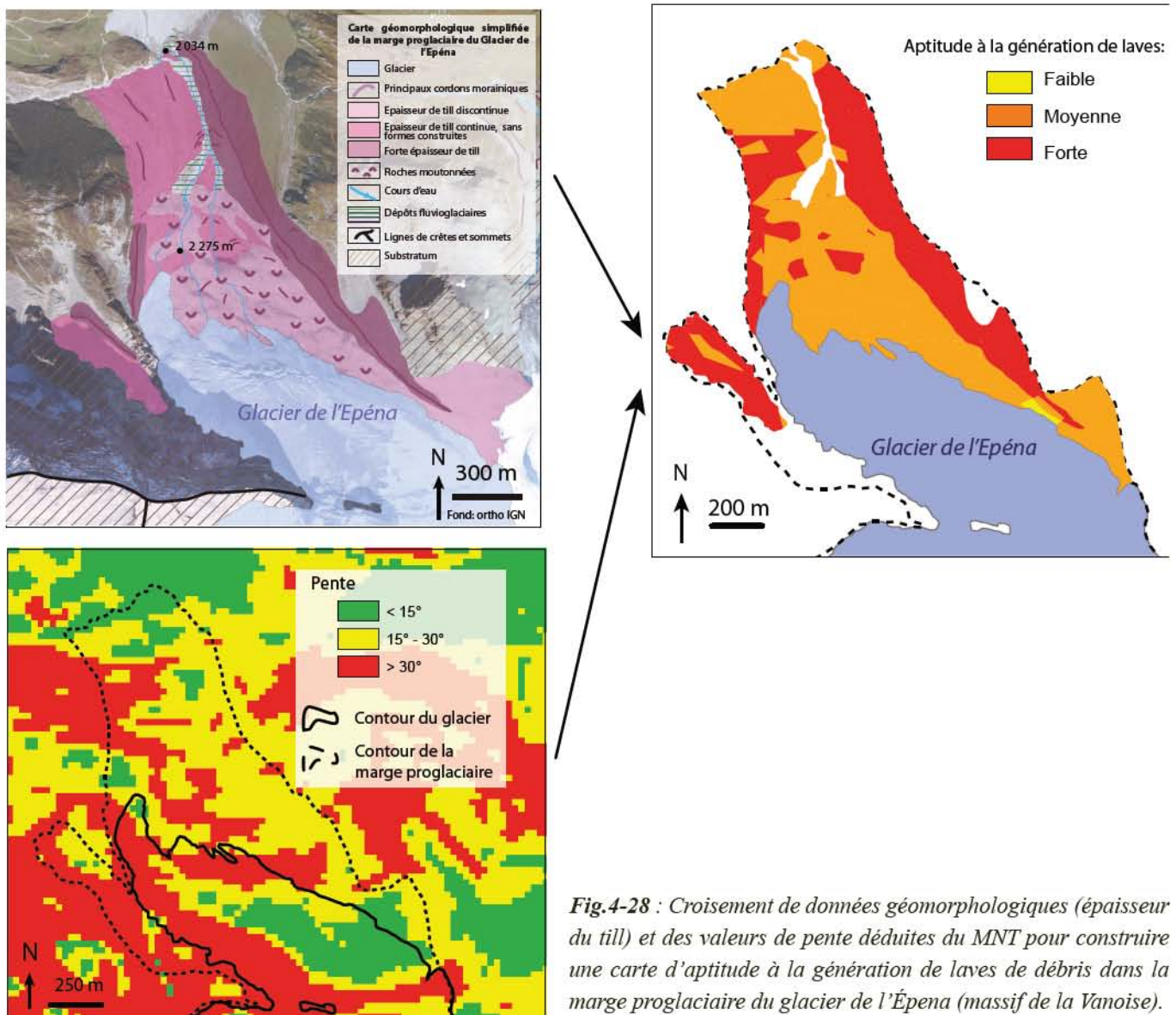


Fig.4-28 : Croisement de données géomorphologiques (épaisseur du till) et des valeurs de pente déduites du MNT pour construire une carte d'aptitude à la génération de laves de débris dans la marge proglaciaire du glacier de l'Épéna (massif de la Vanoise).

4.2.5 Chaîne d'aléas

a. Lacs et laves de débris

Vidange de lac et lave de débris sont souvent liés : une vidange de lac peut provoquer une lave de débris, ou une lave de débris qui atteint un lac peut provoquer son débordement.

Le croisement entre secteurs susceptibles d'initier des laves de débris (de manière modérée ou forte) et lacs > 5000 m² permet de déterminer les lacs qui se situent dans des environnements propices au déclenchement des laves de débris. Une zone de 100 m est appliquée autour des lacs afin de prendre en compte le fait que les laves de débris sont initiées dans les secteurs retenus, et qu'elles se déplacent ensuite vers l'aval.

Le croisement de la position des lacs > 5000 m² avec l'aptitude à la génération de laves de débris (moyenne et forte), identifie 17 lacs situés à moins de 100 m d'un secteur favorable au déclenchement d'une lave de débris (Tab.4-6), dont 9 à propension forte.

Glacier à l'origine du lac	Lac	Massif	Superficie du lac (m ²)	Type d'aléa
d'Arsine	d'Arsine_1	Ecrins	39 939	1 + 2
d'Arsine	d'Arsine_2	Ecrins	51 040	1 + 2
Supérieur des Cavales	du Pavé	Ecrins	79 280	1 + 2
de Séguret Foran	de l'Eychauda	Ecrins	151 048	1
Mer de Glace		Mont Blanc	7239	1 + 2
de la Grande Motte	des Nettes	Vanoise	35 913	1
de la Patinoire	de la Patinoire	Vanoise	32 106	1 + 2
de Gébroulaz		Vanoise	10 366	1 + 2
de Chavière		Vanoise	6284	1
des Fours		Vanoise	13 299	2
des Fours		Vanoise	7257	1 + 2
du Fond		Vanoise	32 600	1 + 2
de Polset	de Chavière	Vanoise	22 133	1 + 2
de Polset		Vanoise	7997	1 + 2
des sources de l'Isère		Vanoise	24 664	1 + 2
du Grand Col_1		Vanoise	14 696	1 + 2
Sommeiller		Vanoise	11 711	1 + 2

Tab.4-6 : Lacs situés dans un environnement favorable ($\leq 100\text{m}$) à la génération de laves de débris. Les lacs indiqués en rouge sont à proximité d'un ou plusieurs secteurs susceptibles d'engendrer des laves de débris de manière forte, ceux en orange, de manière modérée. 1 = lave de débris à débordement du lac ; 2 = vidange de lac à lave de débris dans du till.

b. Débordement ou vidange de lac provoqué par un écoulement rocheux

La seconde étape de la méthode de Schaub *et al.* (2012) proposée en 4.2.3 applique la méthode permettant de déterminer la susceptibilité d'occurrence d'écroulements rocheux à un bassin versant glaciaire. En déduisant l'extension du bassin versant de chaque lac répertorié en 2006-2009 cette méthode serait également applicable à partir de notre jeu de données.

Un travail en collaboration avec l'Université de Zürich serait intéressant pour approfondir cette question de

la concomitance entre lacs glaciaires et secteurs pouvant être à l'origine d'éroulements rocheux. Une telle collaboration serait d'autant plus intéressante que l'étude réalisée par Schaub *et al.* (2012) demande à être validée, et que nous avons toutes les données nécessaires pour cela.

Les méthodes pour obtenir un premier niveau de sélection des secteurs glaciaires et récemment désenglacés susceptibles de produire des phénomènes d'instabilités ont été présentées dans ce chapitre. Bien que tous les aléas identifiés dans la typologie du chapitre 4.1 n'aient pu faire l'objet d'un traitement, plusieurs ont été traités, permettant l'identification de :

- Lacs glaciaires potentiellement dangereux ;
- Secteurs dans lesquels sont susceptibles de se développer de nouveaux lacs glaciaires;
- Glaciers susceptibles de produire des avalanches de séracs ;
- Glaciers susceptibles d'être déstabilisés ;
- Secteurs sujets aux éroulements rocheux et aux glissements au sein des moraines ;
- Secteurs ayant une aptitude moyenne ou forte à engendrer des laves de débris.

Certains secteurs qui mériteraient une attention particulière ont ainsi été mis en évidence. L'étude des trajectoires empruntées par les laves de débris, les laves torrentielles, les avalanches de séracs, etc. n'a pas été abordée ici, mais doit nécessairement venir compléter cette étude. De même, la question de la vulnérabilité, non prise en compte dans notre étude, est indispensable pour une application à la gestion des risques.

Bien que préliminaire, l'étude présentée ici permet d'illustrer de manière concrète une utilisation possible des données collectées dans l'inventaire actuel et passé des glaciers et des marges proglaciaires des Alpes françaises.

Conclusion générale

Les glaciers de l'arc alpin subissent un retrait généralisé avec une diminution de leur volume depuis la fin du PAG, et cette tendance s'accélère. Dans le contexte actuel d'élévation de la température et du fait des nombreux enjeux auxquels ils sont associés (eau potable, hydroélectricité, agriculture, tourisme, aléas), l'amélioration de leur suivi apparaît indispensable. Le développement des logiciels de SIG et l'amélioration des données sources et des techniques de cartographie ont permis le développement d'inventaires de glaciers. Ils complètent les séries de mesures réalisées sur quelques glaciers sélectionnés et contribuent à la connaissance de l'état et de l'évolution d'un ensemble régional de glaciers.

Les seules données qui existaient jusqu'à présent pour l'ensemble des glaciers des Alpes françaises dataient du début des années 1970. Au vu du retrait glaciaire au cours des quatre dernières décennies, il devenait indispensable de mettre à jour ces données et de les rendre facilement utilisables. Notre inventaire diachronique de ces glaciers a cartographié leur extension à trois dates :

- La fin du PAG, en croisant documents anciens et données géomorphologiques acquises sur le terrain et par photo-interprétation. L'inventaire concerne les massifs du Mont Blanc, de la Vanoise et des Ecrins, soit plus de 90 % de l'englacement de l'époque ;
- 1967-1971, à partir des premières éditions des cartes topographiques 1 :25 000 de l'IGN ;
- 2006-2009, à partir des orthophotographies haute résolution de l'IGN.

Les données de l'extension des glaciers et géomorphologiques sont accessibles aux formats SIG (.shp), .kml (*Google Earth*) et .xls (tableur).

La superficie des glaciers était de 275 km² en 2006-2009, 369 km² en 1967-1971, et 544 km² à la fin du PAG pour les massifs du Mont Blanc, de la Vanoise et des Ecrins. Les glaciers des Alpes françaises se sont donc régulièrement contractés – tout en devenant plus nombreux du fait de leur morcellement (Tab.1). Ils sont aujourd'hui très majoritairement de petite taille (471 glaciers <0,5 km² ; 20 glaciers seulement > 2,5 km²) et exposés NW, N et NE, tandis qu'une couverture détritique supraglaciaire continue occupe > 10 % de leur superficie.

	Fin du PAG	1967-1971	2006-2009	
Superficie totale englacée (km ²)	543,9	369,2	275,4	
Nombre de glaciers	488	538	581	
Valeurs moyennes	Superficie (km ²)	1,11	0,68	0,47
	Longueur (km)	-	1,05	0,8
	Pente (°)	-	30	30
	Altitude frontale (m)	2618	2725	2840
	Altitude maximale (m)	3264	3229	3210
	Altitude moyenne (m)	-	2968	3019
Exposition majoritaire	NW, N, NE	NW, N, NE	NW, N, NE	

Tab.1 : Principales caractéristiques des glaciers des Alpes françaises pour la fin du PAG, 1967-1971 et 2006-2009.

L'étude à ces trois dates de l'ensemble des glaciers, puis par massif, classes de taille et exposition, a permis de quantifier le retrait glaciaire et l'évolution des principales caractéristiques des glaciers à l'échelle régionale puis individuelle. Les glaciers des massifs du Mont Blanc, de la Vanoise et des Ecrins (96 % de la superficie englacée actuelle des Alpes françaises) ont ainsi perdu 49,3 % de leur superficie entre la fin du PAG et 2006-2009, et ceux des Alpes françaises, 25,4 % entre 1967-1971 et 2006-2009. Le taux de retrait glaciaire a été 2,3 fois plus élevé entre 1967-1971 et 2006-2009 qu'entre la fin du PAG et 1967-1971. Ce retrait varie selon les massifs, la taille des glaciers et leur exposition : il est maximal pour les glaciers des massifs les plus méridionaux, de petite taille et exposés E, SE et S. A l'échelle individuelle, les glaciers ont perdu en moyenne 52 % de leur superficie, 115 disparaissant même entre 1967-1971 et 2006-2009. Les plus affectés sont les petits glaciers, situés dans les parties méridionale et occidentale des Alpes françaises, les glaciers les plus raides (parmi ceux $<40^\circ$) exposés E, SE et S, aux altitudes minimale élevée et moyenne et maximale basses. L'analyse du retrait glaciaire des 40 dernières années suggère qu'il est contrôlé par une combinaison des paramètres superficie, longueur et altitude maximale.

Enfin, le lien entre retrait glaciaire et élévation de la température est nuancé selon les massifs, du fait de la variabilité de leur élévation, de la taille et de l'hypsométrie de leurs glaciers, des précipitations et de la température moyenne annuelle. La dynamique des glaciers des Alpes françaises est similaire à celle du reste des Alpes.

Les données de nos inventaires des glaciers et des marges proglaciaires peuvent être utilisées pour évaluer la prédisposition actuelle et future des secteurs glaciaires et récemment déglacés à l'occurrence d'aléas. Des méthodes simples permettent d'identifier les lacs glaciaires potentiellement instables, les secteurs englacés favorables à la formation de futurs lacs, au déclenchement d'avalanches de séracs ou susceptibles d'être déstabilisés en masse, et les marges proglaciaires favorables à l'occurrence de glissements ou de laves de débris.

Les données réunies dans notre inventaire diachronique des glaciers des Alpes françaises et de leurs marges proglaciaires pourront être utilisées pour des études ultérieures de différents types. Pour prolonger notre travail, trois directions devraient être suivies :

- **Enrichir la base de données.** L'extension des glaciers à la fin du PAG devra être reconstituée pour les cinq massifs pour lesquels ce travail n'a pas été réalisé de manière exhaustive – seule la cartographie géomorphologique du massif des Grandes Rousses est bien avancée.

Faute de temps, certaines informations n'ont pu être élaborées puis intégrées à la base de données, comme la perte de superficie de chaque glacier depuis le PAG ou leur longueur à la fin du PAG, pour laquelle il serait pertinent d'appliquer la méthode automatique développée par Le Bris et Paul (2013) pour les glaciers sans morcellement majeur. Les données vecteur du BRGM sur la lithologie pourraient également être intégrées aux données géomorphologiques.

La base de données pourrait également être enrichie avec la superficie réelle, différente de la superficie projetée car tenant compte de la pente, ou par la reconstitution de l'hypsométrie aux différentes dates, qui permettrait le calcul des volumes de glace et de l'altitude de la LEG – ce qui nécessite une réflexion sur la méthode à utiliser.

L'ajout à notre inventaire de dates supplémentaires pour l'ensemble des glaciers des Alpes françaises

serait évidemment très utile, comme d'y intégrer les données sur les extensions passées de la couverture détritico-supraglaciaire afin d'étudier son évolution en relation avec celle du bilan de masse glaciaire. Enfin, il conviendrait de centraliser dans un SIG tous les travaux antérieurs (e.g. Wetter, 1987 ; Sitzmann, 1961 ; Mansoux et Maugendre, 1997 ; Nussbaumer, 2006 ; Perrel, 2012) qui contiennent de nombreuses données sur l'extension des glaciers, en évaluant leur qualité et sous réserve de connaître la méthode et les documents sources utilisés.

- **Approfondir l'analyse des données.** L'étude statistique de l'évolution des glaciers selon les classes de taille est contrainte par l'évolution de l'échantillon. La rétraction et le morcellement des glaciers ont en effet modifié leur nombre dans chaque classe de taille, rendant délicate la comparaison des jeux de données d'une date à l'autre, surtout quand ils comportent peu d'objets. Une étude centrée sur un échantillon fixe de glaciers sélectionnés pour leur représentativité serait pertinente afin d'éliminer ce biais.

Faute de compétences, nous n'avons réalisé qu'une analyse statistique simple de nos données. Il serait nécessaire de la poursuivre, avec en particulier des analyses en composante principale (ACP) des facteurs favorisant le retrait glaciaire. De même, l'analyse du contrôle des facteurs topographiques et climatiques sur la différence de retrait glaciaire entre massifs pourrait être approfondie en intégrant des paramètres comme la LEG ou l'encaissement des vallées.

La cartographie des glaciers des Alpes françaises et l'analyse de leur évolution s'interrompent à la frontière, excluant certains versants montagneux. Ainsi, les glaciers des versants suisse et italien du massif du Mont Blanc n'ont pas été pris en compte, ce qui introduit un biais dans l'étude et la prise en compte des orientations des glaciers. Il en est de même en Vanoise avec le versant est de « la dorsale frontière » (R. Vivian), ce qui exclut de petits glaciers mais aussi celui du Rutor (8,4 km² en 2005). Il faudrait à l'avenir intégrer les données des collègues de la FMS et du CNR IRPI afin que l'échantillon des glaciers des massifs du Mont Blanc et de la Vanoise soit représentatif de tous leurs types (ex : grands glaciers noirs du Val Veny) et expositions.

Nos résultats ont été rapidement comparés à ceux obtenus dans d'autres secteurs des Alpes. Notre comparaison avec les autres glaciers des Alpes pourrait être étendue à d'autres montagnes du monde pour lesquelles il existe des données pour les mêmes périodes.

- **La reconnaissance des aléas d'origine glaciaire potentiels.** Elle n'a été abordée que de manière succincte à travers une synthèse bibliographique et des propositions méthodologiques pour détecter les secteurs rendus potentiellement instables par le retrait glaciaire. Ces méthodes devront être approfondies et leurs résultats croisés avec l'analyse des vulnérabilités et des enjeux pour proposer des cartes de risques dont la pertinence sera validée par la combinaison du recensement et de l'étude des aléas antérieurs avec les approches modélisatrices.

Références Bibliographiques

A

- Abermann, J., Lambrecht A., Fischer A., Kuhn M., 2009. Quantifying changes and trends in glacier area and volume in the Austrian Otztal Alps (1969–1997–2006). *Changes* 3: 415–441.
- Adams-Reilly, A., 1864. A rough survey of the chain of Mont Blanc. *Alpine Journal* 1: 257–74.
- Agliardi, F., G. Crosta, A. Zanchi., 2001. Structural constraints on deep-seated slope deformation kinematics. *Engineering Geology* 59 (1): 83–102.
- Ajassa R., Brancucci C., 1993. Il catasto dei ghiacciai italiani. C.G.I., Torino.
- Alean, J., 1984. Untersuchungen über Entstehungsbedingungen und Reichweiten von Eislawinen. *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie an der Eidgenössischen Technischen Hochschule (Zürich)* (71).
- Alean, J., 1985. Ice avalanches: some empirical information about their formation and reach. *Journal of Glaciology* 31 (109): 324–333.
- Aliprandi, G., Aliprandi L., 2000. La découverte du Mont Blanc. In *L'Alpe n°7, Cartographier la Montagne*, Glénat: 35–50.
- Aliprandi, L., Aliprandi G., 2000. *La découverte du Mont-Blanc par les cartographes, 1515-1925*. Art dans les Alpes. Ivrea, Italie: Priuli & Verlucca. Aliprandi, G., L. Aliprandi., 2005. *Les grandes Alpes dans la cartographie, 1482-1885. Volume I: Histoire de la cartographie alpine*. Libris, Grenoble.
- Aliprandi, G., Aliprandi L., 2007. *Les grandes Alpes dans la cartographie, 1482-1885. Volume II: La cartographie des grands massifs alpins*. Libris, Grenoble.
- Allen, S. K., Schneider D., Owens I.F., 2009. First approaches towards modelling glacial hazards in the Mount Cook region of New Zealand's Southern Alps. *Natural Hazards Earth System Sciences* 9 (2): 481–499.
- Allix, A., 1927. Observations glaciologiques faites en Dauphiné jusqu'en 1924. *Études glaciologiques*, tome VI: 1–138.
- Allix, A., 1929. Un pays de haute montagne: l'Oisans, étude géographique. A. Colin, Paris, 915 pp.
- Andreassen, L.M., Paul F., Käab A., Hausberg J.E., 2008. Landsat-derived glacier inventory for Jotunheimen, Norway, and deduced glacier changes since the 1930s. *The Cryosphere* 2 (2): 131–145.
- Arendt, A.A., Echelmeyer K.A., Harrison W.D., Lingle C.S., Valentine V.B., 2002. Rapid Wastage of Alaska Glaciers and Their Contribution to Rising Sea Level. *Science* 297 (5580): 382–386. doi:10.1126/science.1072497.
- Arendt, A., Bolch T., Cogley J.G., Gardner A., Hagen J.O., Hock R., Lund J., 2012. Randolph Glacier Inventory [v1. 0]: A dataset of global glacier outlines. Global Land Ice Measurements from Space, Boulder Colorado, USA. Digital Media.
- Arnaud, F., 1904. *Appendice complémentaire et rectificatif de la carte d'Etat-Major des bassins de l'Ubaye et du Haut-Verdon*. Chez l'auteur, Barcelonette.
- Assier, A., 1993. *L'englacement des Alpes du Sud franco-italiennes du PAG à la fin du XXe siècle*. Thèse de doctorat, UJF, Grenoble. 487 pp.
- Assier, A., 1996. *Glaciers et glaciers rocheux de l'Ubaye*. Association Sabença de la Valeia. Barcelonette.
- Auer, I., Böhm R., Jurkovic A., Lipa W., Orlik A., Potzmann R., Schöner W., 2007. HISTALP—historical instrumental climatological surface time series of the Greater Alpine Region. *International Journal of Climatology* 27 (1): 17–46. doi:10.1002/joc.1377.
- Augustinus, P.C., 1995. Glacial valley cross-profile development: the influence of in situ rock stress and rock mass strength, with examples from the Southern Alps, New Zealand. *Geomorphology* 14 (2): 87–97. doi:10.1016/0169-555X(95)00050-X.

B

- Bahr D.B., Meier M.F., Peckman S.D., 1997. The physical basis of glacier volume-area scaling. *Journal of Geophysical Research* 102 (B9): 355–362.
- Ballantyne, C.K., 2002. Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews* 21 (18-19): 1935–2017. doi:10.1016/S0277-3791(02)00005-7.

- Barnett, T.P., Adam J.C., Lettenmaier D.P., 2005. Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions. *Nature* 438 (17): 303–309. doi:10.1038/nature04141.
- Barry, R.G., 2006. The status of research on glaciers and global glacier recession: a review. *Progress in Physical Geography* 30 (3): 285–306. doi:10.1191/0309133306pp478ra.
- Bauder, A., Funk M., Huss M., 2007. Ice-volume changes of selected glaciers in the Swiss Alps since the end of the 19th century. *Annals of Glaciology* 46 (1): 145–149.
- Beniston M., Rebetez M., Giorgi F., Marinucci R., 1994. An analysis of regional climate change in Switzerland. *Theoretical and Applied Climatology*, 49: 135–159.
- Beniston, M., 2005. Mountain Climates and Climatic Change: An Overview of Processes Focusing on the European Alps. *Pure and Applied Geophysics* 162 (8-9): 1587–1606. doi:10.1007/s00024-005-2684-9.
- Benn, D., Evans. D.J.A., 2010. *Glaciers & glaciation*. Oxon (Royaume-Uni), Royaume-Uni: Hodder education.
- Bernard, C., 1910. Programme et méthodes applicables à l'étude d'un grand glacier. *Études glaciologiques, Tome II*. Imprimerie Nationale, Paris.
- Berthaut, H., 1899. *La carte de France 1750-1898, Etude historique*. Vol.II. Imprimerie du service géographique.
- Berthier, E., Arnaud Y., Baratoux D., Vincent C., Rémy F., 2004. Recent rapid thinning of the “Mer de Glace” glacier derived from satellite optical images. *Geophysical Research Letters* 31 (17): L17401.
- Berthier, E., Arnaud Y., Kumar R., Ahmad S., Wagnon P., Chevallier P., 2007. Remote sensing estimates of glacier mass balances in the Himachal Pradesh (Western Himalaya, India). *Remote Sensing of Environment* 108 (3): 327–338. doi:10.1016/j.rse.2006.11.017.
- Biancotti, A., Motta, L., 2000. L'evoluzione recente ed attuale dei ghiacciai italiani. *Bollettino geofisico* a. XXIII 3-4, 27-35.
- Bishop, M.P., Bonk R., Kamp U., Shroder J.F., 2001. Terrain analysis and data modeling for alpine glacier mapping. *Polar Geography* 25 (3): 182–201. doi:10.1080/10889370109377712.
- Bishop, M.P., Olsenholler J.A., Shroder J.F., Barry R.G., Raup B.H., Bush A.B.G., Copland L., 2004. Global Land Ice Measurements from Space (GLIMS): Remote Sensing and GIS Investigations of the Earth's Cryosphere. *Geocarto International* 19 (2): 57–84. doi:10.1080/10106040408542307.
- Bless, R., 1984. Beiträge zur Spät- und Post-glazialen Geschichte der Gletscher im Nordöstlichen Mont Blanc Gebiet. *Physische Geographie* 15.
- Boeckli, L., Brenning A., Gruber S., Noetzli J., 2012. Permafrost distribution in the European Alps: calculation and evaluation of an index map and summary statistics. *The Cryosphere* 6 (4): 807–820. doi:10.5194/tc-6-807-2012.
- Böhm, R., Jones P.D., Hiebl, J., Frank, D., Brunetti, M., Maugeri, M., 2009. The early instrumental warm-bias: a solution for long central European temperature series 1760–2007. *Climatic Change*. 101, 41–67. doi:10.1007/s10584-009-9649-4.
- Bolch, T., Kamp U., 2006. Glacier mapping in high mountains using DEMs, Landsat and ASTER data. *Grazer Schriften der Geographie und Raumforschung* 41: 37–48.
- Bolch, T., Buchroithner M. F., Kunert A., Kamp U., 2007. Automated delineation of debris-covered glaciers based on ASTER data. In *Geoinformation in Europe (Proc. of 27th EARS el Symposium, 04-07 June 2007)*, Bozen, Italy, 403–410.
- Bolch, T., Menounos B., Wheate R., 2010. Landsat-based inventory of glaciers in western Canada, 1985–2005. *Remote Sensing of Environment* 114 (1): 127–137.
- Bolch, T., Peters J., Yegorov A., Pradhan B., Buchroithner M., Blagoveshchensky V., 2011. Identification of potentially dangerous glacial lakes in the northern Tien Shan. *Natural Hazards* 59 (3): 1691–1714. doi:10.1007/s11069-011-9860-2.
- Bonnet-Staub, I., 2001. Une méthodologie d'analyse et de cartographie de l'aléa “initiation de laves torrentielles” – Application au torrent du Bragousse (France). *Bulletin of Engineering Geology and the Environment* 59 (4): 319–327.
- Bourrit, M.T., 1787. *Nouvelles descriptions des glaciers, vallées de glace et glaciers qui forment la grande chaîne des Alpes de Savoie, de Suisse et d'Italie*. 3 vols. Genève.

- Bosson J.-B., Lambiel C., Deline P., Bodin, X., Schoeneich P. Gardent, M. Baron, Baron L., *soumis*. Ground ice occurrence in high-mountain proglacial areas since the Little Ice Age and its influence on geomorphic dynamics: the case of Rognes and Pierre Ronde proglacial areas (Mont Blanc range, France)
- Braithwaite, R.J., 2002. Glacier mass balance: the first 50 years of international monitoring. *Progress in Physical Geography* 26 (1): 76–95. doi:10.1191/0309133302pp326ra.
- Braithwaite, R.J., 1984. Can the mass balance of a glacier be estimated from its equilibrium-line altitude? *Journal of Glaciology* 30 (106): 364–368.
- Braithwaite, R.J., Raper S.C.B., 2002. Glaciers and their contribution to sea level change. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C* 27 (32): 1445–1454.
- Bruce, R.H., Cabrera G.A., Leiva J.C., Lenzano L.E., 1987. The 1985 surge and ice-dam of Glaciar Grande del Nevado del Plomo, Argentina. *Journal of Glaciology* 33 (113): 131–132.
- Burki, V., Hansen L., Fredin O., Andersen T.A., Beylich A.A., Jaboyedoff M., Larsen E., TøNnesen J.F., 2010. Little Ice Age advance and retreat sediment budgets for an outlet glacier in western Norway. *Boreas*. doi:10.1111/j.1502-3885.2009.00133.x.
- C**
-
- Carlson, B.Z., 2013. *Dynamic habitat filtering of species distribution models in the Chamonix Valley*. Mémoire de Master 2, UJF, Grenoble.
- Carrara, A., Crosta G., Frattini P., 2008. Comparing models of debris-flow susceptibility in the alpine environment. *Geomorphology* 94 (3-4): 353–378. doi:10.1016/j.geomorph.2006.10.033.
- Carturan, L., Filippi R., Seppi R., Gabrielli P., Nartarnicola C., Bertoldi L., Paul F., 2013. Area and volume loss of the glaciers in the Ortles-Cevedale group (Eastern Italian Alps): controls and imbalance of the remaining glaciers. *The Cryosphere Discussions* 7 (1): 267–319. doi:10.5194/tcd-7-267-2013.
- Casty, C., Wanner H., Luterbacher J., Esper J., Böhm R., 2005. Temperature and precipitation variability in the European Alps since 1500. *International Journal of Climatology* 25: 1855–1880. doi:10.1002/joc.1216.
- Chappart, G., Reynard N., 2007. La carte topographique française de 1887 à nos jours. *CFC* 191: 53-67.
- Chen, J., Ohmura A., 1990. Estimation of Alpine glacier water resources and their change since the 1870s. Proceeding of two Lausanne Symposia, Auguste 1990. *IAHS Publ.* 193: 127–135.
- Chen, J. L., Wilson C.R., Tapley B.D., 2006. Satellite Gravity Measurements Confirm Accelerated Melting of Greenland Ice Sheet. *Science* 313 (5795): 1958–1960. doi:10.1126/science.1129007.
- Chiarle, M., Iannotti S., Mortara G., Deline P., 2007. Recent debris flow occurrences associated with glaciers in the Alps. *Global and Planetary Change* 56 (1-2): 123–136.
- Chiarle, M., Mortara G., 2008. Géomorphological impact of climate change on alpine glacial and periglacial areas - Examples of processes and description of research needs. *INTERPRAEVENT 2008 - Conference Proceedings* vol.2.
- Chueca, J., Julián A., 2004. Relationship between solar radiation and the development and morphology of small cirque glaciers (Maladeta Mountain massif, Central Pyrenees, Spain). *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 86 (1): 81–89.
- CIPRA (Commission Internationale pour la protection des Alpes), 2011. La gestion de l'eau face au changement climatique. <http://www.cipra.org/fr/alpmedia/dossiers/23>.
- Citterio, M., Diolaiuti G., Smiraglia C., D'Agata C., Carnielli T., Stella G., Siletto G.B., 2007. The fluctuations of Italian glaciers during the last century: a contribution to knowledge about Alpine glacier changes. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 89 (3): 167–184.
- Citterio, M., Paul F., Ahlstrom A.P., Jepsen H.F., Weidick A., 2009. Remote sensing of glacier change in West Greenland: accounting for the occurrence of surge-type glaciers. *Annals of Glaciology* 50 (53): 70–80.
- Clague, J.J., Evans S.G., 2000. A review of catastrophic drainage of moraine-dammed lakes

- in British Columbia. *Quaternary Science Reviews* 19 (17-18): 1763–1783.
- ClimChAlp., 2008. *Changement climatiques dans les Alpes: impacts et risques naturels*. Rapport Technique n°1 de l'ONERC.
- CNR-CGI., 1961. *Catasto dei ghiacciai italiani*. C.G.I., Torino, 4 volumi.
- Cogley, J.G., 2009. A more complete version of the World Glacier Inventory. *Annals of Glaciology* 50 (53): 32–38.
- Cogley, J.Graham., 2008. Extended format for the world glacier inventory. *Trent Technical Note* 1. <http://people.trentu.ca/~gcogley/glaciology/ttn200501.pdf>.
- Cogley, J.G., R. Hock, L.A. Rasmussen, A.A. Arendt, A. Bauder, R.J. Braithwaite, P. Jansson, G. Kaser, M. Möller, L. Nicholson M. Zemp., 2011. *Glossary of Glacier Mass Balance and Related Terms*. IHP-VII Technical Documents in Hydrology n°86, IACS Contribution n° 2, UNESCO-IHP, Paris.
- Collicard, J.P., 1971. *Etude glacio-morphologique de la vallée du Doron de Champagne (Parc National de la Vanoise)*. TER, IGA, Université de Grenoble.
- Copland, L. 2011., Retreat / Advance of Glaciers. In *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*. V.P. Singh et U.K. Haritashya (Eds). Springer. 1253 pp.
- Cossart E., 2002. Les écroulements rocheux dans la vallée de la Clarée (Briançonnais, Hautes Alpes), une origine paraglacière ? *Environnements périglaciaires* 9 : 21-40.
- Cossart E., 2005. *Evolution géomorphologique du haut bassin durancien (Alpes du Sud, France) depuis la dernière glaciation - Contribution à la compréhension du fonctionnement du système paraglacière*. Thèse de doctorat, Université Paris 7.
- Cossart, E., M. Fort, V. Jomelli, D. Grancher., 2006. Les variations glaciaires en Haute-Durance (briançonnais, Hautes-Alpes) depuis la fin du XIXe siècle: Mise au point d'après les documents d'archives et la lichénométrie. *Quaternaire* 17 (1): 75–92.
- Cossart, E., R. Braucher, M. Fort, D.L. Boulès, J. Carcaillet., 2008. Slope instability in relation to glacial debuitressing in alpine areas (Upper Durance catchment, southeastern France): Evidence from field data and ¹⁰Be cosmic ray exposure ages. *Geomorphology* 95 (1-2): 3–26. doi:10.1016/j.geomorph.2006.12.022.
- Coutterand, S., 2010. *Etude géomorphologique des flux glaciaires dans les Alpes Nord-occidentales au Pléistocène récent, du maximum de la dernière glaciation aux premières étapes de la déglaciation*. Thèse de doctorat, Université de Savoie. 468 pp.
- Csatho, B.M., Van Der Veen C.J., Tremper C.M., 2005. Trimline mapping from multispectral Landsat ETM+ imagery. *Géographie physique et Quaternaire* 59 (1).

D

- De Saussure, H.B., 1779. *Voyages dans les Alpes, précédés d'un essai sur l'histoire naturelle des environs de Genève*. 4 vols. Neuchâtel.
- Debeer, C.M., Sharp M.J., 2007. Recent changes in glacier area and volume within the southern Canadian Cordillera. *Annals of Glaciology* 46 (1): 215–221.
- Delaloye, R., 2004. *Contribution à l'étude du pergélisol de montagne en zone marginale*. Thèse, Université de Fribourg. 240 pp.
- Deline, P., 2001. Recent Brenva rock avalanches (valley of Aosta): new chapter in an old story? *Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quat.* V: 55-63.
- Deline, P., 2002. *Étude géomorphologique des interactions entre écroulements rocheux et glaciers dans la haute montagne alpine: le versant sud-est du massif du Mont-Blanc (Vallée d'Aoste, Italie)*. Thèse de doctorat, Université de Savoie.
- Deline, P., 2009. Interactions between rock avalanches and glaciers in the Mont Blanc massif during the late Holocene. *Quaternary Science Reviews* 28 (11-12): 1070–1083. doi:10.1016/j.quascirev.2008.09.025.
- Demuth, M., Pinard V., Pietroniro A., Luckman A., Hopkison C., Dornes P., Comeau L., 2008. Recent and past-century variations in the glacier resources of the Canadian Rocky Mountains: Nelson river system. *Terra Glacialis, Special Issue: Mountain Glaciers and Climate Changes of the Last Century*: 27–52.
- Deroin, J.P., Condom T., 2007. Retrait séculaire des glaciers locaux de montagne: un exemple dans les Alpes occidentales françaises.

Comptes Rendus Geosciences 339 (7): 449–459.

- Diolaiuti, G., Smiraglia C., 2010. La dynamique des glaciers dans le contexte du changement climatique: les géomorphosites révélateurs du bouleversement des paysages et des environnements montagnards. *Géomorphologie* (2): 131–152.
- Diolaiuti, G.A., Maragno D., D'Agata C., Smiraglia C., Bocchiola D., 2011. Glacier retreat and climate change: Documenting the last 50 years of Alpine glacier history from area and geometry changes of Dosde Piazzi glaciers (Lombardy Alps, Italy). *Progress in Physical Geography* 35 (2): 161–182. doi:10.1177/0309133311399494.
- Diolaiuti, G., Bocchiola D., D'Agata C., Smiraglia C., 2012. Evidence of climate change impact upon glaciers' recession within the Italian Alps. *Theoretical and applied climatology* (109): 429–445.
- Dupuy, R., 1972. *Morphologie quaternaire du Taillefer*. TER, IGA, Université de Grenoble.
- Durand, Y., Laternser M., Giraud G., Etchevers P., Lesaffre B., Mérindol L., 2009a. Reanalysis of 44 Yr of Climate in the French Alps (1958–2002): Methodology, Model Validation, Climatology, and Trends for Air Temperature and Precipitation. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 48 (3): 429–449. doi:10.1175/2008JAMC1808.1.
- Durand, Y., Giraud G., Laternser M., Etchevers P., Mérindol L., Lesaffre B., 2009b. Reanalysis of 47 Years of Climate in the French Alps (1958–2005): Climatology and Trends for Snow Cover. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 48 (12): 2487–2512. doi:10.1175/2009JAMC1810.1.
- Dyrgerov, M., 2002. *Glacier mass balance and regime: data of measurements and analysis*. M. Meier et R.L. Armstrong (Eds). Institute of Arctic and Alpine Research, University of Colorado, Boulder, USA. [ftp://sidacs.colorado.edu/DATASETS/NOAA/G10002/Occasional_Paper55/instaar_occasional_paper_no55.pdf](http://sidacs.colorado.edu/DATASETS/NOAA/G10002/Occasional_Paper55/instaar_occasional_paper_no55.pdf).
- Dyrgerov, M. 2003. Mountain and subpolar glaciers show an increase in sensitivity to climate warming and intensification of the water cycle. *Journal of Hydrology* 282 (1): 164–176.

E

- Edouard, J.L., 1978. *La Glaciation du bassin de la romanche: contribution à l'étude des fluctuations glaciaires postwurmienne*. Thèse de 3^e cycle, Grenoble.
- Edouard, J.L., 1994. *Les lacs d'altitude dans les Alpes françaises: contribution à la connaissance des lacs d'altitude et à l'histoire des milieux montagnards depuis la fin du Tardiglaciaire*. Thèse de doctorat, UJF, Grenoble. 795 pp.
- Evans S.G., 2002. Climate change and geomorphological hazards in the Canadian Cordillera; the anatomy of impacts and some tool for adaptation. *Scientific Report 1999-2001 - Climate Change Action Fund Project A099*, 14 p.
- Evans, S.G., Clague J.J., Woodsworth G.J., Hungr O., 1989. The Pandemonium Creek rock avalanche, British Columbia. *Canadian Geotechnical Journal* 26: 427–446.
- Evans, S.G., Clague J.J., 1994. Recent climatic change and catastrophic geomorphic processes in mountain environments. *Geomorphology* 10 (1-4): 107–128.
- Evans, S.G., Bishop N.F., Smoll L.F., Murillo P.V., Delaney K.B., Smith A.O., 2009. A re-examination of the mechanism and human impact of catastrophic mass flows originating on Nevado Huascarán, Cordillera Blanca, Peru in 1962 and 1970. *Engineering Geology* 108 (1-2): 96–118. doi:10.1016/j.eng-geo.2009.06.020.
- Evin, M., 1991. Une moraine de refoulement au Viso (Italie). *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 27-28: 11–24.

F

- Faillietaz, J., Funk M., Sornette D., 2011a. Prediction of alpine glacier sliding instabilities: a new hope. <http://arxiv.org/abs/1201.1189>. *arXiv1201.1189 [physics.geo-ph]* Cornell University Library: <http://arxiv.org/abs/1101.5062>.
- Faillietaz, J., Sornette D., Funk M., 2011b. Climate warming and stability of cold hanging gla-

- ciers: Lessons from the gigantic 1895 Altels break-off. *arXiv1101.5062 [physics.geo-ph]* Cornell University Library: <http://arxiv.org/abs/1101.5062>.
- Farinotti, D., Huss M., Bauder A., Funk M., Truffer M., 2009. A method to estimate the ice volume and ice-thickness distribution of alpine glaciers. *Journal of Glaciology* 55 (191): 422–430.
- Farinotti, D., Usselman S., Huss M., Bauder A., Funk M., 2012. Runoff evolution in the Swiss Alps: projections for selected high-alpine catchments based on ENSEMBLES scenarios. *Hydrological Processes* 26 (13): 1909–1924. doi:10.1002/hyp.8276.
- Finger, D., Hugentobler A., Huss M., Voinesco A., Wernli H., Fischer D., Weber E., 2013. Identification of glacial melt water runoff in a karstic environment and its implication for present and future water availability. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions* 10 (3): 2743–2788. doi:10.5194/hessd-10-2743-2013.
- Fischer, A., 2010. Glaciers and climate change: Interpretation of 50 years of direct mass balance of Hintereisferner. *Global and Planetary Change* 71 (1-2): 13–26. doi:10.1016/j.gloplacha.2009.11.014.
- Fischer, L., Käab A., Huggel C., Noetzli J. 2006. Geology, glacier retreat and permafrost degradation as controlling factors of slope instabilities in a high-mountain rock wall: the Monte Rosa east face. *Natural Hazards and Earth System Science* 6 (5): 761–772.
- Fischer, L., Huggel C., 2008. Methodical design for stability assessments of permafrost-affected high-mountain rock walls. In *Proc. 9th Int. Conf. on Permafrost*, University of Alaska, Fairbanks eds Kane DL, Hinkel KM: 439–444.
- Fischer, L., Purves R.S., Huggel C., Noetzli J., Haeberli W., 2012. On the influence of topographic, geological and cryospheric factors on rock avalanches and rockfalls in high-mountain areas. *Natural Hazards and Earth System Science* 12 (1): 241–254. doi:10.5194/nhess-12-241-2012.
- Francou, B., C. Vincent., 2007. *Les glaciers à l'épreuve du climat*. Paris, IRD éd, Belin. 274 pp.
- Frauenfelder, R., 2005. Regional-scale modelling of the occurrence and dynamics of rockglaciers and the distribution of paleopermafrost. *Schriftenreihe Physische Geographie, Glaziologie und Geomorphodynamik*, University of Zurich.
- Frei, C., Schär C., 1998. A precipitation climatology of the Alps from high-resolution rain-gauge observations. *International Journal of Climatology* 18 (8): 873–900.
- Frey, H., Haeberli W., Linsbauer A., Huggel C., Paul F., 2010. A multi-level strategy for anticipating future glacier lake formation and associated hazard potentials. *Natural Hazards and Earth System Science* 10: 339–352.

G

- Galluccio, A., Catusat, G., (Eds.), 1992. *Ghiacciai in Lombardia*. Servizio Glaciologico Lombardo, Bolis, Bergamo.
- Gardelle, J., Berthier E., Arnaud Y., 2012. Slight mass gain of Karakoram glaciers in the early twenty-first century. *Nature Geoscience* 5 (5): 322–325. doi:10.1038/ngeo1450.
- Gardent, M., 2009. *Étude géomorphologique des couvertures détritiques supraglaciaires du Glacier Noir et du Glacier de Bonne Pierre (massif des Écrins)*. Mémoire de Master 2, IGA, Université de Grenoble.
- Gardent, M., Rabatel A., Dedieu J.-P., Deline P., *soumis*. Multitemporal glacier inventory in the French Alps from the late 1960s to the late 2000s. A new insight into glacier shrinkage over the last 40 years.
- Gauchon, C., 2010. *Tourisme et patrimoines : un creuset pour les territoires ?* Mémoire HDR, Université de Savoie.
- GIP, 2004., *GCOS Implementation Plan for the global observing system for climate in support of the UNFCCC*. GCOS Report 92. WMO/TD. http://www.wmo.int/pages/prog/gcos/Publications/gcos-92_GIP.pdf.
- Girardin, P., 1908. Le procès de la carte de France à propos de la cartographie alpine. *Annales de Géographie* 17 (94): 289–301.
- Glasser, N.F., Harrison S., Jansson K.N., Anderson K., Cowley A., 2011. Global sea-level contribution from the Patagonian Icefields since the Little Ice Age maximum. *Nature Geoscience, advance online publication*. doi:10.1038/ngeo1122.

- Granshaw, F.D., Fountain A.G., 2006. Glacier change (1958-1998) in the North Cascades National Park Complex, Washington, USA. *Journal of Glaciology* 52: 251–256.
- Grinsted, A., 2013. An estimate of global glacier volume. *The Cryosphere* 7 (1): 141–151. doi:10.5194/tc-7-141-2013.
- Gross, G., 1987. Der Flächenverlust der Gletscher in Österreich 1850-1920-1969. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 23 (2): 131-141.
- Grove, J.M., 2004. *Little Ice Ages. Ancient and Modern. Volumes 1 and 2 (2nd ed)*. Routledge: London, New York.
- Gruber, S., Haeberli W., 2007. Permafrost in steep bedrock slopes and its temperature-related destabilization following climate change. *Journal of Geophysical Research* 112 (F2). doi:10.1029/2006JF000547.
- Guichonnet, P., 1950. La catastrophe du glacier du Tour. *Revue de Géographie Alpine* XXXVIII (1): 198–201.
- Guilhot, N., 2005. *Histoire d'une parenthèse cartographique: les Alpes du Nord dans la cartographie topographique française aux 19^e et 20^e siècle*. Thèse de doctorat, Université Lyon 2. 757 pp.
- Guilhot, N., 2006. La phototopographie terrestre en France : une technique de transition. *CFC* (18) : 22-29.
- Guilhot, N., 2007. Officiers topographes et topographes-alpinistes dans les Alpes françaises, 1890-1940. *CFC* (191) : 40-52.
- Guisset, M., 2003. *Reconnaissance par photo-interprétation de l'évolution de la couverture détritique des glaciers noirs et des dépôts d'écroulements rocheux en milieu anciennement englacé - Massif de la Vanoise et versant nord-ouest du massif du Mont Blanc*. Mémoire de maîtrise, Université de Savoie.
- Haeberli, W., 1983. Frequency and characteristics of glacier. *Annals of Glaciology* 4 (1): 983.
- Haeberli, W., 1995. Glacier fluctuations and climate change detection. *Geografiska Fis. Dinam. Quat.* 18: 191–199.
- Haeberli, W., 2011. Glacier Mass Balance. In *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*. V.P. Singh et U.K. Haritashya (Eds). Springer. 1253 pp.
- Haeberli, W., Epifani F., 1986. Mapping the distribution of buried glacier ice – an example from Lago delle Locce, Monte Rosa, Italian Alps. *Annals of Glaciology* 8: 78–81.
- Haeberli, W., Bösch H., Scherler K., 1988. *World Glacier Inventory: Status 1988 - A Contribution to the Global Environment Monitoring System (GEMS) and the International Hydrological Programme.*: IAHS (ICSII); UNEP ; UNESCO, Wallingford; Nairobi; Paris.
- Haeberli, W., Alean J.C., Müller P., Funk M., 1989. Assessing risks from glacier hazards in high mountain regions: some experiences in the Swiss Alps. *Annals of Glaciology* 13: 77–101.
- Haeberli, W., Hoelzle M., 1995. Application of inventory data for estimating characteristics and regional climate-change effects on mountain glaciers: a pilot study with the European Alps. *Annals of Glaciology* 21: 206–212.
- Haeberli, W., Wegmann M., Vonder Mühll D., 1997. Slope stability problems related to glacier shrinkage and permafrost degradation in the Alps. *Eclogae geol. Helv.* 90: 407–414.
- Haeberli, W., Käab A., Muhll D.V., Teyssere P., 2001. Prevention of outburst floods from periglacial lakes at Grubengletscher, Valais, Swiss Alps. *Journal of Glaciology* 47 (156): 111–122.
- Haeberli, W., Käab 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* 56 (2): 104–111.
- Haeberli, W., Hoelzle M., Paul F., Zemp M., 2007. Integrated monitoring of mountain glaciers as key indicators of global climate change: the European Alps. *Annals of Glaciology* 46 (1): 150–160.
- Haeberli, W., Linsbauer A., 2013. Brief communication “Global glacier volumes and sea level - small but systematic effects of ice below the surface of the ocean and of new local lakes on land”. *The Cryosphere* 7 (3): 817–821. doi:10.5194/tc-7-817-2013.

H

- Haeberli, W., 1983. Frequency and characteristics of glacier. *Annals of Glaciology* 4 (1): 983.
- Haeberli, W., 1995. Glacier fluctuations and climate change detection. *Geografiska Fis. Dinam. Quat.* 18: 191–199.
- Haeberli, W., 2011. Glacier Mass Balance. In *En-*

- Harris, C., Davies M.C.R., Etzelmüller B., 2001. The assessment of potential geotechnical hazards associated with mountain permafrost in a warming global climate. *Permafrost and Periglacial Processes* 12 (1): 145–156.
- Helbronner, P., 1911. *Description géométrique des Alpes françaises. Tours d'horizon photographiques de sommets. Extraits du tome premier.* Gauthier-Villars, Paris.
- Herren, E.R., Bauder A., Blatter H., Frei C., Haeberli W., Hoelzle M., Käab A., 2008. The Swiss Glaciers 2001/02 and 200/03. Glaciological Report n°123/124. Zürich: Publication of the Cryospheric Commission of the Swiss Academy of Sciences.
- Hoelzle, M., Haeberli W., Dischl M., Peschke W., 2003. Secular glacier mass balances derived from cumulative glacier length changes. *Global and Planetary Change* 36 (4): 295–306.
- Hoelzle, M., Chinn T., Stumm D., Paul F., Zemp M., Haeberli W., 2007. The application of glacier inventory data for estimating past climate change effects on mountain glaciers: A comparison between the European Alps and the Southern Alps of New Zealand. *Global and Planetary Change* 56 (1-2): 69–82.
- Holm, K., Bovis M., Jakob M., 2004. The landslide response of alpine basins to post-Little Ice Age glacial thinning and retreat in southwestern British Columbia. *Geomorphology* 57 (3-4): 201–216. doi:10.1016/S0169-555X(03)00103-X.
- Holzhauser, H., 1988. Méthodes pour déterminer les variations des glaciers au cours des siècles. In *Les Alpes, Numéro spécial du 125e anniversaire du CAS, Revue du Club Alpin Suisse* 3^e cahier trimestriel (64^e année): 135–141.
- Holzhauser, H., Zumbühl H.J., 1999. Glacier fluctuations in the Western Swiss and French Alps in the 16th century. *Climatic Change* 43: 223–237.
- Holzhauser, H., Magny M.J., Zumbühl H.J., 2005. Glacier and lake-level variations in west-central Europe over the last 3500 years. *The Holocene* 15 (6): 789–801. doi:10.1191/0959683605hl853ra.
- Hubbard B., Glasser N.F., 2005. *Field techniques in glaciology and glacial geomorphology.* Ed. Chichester, West Sussex, England ; Hoboken, NJ : John Wiley & Sons.
- Huggel, C., 2004. Assessment of glacial hazards based on remote sensing and GIS modeling. *Schriftenreihe Physische Geographie Galziologie und Geomorphodynamik*, Université de Zürich, 87pp.
- Huggel, C., 2009. Recent extreme slope failures in glacial environments: effects of thermal perturbation. *Quaternary Science Reviews* 28 (11): 1119–1130.
- Huggel, C., Käab A., Haeberli W., Teyssere P., Paul F., 2002. Remote sensing based assessment of hazards from glacier lake outbursts: a case study in the Swiss Alps. *Canadian Geotechnical Journal* 39 (2): 316–330.
- Huggel, C., Käab A., Haeberli W., Krummenacher B., 2003. Regional-scale GIS-models for assessment of hazards from glacier lake outbursts: evaluation and application in the Swiss Alps. *Natural Hazards and Earth System Science* 3: 647–662.
- Huggel, C., Haeberli W., Käab A., Bieri D., Richardson S., 2004a. An assessment procedure for glacial hazards in the Swiss Alps. *Canadian Geotechnical Journal* 41 (6): 1068–1083.
- Huggel, C., Käab A., Salzmann N., 2004b. GIS-based modeling of glacial hazards and their interactions using Landsat-TM and IKONOS imagery. *Norsk Geografisk Tidsskrift* 58 (2): 61–73. doi:10.1080/00291950410002296.
- Huggel, C., Zraggen-Oswald S., Haeberli W., Käab A., Polkvoj A., Galushkin I., Evans S.G., 2005. The 2002 rock/ice avalanche at Kolka/Karmadon, Russian Caucasus: assessment of extraordinary avalanche formation and mobility, and application of QuickBird satellite imagery. *Natural Hazards and Earth System Science* 5: 173–187.
- Huggel, C., Salzmann N., Allen S., Caplan-Auerbach J., Fischer L., Haeberli W., Larsen C., Schneider D., Wessels. R., 2010. Recent and future warm extreme events and high-mountain slope stability. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 368 (1919): 2435–2459. doi:10.1098/rsta.2010.0078.
- Huggel, C., Clague J.J., Korup O., 2012. Is climate change responsible for changing landslide activity in high mountains? *Earth Surface*

Processes and Landforms 37 (1): 77–91.
doi:10.1002/esp.2223.

- Hughes, P.D., 2010. Little Ice Age glaciers in the Balkans: low altitude glaciation enabled by cooler temperatures and local topoclimatic controls. *Earth Surface Processes and Landforms* (35): 229–241. doi:10.1002/esp.1916.
- Hungr, O., Evans S.G., Bovis M.J., Hutchinson J.N., 2001. A review of the classification of landslides of the flow type. *Environmental and Engineering Geoscience* VII (3): 221–238.
- Huss, M., Jouvét G., Farinotti D., Bauder A., 2010. Future high-mountain hydrology: a new parameterization of glacier retreat. *Hydrology and Earth System Sciences* 14 (5): 815–829. doi:10.5194/hess-14-815-2010.
- Huss, M., Farinotti D., 2012. Distributed ice thickness and volume of all glaciers around the globe. *Journal of Geophysical Research* 117 (F4). doi:10.1029/2012JF002523.

I

- IGN, 2011. *BD ALTI ® Version 1, Descriptif de contenu*. http://professionnels.ign.fr/sites/default/files/DC_BDALTI_1.pdf
- IPCC, 2013. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. T.F. Stocker, D. Qin, G.K. Plattner, (Eds.). Final Draft Underlying Scientific-Technical Assessment, 2216 pp.
- IPCC, 2007. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (Eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.

J

- Jansson, P., Hock R., Schneider T., 2003. The concept of glacier storage: a review. *Journal of Hydrology* 282 (1–4): 116–129. doi:10.1016/S0022-1694(03)00258-0.
- Jiskoot, H., 2011. Dynamics of Glaciers. In *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*. V.P. Singh et U.K. Haritashya (Eds). Springer. 1253 pp.
- Jiskoot, H., Mueller M.S., 2012. Glacier fragmentation effects on surface energy balance and runoff: field measurements and distributed modelling. *Hydrological Processes* 26: 1862–1876.
- Jobard, S., 2005. *Les glaciers du Haut Arc (Savoie): caractérisation et impacts de la décroissance post-Petit Age Glaciaire*. Thèse de doctorat, Université de Savoie. 268 pp.
- Joerin, U.E., Stocker T.F., Schlüchter C., 2006. Multicentury glacier fluctuations in the Swiss Alps during the Holocene. *The Holocene* 16 (5): 697–704. doi:10.1191/0959683606hl964rp.
- Jóhannesson, T., Raymond C.F., Waddington E., 1989. Time-scale for adjustment of glaciers to changes in mass balance. *Journal of Glaciology* 35 (121): 355–369.
- Joly, F., 1997. *Glossaire de géomorphologie: base de données sémiologiques pour la cartographie*. Collection U, ISSN 0750-7763 360. A. Colin, Paris.
- Jomelli, V., Pech V.P., Chochillon C., Brunstein D., 2004. Geomorphic variations of debris flows and recent climatic change in the French Alps. *Climatic Change* 64 (1–2): 77–102.

K

- Kääb, A. 2000., Photogrammetry for early recognition of high mountain hazards: new techniques and applications. *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere* 25 (9): 765–770.
- Kääb, A., Huggel C., Paul F., Wessels R., Raup B., Kieffer H., Kargel J., 2002. Glacier monitoring from ASTER imagery: accuracy and applications. In *Proceedings of EARSeL*

- LISSIG - Workshop Observing our Cryosphere from Space. Vol. 43.
- Kääb, A., Huggel C., Barbero S., Chiarle M., Cordola M., Epifani F., Haeberli W., Mortara G., Semino P., Tamburini A., 2004. Glacier hazards at belvedere glacier and the Monte Rosa east face, Italian Alps: processes and mitigation. International Symposium *INTERPRAEVENT 2004-RIVA/TRIENTE*.
- Kääb, A., Huggel C., Fischer L., Guex S., Paul F., Roer I., Salzmann N., 2005a. Remote sensing of glacier- and permafrost-related hazards in high mountains: an overview. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 5 (4): 527–554.
- Kääb, A., Huggel C., Guex S., Paul F., Salzmann N., Schmutz K., Schneider D., Weidmann Y., 2005b. Glacier hazard assessment in mountains using satellite optical data. *EARSeL eProceedings* 4 (1): 79–93.
- Kääb, A., Kneisel C., 2006. Permafrost creep within a recently deglaciated glacier forefield: Muragl, Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes* 17 (1): 79–85. doi:10.1002/ppp.540.
- Kargel, J.S., Abrams M.J., Bishop M.P., Bush A., Hamilton G., Jiskoot H., Kääb A., 2005. Multispectral imaging contributions to global land ice measurements from space. *Remote Sensing of Environment* 99 (1): 187–219.
- Kaser, G., Fountain A., Jansson P., 2003. *A manual for monitoring the mass balance of mountain glaciers*. UNESCO. http://www.hydrologie.org/BIB/Publ_UNESCO/TD_059_2003.pdf.
- Kaser, G., Großhauser M., Marzeion B., 2010. Contribution potential of glaciers to water availability in different climate regimes. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 107 (47): 20223–20227.
- Kasser, P., 1967. Fluctuations of glaciers 1959–1965. IASH, UNESCO, 139 pp.
- Kayastha, R.B., Tacheucki Y., Nakawo M., Ageta Y., 2000. Practical prediction of ice melting beneath various thickness of debris cover Khumbu Glacier, Nepal, using a positive degree-day factor. In Nakawo M., Raymond C.F., Fountain A. (Eds.), *Debris-Covered Glaciers*. IAHS Publication, 264 p: 71–81.
- Keusen H.R., Oppikofer T., Jaboyedoff M., 2007. Bergsturz am Eiger : Überwachung der Felsbewegungen mittels 3D Laserscanning. *Geosciences Actuel* 1: 28–32.
- Kirkbride M.P., 2000. Ice-marginal geomorphology and Holocene expansion of debris-covered Tasman Glacier, New Zealand. In Nakawo M., Raymond C.F. et Fountain A. (Ed.), *Debris-Covered Glaciers*, IAHS Publication, vol. 264: 211–217.
- Kirkbride, M.P., 2011. Debris-covered glaciers. In *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*. Vijay P. Singh et Umesh K. Haritashy (Eds). Springer. 1253 pp.
- Kneisel, C., 1998. Occurrence of surface ice and ground ice/permafrost in recently deglaciated glacier forefields, St. Moritz area, Eastern Swiss Alps. In *Proceedings of the Seventh International Conference on Permafrost*, Yellowknife, Canada, Université de Laval, 575–581. Nordicana.
- Kneisel, C., 2003. Permafrost in recently deglaciated glacier forefields - measurements and observations in the eastern Swiss Alps and northern Sweden. *Zeitschrift für geomorphologie* 47 (3): 289–306.
- Kneisel, C., Kääb A., 2007. Mountain permafrost dynamics within a recently exposed glacier forefield inferred by a combined geomorphological, geophysical and photogrammetrical approach. *Earth Surface Processes and Landforms* 32 (12): 1797–1810. doi:10.1002/esp.1488.
- Knight, P., Weaver R., Sugden D., 1987. Technical note. Using LANDSAT MSS data for measuring ice sheet retreat. *International Journal of Remote Sensing* 8 (7): 1069–1074. doi:10.1080/01431168708954749.
- Knoll, C., Kerschner H., 2009. A glacier inventory for South Tyrol, Italy, based on airborne laser-scanner data. *Annals of Glaciology* 50 (53): 46–52.
- Knoll, C., Kerschner H., Heller A., Rastner P., 2009. A GIS-based Reconstruction of Little Ice Age Glacier Maximum Extents for South Tyrol, Italy. *Transactions in GIS* 13 (5-6): 449–463. doi:10.1111/j.1467-9671.2009.01173.x.
- Koch, J., B. Menounos, J.J. Clague., 2009. Glacier change in Garibaldi Provincial Park, southern Coast Mountains, British Columbia, since the Little Ice Age. *Global and Planetary Change* 66 (3-4): 161–178.

L

- Lacoste, Y., 2000. Je t'aime, moi non plus. In *L'Alpe n°7, Cartographier la Montagne*, Glénat: 6–10.
- Lahousse, P., Guen R., 1998. Le lac proglaciaire d'Arsine (Alpes françaises, massif du Pelvoux): un risque de vidange brutale définitivement écarté? *Revue de géographie alpine* 86 (3): 49–59.
- Lailly, B., 2006. Le lac épiglaciaire de Rochemelon. De la crise 2004 à la vidange contrôlée 2005. Note de synthèse. RTM, 79 p.
- Lamb, H.H., 1977. Supplementary volcanic dust veil assessments. *Climate Monitor* (6): 57–67.
- Lambiel C., Maillard B., Martin S., Pellitero Ondicol R., Schoeneich P., Reynard E., 2013. Adaptation of the geomorphological mapping system of the University of Lausanne for ArcGIS. *8th International Conference on Geomorphology (IAG)*, Paris, 27-31 Août 2013.
- Lambrecht, A., Kuhn M., 2007. Glacier changes in the Austrian Alps during the last three decades, derived from the new Austrian glacier inventory. *Annals of Glaciology* 46 (1): 177–184.
- Le Bris, R., Paul F., 2013. An automatic method to create flow lines for determination of glacier length: A pilot study with Alaskan glaciers. *Computers & Geosciences* 52: 234–245. doi:10.1016/j.cageo.2012.10.014.
- Le Roy Ladurie, E., 1967. *Histoire du climat depuis l'an mil* (vol 1 et 2 éd. 1983). Champs, ISSN 0151-8089 108. Flammarion, Paris.
- Le Roy, M., 2006. *Fluctuations glaciaires sur la rive gauche du Haut Vénéon depuis la fin du Petit Age de Glace*. Mémoire de Master 1, Université de Savoie.
- Le Roy, M., 2012. *Reconstitution des fluctuations glaciaires holocènes dans les Alpes occidentales - Apports de la dendrochronologie et des datations par isotopes cosmogéniques produits in situ*. Thèse de doctorat, Université de Grenoble, 363 pp.
- Lilleoren, K.S., Humlum O., Nesje A., Etzelmuller B., 2013. Holocene development and geomorphic processes at Omnsbreen, southern

Norway: Evidence for glacier-permafrost interactions. *The Holocene* 0 (0): 1-14 doi:10.1177/0959683612471984.

- Linsbauer, A., Paul F., Hoelzle M., Frey H., Haeberli W., 2009. The Swiss Alps without Glaciers – A GIS-based modelling Approach for Reconstruction of Glacier Beds. *Proceedings of Geomorphometry*, Zürich: 243–247.
- Lliboutry, L., 1965. *Traité de glaciologie*. Masson & Cie Ed, Paris, 1040 pp.
- Lugon, R., Delaloye R., Serrano E., Reynard E., Lambiel C., González-Trueba J.J., 2004. Permafrost and Little Ice Age glacier relationships, Posets Massif, Central Pyrenees, Spain. *Permafrost and Periglacial Processes* 15 (3): 207–220. doi:10.1002/ppp.494.
- Luthcke, S.B., Arendt AA., Rowlands D.D., McCarthy J.J., Larsen C.F., 2008. Recent glacier mass changes in the Gulf of Alaska region from GRACE mascon solutions. *Journal of Glaciology* 54 (188): 767–777.

M

- Maisch, M., A. Wips, B. Denneler, J. Battaglia, C. Benz., 1999. *Die Gletscher der Schweizer Alpen. Gletscherhochstand 1850, Aktuelle Vergletscherung, Gletscherschwund-Szenarien*. vdf Hochschulverlag AG an der ETH Zürich, 376 pp.
- Maisch, M., Haeberli W., Frauenfelder R., Käab A., Rothenbühler C., 2003. Lateglacial and Holocene evolution of glaciers and permafrost in the Val Muragl, Upper Engadine, Swiss Alps. In *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost 2*: 717–722.
- Manley, W.F., 2008. Geospatial inventory and analysis of glaciers: a case study for the eastern Alaska Range. in R.S. Williams et J.R. Ferrigno (Eds), *Satellite Image Atlas of Glaciers of the World*, USGS, K424–K439. Denver, CO.
- Mansoux, H., Maugendre J.Y., 1997. Glaciers et fluctuations glaciaires en Haute-Maurienne. Mémoire de maîtrise, Université de Savoie.
- Maragno, D., Diolaiuti G., D'agata C., Mihalcea C., Bocchiola D., Bianchi Janetti E., Riccardi A., Smiraglia C., 2009. New evidence from Italy (Adamello Group, Lombardy)

- for analysing the ongoing decline of Alpine glaciers. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 32: 31–39.
- Margreth, S., Faillettaz J., Funk M., Vagliasindi M., Diotri F., Broccolato M., 2011., Safety concept for hazards caused by ice avalanches from the Whymper hanging glacier in the Mont Blanc Massif. *Cold Regions Science and Technology* 69: 194-201.
- Margreth, S., Funk M., 1999., Hazard mapping for ice and combined snow/ice avalanches—two case studies from the Swiss and Italian Alps. *Cold Regions Science and Technology* 30 (1-3): 159–173.
- Marnézy, A., Bravard Y., 1982. *La Vanoise en marchant*. Trésors de la Savoie. Montmélian.
- Martin, B., 2011. *Analyse diachronique de la couverture détritique de la Mer de Glace (Massif du Mont-Blanc), de 1939 à 2008*. Mémoire de Master 2, Université de Savoie.
- Matthes, F.E., 1939. Report of Committee on Glaciers, April 1939. in *National Research Council, American Geophys, Union Transactions of 1939*: 518–523. The National Academy of Sciences. Washington, D.C.
- Matthews, J.A, Briffa K.R., 2005. The ‘Little Ice Age’: re-evaluation of an evaluation of an evolving concept. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 87 (1): 17–36.
- McColl, S.T., 2012. Paraglacial rock-slope stability. *Geomorphology*, 153-154, 1-16.
- Meier, M.F., Dyurgerov M.B., Rick U.K., O’Neel S., Pfeffer W.T., Anderson R.S., Anderson S.P., Glazovsky A.F., 2007. Glaciers Dominate Eustatic Sea-Level Rise in the 21st Century. *Science* 317 (5841): 1064–1067. doi:10.1126/science.1143906.
- Michot M., 1984. Révision des cartes topographiques de la France. *Bulletin du comité français de cartographie* 101:24-29
- Mihalcea, C., Brock B.W., Diolaiuti G., D’Agata C., Citterio M., Kirkbride M.P., Cutler M.E.J., Smiraglia C., 2008. Using ASTER satellite and ground-based surface temperature measurements to derive supraglacial debris cover and thickness patterns on Miage Glacier (Mont Blanc Massif, Italy). *Cold regions science and technology* 52 (3): 341–354.
- Milankovich, M., 1941. Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung am Eiszeitproblem. *Royal Serbian Academy* 133, 633 pp.
- Morales, B., 1966. The Huascanran avalanche in the Santa Valley, Peru. *IASH Publication* 69: 304–315.
- Morard S., Scapozza C., Duhem V., Reynard E., Delaloye R., 2009. Géomorphologie de la montagne - fiches pour l’enseignant. Société Suisse de Géomorphologie (SSGm). <http://www.unifr.ch/geoscience/geographie/montagne>.
- Mortara, G., F. Dutto, F. Godone., 1995. Effeti degli eventi alluvionali nell’ambiente proglaciale: la sovraincisione della morena del ghiacciaio del Mulinet (Stura di Valgrande, Alpi Graie). *Geogr. Fis. Dinam. Quat.* 18: 295–304.
- Mortara, G., Chiarle M., Tamburini A., 2003. The emergency caused by the “Effimero” lake on the Belvedere Glacier (Macugnaga, Monte Rosa Group, Italian Alps). Birth, growth and evolution of a supra-glacial lake. in D., Richard, M. Gay, *Glaciorisk - Final report*.
- Mortara, G., Chiarle M., 2005. Instability of recent moraines in the Italian Alps. Effects of natural processes and human intervention having environmental and hazard implications. *Giornale di Geologia Applicata* 1: 139–146. doi:10.1474/GGA.2005-01.0-14.0014.
- Mortara, G., Tamburini A., 2009. *Il ghiacciaio del belvedere e l’emergenza del lago effimero*. Edizioni Società Meteorologica Subalpina, Bussoleno, 191 pp.
- Mougin, P., 1925. Études glaciologiques en Savoie. *Études glaciologiques, Tome V*. Imprimerie Nationale, Paris, 224 pp.
- Mougin, P., Bernard C., 1922. Étude sur le glacier de Tête Rousse. *Études glaciologiques Tome IV*. Imprimerie Nationale.
- Müller, F., Caflish T., Müller G., 1976. Firn und Eis der Schweizer Alpen, Gletscherinventar. *ETH Zürich*, n° 57 et 57 a.
- Müller, F., Caflish T., Müller G., 1977. Instructions for compilation and assemblage of data for a World Glacier Inventory. Temporary Technical Secretariat for WGI, ICSI.
- Müller, F., Scherler K., 1980. Introduction to the world glacier inventory.

N

- Naïm, M., Faug T., Naïm-Bouvet F., Eckert N., 2010. La modélisation au service de la conception des ouvrages de protection: étude du site avalancheux de Taconnaz. *Science eaux et territoires 2*: 36–45.
- Nicholson L.I., Benn D.I., 2006. Calculating ice melt beneath a debris layer using meteorological data. *Journal of Glaciology* 52 (178): 463–470.
- Nye, J.F., 1965. A numerical method of inferring the budget history of a glacier from its advance and retreat. *Journal of Glaciology* (5): 589–607.
- Nussbaumer, S., 2006. *Fluctuations of the "Mer de Glace" (Mont Blanc area, France) AD 1500–2050*. Thèse, Université de Berne, 143 pp.
- Nussbaumer, S.U., Zumbühl H.J., 2011. The Little Ice Age history of the Glacier des Bossons (Mont Blanc massif, France): a new high-resolution glacier length curve based on historical documents. *Climatic Change*. doi:10.1007/s10584-011-0130-9.
- Nussbaumer, S.U., Steinhilber F., Trachsel M., Breitenmoser P., Beer J., Blass A., Grosjean M., 2011. Alpine climate during the Holocene: a comparison between records of glaciers, lake sediments and solar activity. *Journal of Quaternary Science*. doi:1002/jqs.1495.
- Nussbaumer, S, H.J. Zumbühl., 2012. Sous l'œil des hommes - L'histoire de la Mer de Glace depuis 1750 reconstituée à l'aide de l'icographie et des écrits historiques. In *Mer de glace: art & science*, Ed. atelier Esope, Chamonix: 81–159
- Nussbaumer, S, Deline P., Vincent C., Zumbühl H.J., 2012. *Mer de glace: art & science*. Ed. atelier Esope, Chamonix. 192 pp.
- Nuth, C., Kohler J., König M., von Deschwanden A., Hagen J.O., Kääb A., Moholdt G., Pettersson R., 2013. Decadal changes from a multi-temporal glacier inventory of Svalbard. *The Cryosphere* 7 (5): 1603–1621. doi:10.5194/tc-7-1603-2013.

O

- Oerlemans, J., 1994. Quantifying Global Warming from the Retreat of Glaciers. *Science*, 264: 243–245.
- Oerlemans, J., 2001. *Glaciers and climate change*. Lisse, Netherlands, Pays-Bas.
- Oerlemans, J., 2005. Extracting a Climate Signal from 169 Glacier Records. *Science* 308: 675–677.
- Oerlemans, J., 2007. Estimating response times of Vadret da Morteratsch, Vadret da Palu, Briksdalsbreen and Nigardsbreen from their length records. *Journal of Glaciology* 53 (182): 357–362.
- Oerlemans, J, Fortuin J.P.F. 1992. Sensitivity of glaciers and small ice caps to greenhouse warming. *Science* 258: 115–117.
- Oppikofer T., Jaboyedoff M., Keusen H.R., 2008. Collapse at the eastern Eiger flank in the Swiss Alps. *Nature Geoscience* 1: 531–535.
- OSCC (Observatoire Savoyard du Changement Climatique), 2010. Séries climatiques alpines du projet HISTALP et comparaisons avec les séries Savoyardes. http://www.mdp73.fr/index2.php?option=com_docman&task=doc_view&gid=173&Itemid=33
- Østrem G. Brugman M., 1991. *Mass balance measurement: a manual for field and office work*. National hydrology research institute, Scientific report 4, Environment Canada, Saskatoon and Norges Vassdrags og Elektrisitetsvesen, Oslo.
- Otto, J.C., Schrott L., Jaboyedoff M., Dikau R., 2009. Quantifying sediment storage in a high alpine valley (Turtmanntal, Switzerland). *Earth Surface Processes and Landforms* 34 (13): 1726–1742. doi:10.1002/esp.1856.

P

- PARN., 2012. *Gestion des risques d'origine glaciaire et périglaciaire - Synthèse et Conclusion*. Synthèse du séminaire technique, 12–13 Mars 2012. Grenoble.
- Paterson, W.S.B., 1994. *The Physics of Glaciers (3rd edition)*. Elsevier Science. Amsterdam.

- Patzelt, G., 1978. Der Österreichische Gletscherkataster. Almanach 78 der Österreichischen Forschung. Vienna, Verband der wissenschaftlichen Gesellschaften Österreichs. 129-133.
- Patzelt, G., 1980. The Austrian glacier inventory: status and first results. *IAHS Publ* 126: 181–183.
- Paul, F., 2000. Evaluation of different methods for glacier mapping using Landsat TM. *EAR-SeL eProceedings* 1 (1): 239–245.
- Paul, F., 2006. The new Swiss glacier inventory 2000: Application of remote sensing and GIS. *Schriftenreihe Physische Geographie Galziologie und Geomorphodynamik*, Universität de Zürich, 198 pp.
- Paul, F., 2011. Melting glaciers and ice caps. *Nature Geoscience* 4 : 71-72
- Paul, F., 2002a. Changes in glacier area in Tyrol, Austria, between 1969 and 1992 derived from Landsat 5 Thematic Mapper and Austrian Glacier Inventory data. *International Journal of Remote Sensing* 23 (4): 787–799. doi:10.1080/01431160110070708.
- Paul, F., Kääb A., Maisch M., Kellenberger T., Haeberli W., 2002b. The new remote-sensing-derived Swiss glacier inventory: I. Methods. *Annals of Glaciology* 34 (1): 355–361.
- Paul, F., Kääb A., Maisch M., Kellenberger T., Haeberli W., 2004a. Rapid disintegration of Alpine glaciers observed with satellite data. *Geophysical Research Letters* 31 (21): L21402.
- Paul, F., Huggel C., Kääb A., 2004b. Combining satellite multispectral image data and a digital elevation model for mapping debris-covered glaciers. *Remote Sensing of Environment* 89 (4): 510–518.
- Paul, F., Kääb A., Haeberli W. 2007a. Recent glacier changes in the Alps observed by satellite: consequences for future monitoring strategies. *Global and Planetary Change* 56 (1-2): 111–122.
- Paul, F., Maisch M., Rothenbühler C., Hoelzle M., Haeberli W. 2007b. Calculation and visualisation of future glacier extent in the Swiss Alps by means of hypsographic modelling. *Global and Planetary Change* 55 (4): 343–357.
- Paul, F., Haeberli W., 2008. Spatial variability of glacier elevation changes in the Swiss Alps obtained from two digital elevation models. *Geophysical Research Letters* 35 (21): L21502.
- Paul, F., Andreassen L.M., 2009. A new glacier inventory for the Svartisen region, Norway, from Landsat ETM+ data: challenges and change assessment. *Journal of Glaciology* 55 (192): 607–618.
- Paul, F., Svoboda F., 2009. A new glacier inventory on southern Baffin Island, Canada, from ASTER data: II. Data analysis, glacier change and applications. *Annals of Glaciology* 50 (53): 22–31.
- Paul, F., Kääb A., Nagler T., Rott H., Shepherd A., Strozzi T., 2009a. GlobGlacier, Requirements Baseline (RB)
- Paul, F., Frey H., Kääb A., Casey K., T. Nagler, Rott H., Bippus G., Shepherd A., Rinne E., Strozzi T., 2009b. GlobGlacier, Technical Specification (TS)
- Paul, F., Barry R.G., Cogley J.G., Frey H., Haeberli W., Ohmura A., Ommanney C.S.L., Raup B., Rivera A., Zemp M., 2009c. Guidelines for the compilation of glacier inventory data from digital sources. WGMS, GLIMS, GlobGlacier.
- Paul, F., Frey H., Le Bris R., 2011. A new glacier inventory for the European Alps from Landsat TM scenes of 2003: challenges and results. *Annals of Glaciology* 52 (59): 144–152. doi:10.3189/172756411799096295.
- Paul, F., Barrand N.E., Baumann S., Berthier, E. Bolch T., Casey K., Frey H., et al., 2013. On the accuracy of glacier outlines derived from remote-sensing data. *Annals of Glaciology* 54 (63): 171–182. doi:10.3189/2013AoG63A296.
- Pelfini M., Belò M., D’Agata C., Smiraglia C., 2004. The collapse of an ice cored moraine along a touristic trail. *Geophysical Research Abstracts* Vol. 6, 06973.
- Pelletier, M., 1986. Photographie et méthodes de lever du relief. L’exemple des Vallot dans le massif du Mont-Blanc. *Revue XYZ* 29 : 53-58.
- Perkal, J., 1956. On epsilon length. *Bull. Acad. Pol. Sci.* 4: 399–403.
- Perrel, N., 2012. *Analyse de l’évolution de la couverture détritique supra-glaciaire par photo-interprétation - Application au glacier de Gébroulaz (Vanoise) et des Evettes (Haute-Maurienne)*. Mémoire de Master 1,

Université de Savoie.

- Perret, A., Reynard E., 2011. Inventaire des géomorphosites du Parc jurassien vaudois (Col du Marchairuz, Vaud). *Géovisions* (36): 21–34.
- Pflaker G., Ericksen G.E., 1978. Nevados Huascaran avalanche, Peru. in *Rockslides and Avalanches, 1 Natural Phenomena*, B. Voight (Ed.), Elsevier, NY : 277–314
- Ponson, C., 1973. *Étude glacio-morphologique du vallon de la Leisse et du versant oriental des Dômes de la Vanoise*. TER, IGA, Université de Grenoble.
- Porro, F., 1925. I ghiacciai italiani. *Boll. C.A.I.* 75, 309-322.
- Portman, J.-P., 1981. Un siècle d'observation des glaciers suisses (1881-1980). *Geographica Helvetica* (1): 1- 8.

Q

- Quincey, D.J., Bishop M.P., 2011. Optical Remote Sensing of Alpine Glaciers. In V.P. Singh et U.K. Haritashya (Eds), *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*. Springer.
- Quincey, D.J., Lucas R.M., Richardson S.D., Glasser N.F., Hambrey M.J., Reynolds J.M., 2005. Optical remote sensing techniques in high-mountain environments: application to glacial hazards. *Progress in Physical Geography* 29 (4): 475–505. doi:10.1191/0309133305pp456ra.
- Quincey, D.J., Richardson S.D., Luckman A., Lucas R.M., Reynolds J.M., Hambrey M.J., Glasser N.F., 2007. Early recognition of glacial lake hazards in the Himalaya using remote sensing datasets. *Global and Planetary Change* 56 (1-2): 137–152.

R

- Rabatel, A., Dedieu J-P., Vincent C., 2005. Using remote-sensing data to determine equilibrium-line altitude and mass-balance time series: validation on three French glaciers, 1994-2002. *Journal of Glaciology* 51 (175): 539–546.
- Rabatel, A., Castebrunet H., Favier V., Nicholson

- L., Kinnard C., 2011. Glacier changes in the Pascua-Lama region, Chilean Andes (29 S): recent mass balance and 50 yr surface area variations. *The Cryosphere* 5: 1029–1041.
- Rabatel, A., Letréguilly A., Dedieu J-P., Eckert N., 2013a. Changes in glacier equilibrium-line altitude in the western Alps from 1984 to 2010: evaluation by remote sensing and modeling of the morpho-topographic and climate controls. *The Cryosphere* 7 (5): 1455–1471. doi:10.5194/tc-7-1455-2013.
- Rabatel, A., Francou B., Soruco A., Gomez J., Cáceres B., Ceballos J.L., Basantes R., Vuille M., Sicart J.E., Huggel C., 2013b. Current state of glaciers in the tropical Andes: a multi-century perspective on glacier evolution and climate change. *The Cryosphere* 7: 81–102.
- Racoviteanu, A.E., Arnaud Y., Williams M.W., Ordoñez J., 2008. Decadal changes in glacier parameters in the Cordillera Blanca, Peru, derived from remote sensing. *Journal of Glaciology* 54: 499–510. doi:10.3189/002214308785836922.
- Racoviteanu, A.E., Paul F., Raup B., Khalsa S.J.S., Armstrong R., 2009. Challenges and recommendations in mapping of glacier parameters from space: results of the 2008 Global Land Ice Measurements from Space (GLIMS) workshop, Boulder, Colorado, USA. *Annals of Glaciology* 50 (53): 53–69.
- Racoviteanu, A.E., Williams M.W., 2012. Decision Tree and Texture Analysis for Mapping Debris-Covered Glaciers in the Kangchenjunga Area, Eastern Himalaya. *Remote Sensing* 4 (12): 3078–3109. doi:10.3390/rs4103078.
- Radić, V., Hock R., 2011. Regionally differentiated contribution of mountain glaciers and ice caps to future sea-level rise. *Nature Geoscience* 4 (2): 91–94. doi:10.1038/ngeo1052.
- Raffestin, C., 2000. Le théâtre du monde. In *L'Alpe n°7, Cartographier la Montagne*, Glénat: 25–29.
- Ranzi, R., Rossi G., Acovelli L., Aschner S., 2004. Use of multispectral ASTER images for mapping debris-covered glaciers within the GLIMS project. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing Symposium* 2: 1144–1147.
- Rau F, Mauz F, Vogt S., Khalsa S.J.S., Raup B., 2005. *Illustrated GLIMS Glacier Classification Manual - Glacier Classification Guidance*

- for the GLIMS Glacier Inventory, Version (1.0). GLIMS regional center "Antarctic Peninsula".
- Raup, B., Khalsa S.J.S., 2010. *GLIMS Analysis Tutorial*.
- Raup, B., Kieffer H., Hare T., Kargel J.S., 2000. Generation of Data Acquisition Requests for the ASTER Satellite Instrument for Monitoring a Globally Distributed Target: Glaciers. *IEEE Transactions of geoscience and remote sensing* 38 (2): 1-10.
- Raup, B., Racoviteanu A., Khalsa S.J.S., Helm C., Armstrong R., Arnaud Y., 2007a. The GLIMS geospatial glacier database: a new tool for studying glacier change. *Global and Planetary Change* 56 (1-2): 101–110.
- Raup, B., Käab A., Kargel J.S., Bishop M.P., Hamilton G., Lee E., Paul F., et al. 2007b. Remote sensing and GIS technology in the Global Land Ice Measurements from Space (GLIMS) Project. *Computers & Geosciences* 33 (1): 104–125. doi:10.1016/j.cageo.2006.05.015.
- Ravanel, L., 2009. Évolution géomorphologique de la haute montagne alpine dans le contexte actuel de réchauffement climatique. *Cahiers de géographie EDYTEM* 8: 113–124.
- Ravanel, L., 2010. *Caractérisation, facteurs et dynamiques des écroulements rocheux dans les parois à permafrost du massif du Mont Blanc*. Thèse de doctorat, Université de Savoie. 322 pp.
- Ravanel, L., Deline P., 2010. Climate influence on rockfalls in high-Alpine steep rockwalls: The north side of the Aiguilles de Chamonix (Mont Blanc massif) since the end of the "Little Ice Age". *The Holocene* 21 (2): 357–365. doi:10.1177/0959683610374887.
- Rebetz, M., Lugon R., Baeriswyl P.A., 1997. Climatic change and debris flows in high mountain regions: The case study of the Ritigraben torrent (Swiss Alps). *Climatic change* 36 (3): 371–389.
- Regione Lombardia., 2004. Lombardy Glacier data base. www.cartografia.regione.lombardia.it
- Regione Lombardia., 2007. Lombardy Glacier data base. www.cartografia.regione.lombardia.it
- Reynaud, L., 1997. Rapport d'étude sur les suivis glaciologiques dans le Parc National des Ecrins.
- Reynaud, L., 2002. Histoire des fluctuations des glaciers en remontant le Petit Age de Glace. *La Houille Blanche* (8): 16–19.
- Reynaud, L., Vincent C., 2000. Relevés de fluctuations sur quelques glaciers des Alpes Françaises. *La Houille Blanche* (5): 79–86.
- Reynolds J.M., 2000. On the formation of supraglacial lakes on debris-covered glaciers. In Nakawo M., Raymond C.F. et Fountain A. (Eds.), *Debris-covered Glaciers*, IAHS Publication, vol. 264: 153–161
- Rhül, T., 2010. *Apport des Minutes de la carte d'Etat-Major pour un inventaire des glaciers de la fin du Petit Age Glaciaire*. Mémoire de Master 2, IGA, Université de Grenoble.
- Ribolini, A., Guglielmin M., Fabre D., Bodin X., Marchisio M., Sartini S., Spagnolo M., Schoeneich. P., 2010. The internal structure of rock glaciers and recently deglaciated slopes as revealed by geoelectrical tomography: insights on permafrost and recent glacial evolution in the Central and Western Alps (Italy-France). *Quaternary Science Reviews* 29 (3-4): 507–521.
- Richard, D., Gay M., 2003. *Glaciorisk - Final report*.
- Richardson, S.D, et Reynolds J.M., 2000. An overview of glacial hazards in the Himalayas. *Quaternary International* 65: 31–47.
- Richter, E., 1888. *Die Gletscher der Ostalpen*. Stuttgart, Engelhorn.
- Rickenmann, D., 1999. Empirical Relationships for Debris Flows. *Natural Hazards* 19: 47–77.
- Rickenmann, D., Zimmermann M., 1993. The 1987 debris flows in Switzerland: documentation and analysis. *Geomorphology* 8: 175–189.
- RiskYdrogé. 2006. Risques hydro-géologiques en montagne : parades et surveillance - Rapport final. *INTERREG III A Projet n°179*. http://www.risknat.org/projets/riskydrogeo/docs/guide_pratique/Rapport_final.pdf
- Rothenbühler, C., 2006. *GISALP : Räumlich-zeitliche Modellierung der klimasensitiven Hochgebirgslandschaft des Oberengadins*, Thèse, Université de Zurich.
- Rowbotham, D.N., Dudycha D., 1998. GIS modelling of slope stability in Phewa Tal watershed, Nepal. *Geomorphology* 26 (1): 151–170.

S

- Salzmann, N., Käab A., Huggel C., Allgöwer B., Haerberli W., 2004. Assessment of the hazard potential of ice avalanches using remote sensing and GIS - modelling. *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography* 58 (2): 74–84. doi:10.1080/00291950410006805.
- Schär, C., Vidale P.L., Lüthi D., Frei C., Häberli C., Liniger M.A., Appenzeller C., 2004. The role of increasing temperature variability in European summer heatwaves. *Nature* 427: 332–336. (doi:10.1038/nature02300).
- Schaub, Y., Huggel C., Serraino M., Haerberli W., 2012. New lakes in deglaciating high-mountain areas: Regional intercomparison of current and future risks from impact waves due to rock/ice avalanches in the Swiss Alps. *EGU General Assembly, Vienne EGU2012-10804*.
- Scherler, K., 1983. Guidelines for preliminary glacier inventories. IAHS (ICSU)/ UNEP/ UNESCO report, Temporal Technical Secretariat for the World Glacier Inventory (TTS/WGI), ETH Zurich, Switzerland.
- Schneebeli, W., Roethlisberger F., 1976. Jahre Waliser Gletschergeschichte. *Die Alpen* 52: 1-153.
- Schneider, C., Schnirch M., Acuña C., Casassa G., Kilian R., 2007. Glacier inventory of the Gran Campo Nevado Ice Cap in the Southern Andes and glacier changes observed during recent decades. *Global and Planetary Change* 59 (1-4): 87–100.
- Schoeneich P., 1993. Comparaison des systèmes de légendes français, allemand et Suisse ; Principes de la légende IGD. In Schoeneich P., Reynard E. (Eds), *Cartographie géomorphologiques, cartographie des risques, Actes de la Réunion annuelle de la Société Suisse de Géomorphologie, 19 au 21 juin 1992 aux Diablerets et à Randa*, Lausanne, Institut de Géographie, Travaux et Recherches n°9: 15-24.
- Scotti, R., 2012. *Spatial and temporal variability of glaciers and rock glaciers in the central Italian Alps (Lombardy region)*. Thèse, Université de Milan, Bicocca, Italy. 116 pp.
- Serraino, M., 2011. *Fels- und Eisstürze in Hochgebirgsseen der Schweizer Alpen. Eine GIS-basierte analyse von Gefahrenpotentialen im 21. Mémoire de Master, Université de Zürich*.
- Servizio Glaciologico Lombardo, 1992. Ghiacciai in Lombardia. Bergamo, Bolis.
- Shukla, A., Gupta R.P., Arora M.K., 2010. Delineation of debris-covered glacier boundaries using optical and thermal remote sensing data. *Remote Sensing Letters* 1 (1): 11–17.
- Silverio, W., Jaquet J-M., 2005. Glacial cover mapping (1987–1996) of the Cordillera Blanca (Peru) using satellite imagery. *Remote Sensing of Environment* 95: 342–350.
- Sitzmann, P., 1961., Les variations récentes des glaciers du bassin de la Romanche. *Revue de Géographie Alpine* 29 (1): 167–179.
- Six, D., 2000. *Analyse statistique des distributions des séries de bilans de masse des glaciers alpins et des calottes polaires de l'hémisphère nord*. Thèse de doctorat, Université de Grenoble. 302 pp.
- Smith, D.J., Desloges J.R., 2000. Little Ice Age history of Tzeetsaytsul Glacier, Tweedsmuir Provincial Park, British Columbia. *Géographie physique et Quaternaire* 54 (2): 135–141.
- Solomina, O., Barry R., Bodnya M., 2004. The Retreat of Tien Shan Glaciers (Kyrgyzstan) Since the Little Ice Age Estimated from Aerial Photographs, Lichenometric and Historical Data. *Geografiska Annaler, Series A: Physical Geography* 86 (2): 205–215. doi:10.1111/j.0435-3676.2004.00225.x.
- Steinberg, T. 2002. Down to earth: nature, agency, and power in history. *American Historical Review* 107 (3): 798-820
- Stokes, C.R., Popovnin V., Aleynikov A., Gurney S.D., Shahgedanova M., 2007. Recent glacier retreat in the Caucasus Mountains, Russia, and associated increase in supraglacial debris cover and supra-/proglacial lake development. *Annals of Glaciology* 46 (1): 195–203.
- Stokes, C.R., Shahgedanova M., Evans I.S., Popovnin V.V., 2013. Accelerated loss of alpine glaciers in the Kodar Mountains, southeastern Siberia. *Global and Planetary Change* 101: 82–96. doi:10.1016/j.gloplacha.2012.12.010.
- Suzuki, R., Fujita K., Ageta Y., 2007. Spatial distribution of thermal properties on debris-covered glaciers in the Himalayas derived from ASTER data. *Bulletin of Glaciologi-*

cal Research 24: 13–22.

T

- Tennant, C., Menounos B., Wheate R., Clague J.J., 2012. Area change of glaciers in the Canadian Rocky Mountains, 1919 to 2006. *The Cryosphere* 6 (6): 1541–1552. doi:10.5194/tc-6-1541-2012.
- Tachikawa T., M. Kaku, A. Iwasaki, D. Gesch, M. Oimoen, Z. Zhang, J. Danielson, T. Krieger, B. Curtis, J. Haase, M. Abrams, R. Crippen, C. Carabajal., 2011. ASTER Global Digital Elevation Model Version 2 – Summary of Validation Results. METI & NASA, 28 pp.
- Theler, D., E. Reynard, C. Lambiel, E. Bardou., 2010. The contribution of geomorphological mapping to sediment transfer evaluation in small alpine catchments. *Geomorphology* 124 (3): 113–123.

U

- UNESCO, 1970. *Perennial ice and snow masses. A guide for compilation and assemblage of data for a world inventory*. Unesco/IASH. Paris: United Nations Educational. 59 pp.
- UNESCO., 2009. Études de cas - Changement climatique et patrimoine mondial. Centre du patrimoine mondial de l'UNESCO.
- USGS. Glossary of Glacier terminology: <http://pubs.usgs.gov/of/2004/1216/glaciertypes/glaciertypes.html>

V

- Vallot, H., 1893. *Les annales de l'observatoire météorologique, physique et glaciaire du Mont-Blanc*. 7 tomes. Steinheil. Paris.
- Vallot H., 1904. Troisième note sur la carte du massif du Mont Blanc. *Annuaire du Club Alpin Français*, 30^e année, 1903 : 378–387.
- Vallot, J., Delebecque A., Duparc A., 1892. Sur la catastrophe de Saint Gervais. *Archives des Sciences physiques et naturelles*, Troisième période, T.XXVIII.
- Vallot J., Vallot H., 1892. Note sur la carte du massif du Mont Blanc à l'échelle du 20 000^e et étude des Aiguilles Rouges. *Annuaire du Club Alpin Français*, 19^e année, 1892 : 3–28.
- Vallot J., Vallot H., 1895. Deuxième note sur la carte du massif du Mont Blanc à l'échelle du 20 000^e et étude des Aiguilles Rouges. *Annuaire du Club Alpin Français*, 21^e année, 1894 : 3–49.
- Vallon M., 1989. Evolution, water balance, potential hazards, and control of a pro-glacial lake in the French Alps. *Annals of Glaciology* (13): 273–278.
- VdA, Aosta Valley., 1975. Aosta Valley Glacier data base. Technical internal report. Aosta, Italy.
- Vilímek, V., Luyo Zapata M., Klimeš J., Patzelt Z., Santillán N., 2005. Influence of glacial retreat on natural hazards of the Palcacocha Lake area, Peru. *Landslides* 2 (2): 107–115. doi:10.1007/s10346-005-0052-6.
- Vincent, C., 2002. Influence of climate change over the 20th century on four French glacier mass balances. *Journal of Geophysical Research* 107 (4375): 4–12.
- Vincent, C., 2010. *L'impact des changements climatiques sur les glaciers alpins*. Thèse de doctorat, Université de Grenoble. 211 pp.
- 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* 109 (10104): 10–1029.
- Vincent, C., E. Le Meur, D. Six, M. Funk., 2005. Solving the paradox of the end of the Little Ice Age in the Alps. *Geophysical Research Letter* 32 (9): 09706. doi:10.1029/2005GL02255
- Vincent, C., Le Meur E., Six D., Funk M., Hoelzle M., Preunkert S., 2007. Very high-elevation Mont Blanc glaciated areas not affected by the 20th century climate change. *Journal of Geophysical Research* 112 (D9). doi:10.1029/2006JD007407.
- Vincent, C., Garambois S., Thibert E., Lefebvre E., Six D., 2010. Origin of the outburst flood from Glacier de Tête Rousse in 1892 (Mont Blanc area, France). *Journal of Glaciology* 56 (198): 688–698.
- Vincent, C., Descloitres M., Garambois S., Leg-

chenko A., Guyard H., Gilbert A., 2012. Detection of a subglacial lake in Glacier de Tête Rousse (Mont Blanc area, France). *Journal of Glaciology* 58 (211): 866–878. doi:10.3189/2012JoG11J179.

- Vincent, C., Thibert E., Harter M., 2013. *Action 2A, Etude du glacier de Tacconnaz*. Rapport pour le programme Glariskalp, <http://www.glariskalp.eu/Vivian>, R., 1975. *Les glaciers des Alpes Occidentales*. Allier, Grenoble, 516 pp.
- Vivian, R., 2001. *Des glaciers du Faucigny aux glaciers du Mont-Blanc*. La Fontaine de Si-loé, Parme, 296 pp.

W

- Wanner, H., Holzhauser H., Pfister C., Zumbühl H., 2000. Interannual to Century Scale Climate Variability in the European Alps (Die Klimavariabilität im europäischen Alpenraum auf der Zeitskala von Jahren bis Jahrhunderten). *Erdkunde* 54 (1): 62–69.
- Wanner, H., Beer J., Bütikofer J., Crowley T.J., Cubasch U., Flückiger J., Goosse H., et al., 2008. Mid- to Late Holocene climate change: an overview. *Quaternary Science Reviews* 27 (19-20): 1791–1828. doi:10.1016/j.quascirev.2008.06.013.
- Wegmann, M., Gudmundsson H., Haeberli W., 1998. Permafrost changes in rock walls and the retreat of Alpine glaciers: a thermal modelling approach. *Permafrost and Periglacial Processes* 9: 23–33.
- Wetter, W., 1987. Spät- und Postglaziale Gletscherschwankungen im Mont Blanc Gebiet : Untere Vallée de Chamonix-Val Montjoie. *Physische Geographie* 22. Zürich.
- WGMS, 2011. *Glacier Mass Balance Bulletin*. Vol. Bulletin n°11 (2008–2009). ICSU (WDS) - IUGG (IACS) - UNEP - UNESCO - WMO.
- Williams, Jr. R.S., Ferrigno J.G., 2005. Satellite image atlas of glaciers of the world: Fact Sheet: 2005–3056. <http://pubs.usgs.gov/fs/2005/3056>.
- Wolken, G.J., 2006. High-resolution multispectral techniques for mapping former Little Ice Age terrestrial ice cover in the Canadian High Arctic. *Remote sensing of environment* 101 (1): 104–114.

Z

- Zemp, M., Paul F., Hoelzle M., Haeberli W., 2008. Glacier Fluctuations in the European Alps, 1850–2000. In B.S. Orlove, E. Wiegandt, B.H. Luckman (Eds), *Darkening peaks: glacier retreat, science, and society*, University of California Press, Berkeley: 152–167.
- Zemp, M., Thibert E., Huss M., Stumm D., Rols-tad Denby C., Nuth C., Nussbaumer S.U., et al., 2013. Reanalysing glacier mass balance measurement series. *The Cryosphere* 7 (4): 1227–1245. doi:10.5194/tc-7-1227-2013.
- Zimmermann, M., Haeberli W., 1992. Climatic change and debris flow activity in high-mountain areas—a case study in the Swiss Alps. *Catena Supplement* 22: 59–72.
- Zimmermann, M., Mani P., Romang H., 1997. Magnitude-frequency aspects of alpine debris flows. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 90: 415–420. <http://dx.doi.org/10.5169/seals-168173>.
- Zumbühl H.J., Holzhauser, H., 1988. *Les Alpes, Numéro spécial du 125^e anniversaire du CAS, Revue du Club Alpin Suisse* 3^e cahier trimestriel (64^e année).
- Zryd, A., 2001. *Les glaciers*. La nature dans les Alpes 4. Pillet, Saint-Maurice. 325 pp.

SITOGRAPHIE

- Site internet de Michel Caplain: <http://geo.hmg.inpg.fr/mto/jpegs/>
- Site internet de DRIAS : <http://drias-climat.fr/>
- Site internet d'ESRI : <http://www.esrifrance.fr>
- Site internet de HISTALP : <http://www.zamg.ac.at/histalp/>
- Site internet de Géoportail (IGN) : <http://www.geoportail.gouv.fr>
- Site internet de Glacioclim : <http://www-lgge.ujf-grenoble.fr/ServiceObs/>
- Site internet de Glaciorisk : <http://glaciorisk.gre->

noble.cemagref.fr/projet_glaciorisk.htm
Site Internet de Glaciorisk : *http://glaciorisk.grenoble.cemagref.fr/projet_glaciorisk.htm*

Site internet de GLIMS (Global Land Ice Measurements from Space): *http://www.glims.org/*

Site internet de GlobGlacier: *http://www.globglacier.ch/index.html*

Site internet d GTN-G (Global Terrestrial Network for Glaciers): *http://www.gtn-g.org/*

Site internet de l'association Moraine: *http://asso.moraine.free.fr/*

Site internet du NSIDC (National Snow and Ice Data Center): *https://nsidc.org*

Site internet de l'USGS (U.S. Geological Survey) *http://www.usgs.gov/*

Site internet du WGI (World Glacier Inventory): *http://nsidc.org/data/glacier_inventory/*

Annexes

Liste des Annexes:

PARTIE 1 :

- ANNEXE 1-1 :** Illustration du retrait des glaciers du massif des Écrins par la photographie.
 A) Glaciers de la Girose et de mont de Lans (Archives Dép. de l'Isère, clichés 1878-1&2, Fond RTM 38); B) Le glacier des Étançons (ph. Duchemin, BM Grenoble, publié dans la thèse de J.-L Edouard, 1978); C) Glacier de la Selle. (Cliché 256, Fond STD – BM Grenoble); D) Le glacier du Tabuchet (ph. 1905-1908 : ph. 2006 : M. Le Roy)
- ANNEXE 1-2 :** Le projet Européen *Glaciorisk* : a) Liste des glaciers français concernés par un aléa glaciaire ; b) Exemple d'une fiche récapitulative associée à un glacier concerné par un aléa glaciaire, ici le glacier de la Charpoua (massif du Mont Blanc).
- ANNEXE 1-3 :** Carte "Type 1922". Feuille de Modane n°4.
- ANNEXE 1-4:** Tableau d'assemblage de la carte au 1 :10 000 de l'IGN pour le secteur du massif du Mont Blanc. En rose, les secteurs pour lesquels la carte est parue entre 1950 et 1954 (9 feuilles). La cartographie des autres secteurs n'a malheureusement pas été réalisée.

PARTIE 2 :

- ANNEXE 2-1:** Bibliographie des *Fiches des glaciers français* de R. Vivian. (N. Lalevée, *non publié*).
- ANNEXE 2-2:** Liste des mémoires de maîtrise ayant contribué à l'inventaire des glaciers par R. Vivian. (N. Lalevée, *non publié*).
- ANNEXE 2-3.A :** Structure de la table attributaire associée à l'extension des glaciers en 2006-2009
- ANNEXE 2-3.B :** Structure de la table attributaire associée à l'extension des glaciers en 1967-1971.
- ANNEXE 2-3.C :** Structure de la table attributaire associée à l'extension des glaciers au PAG
- ANNEXE 2-4.A :** Structure de la table attributaire associée aux cordons morainiques.
- ANNEXE 2-4.B :** Structure de la table attributaire associée au till.
- ANNEXE 2-4.C :** Structure de la table attributaire associée aux lacs.
- ANNEXE 2-5:** Uniformisation des données de la carte topographique 1 :25 000 de l'IGN
- ANNEXE 2-5:** Exemples de carte géomorphologique.

PARTIE 3:

- ANNEXE 3-1 :** Longueurs moyennes des glaciers des Alpes françaises en 2006-2009 et distribution selon 6 classes de taille, par massifs, expositions et classes de taille (superficie).
- ANNEXE 3-2 :** Répartition (superficie et nombre ; valeurs absolue et pourcentage) des glaciers des Alpes françaises en 2006-2009 selon leur exposition moyenne et 5 classes de taille.
- ANNEXE 3-3 :** Valeurs moyennes, minimales et maximales des altitudes frontales (minimales), maximales et moyennes des glaciers des Alpes françaises en 2006-2009 par massifs, expositions et

classes de taille.

ANNEXE 3-4 : Répartition du nombre de glaciers des Alpes françaises (valeurs absolues et pourcentages) en 2006-2009, selon leur type et leur forme, par massifs, expositions et classes de taille.

ANNEXE 3-5 : Comparaison de la superficie et de la moyenne des altitudes frontale (minimale), maximale et moyenne des glaciers à couverture détritique continue couvrant <10 % et >10% de la superficie totale englacée, par massifs, expositions et classes de tailles.

ANNEXE 3-6 : Comparaison de la superficie moyenne (a), longueur moyenne (b) et pente moyenne (c) des glaciers à couverture détritique continue couvrant <10 % et >10% de la superficie totale englacée, par massifs, expositions et classes de taille.

ANNEXE 3-7: Comparaison des valeurs moyennes des superficies, longueurs, altitudes minimales, maximales et moyennes et des pentes moyennes entre les glaciers noirs et les autres glaciers > 0,5 km².

ANNEXE 3-8: Extension des glaciers du massif du Mont Blanc pendant la première moitié du 20^e siècle

ANNEXE 3-9 : Exemples de cartes diachroniques d'extension des glaciers français

ANNEXE 3-10 : Superficie des tranches d'altitudes de 50 m englacées et valeur du retrait annuel pour chaque tranche d'altitude, pour les glaciers des massifs du Mont Blanc, de la Vanoise et des Écrins pendant les périodes P (fin du PAG à 2006-2009), P1 (fin du PAG à 1967-1971) et P2 (1967-1971 à 2006-2009); et pour l'ensemble des glaciers des Alpes françaises pendant P2 (1967-1971 à 2006-2009).

ANNEXE 3-11: Superficie des tranches d'altitudes de 50 m englacées et valeur du retrait annuel pour chaque tranche d'altitude, pour les glaciers des massifs du Mont Blanc, de la Vanoise et des Écrins pendant les périodes P (fin du PAG à 2006-2009), P1 (fin du PAG à 1967-1971) et P2 (1967-1971 à 2006-2009).

ANNEXE 3-12 : Évolution des valeurs moyennes des altitudes minimale, maximale et moyenne des glaciers des Alpes françaises entre 1967-1971 et 2006-2009, par massifs, classes de taille et expositions.

ANNEXE 3-13 : Évolution des valeurs moyennes des altitudes minimale, maximale et moyenne des glaciers des principaux massifs des Alpes françaises entre la fin du PAG et 2006-2009, par massifs, exposition et des classes de taille.

ANNEXE 3-14 : Évolution des valeurs moyennes des altitudes minimales et maximales de 184 glaciers des principaux massifs des Alpes françaises entre la fin du PAG et 2006-2009.

ANNEXE 3-15 : Évolution relative de la superficie des glaciers entre 1967-1971 et 2006-2009 en fonction des paramètres topographiques de 1967-1971.

La figure présente l'évolution relative de la superficie de l'Ech.2 en fonction des paramètres topographiques de 1967-1971: superficie (A), longueur (B), longitude (C), latitude (D), pente (E), exposition (F), altitude minimale (G), altitude maximale (H) et altitude moyenne (I).

Le tableau présente pour Ech.1 et Ech.2 les valeurs moyennes et les écarts type associées aux changements relatifs de superficie entre 1967-1971 et 2006-2009 en fonction des paramètres topographiques des glaciers en 1967-1971 (superficie, longueur, longitude, latitude, pente, exposition, altitude minimale, altitude maximale et altitude moyenne).

ANNEXE 3-16 : Localisation des glaciers des Alpes françaises selon la longitude (A) et la latitude (B)

ANNEXE 3-17 : Relation entre le retrait glaciaire et 9 paramètres topographiques pour l'ensemble des glaciers des Alpes françaises (516 glaciers) par massifs, classes de taille et expositions.

Les graphiques sont organisés de la manière suivante :

1 : Par massifs

Massif du Mont Blanc

Massif de la Vanoise

Massif des Écrins

Autres massifs

2 : Par taille

< 0,5 km²

0,5-1 km²

1-2,5 km²

> 2,5 km²

3 : Par exposition

N

NE

E

SE

S

SW

W

N

PARTIE 4:

ANNEXE 4-1 : Lacs > 0,5 ha situés dans les marges proglaciaires des glaciers des Alpes françaises.

ANNEXE 4-2 : Glaciers sélectionnés en utilisant le premier niveau de la méthode de Frey *et al.* (2010). Ces glaciers comportent des secteurs > 6500 m² où pourraient potentiellement se former des lacs à la suite du retrait du glacier

Annexes de la Partie 1:

ANNEXE 1-1 : Illustration du retrait des glaciers du massif des Ecrins par la photographie.

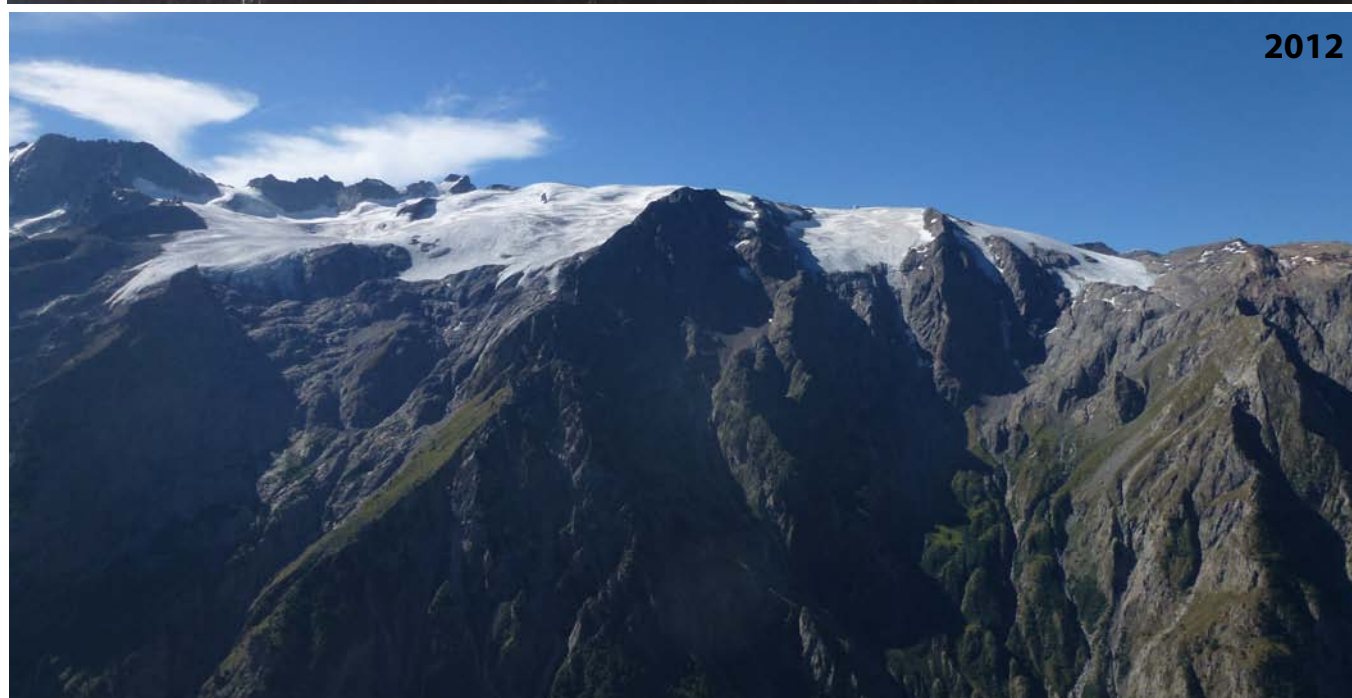
A) Glaciers de la Girose et de mont de Lans (Archives Dép. de l'Isère, clichés 1878-1&2, Fond RTM 38)

B) Le glacier des Etançons (ph. Duchemin, BM Grenoble, publié dans la thèse de JL Edouard, 1978)

C) Glacier de la Selle. (Cliché 256, Fond STD – BM Grenoble).

D) Le glacier du Tabuchet (ph. 1905-1908 : ph. 2006 : M. Le Roy)

A)



B)



C)

fin 19^e - début 20^e



2006

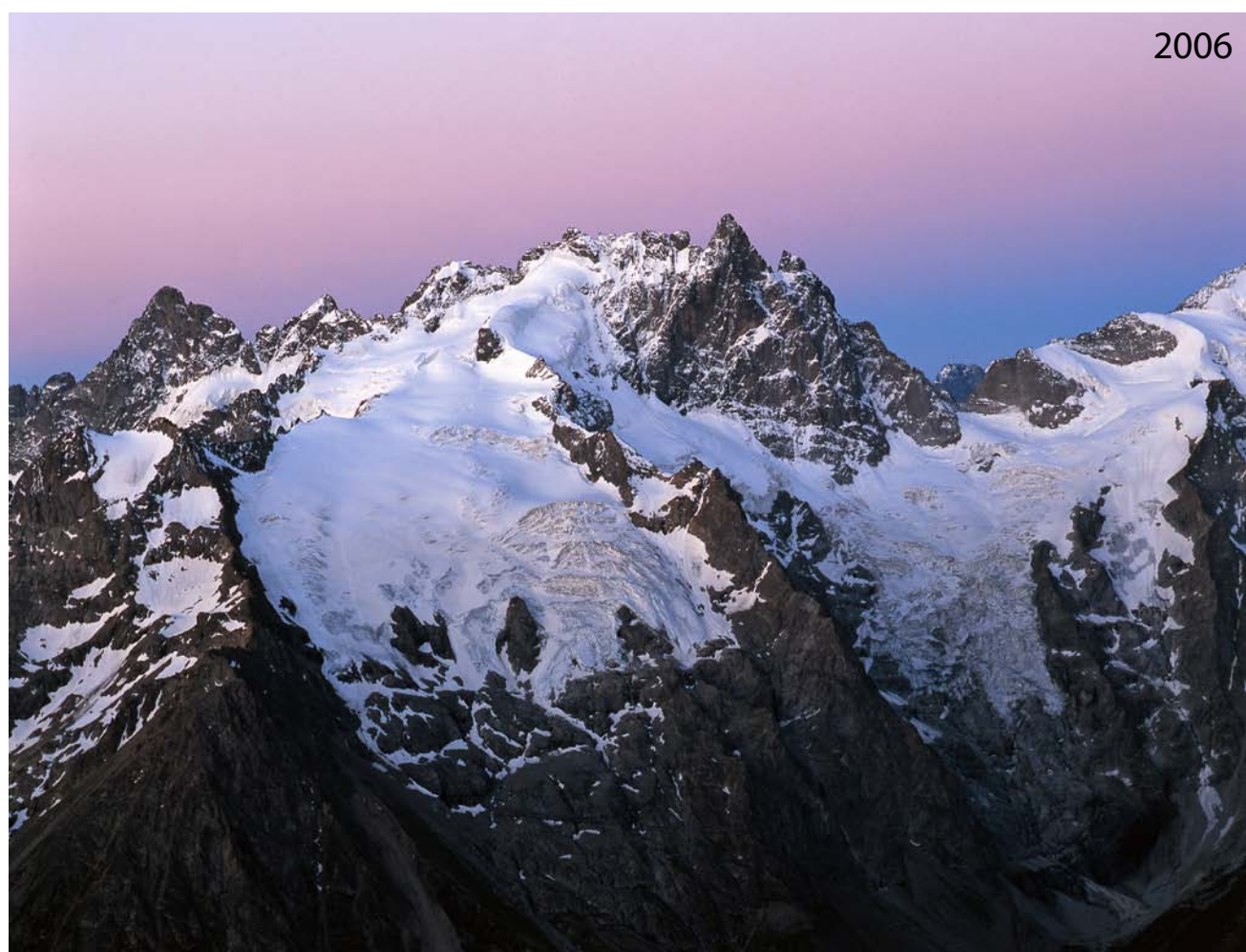


D)

1905-1908






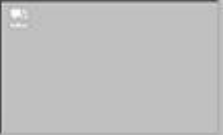
2006



ANNEXE 1-2 : Le projet Européen *Glaciorisk* (<http://www.nimbus.it/glaciorisk/gridabasemainmenu.asp>).

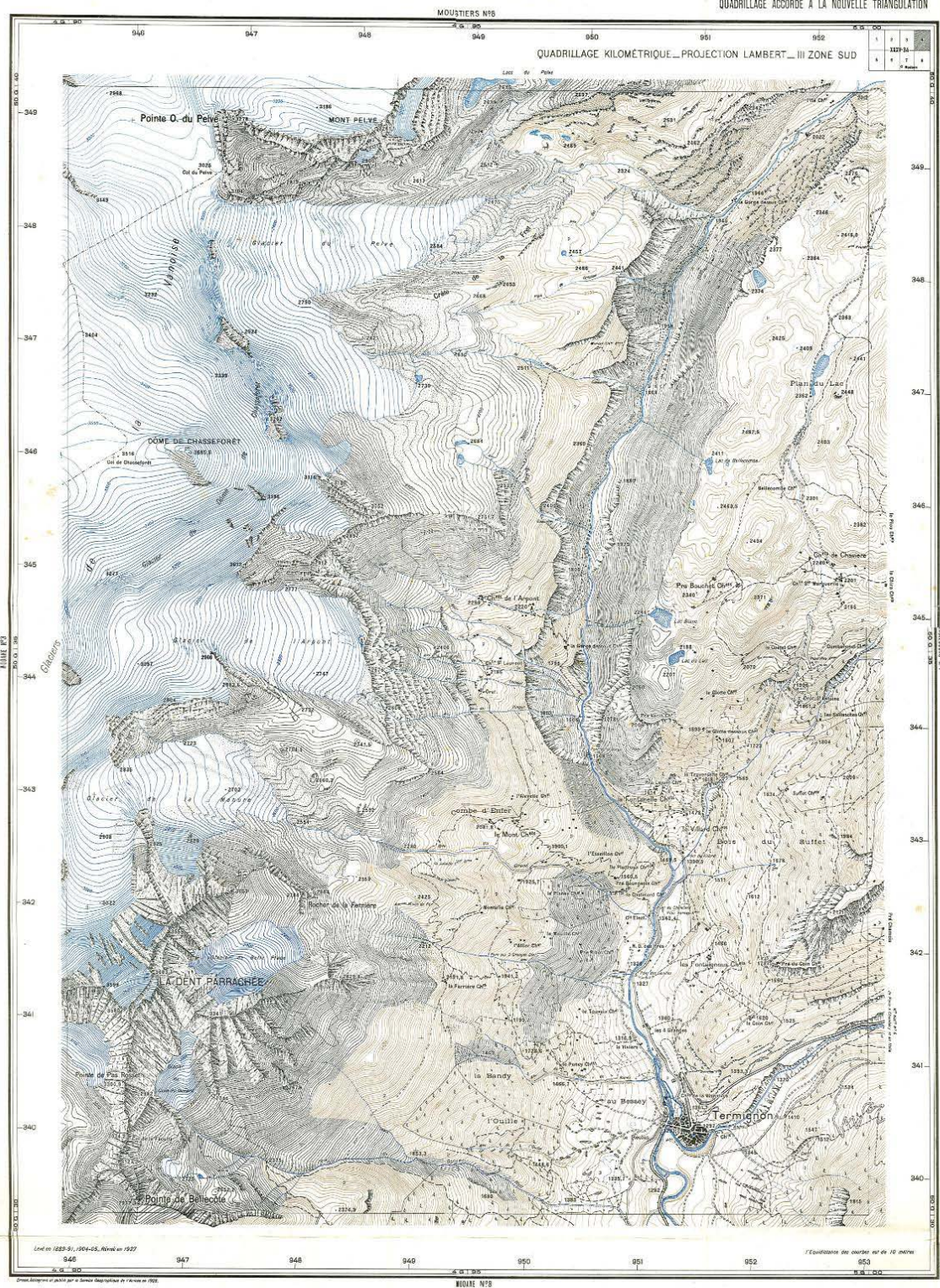
- a) Liste des glaciers français concernés par un aléa glaciaire ;
- b) Exemple d'une fiche récapitulative associée à un glacier concerné par un aléa glaciaire, ici le glacier de la Charpoua (massif du Mont Blanc).

WGI ID	Glacier	Min Alt (m)	Risk Type	Events
F4N01235A08	Argentière	1400	Glacier flood (contain both lakes and water pocket)	2
F4N01165A05	Arsine	2450	Miscellaneous	3
F4N01237D03	Bossons	1200	Glacier flood (contain both lakes and water pocket)	19
F4N01238A01	Bourgeat	2600	Ice avalanches	7
F4N01236A05	Charpoua	2400	Ice avalanches	2
F4N01146B10	Epena	2300	Glacier Flood and Ice avalanches	5
F4N0109A01	Fond de Chauvet	2750	Glacier flood (contain both lakes and water pocket)	5
F4N01165F02	Girose	2550	Ice avalanches	1
F4N01153B19	Glacier du Mulinet	2300	Ice avalanches	1
F4N01083B15	Glacier Noir	2100	Glacier flood (contain both lakes and water pocket)	1
F4N01146C20	Grands Couloirs	3855	Ice avalanches	2
F4N01238B01	Griaz	2500	Ice avalanches	3
F4N01144G10	Gurraz	2400	Ice avalanches	2
F4N01165E02	Meije	2300	Ice avalanches	1
F4N01236A01	Mer de Glace	1400	Glacier flood (contain both lakes and water pocket)	3
F4N01237A01	Nantillons	2300	Glacier Flood and Ice avalanches	4
F4N01146C33	Nants	2100	Ice avalanches	1
F4N01146C07	Patinoire	2512	Miscellaneous	1
F4N01237C01	Pèlerins	2200	Ice avalanches	5
F4N01151B10	Polset	3000	Miscellaneous	0
F4N01152A19	Réchasse	2300	Glacier flood (contain both lakes and water pocket)	1
F4N01153D08	Rochemelon	2800	Miscellaneous	1
F4N01083B26	Séguret Foran	3460	Glacier flood (contain both lakes and water pocket)	1
F4N01237E01	Taconnaz	1500	Ice avalanches	10
F4N01239A01	Tête Rousse	2950	Glacier flood (contain both lakes and water pocket)	1
F4N01234001	Tour	1800	Glacier flood (contain both lakes and water pocket)	2
F4N01153B31	Vallonnet Supérieur	2700	Ice avalanches	1

 GLACIORISK EUROPEAN PROJECT 	
France (CEMAGREF , ETNA , ONF-RTM , LGGE-CNRS), Italy (CNR-IRPI , SMS/Nimbus), Norway (UOSLO , NVE), Iceland (UI (IS)), Austria (DGGS), Switzerland (VAW-ETHZ)	
WELCOME TO GRIDATABASE, GLACIER RISKS DATA BASE : MAIN MENU <i>Gridabase was implemented by SMS/Nimbus</i>	
GLACIER "CHARPOUA" Risk type: ice avalanches	
Glacier list Statistics	
Type: Cirque glacier Country: France Region: Haute Savoie Massif/Ice Cap: Mont Blanc Municipality: Municipality code: Location: It's an affluent of the Mer de Glace on the right bank (with no junction with the "Mer de Glace"), located downstream from the confluence between the glacier of the Tacul and the glacier of Leschaux	Latitude (°, cent): 45.55 Longitude (°, cent): 6.949 Surface (km²): 0.5 Length (km): 1.6 Width (km): 0.3 Min. altitude (m): 2400 Max. altitude (m): 3300 Orientation (°) Slope (°) 29
	
EVENT: Date 28/9/1997 - Date quality: ↑ Top	
Type: Ice avalanches Description: a serac fall happened again. Ice blocks came from the front of the glacier, and the volume has been estimated at 40.000 or 60.000 m3 (see the opposite picture) Effects: 1 death, a mountaineer who was on the path to the shelter Deaths (#) 0 Injured (#) 0 Note: For this second event , the quality of the information is very good, since the P.G.H.M. went to the scene of the accident immediately, and could therefore have noted precise information	
DAMAGES ↑ Top	
BIBLIOGRAPHY ↑ Top	
PGHM Chamonix, 0 - <i>adjudant Oustry</i> R.T.M Annecy, 0 - <i>Archives du service</i>	
EVENT: Date 1/5/1997 - Date quality: ↑ Top	
Type: Ice avalanches Description: a serac fall happened, with a volume of about 50.000 m3 Effects: no damages Deaths (#) 0 Injured (#) 0 Note: the global information is medium, because this area is not frequented a lot during this time of the year	
DAMAGES ↑ Top	
BIBLIOGRAPHY ↑ Top	

ANNEXE 1-3 : Carte "Type 1922". Feuille de Modane n°4.

MODANE N°4



Point isolé	—
Point de Contrôle de la Géodésie	—
Croix de repérage	—
Croix de repérage	—
Point d'intersection géodésique	—
Limite communale	—
Secteur agricole	—
Bois	—
Région à l'évaluation (Plan National)	—
Région à l'évaluation (Plan National)	—
Région à l'évaluation (Plan National)	—

Grande route	—
Grande route	—
Grande route	—
Grande route	—
Grande route	—
Grande route	—
Grande route	—
Grande route	—
Grande route	—
Grande route	—

Grande route	—
Grande route	—
Grande route	—
Grande route	—
Grande route	—
Grande route	—
Grande route	—
Grande route	—
Grande route	—
Grande route	—

Grande route	—
Grande route	—
Grande route	—
Grande route	—
Grande route	—
Grande route	—
Grande route	—
Grande route	—
Grande route	—
Grande route	—

Grande route	—
Grande route	—
Grande route	—
Grande route	—
Grande route	—
Grande route	—
Grande route	—
Grande route	—
Grande route	—
Grande route	—

MINISTÈRE DES TRAVAUX PUBLICS ET DES TRANSPORTS
INSTITUT GÉOGRAPHIQUE NATIONAL - 128 bis, rue de Grenelle - PARIS 6^{ème}



ANNEXE 1-4: Tableau d'assemblage de la carte au 1 : 10 000 de l'IGN pour le secteur du massif du Mont Blanc. En rose, les secteurs pour lesquels la carte est parue entre 1950 et 1954 (9 feuilles). La cartographie des autres secteurs n'a malheureusement pas été réalisée.

CARTE DE LA RÉGION DU MONT BLANC

au 1 : 10 000

1 cm sur la Carte représente 100 m sur le terrain

En cours d'établissement

Etablie d'après des levés photogrammétriques aériens, complétés sur le terrain.

Projection conique conforme de Lambert.

DÉSIGNATION DES COUPURES ; par leur nom (voir tableau d'assemblage ci-contre).

Les prix varient selon que les coupures sont « grandes » ou « petites », livrées « à plat » ou « pliées ».

Formats grandes coupures (exemple : Aiguille du Midi).

Format utile : 50 × 70 cm environ.

Format plié : 12 × 26 cm.

Formats petites coupures (exemple : Le Fayet)

Format utile : 50 × 35 cm environ.

Format plié : 12 × 26 cm.

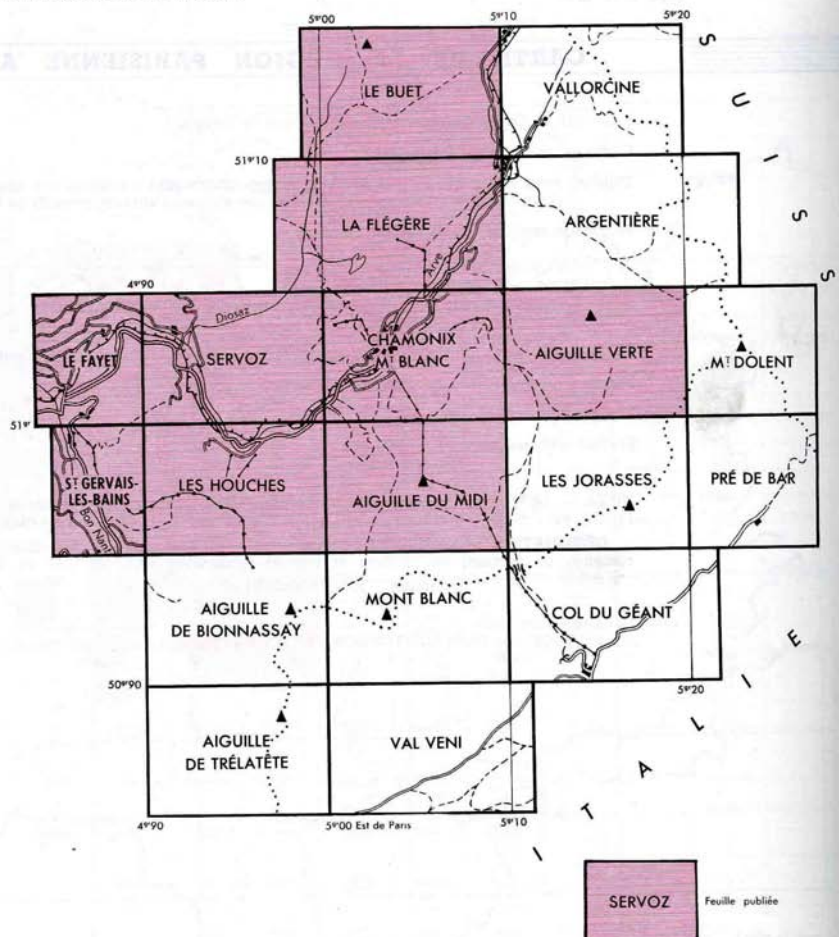
EDITION DES COUPURES

- **EDITION A PLAT** en 10 couleurs.
- La **facture**, d'un type spécialement étudié, est très soignée. Les rochers sont représentés à l'effet. Quatre estompages soulignent les différentes natures de relief.

● EDITION PLIÉE

La même, sous couverture.

CARTE DE LA RÉGION
DU MONT-BLANC AU 1/10 000



Annexes de la Partie 2:

ANNEXE 2-1: Bibliographie des *Fiches des glaciers français* de R. Vivian. (N. Lalevée, *non publié*).

- Vivian, R. (1967). "Le glacier Blanc." *Revue de Géographie Alpine* 55(4): 729-732.
- Vivian, R. (1967). "Le glacier Noir." *Revue de Géographie Alpine* 55(4): 733-736.
- Vivian, R. (1968). "Cartographie des glaciers." *Revue de Géographie Alpine* 56(3): 593-603.
- Vivian, R. (1971). "Fiches des glaciers français." *Revue de Géographie Alpine* 59(1): 153-154.
- Vivian, R. (1971). "Les glaciers des Grandes-Rousses." *Revue de Géographie Alpine* 59(3): 429-436.
- Vivian, R. and P.-H. Alphonse (1970). "Les glaciers de Chasseforêt." *Revue de Géographie Alpine* 58(1): 237-240.
- Vivian, R. and R. Bergeret (1967). "Le glacier de la Pilatte." *Revue de Géographie Alpine* 55(2): 393-396.
- Vivian, R. and G. Bocquet (1973). "Les grands groupes glaciaires. Les glaciers de la Vanoise." *Revue de Géographie Alpine* 59(1): 329-333.
- Vivian, R. and G. Borel (1971). "Les glaciers de Miage et des Dômes." *Revue de Géographie Alpine* 59(2): 611-614.
- Vivian, R. and Y. Bravard (1968). "Le glacier des Balmes." *Revue de Géographie Alpine* 56(1): 417-420.
- Vivian, R. and Y. Bravard (1968). "Les glaciers du Mont Pourri." *Revue de Géographie Alpine* 56(1): 421-425.
- Vivian, R. and C. Chambard (1971). "Le glacier du Sélé." *Revue de Géographie Alpine* 59(3): 425-428.
- Vivian, R. and M. Chinal (1969). "Le glacier de Chavière." *Revue de Géographie Alpine* 57(4): 875-877.
- Vivian, R. and M. Chinal (1970). "Le glacier du Chardon." *Revue de Géographie Alpine* 58(1): 233-237.
- Vivian, R. and J.-P. Collicard (1971). "Les glaciers de Bellecôte." *Revue de Géographie Alpine* 59(2): 271-274.
- Vivian, R. and J.-P. Collicard (1971). "Les glaciers du groupe des Volnets." *Revue de Géographie Alpine* 59(4): 607-610.

- Vivian, R. and B. Constantin (1970). "Le glacier de la Plate des Agneaux." *Revue de Géographie Alpine* 58(3): 585-588.
- Vivian, R. and B. Constantin (1970). "Les glaciers de la Meije : Rateau, Meije et Tabuchet." *Revue de Géographie Alpine* 58(3): 581-584.
- Vivian, R. and P. Derrouch (1970). "Le glacier de Bionnassay." *Revue de Géographie Alpine* 58(2): 425-428.
- Vivian, R. and P. Derrouch (1970). "Le glacier de la Selle." *Revue de Géographie Alpine* 58(4): 685-688.
- Vivian, R. and M. Frayssinet (1970). "Le glacier de Tré-la-Tête." *Revue de Géographie Alpine* 58(2): 421-424.
- Vivian, R. and J.-C. Gabbero (1968). "Le glacier des Sources de l'Isère." *Revue de Géographie Alpine* 56(1): 209-213.
- Vivian, R. and R. Gonnet (1972). "Les glaciers de Séguret." *Revue de Géographie Alpine* 60(1): 159-162.
- Vivian, R. and M. Jail (1968). "Le glacier d'Arnes." *Revue de Géographie Alpine* 57(3-4): 655-658.
- Vivian, R. and M. Jail (1968). "Le glacier des Sources de l'Arc." *Revue de Géographie Alpine* 56(1): 205-208.
- Vivian, R. and M. Jail (1969). "Le glacier de la Grande Motte." *Revue de Géographie Alpine* 57(1): 229-231.
- Vivian, R. and M. Jail (1969). "Le glacier de Lepena." *Revue de Géographie Alpine* 57(1): 225-228.
- Vivian, R. and M. Jail (1969). "Le glacier du Mulinet." *Revue de Géographie Alpine* 57(2): 425-428.
- Vivian, R. and R. Mallon (1967). "Le glacier d'Argentière." *Revue de Géographie Alpine* 55(3): 579-582.
- Vivian, R. and R. Mallon (1967). "Le glacier du Tour." *Revue de Géographie Alpine* 55(3): 583-586.
- Vivian, R. and Y. Paccalet (1971). "Le glacier de la Masse." *Revue de Géographie Alpine* 59(2): 267-270.
- Vivian, R. and L. Volle (1967). "Le glacier d'Arsine." *Revue de Géographie Alpine* 55(2): 397-400.
- Vivian, R. and L. Volle (1970). "Les glaciers du Mont de Lans et de la Girose." *Revue de Géographie Alpine* 58(4): 689-692.

ANNEXE 2-2: Liste des mémoires de maîtrise ayant contribué à l'inventaire des glaciers par R. Vivian (N. Lalevée, *non publié*).

- Alphonse, P.-H. (1969). *Les glaciers de la Grande Casse et de Chasseforêt (Vanoise)*. Grenoble, Institut de Géographie Alpine, n° AA 169.
- Bégou, R. (1969). *Les glaciers des Alpes de Glaris*. Grenoble, Institut de Géographie Alpine, n° AA 182.
- Bergeret, R. (1967). *Morphologie glaciaire dans le Haut Vénéon*. Grenoble, Institut de Géographie Alpine, P, n° AA 153.
- Berthillot, E. (1970). *Le versant italien des Alpes pennines. Etude de géomorphologie glaciaire*. Grenoble, Institut de Géographie Alpine, n° AA 200.
- Bocquet, G. (1969). *Morphologie et glaciers dans le Haut Val de Bagnes*. Grenoble, Institut de Géographie Alpine, n° AA 171.
- Bonny, C. (1967). *Le recul des glaciers dans le Valais (rive gauche du Rhône)*. Grenoble, Institut de Géographie Alpine, P, n° AA 152.
- Borrel, G. (1972). *Le versant ouest du massif du Mont Blanc*. Grenoble, Institut de Géographie Alpine, n° AA 253.
- Boymond, M. C. (1969). *Documents et observations sur le Groenland et les Alpes de Stauning*. Grenoble, Institut de Géographie Alpine, n° AA 206.
- Bozonnet, R. (1975). *Evolution de la glaciation dans le principal bassin d'alimentation de la Mer de Glace et dans son bassin versant*. Grenoble, Institut de Géographie Alpine, n° AA 276.
- Calcio-Gaudine, J.-C. (1969). *La glaciation dans le massif du Grand Paradis*. Grenoble, Institut de Géographie Alpine, n° AA 172.
- Calvat, R. (1970). *Etude glacio-morphologique du Val Ferret italien*. Grenoble, Institut de Géographie Alpine, n° AA 190.
- Casimir, M. (1971). *Morphologie glaciaire dans le massif du Grossglockner (Autriche)*. Grenoble, Institut de Géographie Alpine, n° AA 217.
- Chapuis, C. (1971). *Le Val Veni. Etude glacio-morphologique*. Grenoble, Institut de Géographie Alpine, n° AA 219.
- Charles, C. (1968). *Les glaciers du massif de la Bernina. Recul et morphologie glaciaire*. Grenoble, Institut de Géographie Alpine, n° AA 162.
- Chinal, M. (1969). *Les glaciers des massifs de Pecllet-Polset et de l'Echelle (Vanoise)*. Grenoble, Institut de Géographie Alpine, n° AA 174.
- Collicard, J. P. (1971). *Etude glaciomorphologique de la vallée du Doron de Champagne (Parc national de la Vanoise)*. Grenoble, Institut de Géographie Alpine, n° AA 226.
- Collioud-Marichallot, D. (1972). *Le massif glaciaire de l'Okstindan: notes et documents préliminaires*. Grenoble, Institut de Géographie Alpine, n° AA 238.

- Collioud-Marichallot, M. (1969). *Les glaciers du massif de la Silvretta et leur activité*. Grenoble, Institut de Géographie Alpine, n° AA 170.
- Corneille, J. (1972). *Morphologie glaciaire dans le massif du Venediger (Autriche)*. Grenoble, Institut de Géographie Alpine, n° AA 244.
- Cortot, H. (1974). *Le glacier d'Argentière*. Grenoble, Institut de Géographie Alpine, n° AA 273.
- Croquelois, A. (1979). *L'inventaire des glaciers du bassin de l'Arc*. Grenoble, Institut de Géographie Alpine, n° AA 297.
- Dalle-Rive, B. (1973). *Morphologie glaciaire dans le bassin hydrographique du Haut Bréda*. Grenoble, Institut de Géographie Alpine, n° AA 264.
- Dumolard, P. (1965). *Le matériel glaciaire et fluvio-glaciaire en Trièves, au pied des falaises du Vercors et du Diois*. Grenoble, Institut de Géographie Alpine, S, n° AA 79.
- Favede, F. (1968). *Caractéristiques des dépôts de glaciations quaternaires continentales dans le comté de portage, Ohio, USA*. Grenoble, Institut de Géographie Alpine, n° AA 160.
- Gaberro, J.-C. (1968). *Le recul des glaciers de la Haute Isère et ses conséquences morphologiques*. Grenoble, Institut de Géographie Alpine, n° AA 164.
- Gauthier, G. (1973). *Recherches de géomorphologie glaciaire et périglaciaire dans les Hautes Alpes calcaires franco-suissees*. Grenoble, Institut de Géographie Alpine, n° AA 255.
- Gauthier, M. (1971). *Morphologie glaciaire de la Montagne d'Aurouze*. Grenoble, Institut de Géographie Alpine, n° AA 228.
- Gillet, C. (1971). *Glaciers rocheux et arcs morainiques en Tarentaise*. Grenoble, Institut de Géographie Alpine, n° AA 210.
- Gonnet, R. (1971). *Morphologie glaciaire du Pelvoux oriental et de ses marges: les montagnes entre Guisane et Vallouise*. Grenoble, Institut de Géographie Alpine, n° AA 227.
- Gontran, M. (1967). *Morphologie glaciaire dans le massif des Stubai-Tyrol*. Grenoble, Institut de Géographie Alpine, P, n° AA 109.
- Hugonnard, J. (1961). *La vallée du Pin et la vallée de Paladru. Etude de morphologie glaciaire*. Grenoble, Institut de Géographie Alpine, S, n° AA 44.
- Jacquemet, M. (1968). *Les glaciers du massif de Presanella (Italie), leur recul et les conséquences morphologiques*. Grenoble, Institut de Géographie Alpine, n° AA 165.
- Jarrin, M. (1957). *La morphologie glaciaire dans la cluse de Chambéry*. Grenoble, Institut de Géographie Alpine, S, n° AA 21.
- Lalande, G. (1953). *Etude morphologique glaciaire du sillon alpin*. Grenoble, Institut de Géographie Alpine, Thèse d'université, n° AA 1.
- Léotard, J.-M. (1969). *La glaciation dans le massif de l'Ortlès-Cevedale oriental*. Grenoble, Institut de Géographie Alpine, n° AA 183.
- Lieutaud, J.-C. (1972). *Un massif norvégien subpolaire: l'Okstindan*. Grenoble, Institut de Géographie Alpine, n° AA 237.

- Lisa, G. (1971). *Les glaciers du massif du Ruitor*. Grenoble, Institut de Géographie Alpine, n° AA 224.
- Manoa, A. (1967). *Le glacière dans le Bugey savoyard*. Grenoble, Institut de Géographie Alpine, P, n° AA 132.
- Marnezy, A. (1974). *Etude glacio-morphologique du vallon de la Rocheure et du versant adret de la Haute Maurienne*. Grenoble, Institut de Géographie Alpine, n° AA 272.
- Mazard, J. (1960). *La rive gauche de la Basse vallée du Guiers. Etude de morphologie glaciaire*. Grenoble, Institut de Géographie Alpine, S, n° AA 38.
- Montigny, P. (1956). *Influence glaciaire dans la région du Gelon*. Grenoble, Institut de Géographie Alpine, S, n° AA 15.
- Paccalet, Y. (1971). *Etude glacio-morphologique du Val Chavière et du Vallon de la Glière*. Grenoble, Institut de Géographie Alpine, n° AA 225.
- Petit, J.-F. (1968). *La glaciation dans le massif de la Disgrazia. Etude de morphologie glaciaire*. Grenoble, Institut de Géographie Alpine, n° AA 166.
- Ponson, C. (1973). *Etude glacio-morphologique du vallon de la Leisse et du versant oriental des Domes de la Vanoise*. Grenoble, Institut de Géographie Alpine, n° AA 259.
- Rabatel, M. (1972). *Le Valgaudemar: étude de morphologie glaciaire*. Grenoble, Institut de Géographie Alpine, n° AA 249.
- Recolin, J.-C. (1968). *Les glaciers du massif de l'Adamello. Etude de morphologie glaciaire*. Grenoble, Institut de Géographie Alpine, n° AA 156.
- Rivotti, C. (1969). *Morphologie glaciaire dans le massif de l'Ortlès*. Grenoble, Institut de Géographie Alpine, n° AA 173.
- Seignobos, C. (1967). *Morphologie glaciaire dans le massif de l'Oetztal - Tyrol*. Grenoble, Institut de Géographie Alpine, S, n° AA 148.
- Serve, R. (1970). *Commentaire des cartes glaciomorphologiques des Iles Kerguelen*. Grenoble, Institut de Géographie Alpine, n° AA 196.
- Sitzmann, P. (1958). *Variations récentes des glaciers du Bassin de la Romanche d'après les plans directeurs au 1/20'000, 3 couleurs et les photographies aériennes de 1952*. Grenoble, Institut de Géographie Alpine, P, n° AA 24.
- Tanitte, A. (1967). *Les formes dues aux glaciers locaux dans le massif de la Grande Chartreuse*. Grenoble, Institut de Géographie Alpine, P, n° AA 100.
- Tavelle, M. (1970). *Commentaire des cartes glaciomorphologiques des Iles Kerguelen*. Grenoble, Institut de Géographie Alpine, n° AA 197.
- Verrier, C. and M.-L. Verrier (1977). *Inventaire des glaciers français. Présentation physique et climatique du bassin de l'Isère en amont de son confluent avec l'Arc*. Grenoble, Institut de Géographie Alpine, n° AA 288.
- Verrier, M.-F. (1960). *Morphologie glaciaire du plateau de Montaud*. Grenoble, Institut de Géographie Alpine, S, n° AA 37.

-
- Vincent, M. (1962). *Les formations glaciaires dans le synclinal de Novalaise*. Grenoble, Institut de Géographie Alpine, S, n° AA 53.
- Vivian, H. (1958). *Le bassin de Biol - Etude de morphologie glaciaire*. Grenoble, Institut de Géographie Alpine, S, n° AA 29.
- Vivian, R. (1959). *Etude du recul des glaciers de la Haute Maurienne et de la Haute Tarentaise*. Grenoble, Institut de Géographie Alpine, S, n° AA 33.
- Volle, L. (1967). *Le versant Nord du massif des Ecrins. Etude de morphologie glaciaire*. Grenoble, Institut de Géographie Alpine, P, n° AA 108.

ANNEXE 2-3.A : Structure de la table attributaire associée à l'extension des glaciers en 2006-2009.

2006-2009						
Champ de la table attributaire	Intitulé du champ	Précisions à propos du champ	Unité	Méthode de renseignement	Fonction du logiciel utilisée	Méthodologie
Code unique du glacier	Code		-	manuel		
Nom du Glacier	Nom	Fait référence au nom signalé sur la cartographie officielle de l'Etat. - Lorsqu'il y a eut division du glacier en plusieurs parties, les polygones correspondants sont nommés: « glacier_1; glacier_2 ; etc.». Le glacier «parent» est celui de 1967-1971. - Lorsque deux glaciers sont coalescents, ils ont été séparés au mieux selon les lignes de flux	-	manuel		
Massif	Massif	Massif dans lequel se situe le glacier parmi les 8 considérés: Mont Blanc, Vanoise, Ecrins, Belledonne, Grandes Rousses, Ubaye, Thabor-Aiguilles d'Arves, Aiguilles Rouges - Mont Ruan.	-	manuel		
Code WGI	code_WGI	Code donné par le WGI quand il a pu être retrouvé. Plusieurs glaciers aujourd'hui individualisés peuvent donc avoir le même code WGI.	-	manuel		
Bassin versant	BV	Bassin versant de la <i>BD Carthage*</i> auquel appartient le glacier.	-	manuel		Intersection des couches glaciers et bassins versants de la <i>BD Carthage*</i>
Longitude	Longitude	Longitude du barycentre du glacier	degré	automatique	<i>Calculate geometry</i>	
Latitude	Latitude	Latitude du barycentre du glacier	degré	automatique	<i>Calculate geometry</i>	
Surface	Surface	Superficie du polygone correspondant au contour du glacier	m ²	automatique	<i>Calculate geometry</i>	Automatiquement généré par le logiciel
Périmètre	Perimetre	Périmètre du polygone correspondant au contour du glacier	m	automatique	<i>Calculate geometry</i>	Automatiquement généré par le logiciel
Surface couverture détritique	S_CD	Surface du glacier couverte par une couverture détritique continue	m ²	automatique	Outil <i>jointure</i>	Jointure avec la couche <i>couverture détritique</i> dont la surface est automatiquement donnée par le logiciel
Surface voile détritique	S_VD	Surface du glacier couverte par une couverture détritique non continue (voile détritique)	m ²	automatique	Outil <i>jointure</i>	Jointure avec la couche <i>couverture détritique</i> dont la surface est automatiquement donnée par le logiciel
Pourcentage de couverture détritique	prct_CD	Pourcentage de la surface du glacier couverte par de la couverture détritique	%	automatique	<i>Field calculator</i>	Formule: (Surface de la couverture détritique x 100) / Surface du glacier

Pourcentage de voile détritrique	prct_VD	Pourcentage de la surface du glacier couverte par du voile détritrique	%	automatique	<i>Field calculator</i>	Formule: (Surface du voile détritrique x 100) / Surface du glacier
Longueur maximale ¹	Longueur	Longueur de la ligne qui relie les points d'altitude maximale et minimale, qui passe approximativement par le centre du glacier et qui suit l'écoulement théorique, perpendiculaire aux courbes de niveau.	m	manuel		
Altitude minimale ¹	MIN	Point le plus haut du glacier	m	automatique	statistiques zonales	
Altitude maximale ¹	MAX	Point le plus bas du glacier	m	automatique	statistiques zonales	
Altitude moyenne ¹	MOY	Altitude moyenne du glacier	m	automatique	statistiques zonales	
Exposition moyenne ¹	Expo	Orientation moyenne exprimée en degrés (de 0 à 360°). Correspond à la moyenne de l'exposition de chaque pixel.	degré	automatique	<i>LMS-analyst90</i>	
Exposition moyenne ¹	expo_moy	Orientation moyenne selon les points cardinaux	-	manuel		Conversion des valeurs en degré vers des points cardinaux
Pente moyenne ¹	Pente	Moyenne de la pente de chaque pixel, elle-même déterminée depuis les pixels qui l'entourent.	degré	automatique	Outil <i>pente</i> , statistiques zonales	Réalisation d'une carte des pentes (spatial analyst) puis utilisation des statistiques zonales
Méthodologie	Methodo	Document sur lequel sont basés les relevés (carte, orthophotos, photographie satellite, etc)	-	manuel		
Date docs	Date_	Année du document utilisé pour les relevés glaciaires.	-	manuel		
Type ¹	Type_	Type de glacier selon la classification suivante: - Glacier de vallée - Glacier de montagne - Glacieret - Placage de glace	-	manuel		
Forme ¹	Forme_	Forme du glacier selon la classification suivante: - Bassin simple - Bassin composé - Cirque - Glacier de parois - Couloir - Appartenant à une calotte - Autres	-	manuel		
Autres caractéristiques ¹	Autres_car	Caractéristique supplémentaire pouvant être attribuée au glacier: - Glacier régénéré - Front suspendu - Glacier dont le bassin d'accumulation est coalescent avec d'autres - Glacier couvert de débris	-	manuel		
Précision ¹	Precision	Incertitude dans la délimitation du glacier	m ²	automatique	<i>field calculator</i>	formule: Périmètre x Incertitude totale

Terrain	Terrain	Date à laquelle du travail sur le terrain a été effectué dans la marge proglaciaire de ce glacier	-	manuel		
Variation de la surface	Retrait	Variation de la surface entre 1967-1971 et 2006-2009. En cas de division du glacier, la surface des glaciers résiduels est additionnée avant d'être soustraite à la surface initiale.	m ²	manuel		Soustraction de la surface 2006-2009 à celle de 1967-1971.
Pourcentage de retrait	Pret_retrait	Variation de la surface entre 1967-1971 et 2006-2009 rapporté à la surface du glacier	%	manuel	<i>field calculator</i>	formule: (Retraitx100)/Surface 1967-71
Glaciorisk	Glaciorisk	Lien vers la page Glaciorisk pour les glaciers ayant été à l'origine d'un ou plusieurs aléas glaciaires	-	manuel		

* La BD CARTHAGE® est la base de données complète du réseau hydrographique français (<http://www.sandre.eaufrance.fr/>)

ANNEXE 2-3.B : Structure de la table attributaire associée à l'extension des glaciers en 1967-1971.

1967-1971						
Champ de la table attributaire	Intitulé du champ	Précisions à propos du champ	Unité	Méthodologie		
				Méthode de renseignement	Fonction du logiciel utilisée	Remarques
Code unique du glacier	Code			manuel		
Nom du Glacier	Nom	Fait référence au nom signalé sur la cartographie officielle de l'État. Lorsque deux glaciers sont coalescents, ils ont été séparés au mieux selon les lignes de flux		manuel		
Massif	Massif	Massif dans lequel se situe le glacier parmi les 8 considérés: Mont Blanc, Vanoise, Écrins, Belledonne, Grandes Rousses, Ubaye, Thabor-Aiguilles d'Arves, Aiguilles Rouges - Mont Ruan.		manuel		
Code WGI	code_WGI	Code donné par le WGI quand il a pu être retrouvé.		manuel		
Bassin versant	BV	Bassin versant de la <i>BD Carthage*</i> auquel appartient le glacier.		manuel		intersection des couches glaciers et bassins versants de la <i>BD Carthage*</i>
Longitude	Longitude	Longitude du barycentre du glacier	degré	automatique	<i>Calculate geometry</i>	
Latitude	Latitude	Latitude du barycentre du glacier	degré	automatique	<i>Calculate geometry</i>	
Surface	Surface	Superficie du polygone correspondant au contour du glacier	m ²	automatique		automatiquement généré par le logiciel
Périmètre	Périmètre	Périmètre du polygone correspondant au contour du glacier	m	automatique		automatiquement généré par le logiciel
Longueur maximale	Longueur	Longueur de la ligne qui relie les points d'altitude maximale et minimale, qui passe approximativement par le centre du glacier et qui suit l'écoulement théorique de la glace	m	manuel		
Altitude minimale	MIN	Point le plus bas du glacier	m	automatique	statistiques zonales	
Altitude maximale	MAX	Point le plus haut du glacier	m	automatique	statistiques zonales	
Altitude moyenne	MOY	Altitude moyenne du glacier	m	automatique	statistiques zonales	
Exposition moyenne	Expo	Orientation moyenne exprimée en degrés (de 0 à 360°). Correspond à la moyenne de l'exposition de chaque pixels.	degré	automatique	<i>LMS-analyst90</i>	
Exposition moyenne	Expo_moy	Orientation moyenne selon les points cardinaux		manuel		Conversion des valeurs en degré vers des points cardinaux
Pente moyenne	Pente	Moyenne de la pente de chaque pixel, elle-même déterminée depuis les pixels qui l'entourent.	degré	automatique	Outil <i>pente</i> , statistiques zonales	Réalisation d'une carte des pentes (spatial analyst) puis utilisation des statistiques zonales

Méthodologie	Methodo	Document sur lequel sont basés les relevés (carte, orthophotographies, photographie satellite, etc.)		manuel		
Date docs	Date_	Année du document utilisé pour les relevés glaciaires.		manuel		
Précision	Précision	Incertitude dans la délimitation du glacier**	m ²	automatique	<i>field calculator</i>	formule: Périmètre x Incertitude totale
Variation de la surface	Retrait	Variation de la surface entre 1967-1971 et 2006-2009. En cas de division du glacier, la surface des glaciers résiduels est additionnée avant d'être soustraite à la surface initiale.	m ²	manuel		Soustraction de la surface 2006-2009 à celle de 1967-1971.
Pourcentage de retrait	Prcet_retra	Variation de la surface entre 1967-1971 et 2006-2009 rapporté à la surface du glacier	%	manuel	<i>field calculator</i>	formule: (Retraits100)/Surface 1967-71
Corrections	Correction	Des corrections ont-elles oui ou non été apportées à la carte numérique		manuel		

* La BD CARTHAGE® est la base de données complète du réseau hydrographique français (<http://www.sandre.eaufrance.fr/>)

ANNEXE 2-3.C : Structure de la table attributaire associée à l'extension des glaciers au PAG.

Petit Age Glaciaire						
Champ de la table attributaire	Intitulé du champ	Précisions à propos du champ	Unité	Méthodologie		
				Méthode de renseignement	Fonction du logiciel utilisée	Remarques
Code unique du glacier	Code		-	manuel		
Nom du glacier	Nom	Fait référence au nom signalé sur la cartographie officielle de l'État. - Lorsqu'il y a eut division du glacier en plusieurs parties, les polygones correspondants sont nommés: « glacier_1 ; glacier_2 ; etc » - Lorsque deux glaciers sont coalescents, ils ont été séparés au mieux selon les lignes de flux	-	manuel		
Massif	Massif	Massif dans lequel se situe le glacier parmi les 8 considérés: Mont Blanc, Vanoise, Ecrins, Belledonne, Grandes Rousses, Ubaye, Thabor-Aiguilles d'Arves, Aiguilles Rouges - Mont Ruan.	-	manuel		
Bassin versant	BV	Bassin versant de la <i>BD Carthage</i> * auquel appartient le glacier.	-	manuel		Intersection des couches glaciers et bassins versants de la <i>BD Carthage</i> *
Longitude	Longitude	Longitude du barycentre du glacier	degré	automatique	<i>Calculate geometry</i>	
Latitude	Latitude	Latitude du barycentre du glacier	degré	automatique	<i>Calculate geometry</i>	
Surface	Surface	Superficie du polygone correspondant au contour du glacier	m ²	automatique	<i>Calculate geometry</i>	Automatiquement généré par le logiciel
Périmètre	Périmètre	Périmètre du polygone correspondant au contour du glacier	m	automatique	<i>Calculate geometry</i>	Automatiquement généré par le logiciel
Longueur maximale	Longueur	Longueur de la ligne qui relie les points d'altitude maximale et minimale, qui passe approximativement par le centre du glacier et qui suit l'écoulement théorique de la glace.	m	manuel		
Méthodologie	Methodo	Document sur lequel sont basés les relevés (carte, orthophotographies, photographie satellite, etc.)	-	manuel		
Altitude minimale	MIN_	Point le plus bas du glacier	m	automatique	Statistiques zonales	
Altitude maximale	MAX_	Point le plus haut du glacier	m	automatique	statistiques zonales	
Exposition moyenne	Expo	Orientation moyenne exprimée en degrés (de 0 à 360°). Correspond à la moyenne de l'exposition de chaque pixels.	degré	automatique	<i>LMS-analyst90</i>	
Exposition moyenne	Expo_moy	Orientation moyenne selon les points cardinaux	-	manuel		Conversion des valeurs en degré vers des points cardinaux

* La BD CARTHAGE® est la base de données complète du réseau hydrographique français (<http://www.sandre.eaufrance.fr/>)

ANNEXE 2-4.A : Structure de la table attributaire associée aux cordons morainiques.

Cordons morainiques					
Champ de la table attributaire	Intitulé du champ	Précisions à propos du champ	Unité	Méthodologie	
				Méthode de renseignement	Fonction du logiciel utilisée
Longueur	Longueur	Longueur de la ligne correspondant à la moraine	m	Automatique	automatiquement généré par le logiciel
Type de moraine	Type	Type de moraine: - Moraine frontale - Moraine latérale droite - Moraine latérale gauche - Moraine médiane - Indéterminé	-	Manuel	
Certitude*	Certitude	Niveau de certitude de l'existence de la moraine : - Certain - Incertain	-	Manuel	
Nom du glacier	Glacier	Nom du glacier à l'origine de la moraine	-	Manuel	
Code du glacier	Code_gl	Code unique du glacier à l'origine de la moraine	-	Manuel	
Âge*	Age	Age relatif de la moraine	-	Manuel	

ANNEXE 2-4.B : Structure de la table attributaire associée au till.

Till					
Champ de la table attributaire	Intitulé du champ	Précisions à propos du champ	Unité	Méthodologie	
				Méthode de renseignement	Fonction du logiciel utilisée
Surface	Surface	Surface du polygone correspondant au contour du glacier	m ²	automatique	automatiquement généré par le logiciel
Périmètre	Périmètre	Périmètre du polygone correspondant au contour du glacier	m	automatique	automatiquement généré par le logiciel
Épaisseur relative*	Épaisseur	Épaisseur relative de till: - 1: Épaisseur discontinue - 2: Épaisseur continue sans formes construites - 3: Fortes épaisseur	-	Manuel	

ANNEXE 2-4.C : Structure de la table attributaire associée aux lacs.

Champ de la table attributaire		Lacs				Méthodologie	
		Intitulé du champ	Précisions à propos du champ	Unité	Méthode de renseignement	Fonction du logiciel utilisée	Remarques
Nom du lac	Nom		Fait référence au nom signalé sur la cartographie officielle de l'Etat.	-	Manuel		
Code unique du lac	code_lac			-	Manuel		
Massif	Massif		Massif dans lequel se situe le glacier parmi les 8 considérés: le Mont Blanc, la Vanoise, les Ecrins, Belledonne, les Grandes Rousses, l'Ubaye, Thabor-Aiguilles d'Arves, Aiguilles Rouges - Mont Ruan.	-	Manuel		
Bassin versant	BV		Bassin versant de la <i>BD Carthage</i> * auquel appartient le glacier.	-	Manuel		
Nom du glacier	Glacier						
Code du glacier	Code_gl		Code unique du glacier à l'origine du lac	-	Manuel		
Latitude	Latitude		Latitude du barycentre du glacier	degré	automatique	Calculate geometry	
Longitude	Longitude		Longitude du barycentre du glacier	degré	automatique	Calculate geometry	
Caractéristiques du barrage ¹	caracteris		Caractéristiques du barrage: - Débris - Roche - Glace	-	Manuel		
Origine du lac ¹	origine		Origine du lac: - Barrage morainique - Excavation glaciaire - Barrage de glace - Anthropique	-	Manuel		
Position du lac par rapport au glacier ¹	position_g		Situation du lac par rapport au glacier: - Supraglaciaire - Proglaciaire - Latéral	-	Manuel		
Date d'apparition du lac*	apparition		Date relative d'apparition du lac	-	Manuel		
Alimentation du lac	alimentati		Alimentation du lac par: - Fusion nivale - Fusion nivo-glaciaire	-	Manuel		

Contact glacier	contact_gl	Le lac est-il en contact avec le glacier? - oui - non	-	Manuel		
Date docs	Date_	Année du document utilisé pour les relevés glaciaires.	-	manuel		
Méthodologie	Methodo	Document sur lequel sont basés les relevés (carte, orthophotographies, photographie satellite, etc)	-	manuel		
Surface	Surface	Surface du polygone correspondant au contour du glacier	m ²	automatique		automatiquement généré par le logiciel
Périmètre	Perimetre	Périmètre du polygone correspondant au contour du glacier	m	automatique		automatiquement généré par le logiciel
Altitude	ALT	Altitude moyenne du lac	m	automatique	statistiques zonales	

* La BD CARTHAGE® est la base de données complète du réseau hydrographique français (<http://www.sandre.eaufrance.fr/>)

ANNEXE 2-5: Uniformisation des données de la carte topographique 1 :25 000 de l'IGN

La version numérique du Scan 25 (Scan 25®) de l'IGN de 2010 présente plusieurs défauts : nous ignorons à quelles éditions des cartes papiers il correspond, et nous ne connaissons pas les dates de prise de vues des images aériennes utilisées pour représenter les glaciers. Afin de pouvoir utiliser ce document, la méthodologie suivie pour retrouver ces informations est présentée ici. Les modifications qu'il a été nécessaire d'appliquer aux données afin d'obtenir une couche d'information homogène pour l'inventaire des glaciers de 1967-1971 sont ensuite précisées.

1) Correspondance entre le Scan 25® et les éditions papier

Les versions des cartes papier auxquelles correspondent les données qui figurent sur la carte numérique ne sont pas mentionnées dans les métadonnées qui accompagnent le Scan 25®. Le recours aux versions papier des cartes 1 :25 000 est donc nécessaire: la comparaison des deux documents permet de déterminer à quelle édition de la carte papier correspond la carte numérique.

Le découpage des cartes 1 :25 000 de l'IGN a évolué au cours du temps (cf. chapitre 1.3.2), modifiant leurs appellations et extensions géographiques. Dans les Alpes, entre le début des années 1950 et aujourd'hui se succèdent les premières cartes au 1 :25 000, puis des séries spéciales (qui couvrent certaines régions touristiques), les séries bleues lancées en 1975 et enfin les Top 25 à partir de 1989. Le tableau ci-dessous (Tab.I) liste les versions papier des Top 25 avec présence de glaciers. L'année d'édition à laquelle correspond le Scan 25® de 2010 est précisée. Cependant, l'IGN met à jour le Scan 25® par feuilles et ce tableau nécessitera d'être réactualisé en cas d'utilisation d'une version ultérieure de celui-ci.

Nom de la carte	Numéro	Edition correspondant au Scan 25®
Aiguille de Chambeyron .Cols de l'Arche et de Vars	3538ET	2006
Allevard. Belledonne Nord	3433OT	2011
Chamonix. Massif du Mont Blanc	3630OT	2008
Champsaur. Vieux Chaillol. Parc National des Ecrins	3437OT	2005
Grenoble. Chamrousse. Belledonne	3335OT	2006
La Mure. Valbonnais	3336OT	2006
Le Bourg d'Oisans. l'Alpe d'Huez. Grandes Rousses. Sept Laux	3335ET	2011
Les Arcs. La Plagne. Parc National de la Vanoise	3532ET	2008
Les Deux-Alpes. Olan. Muzelle. Parc National des Ecrins	3336ET	2011
Les Trois Vallées. Modane. Parc National de la Vanoise	3534OT	2008
Meije. Pelvoux. Parc National des Ecrins	3436ET	2012
Névache. Mont Thabor. Cols du Galibier et du Lautaret	3535OT	2012
Orcières-Merlette. Sirac. Mourre Froid. Parc National des Ecrins	3437ET	2005
Samoëns. Haut Giffre	3530ET	2012
St-Gervais-les-Bains. Massif du Mont Blanc	3531ET	2008
St-Jean-de-Maurienne. St-François-Longchamp. Valmorel	3433ET	2008
Tignes. Val d'Isère. Haute Maurienne. Parc National de la Vanoise	3633ET	2009
Val Cenis. Charbonnel	3634OT	2008
Valloire. Aiguilles d'Arves. Col du Galibier	3435ET	?

Tab.I: Récapitulatif des cartes de la série Top 25 avec présence de glaciers.

2) Date de levés des glaciers

Les indications concernant la date des levés glaciaires ne sont pas inscrites dans la légende des cartes papier (hormis depuis 2008, date à laquelle l'IGN a entrepris de mettre à jour l'extension des glaciers

sur ses cartes). En fait, la position des glaciers n'a été que peu modifiée depuis la première édition des cartes topographiques 1 :25 000 au début des années 1970, avec plusieurs mises à jour réalisées de manière sporadique et non mentionnées.

Les données de l'inventaire des glaciers pour une date donnée doivent être homogènes. Il est donc indispensable que les sources utilisées datent de la même époque (fin des années 1960). Pour cela, il faut retrouver la date d'extension des glaciers que présente le Scan 25®, et au besoin, apporter des corrections aux données de cette carte.

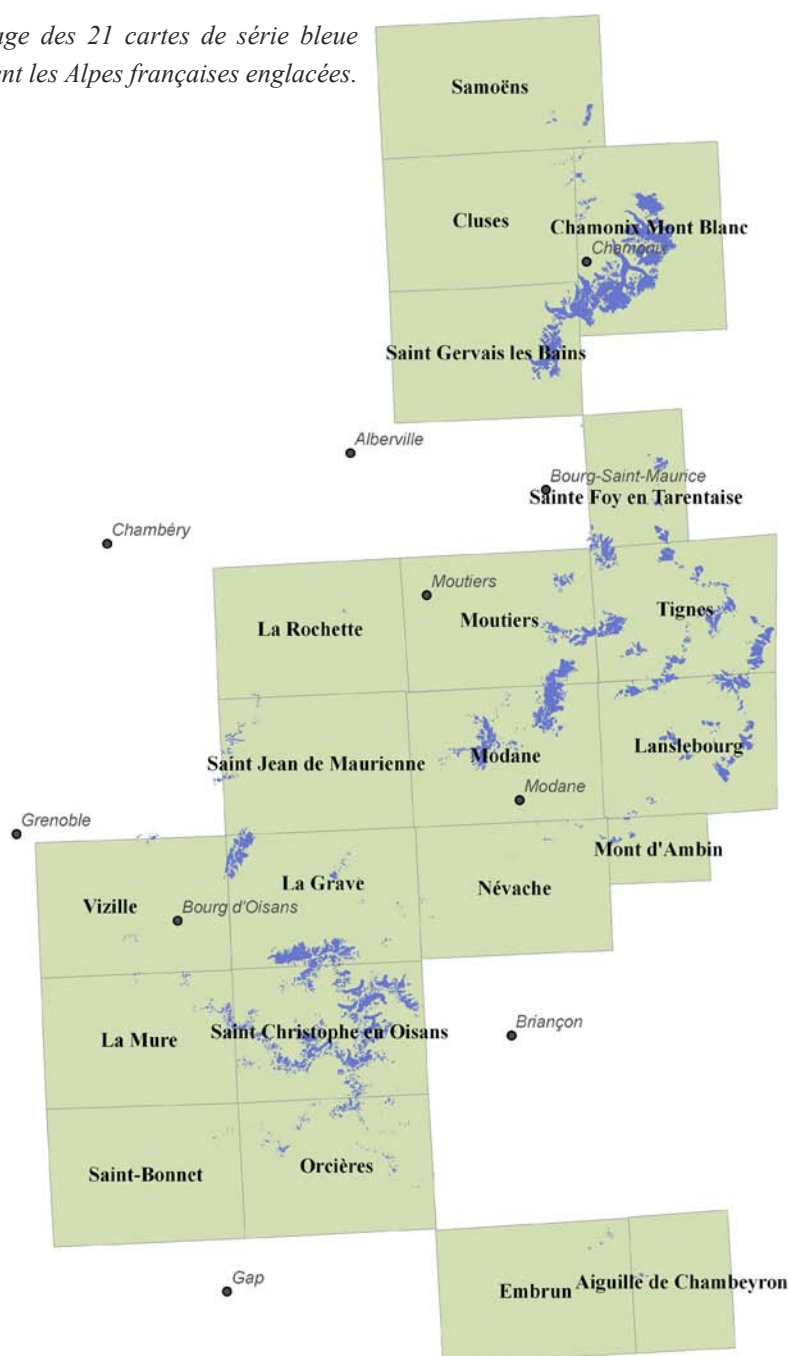
Pour cela, une démarche en 3 étapes a été appliquée (Fig.2-28).

- **Étape 1** : Les éditions des cartes topographiques au 1:25 000 de l'IGN couvrant les Alpes françaises et datant des années 1970 ont été inventoriées puis rassemblées (Tab.II). Les cartes Cluses, la Rochette, Vizille, Saint-Bonnet et Névéache ne sont concernées que par un petit nombre de glaciers (Fig.I). Leur étude n'a donc pas été approfondie.
- **Étape 2** : Le Scan 25® et ces premières éditions sont comparées, afin de vérifier si l'extension des glaciers est la même.
- **Étape 3a** : Si l'extension des glaciers est similaire, on recherche la date de la mission aérienne qui a servi à établir la carte topographique. Cette information n'a pas été conservée d'une édition de carte à l'autre, mais peut généralement être trouvée sur la première édition de la carte papier. La clarté de l'information est variable : elle est parfois inscrite très précisément dans la légende, par exemple sur l'édition de 1976 des cartes de Saint Christophe en Oisans 3436 : "*Glaciers et courbes rocheuses : levés stéréotopographiques aériens de 1967*". La plupart du temps, seule la date de la mission aérienne utilisée est donnée, sans préciser si les glaciers ont bien été cartographiés à partir de cette mission. L'édition de 1976 de la carte de Modane 3534 indique par exemple : "*restitution de la mission photographique 3434-3634-300 de 1970*".
- **Étape 3b** : Si l'extension des glaciers a évolué entre la première édition de la carte et la carte numérique, la version papier de la carte est numérisée puis intégrée au SIG. L'inventaire des glaciers 1967-1971 est alors corrigé sur la base de cette carte, après avoir vérifié la date de la mission aérienne utilisée pour le levé des glaciers (étape 3a).

Nom de la carte	Numéro	Edition	Nbre de feuilles	Massif(s) concerné(s)
Aiguille de Chambeyron	3638	1982	1	Ubaye
Chamonix Mont Blanc	3630	1974	3	Mont-Blanc
Cluses	3530	1974	1	Aiguilles Rouges - Ruan
Embrun	3538	?	1	Ubaye
La Grave	3435	1979	2	Écrins / Grandes Rousses
La Mure	3336	1976	2	Écrins
La Rochette	3433	?	1	Vanoise
Lanslebourg	3634	1976	4	Vanoise
Modane	3534	1976	4	Vanoise
Mont d'Ambin	3635	1977	1	Vanoise
Moûtiers	3533	1976	2	Vanoise
Névéache	3535	1977	3	Thabor - Aiguilles d'Arves
Orcières	3437	1975	3	Écrins
Saint Christophe-en-Oisans	3436	1976	4	Écrins
Saint Gervais-les-Bains	3531	1976	2	Mont-Blanc
Saint-Bonnet	3337	1975	1	Ecrins
Sainte-Foy-Tarentaise	3632	1976	2	Vanoise
Saint-Jean-de-Maurienne	3434	1979	1	Belledonne
Samoëns	3529	1974	1	Aiguilles Rouges - Ruan
Tignes	3633	1976	4	Vanoise
Vizille	3335	?	3	Écrins / Gdes Rousses

Tab.II : Inventaire des éditions des cartes topographiques 1:25 000 de l'IGN couvrant les Alpes françaises et datant des années 1970.

Fig.I : Tableau d'assemblage des 21 cartes de série bleue (versions papier) qui couvrent les Alpes françaises englacées.



3) Modifications réalisées

Nous avons pu constater que de nombreuses modifications ont été réalisées entre les cartes topographiques des années 1970 et la version numérique de 2010. Nous avons pu classer ces modifications en 3 groupes : (i) modifications récentes (fin des années 2000), (ii) modifications anciennes globales, et (iii) modifications ponctuelles.

Romain Bernard (étudiant en L3 à l'Université de Tours) et Olivia Lecoq (étudiante de L3 à l'Université de Grenoble) ont participé à ce travail pour respectivement pour le massif du Mont Blanc et les autres massifs des Alpes françaises, réunissant les versions papier des cartes et réalisant certaines corrections.

Modifications récentes

Des mises à jour ont été réalisées par l'IGN sur la base des orthophotographies de 2006 pour les 5 cartes suivantes:

- Les Trois Vallées. Modane. Parc National de la Vanoise	3534 OT
- St-Gervais-les-Bains. Massif du Mont Blanc	3531 ET
- St-Jean-de-Maurienne. St-François-Longchamp. Valmorel	3433 ET
- Tignes. Val d'Isère. Haute Maurienne. Parc National de la Vanoise	3633 ET
- Val Cenis. Charbonnel	3634 OT

Pour ces secteurs, nous avons pu nous procurer la version précédente du Scan 25®, sur laquelle ces mises à jour récentes ne figuraient pas.

Depuis le début de nos travaux (2010), les cartes suivantes ont également été mises à jour par l'IGN :

- Chamonix. Massif du Mont Blanc	3630 OT
- Le Bourg d'Oisans. l'Alpe d'Huez. Grandes Rousses. Sept Laux	3335 ET
- Les Deux-Alpes. Olan. Muzelle. Parc National des Ecrins	3336 ET
- Meije. Pelvoux. Parc National des Ecrins	3436 ET

Modifications anciennes globales

En comparant les versions papier des cartes avec le Scan 25®, nous avons pu constater que pour certains massifs, l'extension de nombreux glaciers a été modifiée. C'est par exemple le cas des massifs des Écrins, de Belledonne ou des Grandes Rousses avec 172 glaciers sur les 308 répertoriés pour ces trois massifs, soit plus de la moitié (Fig.II). Pour ces secteurs, les premières éditions des cartes papier ont été scannées puis intégrées au SIG afin de corriger l'inventaire de 1967-1971 qui avait été établi à partir du Scan 25®. Dans le SIG, ces glaciers sont signalés par la mention "oui" dans le champ "correction".

Dans le massif des Aiguilles Rouges, en partie situé sur les mêmes feuilles que le massif du Mont Blanc, de nombreuses données n'ont pas changé depuis l'édition de la carte au 1:20 000 dans les années 1950. Nous en avons déduit que les levés glaciaires dans ce secteur ont été réalisés en 1949. Comme pour le massif du Mont Blanc (Annexe 3-8), nous avons considéré que l'extension des glaciers à cette époque était comparable à celle de 1967-1971.

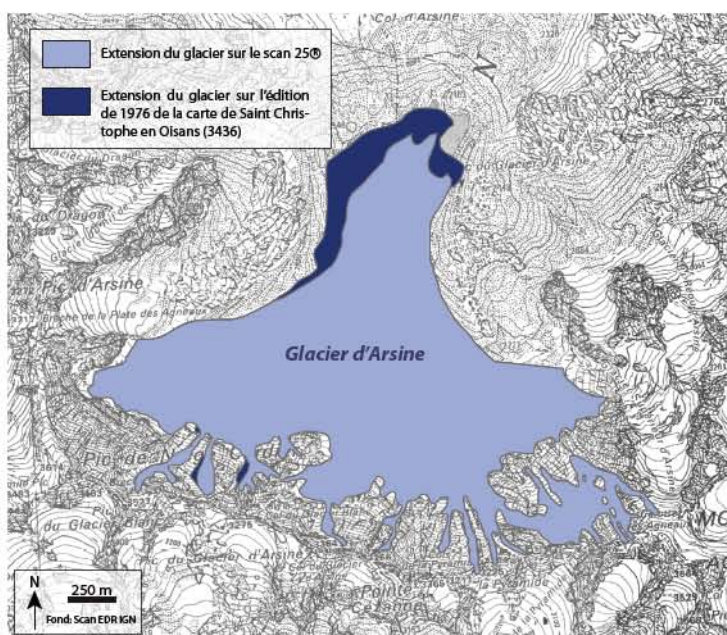


Fig.II : Exemple de correction apportée au Glacier d'Arsine (massif des Ecrins). L'extension qui apparaît sur la version numérique de la carte (2,36 km²) n'est pas la même que celle qui apparaît sur l'édition de 1976 de la carte de Saint Christophe en Oisans (3436) (2,49 km²). Nous avons donc conservé l'extension du glacier qui est représentée sur la carte éditée en 1976 et dont les levés datent de 1967.

Modifications ponctuelles

Les modifications plus difficiles à remarquer et à corriger sont celles ponctuelles, non indiquées

dans la légende. Elles ont été réalisées lors de la publication de nouvelles éditions de cartes, mais parfois sur la base d'images aériennes plus anciennes ce qui rend leur datation complexe. Ce type de modifications a par exemple été réalisé dans les années 1980 pour trois glaciers du massif de la Vanoise : les glaciers du Lamet, de la Savinaz et de Roche Michel. L'édition de 1970 des cartes couvrant le massif de la Vanoise a été utilisée pour apporter la correction nécessaire à l'homogénéisation des données.

Le Scan 25® couvrant le massif du Mont Blanc a connu de nombreuses mises à jour, sans jamais être révisé dans son ensemble. Sur le Scan 25® de 2010, les données glaciaires sont ainsi basées sur des documents dont les dates s'échelonnent de 1939 à 2008. Un long travail de comparaison a donc été réalisé entre les différentes éditions de cartes du massif. Dans un premier temps, l'ensemble des éditions des cartes topographiques de l'IGN couvrant le massif ont été rassemblées, numérisées et intégrées au SIG afin de faire ressortir les éventuelles modifications. Chacune d'entre elles a ensuite été datée et les données qu'elles présentaient éventuellement corrigées afin d'homogénéiser les données.

Le tableau 1-3 (ch. 1.2.2) récapitule les différentes versions de cartes IGN qui ont été comparées. Le travail de comparaison a également été réalisé avec les cartes Vallot, mais il semble que l'IGN (ancien SGA) n'a pas utilisé les données de ces cartes.

Le tableau ci-après (Tab.III) résume pour les principaux glaciers du massif du Mont Blanc, les mises à jour entre deux éditions de cartes successives. Il précise la date d'extension du glacier que présente le Scan 25® que nous avons à notre disposition, ainsi que la date sur laquelle sont basées les corrections que nous avons pu apporter. Par exemple, le front de la Mer de Glace a été mis à jour entre la parution de la carte au 1:20 000 et la première édition de cartes au 1:25 000 (édition de 1974), puis à nouveau entre l'édition de 1974 et celle de 1984, position représentée sur Scan 25® de 2010. En comparant avec les images aériennes de l'IGN nous avons pu conclure que l'extension du glacier sur la carte de 1974 est celle de 1967. Cette conclusion est en accord avec celle de Nussbaumer (2006). Pour ce glacier, aucune correction n'a donc été apportée. Le glacier des Bossons a été mis à jour à plusieurs reprises : entre la carte au 1:10 000 et celle au 1:20 000, entre l'édition de 1974 et celle de 1984, entre l'édition de 1990 et celle de 1996, et entre l'édition de 2002 et celle de 2008. Pour rendre homogène la couche d'extension des glaciers de 1967-1971, il a donc fallu modifier la position du front de ce glacier obtenue à partir du Scan 25®. Pour cela, nous avons utilisé l'édition de la carte de 1984, sur laquelle la position du glacier des Bossons correspond à sa position en 1967.

Ce travail de comparaison a permis de mettre en évidence que sur le Scan 25®: (i) les contours des zones d'accumulation n'ont quasiment pas été mis à jour depuis la réalisation de la carte au 1:20 000 dans les années 1950, (ii) plusieurs glaciers ont conservé la même position de leur front depuis cette période, et (iii) la plupart des grands glaciers du massifs ont été mis à jour à partir des images de 1967.

Cependant, à l'issue de cette comparaison des différentes éditions de cartes et à la lecture de ce tableau, il apparaît que le scan 25® est très hétérogène en termes de date des données glaciaires, y compris après y avoir apporté quelques corrections (Fig.2-30). Nous avons malgré cela choisi d'utiliser ces données pour notre inventaire. Afin de justifier ce choix, il semble important de revenir sur plusieurs points :

- Les petits glaciers

Le travail de comparaison n'a pas été approfondi pour les petits glaciers tels que les glaciers du Moine, de l'Aiguille du Tacul, de l'arête de Midi Plan, etc. (~ dans Tab.III). Du fait de leur petite taille, et de leurs altitudes souvent élevées, nous considérons que leur extension n'a que très peu évolué entre la fin des années 1930 et les années 1970.

- Les zones d'accumulation

L'extension des zones d'accumulation des glaciers n'a quasiment pas été mise à jour dans ce secteur. Mais en haute altitude, la surface glaciaire a peu évolué au cours du dernier siècle (Bauder *et al.*, 2007 ; Knoll *et al.*, 2009 ; Glasser *et al.*, 2011 ; Arendt *et al.*, 2002). En étudiant l'inventaire actuel des glaciers (2006-

2009), nous avons en effet pu constater que dans ces secteurs, la surface projetée des glaciers a peu changé depuis les premières éditions des cartes topographiques.

- Les glaciers qui ont gardé la même extension depuis leur première publication

Parmi la soixantaine de glaciers répertoriés dans le massif du Mont Blanc, 25 d'entre eux ont gardé la même extension entre la première publication de la carte où ils apparaissent et le Scan 25® que nous avons utilisé. Parmi eux, 10 glaciers présentent leur extension de 1939 (pas d'évolution depuis la carte au 1:10 000 de 1939) : ce sont par exemple les glaciers de la République, de l'Envers de Blaitière, des Drus, du Fou, du Nant Blanc. 15 glaciers ont gardé l'extension qu'ils avaient sur la carte au 1:20 000 publiée dans les années 1950 (Glacier de la Thendia, de Tête Rousse, d'Adams Reilly, etc.) qui semble basée sur les images aériennes de 1939 et de 1949.

Ces données sont donc antérieures à la période que nous considérons (1967-1971). En l'absence d'une couverture complète et orthorectifiée d'images aériennes couvrant le Massif du Mont Blanc pour cette période, nous ne sommes pas en mesure de corriger l'extension de ces glaciers.

Cependant, ces 25 glaciers couvrent environ 6,14 km². Si l'on considère qu'entre les périodes 1939-1949 et 1967-1971, ils ont perdu 50% de leur surface (ce qui est très surestimé, comparé à d'autres glaciers des Alpes françaises), ces glaciers auraient perdus 3,07 km², ce qui peut être négligé à l'échelle du massif. Pour cette raison, nous avons conservé et utilisé la superficie représentée sur le Scan 25®.

- Les glaciers dont la date de levé demeure incertaine

Parfois, la date de l'image utilisée pour dessiner le contour du glacier apparaissant sur le Scan 25® n'a pas pu être déduite avec certitude à partir de la consultation des photographies aériennes (neige sur l'image, changement trop faible pour être identifié visuellement, etc.). Dans ces cas, nous avons simplement vérifié que le glacier présentait une extension comparable à celle des images de 1967 ou 1971.

- Les glaciers dont la date de mise à jour n'a pas été retrouvée

La date de l'extension des glaciers de la Pendant, de Miage, de Bionnassay et d'Argentière sur le Scan 25® n'a pas pu être déterminée. Ces derniers ont probablement été mis à jour à partir d'images postérieures à 1971 auxquelles nous n'avons pas librement accès sur le Géoportail de l'IGN. Faute de couverture aérienne orthorectifiée pour 1967-1971, nous avons corrigé la position frontale de ces glaciers à partir des images aériennes de l'IGN de 1967 (non orthorectifiées). En se concentrant sur la portion centrale de la photographie (le front), nous avons considéré les déformations comme minimales. Cette méthode n'a été appliquée que pour les fronts de ces 4 glaciers.

4) Difficultés rencontrées

Ce travail d'homogénéisation des données issues de l'IGN a rencontré quelques difficultés que nous rappelons ici succinctement:

- Les mises à jour des cartes topographiques papier ne sont pas homogènes, et dépendent de chaque carte ;
- Les indications qui figurent dans la légende des cartes papier sont généralement vagues et ne précisent pas quels types de modifications ont été réalisés. Certaines mises à jour ne sont pas indiquées du tout ;
- Le découpage des cartes 1 :25 000 de l'IGN a évolué au cours du temps : leur appellation et leur extension géographique ont changé, complexifiant leur inventaire. De plus, les catalogues correspondant aux anciennes éditions des cartes papier n'existent pas au format SIG ;
- Les anciennes éditions des cartes topographiques n'existent pas au format numérique (bien que l'IGN soit en train de réaliser ce travail). Réunir toutes les premières éditions des cartes papier, les scanner et les géoréférencer a représenté un très long travail.

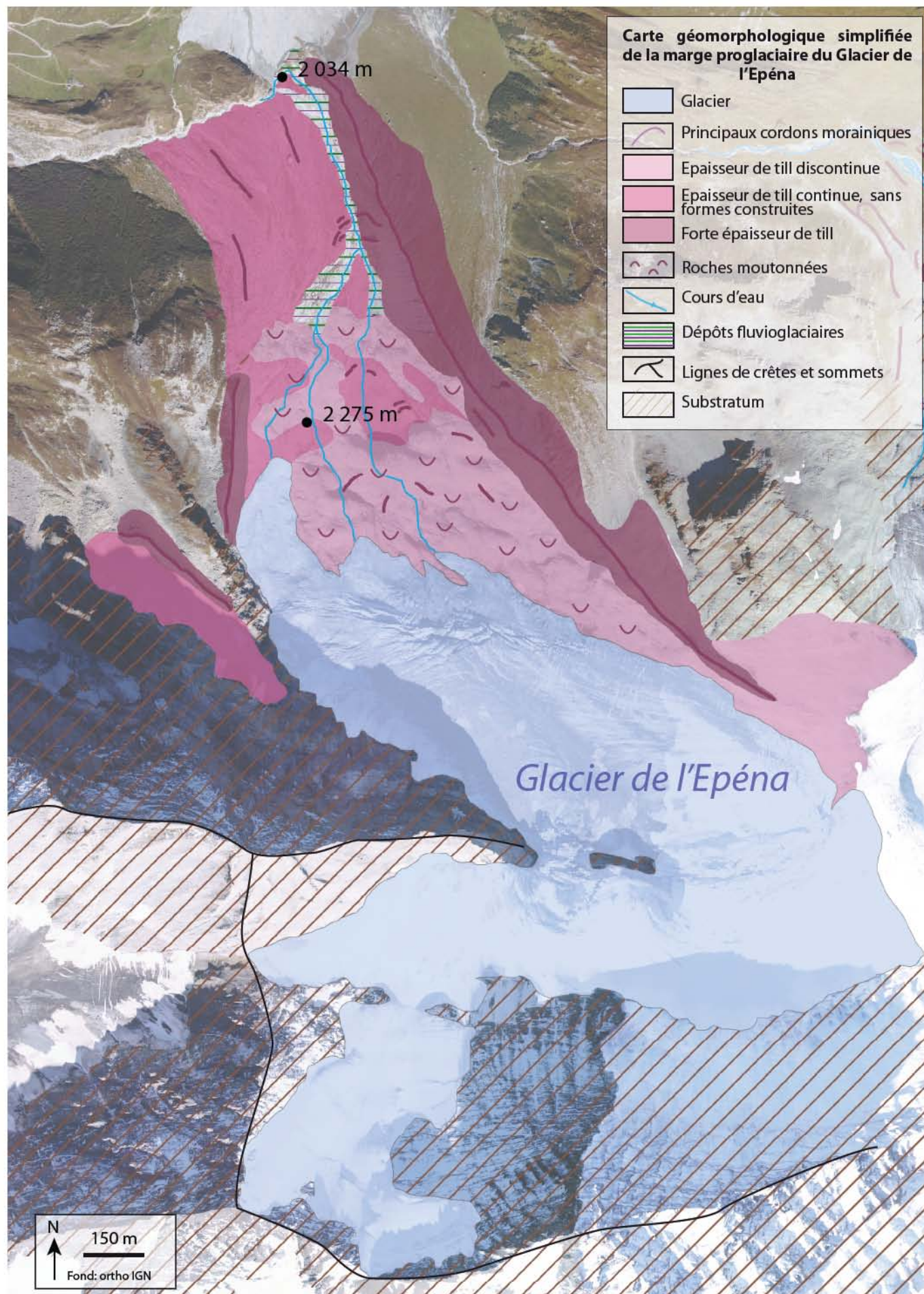
Nom du glacier	Code unique du glacier	Modification de l'extension du Glacier	Date de l'extension des glaciers	
			sur le Scan 25®	après corrections
Glacier Adams Reilly	F1A583		1949	1949
Glacier d'Argentière	F1A587	3	?	?
Glacier d'Armançette	F1A593		1949	1949
Glacier de Bionnassay	F1A569	2	?	?
Glacier de Blaitière	F1A512	1 ; 3	1967	1967
Glacier de Covagnet	F1A592	2 ; 3	1952 ?	similaire à 1967-71
Glacier de la Béragère	F1A605		1939	1939
Glacier de la Charpoua	F1A580	1 ; 3	?	similaire à 1967-71
Glacier de la Griaz_1	F1A567	7	2008	1949
Glacier de la Griaz_2	F1A571		1949	1949
Glacier de la Pendant	F1A560	3	?	?
Glacier de la Petite Aiguille des Glaciers	F1A589	3	~	similaire à 1967-71
Glacier de la Pyramide Chaplan	F1A557		1949	1949
Glacier de la République	F1A517		1939	1939
Glacier de la Thendia	F1A519	1	1949	1949
Glacier de l'Aiguille de l'Eboulement	F1A596		~	similaire à 1967-71
Glacier de l'Aiguille du Tacul	F1A554		~	similaire à 1967-71
Glacier de l'Arrête de Midi Plan	F1A556	1 ; 3	~	similaire à 1967-71
Glacier de Lognan	F1A561		1949	1949
Glacier de Miage	F1A565	3	?	?
Glacier de Pierre Joseph	F1A597		1939	1939
Glacier de Taconnaz	F1A576	1 ; 3 ; 5 ; 7	2008	1967
Glacier de Taléfre	F1A590	1 ; 3	1967	1967
Glacier de Tête Rousse	F1A570		1949	1949
Glacier de Tré la Tête	F1A604	2 ; 3	1967	1967
Glacier de Trélaporte	F1A516	1 ; 7	2008	1949
Glacier d'Enclave	F1A573		~	similaire à 1967-71
Glacier d'Envers de Blaitière_1	F1A520	1 ; 7	2008	1939
Glacier d'Envers de Blaitière_2	F1A623		1939	1939
Glacier des Bossons	F1A577	1 ; 3 ; 5 ; 7	2008	1967
Glacier des Drus	F1A558		1939	1939
Glacier des Glaciers	F1A588	3 ; 7	2008	1967
Glacier des Grands Montets	F1A559	2 ; 3	?	similaire à 1967-71
Glacier des Lanchettes	F1A572	3	2008	similaire à 1967-71
Glacier des Nantillons	F1A511	1 ; 3 ; 6	1967	1967
Glacier des Pâturages de Miage	F1A564	1 ; 2 ; 3	?	similaire à 1967-71
Glacier des Pelerins	F1A514	3	1967	1967
Glacier du Bourgeat_1	F1A566	2	1967?	similaire à 1967-71
Glacier du Bourgeat_2	F1A568	2	1949	1949
Glacier du Capucin	F1A542	7	2008	1939
Glacier du Chardonnet	F1A585	3	1949 ?	similaire à 1967-71
Glacier du Col des Chasseurs	F1A574		1949	1949
Glacier du Col des Miages_1	F1A594		1949	1949
Glacier du Col des Miages_2	F1A607		1949	1949
Glacier du Fou	F1A555		1939	1939
Glacier du Milieu	F1A586		1949	1949
Glacier du Moine	F1A591	1	~	similaire à 1967-71
Glacier du Mont Tondu	F1A575	2	1949	1949
Glacier du Nant Blanc	F1A553		1939	1939
Glacier du Passon	F1A582		1949	1949
Glacier du Plan	F1A513		1939	1939
Glacier du Téléphérique	F1A515	3	1967	1967
Glacier du Tour	F1A581	3	1967	1967
Glacier du Tricot	F1A563		~	similaire à 1967-71
Glacier du Trident	F1A584		1949	1949

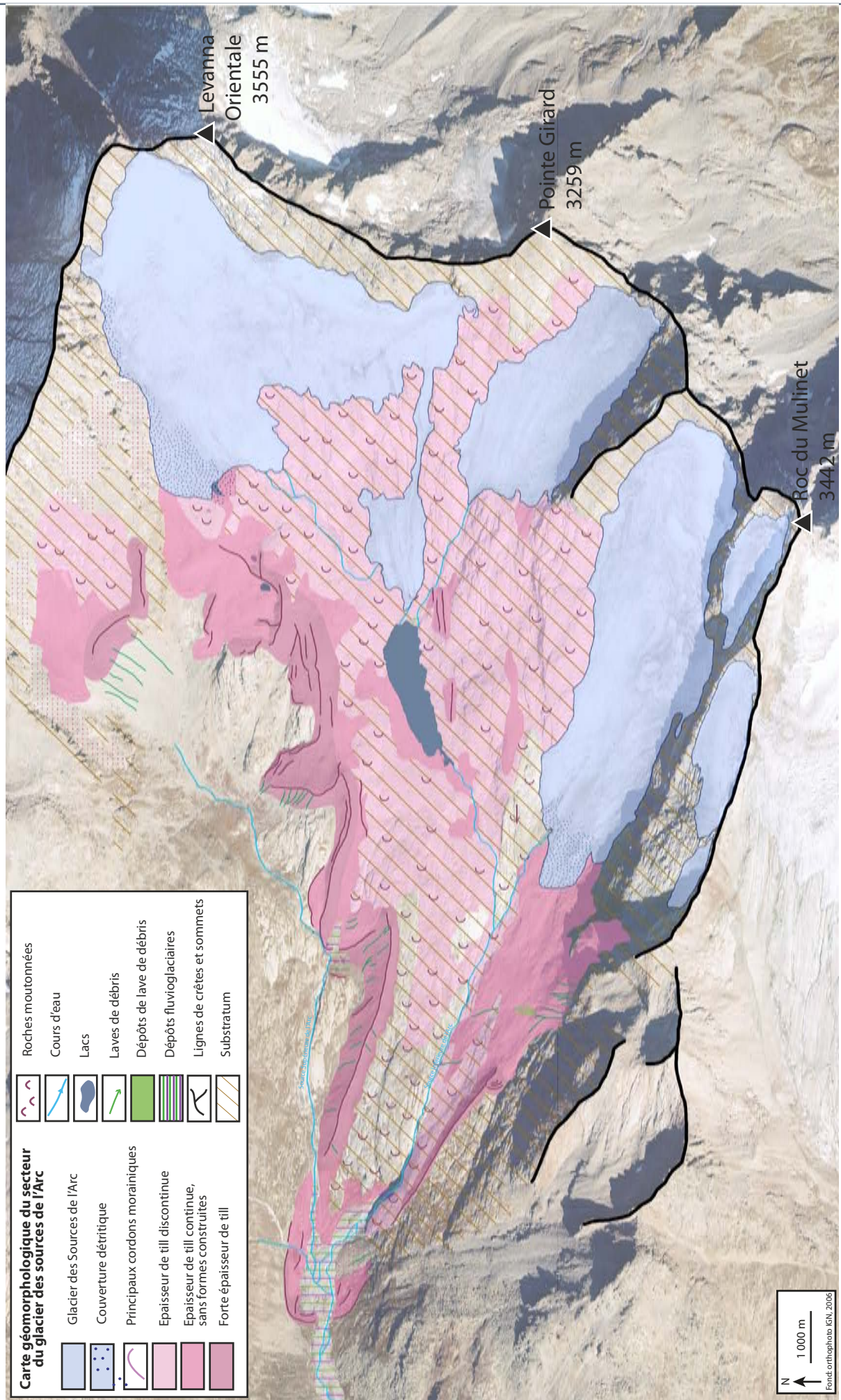
Glacier Ouest de l'Aiguille du Midi	F1A579		1939	1939
Glacier Rond	F1A578		1939	1939
Mer de Glace amont	F1A532	(1) ; 7	2008	1967
Mer de Glace front	F1A531	2 ; 3	1967	1967

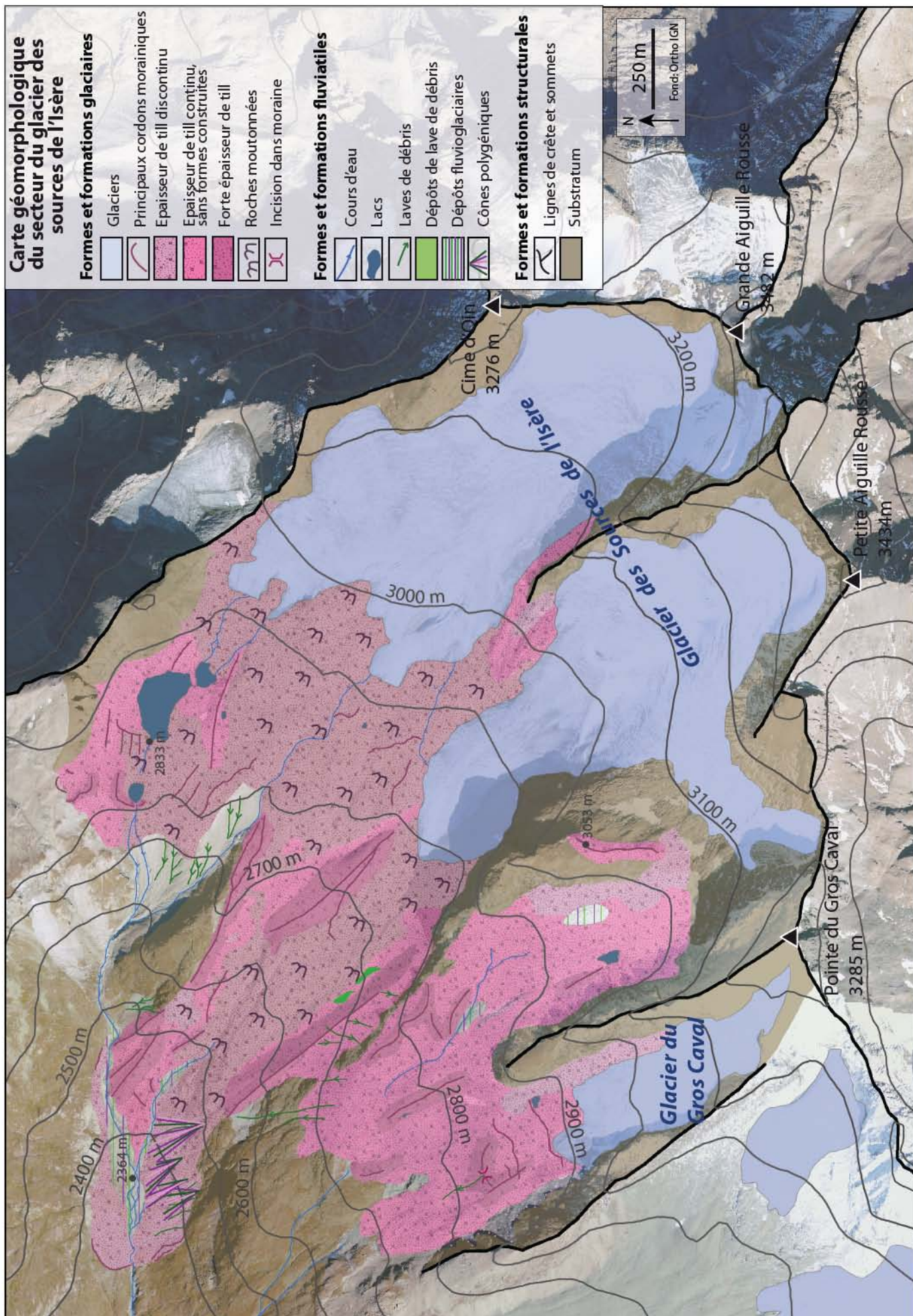
Tab.III: Glaciers du massif du Mont Blanc qui ont connu une mise à jour entre deux éditions de cartes successives de l'IGN (cf. Tab.I-3) et estimation de la date d'extension des glaciers qui figure sur le Scan 25® et dans la base de donnée de l'inventaire des glaciers français en 1967-1971 («après corrections»).

Modification de l'extension du glacier entre : 1 = la carte au 1:10 000 et la carte au 1:20 000 ; 2 = entre la carte au 1:20 000 et la carte de 1974-1976, 3 = l'édition de la carte de 1974-1976 et celle de 1984-1986, 4 = la carte de 1984-1986 et celle de 1990, 5 = l'édition de la carte de 1990 et celle de 1996-1998, 6 = l'édition de la carte de 1990 et celle de 2002-2003, 7 = l'édition de la carte de 2002-2003 et celle de 2008. ~ petits glaciers pour lesquels la recherche n'a pas eu lieu.

ANNEXE 2-6 : Exemples de carte géomorphologique.







Annexes de la Partie 3:

394 **ANNEXE 3-1** : Longueurs moyennes des glaciers des Alpes françaises en 2006-2009 et distribution selon 6 classes de taille, par massifs, expositions et classes de taille (superficie).

	longueur moyenne (m)	écart type (m)	<200 m nbre	%	200-500 m nbre	%	500-1000 m nbre	%	1000-2000 m nbre	%	2000-4000 m nbre	%	> 4000 m nbre	%	
<i>Massifs</i>	Aiguilles Rouges	400	4	3,81	4	2,12	7	4,73	2	2,22	0	0,00	0	0,00	
	Belledonne	348,06	169	4	3,81	7	3,70	6	4,05	0	0,00	0	0	0,00	
	Ecrins	593,84	713	73	69,52	105	55,56	60	40,54	29	32,22	12	32,43	3	25,00
	Grandes Rousses	627,30	742	5	4,76	11	5,82	3	2,03	0	0,00	3	8,11	0	0,00
	Mont Blanc	1491,30	2223	4	3,81	21	11,11	16	10,81	15	16,67	2	5,41	8	66,67
	Thabor	930,58	258	0	0,00	0	0,00	1	0,68	1	1,11	0	0,00	0	0,00
	Ubaye	684,58	399	0	0,00	1	0,53	1	0,68	1	1,11	0	0,00	0	0,00
	Vanoise	967,34	764	15	14,29	40	21,16	54	36,49	42	46,67	20	54,05	1	8,33
	N	957,18	1375	21	20,00	41	21,69	40	27,03	22	24,44	11	29,73	5	41,67
	NE	825,78	857	18	17,14	29	15,34	17	11,49	12	13,33	11	29,73	1	8,33
<i>Exposition</i>	E	536,01	851	18	17,14	20	10,58	8	5,41	4	4,44	2	5,41	1	8,33
	SE	621,36	635	7	6,67	17	8,99	11	7,43	3	3,33	2	5,41	0	0,00
	S	490,59	287	3	2,86	14	7,41	8	5,41	2	2,22	0	0,00	0	0,00
	SW	854,37	969	4	3,81	10	5,29	4	2,70	5	5,56	2	5,41	1	8,33
	W	812,74	955	14	13,33	28	14,81	19	12,84	17	18,89	6	16,22	1	8,33
	NW	821,05	1072	20	19,05	30	15,87	41	27,70	25	27,78	3	8,11	3	25,00
<i>Classes de taille</i>	< 0,1 km ²	277,18	149	105	100,00	159	84,13	28	18,92	1	1,11	0	0,00	0	0,00
	0,1 - 0,5 km ²	774,05	294	0	0,00	29	15,34	109	73,65	40	44,44	0	0,00	0	0,00
	0,5 - 1 km ²	1435,43	486	0	0,00	1	0,53	10	6,76	37	41,11	8	21,62	0	0,00
	1 - 2,5 km ²	2119,41	663	0	0,00	0	0,00	1	0,68	11	12,22	21	56,76	1	8,33
	> 2,5 km ²	4660,44	2548	0	0,00	0	0,00	0	0,00	1	1,11	8	21,62	11	91,67
<i>Alpes françaises</i>	799,74	1044	105	18,07	189	32,53	148	25,47	90	15,49	37	6,37	12	2,07	

ANNEXE 3-2 : Répartition (superficie et nombre ; valeurs absolue et pourcentage) des glaciers des Alpes françaises en 2006-2009 selon leur exposition. moyenne et selon les massifs et 5 classes de taille.

Massif	Massifs										Total	
	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW				
Mont Blanc	Superficie (km ²)	47,32	0,25	0,84	0,32	0,29	10,15	12,78	30,42			102,37
	Superficie (%)	46,23	0,24	0,82	0,31	0,29	9,91	12,48	29,71			100,00
	Nombre	9	2	3	1	4	7	14	26			66
	Nombre (%)	13,64	3,03	4,55	1,52	6,06	10,61	21,21	39,39			100,00
Vanoise	Superficie (km ²)	33,9	14,11	3,06	7,33	0,77	0,32	14,83	18,36			92,68
	Superficie (%)	36,58	15,23	3,3	7,91	0,83	0,34	16,01	19,81			100
	Nombre	54	25	9	6	6	3	30	39			172
	Nombre (%)	31,4	14,53	5,23	3,49	3,49	1,74	17,44	22,67			100,00
Ecrins	Superficie (km ²)	24,48	15,85	7,15	3	1,76	3,28	5,35	7,73			68,62
	Superficie (%)	35,67	23,1	10,43	4,37	2,57	4,79	7,8	11,27			100
	Nombre	62	50	36	30	15	15	34	40			282
	Nombre (%)	21,99	17,73	12,77	10,64	5,32	5,32	12,06	14,18			100,00
Aiguilles Rouges	Superficie (km ²)	0,23	0,48	0,04	0,00	0,00	0,59	0,09	1,28			2,71
	Superficie (%)	8,41	17,67	1,59	0,00	0,00	21,85	3,14	47,33			100
	Nombre	4	2	1	0	0	1	2	7			17
	Nombre (%)	23,53	11,76	5,88	0,00	0,00	5,88	11,76	41,18			100,00
Belledonne	Superficie (km ²)	0,65	0,2	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,17			1,04
	Superficie (%)	61,89	19,27	2,67	0,00	0,00	0,00	0,00	16,17			100
	Nombre	9	5	1	0	0	0	0	2			17
	Nombre (%)	52,94	29,41	5,88	0,00	0,00	0,00	0,00	11,76			100,00
Grandes Rousses	Superficie (km ²)	0	2,47	2,01	0,61	0,25	0,00	0,31	1,18			6,83
	Superficie (%)	0	36,21	29,39	8,91	3,7	0,00	4,57	17,23			100
	Nombre	0	2	2	3	2	0	6	7			22
	Nombre (%)	0	9,09	9,09	13,64	9,09	0,00	27,27	31,82			100,00
Thabor	Superficie (km ²)	0	0,55	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			0,66
	Superficie (%)	0	82,66	17,34	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			100
	Nombre	0	1	1	0	0	0	0	0			2
	Nombre (%)	0	50	50	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			100,00
Ubaye	Superficie (km ²)	0,29	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,22			0,5
	Superficie (%)	57,19	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0	42,81			100
	Nombre	2	0	0	0	0	0	0	1			3
	Nombre (%)	66,67	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	33,33			100,00

Massifs

Classes de taille													
<0,1 km²	Superficie (km ²)	2,54	1,73	1,01	0,77	0,76	0,55	1,77	1,99	11,11			
	Superficie (%)	22,83	15,59	9,1	6,94	6,83	4,92	15,94	17,87	100			
	Nombre	65	47	35	21	16	15	42	52	293			
	Nombre (%)	22,18	16,04	11,95	7,17	5,46	5,12	14,33	17,75	100,00			
0,1 - 0,5 km²	Superficie (km ²)	8,77	4,9	2,56	3,64	2,33	1,29	5,66	12,26	41,4			
	Superficie (%)	21,19	11,84	6,17	8,8	5,62	3,1	13,66	29,6	100			
	Nombre	40	19	12	16	11	5	25	50	178			
	Nombre (%)	22,47	10,67	6,74	8,99	6,18	2,81	14,04	28,09	100,00			
0,5 - 1 km²	Superficie (km ²)	8,78	10,71	2,2	0,52	0,00	2,07	6,88	8,84	40			
	Superficie (%)	21,94	26,77	5,49	1,31	0,00	5,19	17,2	22,1	100			
	Nombre	13	14	3	1	0	3	10	12	56			
	Nombre (%)	23,21	25	5,36	1,79	0,00	5,36	17,86	21,43	100,00			
1 - 2,5 km²	Superficie (km ²)	19,77	9,5	2,62	0,00	0,00	2,76	10,7	7,46	52,81			
	Superficie (%)	37,43	18	4,97	0,00	0,00	5,23	20,26	14,12	100			
	Nombre	13	6	2	0	0	2	7	4	34			
	Nombre (%)	38,24	17,65	5,88	0,00	0,00	5,88	20,59	11,76	100,00			
> 2,5 km²	Superficie (km ²)	67,01	7,09	4,85	6,31	0,00	7,67	8,33	28,82	130,08			
	Superficie (%)	51,51	5,45	3,73	4,85	0,00	5,89	6,4	22,15	100			
	Nombre	9	2	1	2	0	1	1	4	20			
	Nombre (%)	45,00	10,00	5,00	10,00	0,00	5,00	5,00	20,00	100,00			

ANNEXE 3-3: Valeurs moyennes, minimales et maximales des altitudes frontales (minimales), maximales et moyennes des glaciers des Alpes françaises en 2006-2009 par massifs, expositions et classes de taille. Écarts types entre parenthèses.

	valeur moyenne			valeur minimale			valeur maximale		
	alt. min.	alt. max.	alt. moy.	alt. min.	alt. max.	alt. moy.	alt. min.	alt. max.	alt. moy.
Alpes françaises	2840	3210	3019	1429	2324	2258	3563	4806	3619
<i>Massifs</i>									
Mont Blanc	2672 (442)	3367 (427)	3013 (295)	1429	2505	2370	3502	4806	3617
Vanoise	2891 (217)	3270 (211)	3077 (186)	2325	2568	2468	3365	3787	3451
Ecrins	2884 (262)	3200 (252)	3036 (231)	2174	2324	2258	3563	4019	3619
Aig. Rouges - Ruan	2526 (167)	2760 (78)	2638 (114)	2161	2621	2383	2793	2917	2823
Belledonne	2529 (156)	2719 (86)	2610 (134)	2274	2547	2387	2784	2835	2801
Grandes Rousses	2856 (137)	3111 (177)	2976 (113)	2598	2798	2729	3096	3441	3280
Thabor - Aig. D'Arves	2882 (152)	3288 (64)	3063 (142)	2774	3242	2963	2989	3333	3164
Ubaye	2854 (163)	3163 (105)	2984 (130)	2741	3044	2871	3041	3239	3126
<i>Classes de taille</i>									
< 0,1 km ²	2948 (251)	3114 (248)	3029 (250)	2215	2324	2258	3563	3766	3619
0,1 - 0,5 km ²	2799 (231)	3207 (234)	2990 (227)	2161	2562	2355	3181	3883	3518
0,5 - 1 km ²	2704 (227)	3366 (270)	3015 (262)	2255	2753	2479	3152	3925	3453
1 - 2,5 km ²	2673 (227)	3458 (179)	3057 (204)	2198	3095	2537	3162	3787	3426
> 2,5 km ²	2300 (439)	3780 (384)	3083 (192)	1429	3247	2736	2819	4806	3617
<i>Exposition</i>									
N	2751 (323)	3191 (335)	2968 (263)	1429	2324	2258	3501	4806	3619
NE	2750 (240)	3125 (292)	2938 (234)	2161	2547	2355	3301	3925	3453
E	2935 (245)	3181 (250)	3053 (215)	2362	2704	2580	3422	4019	3527
SE	3004 (224)	3290 (244)	3145 (220)	2507	2655	2548	3377	3762	3482
S	3035 (147)	3267 (214)	3146 (176)	2780	2903	2843	3343	3666	3434
SW	3015 (293)	3399 (277)	3192 (231)	2400	2876	2585	3563	3883	3600
W	2891 (234)	3234 (234)	3058 (187)	2036	2511	2393	3314	3861	3419
NW	2798 (292)	3210 (288)	2990 (237)	1590	2505	2370	3442	4228	3556

ANNEXE 3-4 : Répartition du nombre de glaciers des Alpes françaises (valeurs absolues et pourcentages) en 2006-2009, selon leur type et leur forme, par massifs, expositions et classes de taille

	TYPE		FORME										
	Glaciers de vallée	Glaciers de montagne	Glaciers	Glacierets	Placage de glace	Bassin simple	Bassin composé	Cirque	Glaciers de parois	Appartenant à une calotte	Autre		
Massif	Aig. Rges - Ruan	Nombre %	0 0,00	11 64,7	6 35,3	0 0,00	0 0,00	0 0,00	11 64,71	0 0,00	0 0,00	6 35,29	
	Belledonne	Nombre %	0 0,00	1 5,9	16 94,1	0 0,00	0 0,00	0 0,00	1 5,88	0 0,00	0 0,00	16 94,12	
	Ecrins	Nombre %	10 3,5	111 39,4	150 53,2	11 3,9	9 3,19	1 0,35	80 28,37	28 9,93	2 0,71	162 57,45	
	Gdes Rousses	Nombre %	0 0,00	10 45,5	12 54,5	0 0,00	0 0,00	0 0,00	10 45,45	0 0,00	0 0,00	12 54,55	
	Mont Blanc	Nombre %	8 12,1	41 62,1	7 10,6	10 15,2	5 7,58	3 4,55	27 40,91	14 21,21	0 0,00	17 25,76	
	Thabor- Aig. D'Arves	Nombre %	0 0,00	1 50,00	1 50,00	0 0,00	0 0,00	0 0,00	1 50,00	0 0,00	0 0,00	1 50,00	
	Ubaye	Nombre %	0 0,00	1 33,3	2 66,7	0 0,00	0 0,00	0 0,00	1 33,33	0 0,00	0 0,00	2 66,67	
	Vanoise	Nombre %	6 3,49	114 66,28	51 29,65	1 0,58	6 3,49	1 0,58	93 54,07	6 3,49	5 2,91	61 35,47	
	Expositions	N	Nombre %	9 6,4	74 52,9	53 37,9	4 2,9	7 5,00	1 0,71	49 35,00	19 13,57	3 2,14	61 43,57
		NE	Nombre %	6 6,9	39 44,8	42 48,3	0 0	5 5,75	2 2,30	30 34,48	3 3,45	1 1,15	46 52,87
		E	Nombre %	1 1,9	18 34,0	32 60,4	2 3,8	1 1,89	0 0,00	16 30,19	1 1,89	0 0,00	35 66,04
		SE	Nombre %	0 0	22 55	18 45	0 0,00	0 0,00	0 0,00	20 50	1 2,5	1 2,5	18 45
		S	Nombre %	0 0	15 55,6	12 44,4	0 0,00	0 0,00	0 0,00	13 48,15	1 3,70	0 0,00	13 48,15
SW		Nombre %	1 3,8	10 38,5	14 53,8	1 3,8	0 0,00	1 3,85	9 34,62	0 0,00	0 0,00	16 61,54	
W		Nombre %	3 2,5	44 36,1	34 27,9	5 4,1	3 3,49	0 0,00	38 44,19	6 6,98	0 0,00	39 45,35	
NW		Nombre %	4 3,3	68 55,7	40 32,8	10 8,20	4 3,28	1 0,82	49 40,16	17 13,93	2 1,64	49 40,16	

classes de taille		Nombre		%		Nombre		%		Nombre		%	
<0,1km ²	0	50	223	20	0	0	0,00	0,00	0	35	16	0	242
	0,00	17,1	76,1	6,8	0,00	0,00	0,00	0,00	11,95	5,46	0,00	0,00	82,59
0,1-0,5 km ²	0	154	22	2	1	1	0,00	0,56	128	23	0	0	25
	0,00	86,5	12,4	1,1	0,56	0,56	0,00	0,00	71,91	12,92	0,00	0,00	14,04
0,5-1 km ²	5	51	0	0	5	0	8,93	0,00	40	6	0	0	5
	8,9	91,1	0,00	0,00	8,93	0,00	0,00	0,00	71,43	10,71	0,00	0,00	8,93
1-2,5 km ²	7	27	0	0	6	0	6	0	19	3	2	2	4
	20,6	79,4	0,00	0,00	17,65	0,00	0,00	0,00	55,88	8,82	5,88	5,88	11,76
> 2,5 km ²	12	8	0	0	8	4	40,00	20,00	10,00	0,00	25,00	5,00	5,00
	60,00	40,00	0,00	0,00	40,00	20,00	40,00	20,00	10,00	0,00	25,00	5,00	5,00

ANNEXE 3-5 : Comparaison de la superficie et de la moyenne des altitudes frontale (minimale), maximale et moyenne des glaciers à couverture détritique continue couvrant <10 % et ≥10% de la superficie totale englacée, par massifs, expositions et classes de tailles. Écarts types entre parenthèses.

	Couverture détritique continue < 10% de la surface totale englacée					Couverture détritique continue ≥ 10% de la surface totale englacée					Différence		
	Nbre	Surface (km ²)	Alt min	Alt max	Alt moy	Nbre	Surface (km ²)	Alt min	Alt max	Alt moy	Alt min	Alt max	Alt moy
Aig. Rouges - Ruan	13	1,90	2583 (130)	2772 (84)	2676 (92)	4	0,81	2341 (147)	2722 (34)	2516 (97)	241	50	160
Belledonne	9	0,46	2634 (123)	2764 (67)	2696 (102)	8	0,58	2412 (91)	2668 (78)	2514 (95)	222	96	182
Ecrins	237	46,51	2930 (236)	3223 (249)	3074 (217)	45	22,04	2645 (265)	3081 (239)	2834 (203)	285	142	240
Grandes Rousses	19	6,61	2864 (141)	3142 (168)	2995 (104)	3	0,22	2806 (117)	2918 (109)	2851 (106)	58	224	144
Mont Blanc	44	46,25	2782 (446)	3418 (415)	3111 (290)	22	56,15	2453 (350)	3267 (442)	2818 (192)	329	151	293
Thabor – Aig. d'Arves	1	0,55	2989	3333	3164	1	0,12	2774	3242	2963	215	91	201
Ubaye	1	0,05	3041	3239	3126	2	0,46	2760 (27)	3126 (115)	2913 (59)	281	114	213
Vanoise	125	71,95	2944 (207)	3324 (186)	3139 (149)	47	20,73	2750 (181)	3127 (210)	2915 (179)	194	197	224
<0,1 km ²	249	8,68	2983 (238)	3144 (242)	3063 (238)	43	2,33	2743 (228)	2937 (213)	2827 (221)	240	208	237
0,1-0,5 km ²	119	26,81	2867 (208)	3276 (205)	3063 (198)	60	14,69	2664 (216)	3072 (232)	2847 (212)	203	205	216
0,5-1 km ²	44	31,27	2753 (196)	3432 (247)	3091 (216)	12	8,76	2521 (248)	3125 (211)	2736 (228)	232	307	355
1-2,5 km ²	24	37,91	2759 (190)	3511 (162)	3153 (133)	10	14,90	2466 (173)	3330 (160)	2824 (150)	293	181	329
>2,5 km ²	13	69,60	2392 (454)	3770 (427)	3162 (185)	7	60,48	2129 (383)	3800 (320)	2936 (98)	263	-30	225
N	100	55,95	2816 (316)	3228 (352)	3031 (265)	40	50,92	2590 (283)	3098 (270)	2810 (180)	226	129	220
NE	64	23,04	2812 (191)	3184 (257)	3009 (177)	24	10,90	2583 (279)	2967 (323)	2751 (266)	229	217	258
E	48	12,87	2943 (250)	3191 (253)	3063 (217)	5	0,40	2856 (192)	3087 (218)	2957 (194)	87	104	106
SE	35	10,32	3054 (188)	3351 (197)	3201 (170)	5	0,93	2672 (168)	2930 (245)	2791 (207)	382	421	410
S	24	2,69	3052 (141)	3285 (204)	3166 (168)	3	0,40	2866 (93)	3102 (266)	2953 (138)	186	183	213
SW	22	6,31	3045 (281)	3403 (275)	3213 (229)	4	8,03	2749 (251)	3288 (308)	2975 (116)	296	115	237
W	64	17,52	2962 (173)	3267 (206)	3116 (152)	21	15,82	2672 (261)	3131 (287)	2882 (177)	291	137	234
NW	92	45,58	2858 (275)	3229 (275)	3036 (226)	30	13,78	2622 (273)	3151 (322)	2852 (216)	236	78	184
Alpes françaises	449	174,27	2901 (262)	3245 (277)	3074 (221)	132	101,11	2633 (270)	3091 (297)	2833 (209)	268	154	241

ANNEXE 3-6 : Comparaison de la superficie moyenne (a), longueur moyenne (b) et pente moyenne (c) des glaciers à couverture détritique continue couvrant <10 % et >10% de la superficie totale englacée, par massifs, expositions et classes de taille. Écart types entre parenthèses.

<i>a. Superficie moyenne (km²)</i>				
		<i>Glaciers dont la CD continue est <10% de la superficie totale englacée</i>	<i>Glaciers dont la CD continue est >10% de la superficie totale englacée</i>	<i>Ensemble des glaciers</i>
Classes de taille	<0,1 km ²	0,04 (0,02)	0,05 (0,02)	0,04 (0,03)
	0,1-0,5 km ²	0,23 (0,11)	0,24 (0,11)	0,23 (0,11)
	0,5-1 km ²	0,71 (0,14)	0,73 (0,14)	0,71 (0,14)
	1-2,5 km ²	1,58 (0,37)	1,49 (0,39)	1,55 (0,38)
	>2,5 km ²	5,35 (3,43)	8,64 (9,85)	6,50 (6,38)
Expositions	N	0,56 (1,39)	1,27 (4,79)	0,76 (2,81)
	NE	0,36 (0,59)	0,45 (0,85)	0,39 (0,67)
	E	0,27 (0,74)	0,08 (0,05)	0,25 (0,71)
	SE	0,29 (0,74)	0,19 (0,10)	0,28 (0,69)
	S	0,11 (0,11)	0,13 (0,13)	0,11 (0,11)
	SW	0,29 (0,43)	2,01 (3,77)	0,55 (1,5)
	W	0,27 (0,42)	0,75 (1,81)	0,39 (0,98)
Massifs	NW	0,50 (1,69)	0,46 (0,76)	0,49 (1,51)
	Aiguilles Rouges	0,15 (0,23)	0,20 (0,16)	0,16 (0,21)
	Belledonne	0,05 (0,08)	0,07 (0,03)	0,06 (0,06)
	Ecrins	0,20 (0,54)	0,49 (0,82)	0,24 (0,60)
	Grandes rousSES	0,35 (0,60)	0,07 (0,02)	0,31 (0,56)
	Mont Blanc	1,05 (2,84)	2,55 (6,66)	1,55 (4,49)
	Thabor	0,55	0,12	0,33 (0,31)
	Ubaye	0,05	0,23 (0,02)	0,17 (0,11)
Vanoise	0,58 (0,81)	0,44 (0,56)	0,54 (0,75)	
Alpes françaises	0,39 (1,10)	0,77 (2,85)	0,47 (1,67)	

<i>b. Longueur moyenne (m)</i>				
		<i>Glaciers dont la CD continue est <10% de la superficie totale englacée</i>	<i>Glaciers dont la CD continue est >10% de la superficie totale englacée</i>	<i>Ensemble des glaciers</i>
Classes de taille	<0,1 km ²	263,56 (146,58)	356,36 (139,14)	277,18 (148,96)
	0,1-0,5 km ²	754,90 (284,50)	803,06 (325,85)	771,13 (299,03)
	0,5-1 km ²	1408,65 (463,95)	1533,59 (569,78)	1435,43 (485,69)
	1-2,5 km ²	1904,99 (506,35)	2634,02 (733,33)	2119,41 (662,61)
	>2,5 km ²	4018,02 (2201,45)	5853,52 (2884,24)	4660,44 (2548,47)
Expositions	N	793,82 (1013,83)	1365,58 (1972,66)	957,18 (1375,17)
	NE	767,90 (762,02)	980,13 (1075,44)	825,78 (857,49)
	E	547,29 (891,86)	427,68 (239,44)	536,01 (851,22)
	SE	607,05 (675,27)	721,59 (208,29)	621,36 (635,18)
	S	474,10 (270,35)	622,50 (449)	490,59 (287,09)
	SW	738,16 (676,75)	1493,50 (1995,38)	854,37 (969,40)
	W	658,99 (557,35)	1256,57 (1610,82)	806,63 (958,12)
Massifs	NW	750,71 (1098,82)	1036,76 (971,97)	821,05 (1072,06)
	Aiguilles Rouges	467,09 (411,24)	668,06 (366,83)	514,38 (399,74)
	Belledonne	252,76 (155,46)	455,26 (113,39)	348,06 (169,01)
	Ecrins	503,51 (576,85)	1069,54 (1089,22)	593,84 (712,99)
	Grandes rousSES	675,19 (789,56)	323,98 (110,49)	627,30 (742,11)
	Mont Blanc	1220,10 (1822,79)	2010,07 (2848,22)	1483,42 (2227,05)
	Thabor	1112,97	748,18 (748,18)	930,58 (257,95)
	Ubaye	295,50	879,12	684,58 (398,74)
Vanoise	954,41 (747,74)	1001,73 (813,54)	967,34 (764,15)	
Alpes françaises	701,34 (866,24)	1130,49 (1457,56)	800 (104)	

<i>c. Pente moyenne (degrés)</i>				
		<i>Glaciers dont la CD continue est <10% de la surface totale englacée</i>	<i>Glaciers dont la CD continue est >10% de la surface totale englacée</i>	<i>Ensemble des glaciers</i>
Classes de taille	<0,1 km ²	33,01 (8,8)	31,33 (6,45)	32,74 (8,5)
	0,1-0,5 km ²	29,49 (6,8)	27,82 (4,86)	28,94 (6,2)
	0,5-1 km ²	26,72 (5,7)	22,77 (3,67)	25,87 (5,5)
	1-2,5 km ²	21,22 (6,1)	23,23 (5,44)	21,81 (5,9)
	>2,5 km ²	20,20 (5,1)	23,26 (4,72)	21,27 (5,1)
Expositions	N	30,00 (9,56)	28,26 (6,34)	30,86 (9,17)
	NE	30,11 (9,53)	28,04 (5,97)	29,54 (8,70)
	E	28,72 (6,55)	29,76 (3,46)	28,82 (6,54)
	SE	30,98 (5,77)	23,88 (8,23)	30,02 (6,13)
	S	27,35 (6,59)	22,71 (5,83)	27,09 (6,26)
	SW	28,23 (5,18)	26,60 (6,65)	28,22 (4,83)
	W	28,86 (7,69)	28,25 (4,97)	28,71 (7,67)
Massifs	NW	32,20 (9,54)	28,17 (6,02)	31,21 (8,76)
	Aiguilles Rouges	26,70 (7,12)	28,51 (3,52)	27,12 (6,40)
	Belledonne	30,01 (7,48)	33,45 (3,78)	31,63 (6,11)
	Ecrins	33,23 (7,69)	28,39 (6,33)	32,46 (7,69)
	Grandes rouses	28,53 (8,76)	23,89 (5,20)	27,90 (8,43)
	Mont Blanc	33,91 (8,52)	28,36(5,43)	32,06 (8,03)
	Thabor	18,99	27,96	23,48 (6,34)
	Ubaye	46,46	30,13 (2,94)	35,58 (9,65)
	Vanoise	24,67 (7,17)	26,42 (6,38)	25,15 (6,99)
Alpes françaises	30,46 (8,59)	27,91 (6,10)	29,88 (8,16)	

ANNEXE 3-7 Comparaison des valeurs moyennes des superficies, longueurs, altitudes minimales, maximales et moyennes et des pentes moyennes entre les glaciers noirs et les autres glaciers > 0,5 km². Les valeurs sont proposées pour une extension de la couverture détritrique qui couvre plus de 5 %, 10 %, 20 %, 40 % et 50 % de la superficie du glacier.

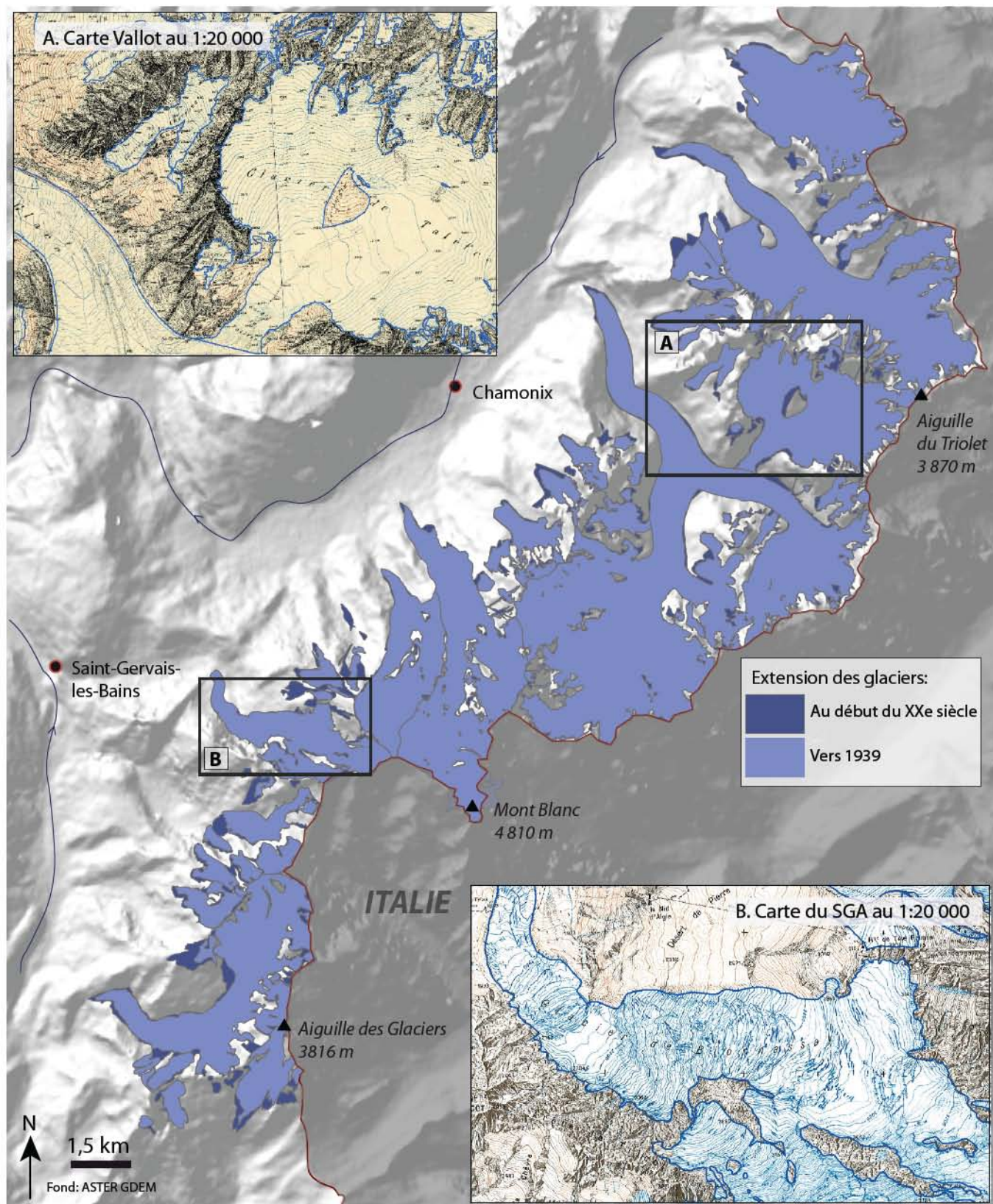
	Glaciers noirs					Autres glaciers				
	cd>5%	cd>10%	cd>20%	cd>40%	cd>50%	cd>5%	cd>10%	cd>20%	cd>40%	cd>50%
Nombre de glaciers	42	33	19	12	8	68	77	91	98	102
Superficie (km ²)	2,67	2,65	1,17	1,3	1,17	1,62	1,75	2,2	2,11	2,09
Longueur (m)	2,7	2,8	2,2	2,4	2,3	1,9	1,9	2,2	2,2	2,2
Alt. min. (m)	2471	2444	2429	2352	2393	2713	2697	2661	2654	2639
Alt. max (m)	3395	3389	3223	3157	3073	3515	3504	3521	3508	3500
Alt. moy. (m)	2885	2848	2726	2640	2644	3135	3122	3105	3089	3071
Pente moyenne (°)	23,4	24	23,5	22	21	24	23,8	23,8	23,9	24
Superficie cd (km ²)	0,54	0,63	0,59	0,8	0,8	0,01	0,04	0,13	0,14	0,17
% cd	28,8	35	49,8	62	71	0,91	1,63	3,57	5,37	6,91

ANNEXE 3-8: Extension des glaciers du massif du Mont Blanc pendant la première moitié du 20^e siècle

La cartographie des glaciers au cours de la première partie du 20^e siècle n'a été réalisée que pour le massif du Mont Blanc. L'absence de documents auparavant numérisés couvrant l'ensemble des Alpes françaises n'ont pas permis de réaliser ce travail à grande échelle. La difficulté reste de connaître avec précision la date de levé des glaciers sur ces cartes.

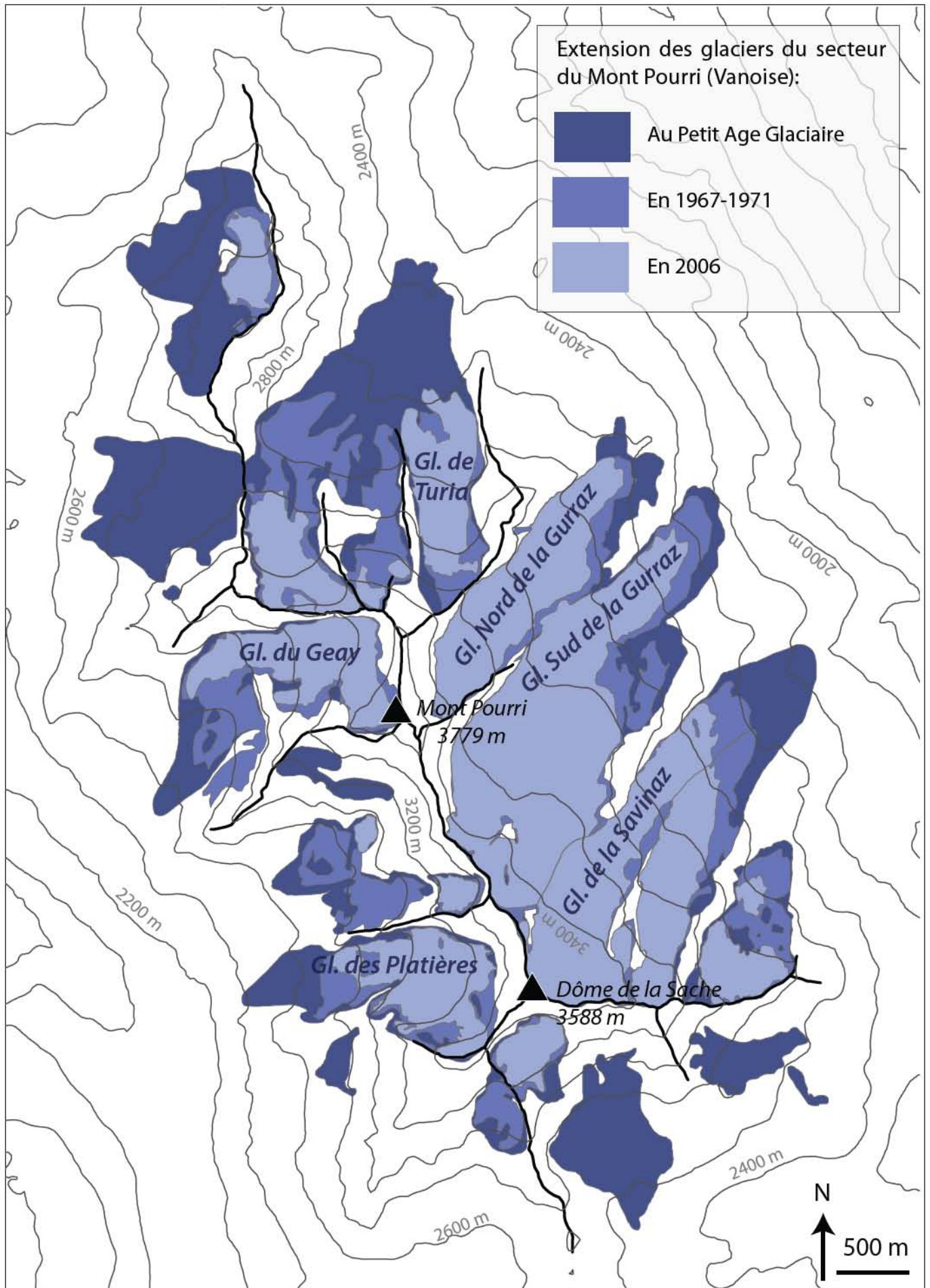
Les contours des glaciers du massif du Mont Blanc ont été digitalisés par Romain Bernard, stagiaire au laboratoire EDYTEM en 2012, à partir des cartes Vallot (1 :20 000 pour la vallée de Chamonix ; 1 :50 000 pour la vallée de Saint-Gervais-les-Bains) et des cartes du SGA au 1 :20 000 (cf. carte).

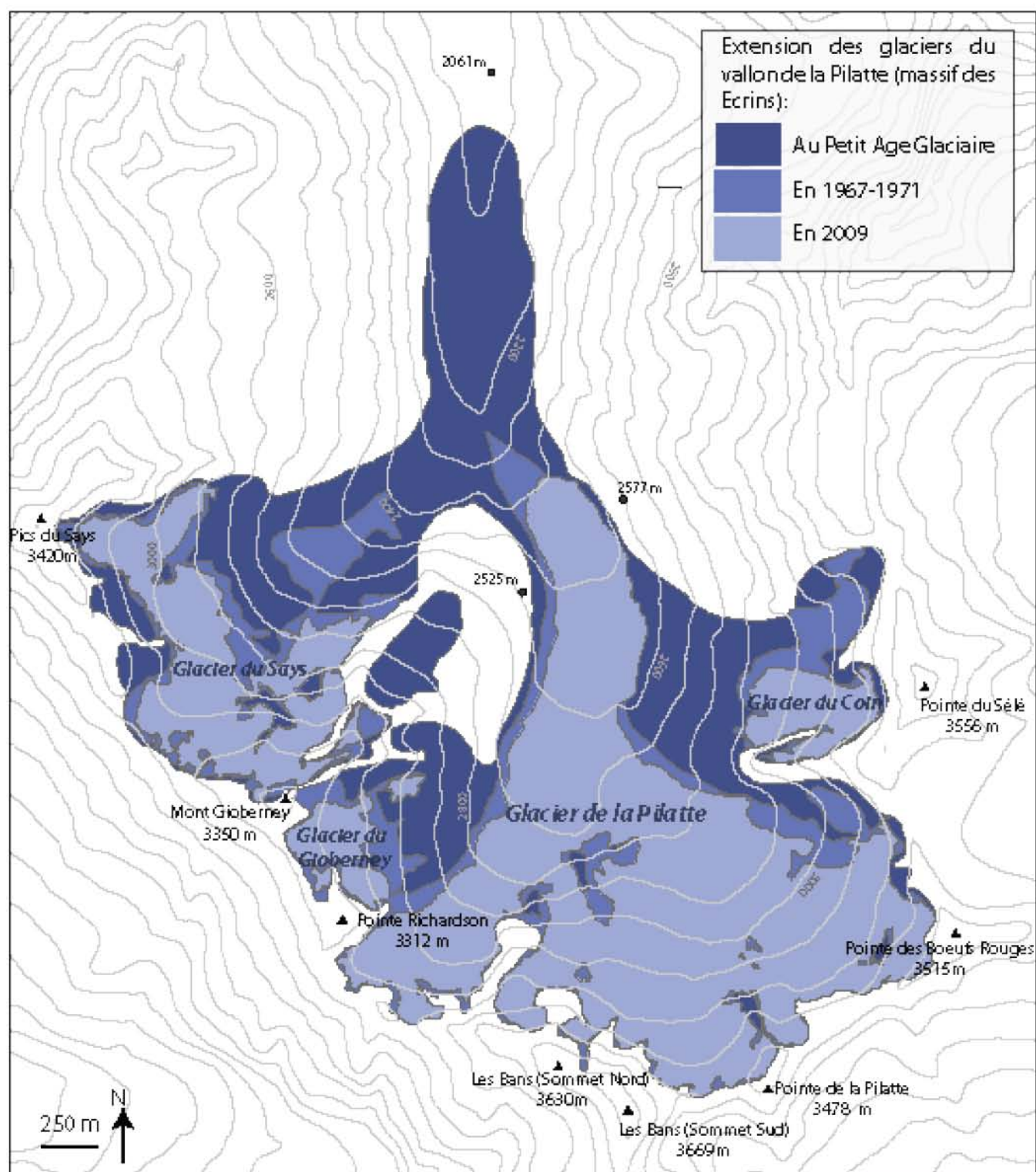
La superficie de l'ensemble des glaciers du massif du Mont Blanc français au début du 20^e siècle est de 123,24 km², et de 116,29 km² pendant la décennie 1939-1949.

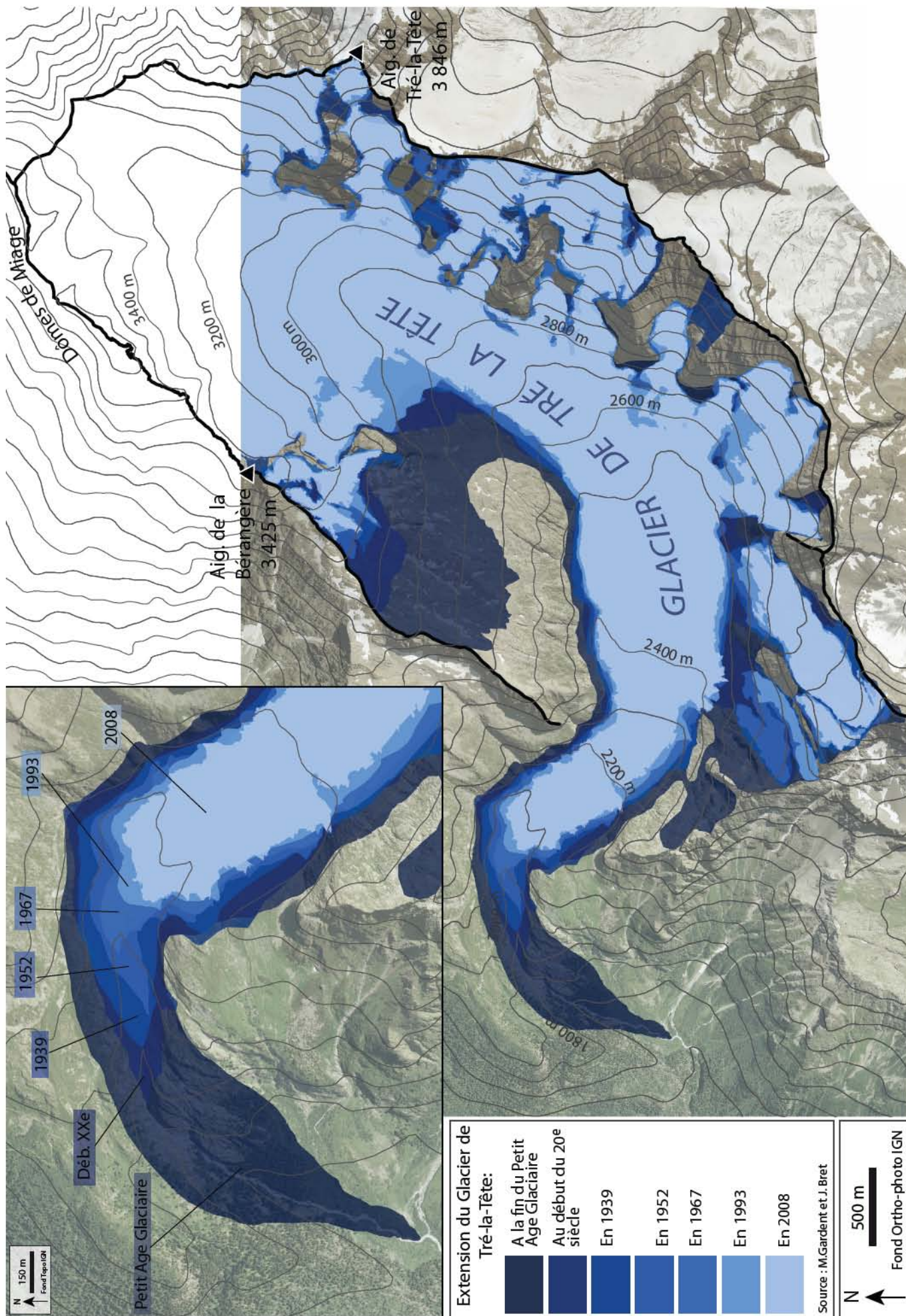


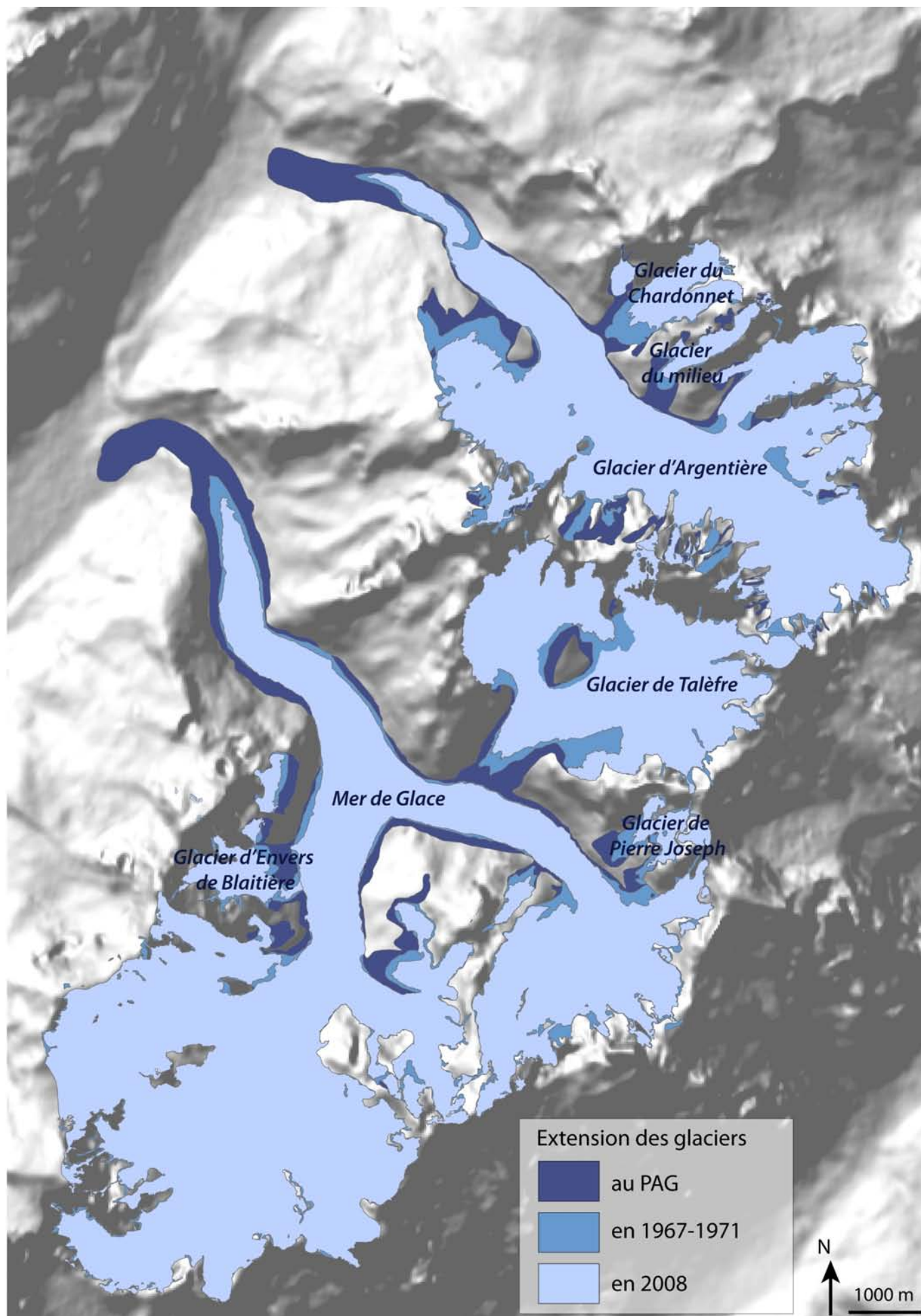
Extension des glaciers du massif du Mont Blanc français au cours de la première moitié du 20^e siècle, cartographiée à partir des cartes Vallot et du Service Géographique des Armées (SGA).

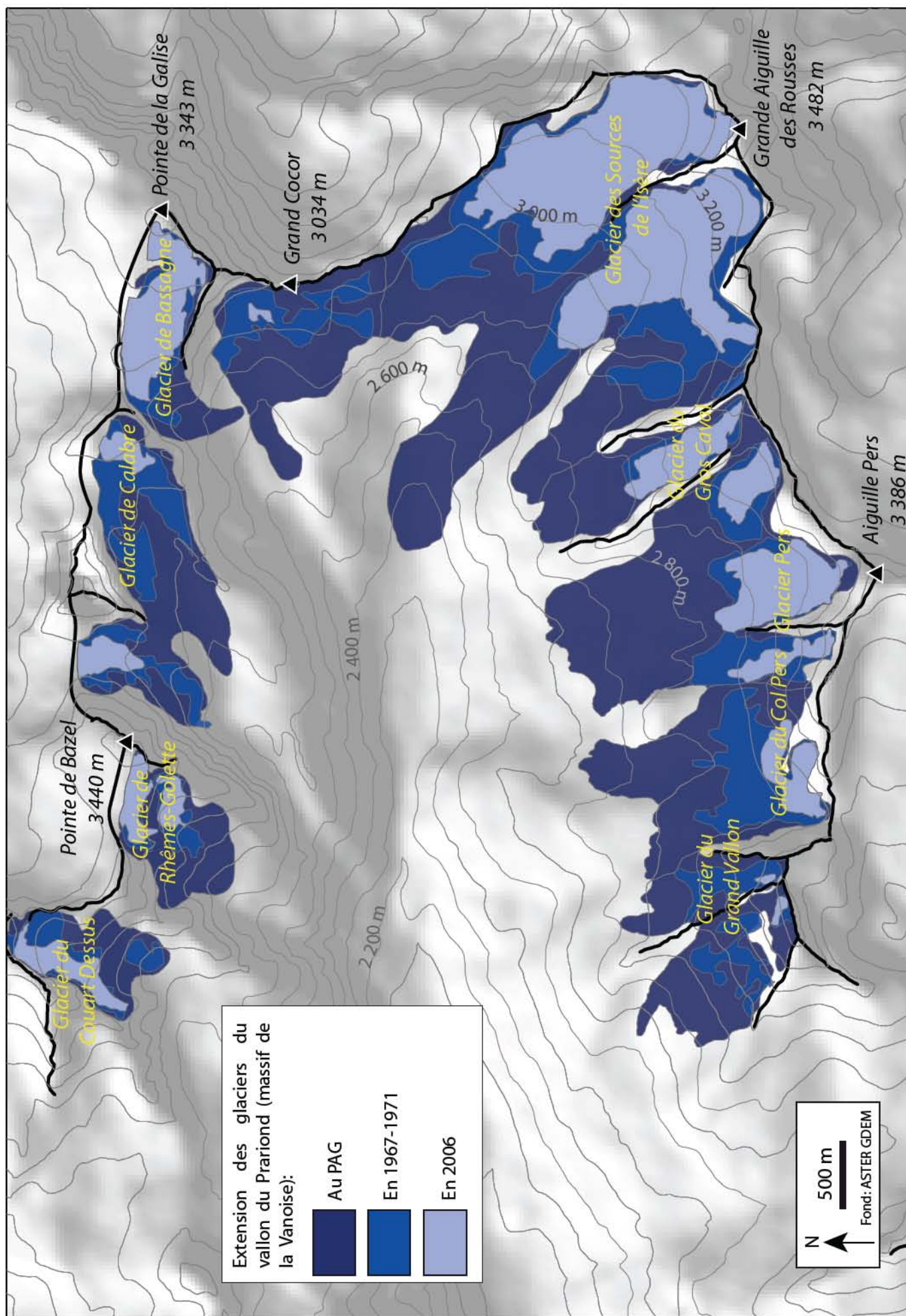
ANNEXE 3-9 : Exemples de cartes diachroniques d'extension des glaciers français

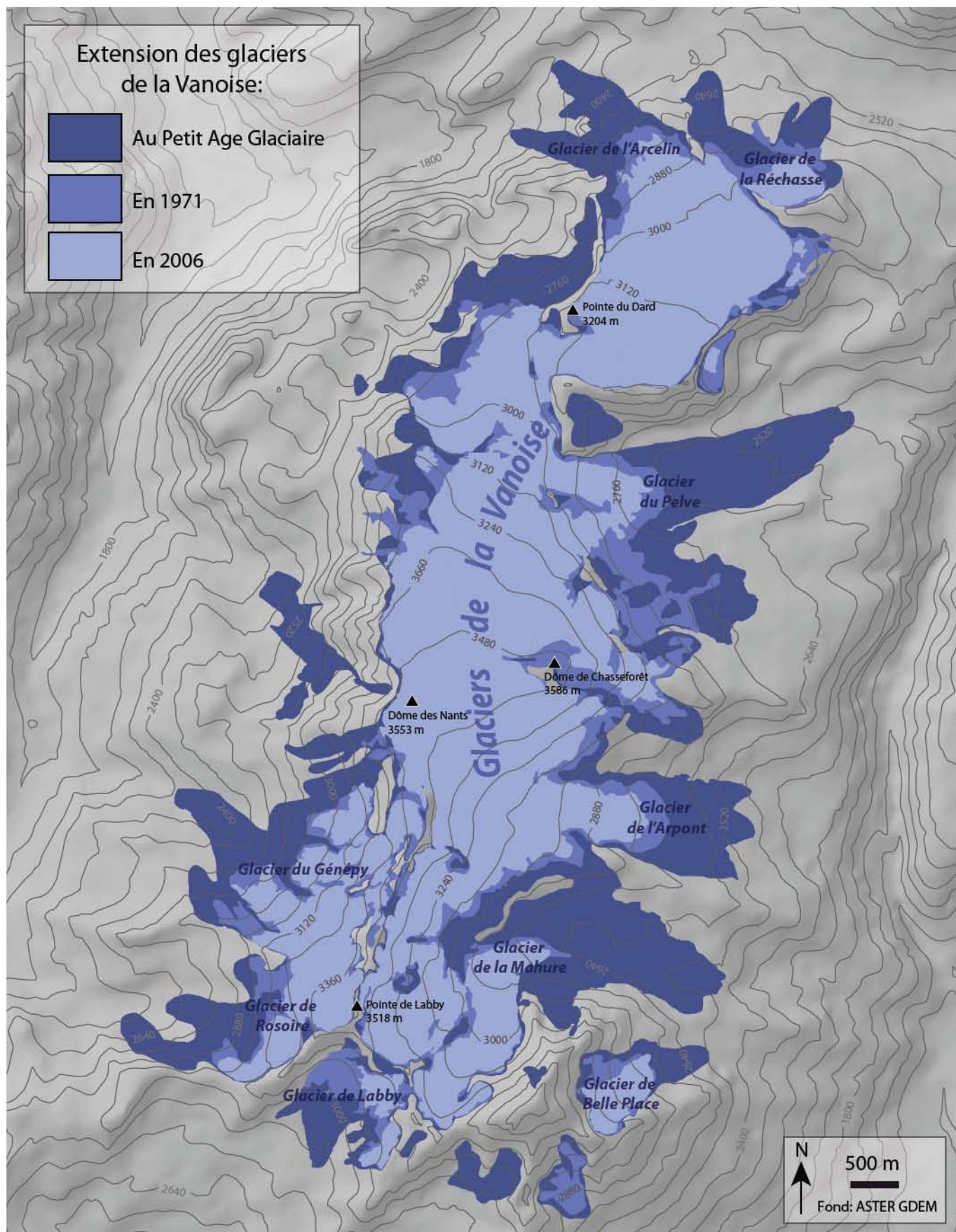


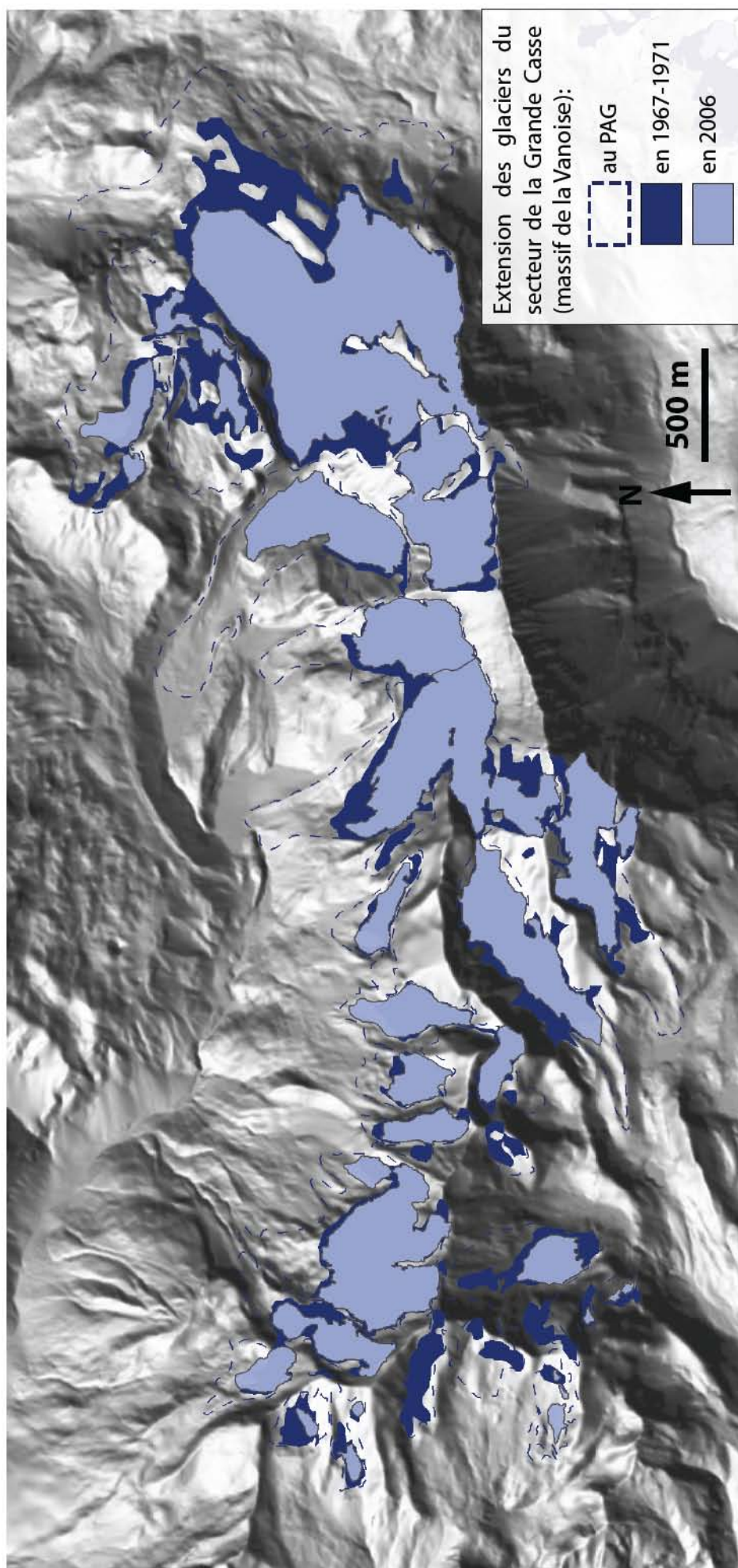


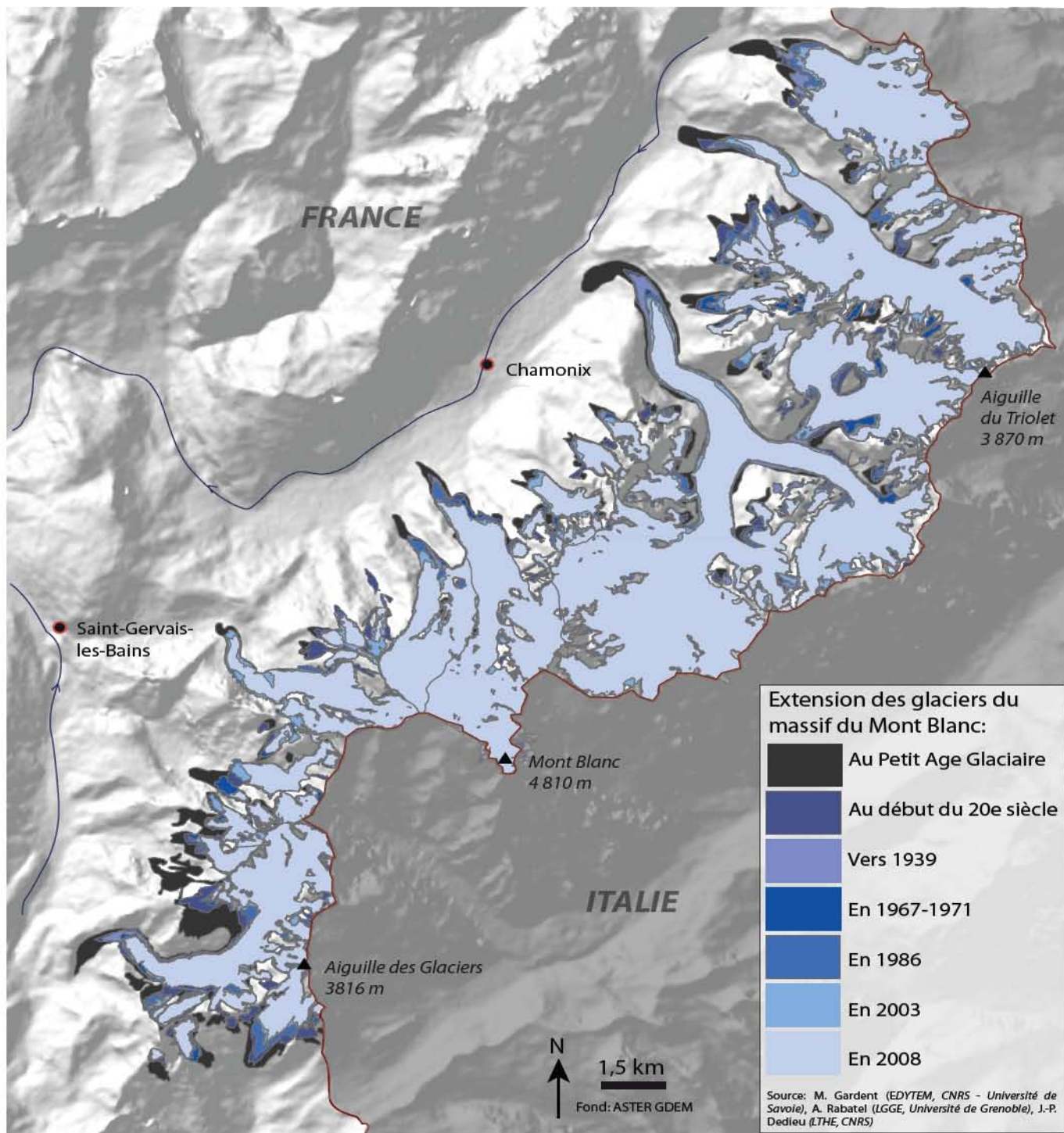












ANNEXE 3-10 : Superficie des tranches d'altitudes de 50 m englacées et valeur du retrait annuel pour chaque tranche d'altitude, pour les glaciers des massifs du Mont Blanc, de la Vanoise et des Écrins pendant les période P (fin du PAG à 2006-2009), P1 (fin du PAG à 1967-1971) et P2 (1967-1971 à 2006-2009) ; et pour l'ensemble des glaciers des Alpes françaises pendant P2 (1967-1971 à 2006-2009).

Tranches d'altitude (m)	Glaciers des massifs du Mont Blanc, de la Vanoise et des Écrins						Ensemble des glaciers des Alpes françaises		
	Superficie (km ²)			Retrait annuel (km ² /an)			Superficie (km ²)		Retrait annuel (km ² /an)
	PAG	1967-71	2006-09	P	P1	P2	1967-71	2006-09	P2
1050-1100	0,00			0,00	0,00	0,00			0,00
1100-1150	0,00			0,00	0,00	0,00			0,00
1150-1200	0,00			0,00	0,00	0,00			0,00
1200-1250	0,15	0,00		0,00	0,00	0,00			0,00
1250-1300	0,21	0,01		0,00	0,00	0,00			0,00
1300-1350	0,27	0,02		0,00	0,00	0,00			0,00
1350-1400	0,19	0,02		0,00	0,00	0,00			0,00
1400-1450	0,21	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
1450-1500	0,26	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00
1500-1550	0,33	0,06	0,03	0,00	0,00	0,00	0,06	0,03	0,00
1550-1600	0,43	0,09	0,04	0,00	0,00	0,00	0,10	0,04	0,00
1600-1650	0,45	0,13	0,07	0,00	0,00	0,00	0,11	0,07	0,00
1650-1700	0,42	0,17	0,12	0,00	0,00	0,00	0,16	0,12	0,00
1700-1750	0,57	0,26	0,20	0,00	0,00	0,00	0,27	0,20	0,00
1750-1800	0,71	0,35	0,39	0,00	0,00	0,00	0,35	0,39	0,00
1800-1850	1,00	0,59	0,46	0,00	0,00	0,00	0,58	0,37	-0,01
1850-1900	0,89	0,44	0,39	0,00	0,00	0,00	0,45	0,48	0,00
1900-1950	1,19	0,55	0,58	0,00	-0,01	0,00	0,55	0,58	0,00
1950-2000	1,15	0,57	0,38	0,00	0,00	0,00	0,56	0,38	0,00
2000-2050	1,39	0,63	0,62	0,00	-0,01	0,00	0,60	0,62	0,00
2050-2100	1,89	0,86	0,70	-0,01	-0,01	0,00	0,81	0,70	0,00
2100-2150	2,54	1,19	1,23	-0,01	-0,01	0,00	1,15	1,23	0,00
2150-2200	3,84	1,87	1,50	-0,01	-0,02	-0,01	1,87	1,51	-0,01
2200-2250	4,03	1,83	1,11	-0,02	-0,02	-0,02	1,87	1,16	-0,02
2250-2300	4,56	1,83	1,10	-0,02	-0,02	-0,02	1,93	1,17	-0,02
2300-2350	5,31	1,82	1,53	-0,02	-0,03	-0,01	2,13	1,62	-0,01
2350-2400	6,64	2,58	2,59	-0,03	-0,03	0,00	3,19	2,74	-0,01
2400-2450	8,28	3,88	3,17	-0,03	-0,04	-0,02	4,51	3,40	-0,03
2450-2500	9,76	4,64	3,21	-0,04	-0,04	-0,04	5,35	3,57	-0,05
2500-2550	12,37	5,40	4,14	-0,05	-0,06	-0,03	6,25	4,74	-0,04
2550-2600	14,94	6,98	4,42	-0,07	-0,07	-0,07	8,00	5,02	-0,08
2600-2650	17,36	7,92	5,83	-0,07	-0,08	-0,05	9,14	6,44	-0,07
2650-2700	21,42	9,48	6,72	-0,09	-0,10	-0,07	10,74	7,30	-0,09
2700-2750	25,04	11,03	7,83	-0,11	-0,12	-0,08	12,34	8,48	-0,10
2750-2800	30,08	14,17	9,06	-0,13	-0,13	-0,13	15,48	9,98	-0,14
2800-2850	31,90	16,00	10,28	-0,14	-0,13	-0,15	17,56	11,01	-0,17
2850-2900	35,11	19,74	13,01	-0,14	-0,13	-0,18	21,59	14,04	-0,20
2900-2950	35,62	22,07	14,68	-0,13	-0,11	-0,19	24,20	15,79	-0,22
2950-3000	35,67	22,88	16,26	-0,12	-0,11	-0,17	24,88	17,12	-0,20
3000-3050	34,20	23,42	17,48	-0,11	-0,09	-0,16	25,20	18,14	-0,19
3050-3100	31,53	23,96	17,64	-0,09	-0,06	-0,17	25,46	18,24	-0,19
3100-3150	28,33	22,43	17,06	-0,07	-0,05	-0,14	23,77	17,61	-0,16
3150-3200	24,89	20,34	15,67	-0,06	-0,04	-0,12	21,54	16,16	-0,14
3200-3250	21,32	17,97	14,35	-0,04	-0,03	-0,10	18,94	14,83	-0,11
3250-3300	18,52	16,12	13,05	-0,03	-0,02	-0,08	16,74	13,33	-0,09
3300-3350	16,10	14,49	12,59	-0,02	-0,01	-0,05	14,80	12,80	-0,05
3350-3400	13,21	12,20	10,16	-0,02	-0,01	-0,05	12,39	10,29	-0,06
3400-3450	9,08	8,29	7,47	-0,01	-0,01	-0,02	8,35	7,51	-0,02

3450-3500	6,79	6,19	5,69	-0,01	0,00	-0,01	6,25	5,70	-0,01
3500-3550	5,72	5,38	4,94	0,00	0,00	-0,01	5,40	4,94	-0,01
3550-3600	3,28	3,11	2,60	0,00	0,00	-0,01	3,14	2,60	-0,01
3600-3650	2,11	2,04	1,85	0,00	0,00	0,00	2,05	1,85	-0,01
3650-3700	1,59	1,52	1,36	0,00	0,00	0,00	1,53	1,36	0,00
3700-3750	1,21	1,09	1,00	0,00	0,00	0,00	1,10	1,00	0,00
3750-3800	0,92	0,83	0,77	0,00	0,00	0,00	0,84	0,77	0,00
3800-3850	0,85	0,75	0,73	0,00	0,00	0,00	0,75	0,73	0,00
3850-3900	0,78	0,72	0,79	0,00	0,00	0,00	0,73	0,79	0,00
3900-3950	0,79	0,76	0,73	0,00	0,00	0,00	0,76	0,73	0,00
3950-4000	0,73	0,71	0,69	0,00	0,00	0,00	0,72	0,69	0,00
4000-4050	0,75	0,77	0,84	0,00	0,00	0,00	0,78	0,84	0,00
4050-4100	0,67	0,68	0,66	0,00	0,00	0,00	0,68	0,66	0,00
4100-4150	0,54	0,55	0,56	0,00	0,00	0,00	0,55	0,56	0,00
4150-4200	0,46	0,48	0,48	0,00	0,00	0,00	0,48	0,48	0,00
4200-4250	0,48	0,47	0,51	0,00	0,00	0,00	0,48	0,51	0,00
4250-4300	0,54	0,53	0,51	0,00	0,00	0,00	0,53	0,51	0,00
4300-4350	0,25	0,27	0,27	0,00	0,00	0,00	0,27	0,27	0,00
4350-4400	0,16	0,16	0,18	0,00	0,00	0,00	0,16	0,18	0,00
4400-4450	0,17	0,17	0,17	0,00	0,00	0,00	0,17	0,17	0,00
4450-4500	0,25	0,28	0,23	0,00	0,00	0,00	0,28	0,23	0,00
4500-4550	0,19	0,19	0,21	0,00	0,00	0,00	0,19	0,15	0,00
4550-4600	0,16	0,16	0,18	0,00	0,00	0,00	0,16	0,12	0,00
4600-4650	0,14	0,14	0,16	0,00	0,00	0,00	0,14	0,10	0,00
4650-4700	0,15	0,16	0,14	0,00	0,00	0,00	0,16	0,05	0,00
4700-4750	0,16	0,16	0,12	0,00	0,00	0,00	0,16	0,04	0,00
4750-4800	0,16	0,06	0,05	0,00	0,00	0,00	0,06	0,03	0,00
4800-4850			0,00	0,00	0,00	0,00		0,00	0,00

416 **ANNEXE 3-II**: Superficie des tranches d'altitudes de 50 m englacées et valeur du retrait annuel pour chaque tranche d'altitude, pour les glaciers des massifs du Mont Blanc, de la Vanoise et des Écrins pendant les périodes P (fin du PAG à 2006-2009), P1 (fin du PAG à 1967-1971) et P2 (1967-1971 à 2006-2009).

Tranches d'altitudes (m)	MONT BLANC						VANOISE						ECRINS					
	Superficie (km ²)		Retrait annuel (km ² /an)		Superficie (km ²)		Retrait annuel (km ² /an)		Superficie (km ²)		Retrait annuel (km ² /an)		Superficie (km ²)		Retrait annuel (km ² /an)			
	PAG	1967-71	2006-09	P	P1	P2	PAG	1967-71	2006-09	P	P1	P2	PAG	1967-71	2006-09	P	P1	P2
1050-1100	0,015			0,000	0,000	0,000												
1100-1150	0,272			-0,002	-0,002	0,000												
1150-1200	0,167			-0,001	-0,001	0,000												
1200-1250	0,148			-0,001	-0,001	0,000												
1250-1300	0,208			-0,001	-0,002	0,000												
1300-1350	0,274			-0,002	-0,002	0,000												
1350-1400	0,193			-0,001	-0,002	0,000												
1400-1450	0,211	0,007	0,004	-0,001	-0,002	0,000												
1450-1500	0,258	0,027	0,005	-0,002	-0,002	-0,001												
1500-1550	0,326	0,059	0,026	-0,002	-0,002	-0,001												
1550-1600	0,432	0,098	0,038	-0,002	-0,003	-0,002												
1600-1650	0,453	0,110	0,071	-0,002	-0,003	-0,001												
1650-1700	0,417	0,155	0,123	-0,002	-0,002	-0,001												
1700-1750	0,561	0,270	0,197	-0,002	-0,002	-0,002												
1750-1800	0,644	0,354	0,388	-0,002	-0,002	0,001												
1800-1850	0,917	0,579	0,371	-0,003	-0,003	-0,005												
1850-1900	0,707	0,446	0,479	-0,001	-0,002	0,001												
1900-1950	0,870	0,550	0,581	-0,002	-0,003	0,001												
1950-2000	0,878	0,545	0,381	-0,003	-0,003	-0,004												
2000-2050	0,900	0,587	0,624	-0,002	-0,003	0,001	0,041					0,000	0,000	0,450	0,016	-0,003	-0,004	0,000
2050-2100	1,135	0,796	0,705	-0,003	-0,003	-0,002	0,083					-0,001	-0,001	0,671	0,011	-0,004	-0,005	0,000
2100-2150	1,461	1,100	1,232	-0,001	-0,003	0,003	0,090					-0,001	-0,001	0,984	0,054	-0,006	-0,008	-0,001
2150-2200	2,201	1,732	1,472	-0,005	-0,004	-0,007	0,402					-0,003	-0,003	1,241	0,125	-0,007	-0,009	0,001
2200-2250	1,970	1,362	0,965	-0,006	-0,005	-0,010	0,379					-0,002	-0,003	1,681	0,449	-0,009	-0,010	-0,005
2250-2300	1,957	1,296	0,848	-0,007	-0,006	-0,011	0,682	0,006				-0,004	-0,006	1,917	0,496	-0,009	-0,012	-0,001
2300-2350	1,942	1,166	1,045	-0,006	-0,006	-0,003	1,165	0,046	0,025			-0,007	-0,009	2,200	0,634	-0,010	-0,013	0,001
2350-2400	2,304	1,511	1,631	-0,004	-0,007	0,003	1,617	0,246	0,300			-0,008	-0,011	2,722	0,901	-0,011	-0,015	0,003
2400-2450	3,003	1,956	1,623	-0,009	-0,009	-0,009	1,990	0,578	0,552			-0,009	-0,012	3,290	1,364	-0,013	-0,016	-0,005
2450-2500	3,132	2,017	1,538	-0,010	-0,009	-0,012	2,537	0,708	0,512			-0,013	-0,015	4,086	1,799	-0,017	-0,019	-0,010
2500-2550	3,223	2,127	2,164	-0,007	-0,009	0,001	4,271	0,776	0,564			-0,024	-0,029	4,878	2,397	-0,020	-0,021	-0,019
2550-2600	4,062	2,979	2,217	-0,012	-0,009	-0,020	4,995	0,795	0,560			-0,028	-0,035	5,880	3,092	-0,023	-0,023	-0,022
2600-2650	4,174	3,254	2,776	-0,009	-0,008	-0,012	6,481	0,978	0,824			-0,036	-0,046	6,704	3,637	-0,029	-0,026	-0,041
2650-2700	5,006	3,930	3,407	-0,010	-0,009	-0,013	9,179	1,606	1,271			-0,051	-0,063	7,232	3,948	-0,031	-0,027	-0,043
2700-2750	5,161	4,168	3,877	-0,008	-0,008	-0,007	11,759	2,416	1,675			-0,065	-0,078	8,125	4,469	-0,033	-0,030	-0,043
2750-2800	5,980	5,045	4,065	-0,012	-0,008	-0,025	15,247	4,134	2,187			-0,084	-0,093	8,853	5,121	-0,034	-0,031	-0,043

2800-2850	5,400	4,488	3,748	-0,010	-0,008	-0,019	16,077	5,708	3,097	-0,083	-0,086	-0,073	10,428	6,132	3,629	-0,043	-0,036	-0,064
2850-2900	5,544	4,698	4,337	-0,008	-0,007	-0,009	18,440	8,647	5,042	-0,086	-0,082	-0,100	11,123	6,745	3,440	-0,048	-0,036	-0,085
2900-2950	5,825	5,223	4,734	-0,007	-0,005	-0,013	19,074	10,539	6,519	-0,080	-0,071	-0,112	10,720	6,743	3,711	-0,044	-0,033	-0,078
2950-3000	5,678	5,122	4,717	-0,006	-0,005	-0,010	19,797	11,581	7,833	-0,077	-0,068	-0,104	10,191	6,611	4,334	-0,037	-0,030	-0,058
3000-3050	5,249	4,821	4,563	-0,004	-0,004	-0,007	18,590	12,174	8,589	-0,064	-0,053	-0,100	10,357	6,766	4,729	-0,035	-0,030	-0,052
3050-3100	4,902	4,697	4,338	-0,004	-0,002	-0,009	16,927	12,588	8,589	-0,053	-0,036	-0,111	9,703	6,954	4,280	-0,034	-0,023	-0,069
3100-3150	4,681	4,553	4,236	-0,003	-0,001	-0,008	15,028	11,935	8,572	-0,041	-0,026	-0,093	8,623	6,283	4,359	-0,027	-0,020	-0,049
3150-3200	4,250	4,266	3,875	-0,002	0,000	-0,010	12,883	10,313	7,455	-0,035	-0,021	-0,079	7,761	6,118	3,937	-0,024	-0,014	-0,056
3200-3250	4,250	4,336	3,881	-0,002	0,001	-0,012	10,288	8,391	6,537	-0,024	-0,016	-0,052	6,782	5,539	3,800	-0,019	-0,010	-0,045
3250-3300	3,951	4,057	3,711	-0,002	0,001	-0,009	8,615	7,313	5,541	-0,020	-0,011	-0,049	5,949	4,962	3,534	-0,015	-0,008	-0,037
3300-3350	3,956	3,959	3,897	0,000	0,000	-0,002	7,266	6,360	5,174	-0,013	-0,008	-0,033	4,882	4,192	2,778	-0,013	-0,006	-0,036
3350-3400	3,735	3,760	3,339	-0,002	0,000	-0,011	5,301	4,818	4,074	-0,008	-0,004	-0,021	4,172	3,701	1,821	-0,015	-0,004	-0,048
3400-3450	2,936	2,949	2,771	-0,001	0,000	-0,005	3,684	3,289	2,897	-0,005	-0,003	-0,011	2,462	2,082	1,370	-0,007	-0,003	-0,018
3450-3500	2,511	2,501	2,302	-0,001	0,000	-0,005	2,443	2,205	2,027	-0,003	-0,002	-0,005	1,837	1,540	1,173	-0,004	-0,002	-0,009
3500-3550	2,451	2,425	2,364	-0,001	0,000	-0,002	1,886	1,779	1,408	-0,003	-0,001	-0,010	1,385	1,192	0,580	-0,005	-0,002	-0,016
3550-3600	1,915	1,850	1,643	-0,002	-0,001	-0,005	0,577	0,581	0,376	-0,001	0,000	-0,006	0,791	0,712	0,427	-0,002	-0,001	-0,007
3600-3650	1,289	1,304	1,208	-0,001	0,000	-0,002	0,255	0,238	0,219	0,000	0,000	-0,001	0,565	0,504	0,375	-0,001	-0,001	-0,003
3650-3700	0,872	0,879	0,812	0,000	0,000	-0,002	0,221	0,210	0,178	0,000	0,000	-0,001	0,501	0,440	0,282	-0,001	-0,001	-0,004
3700-3750	0,702	0,680	0,622	-0,001	0,000	-0,001	0,128	0,121	0,097	0,000	0,000	-0,001	0,379	0,298	0,184	-0,001	-0,001	-0,003
3750-3800	0,654	0,605	0,567	-0,001	0,000	-0,001	0,017	0,030	0,018	0,000	0,000	0,000	0,248	0,203	0,111	-0,001	0,000	-0,002
3800-3850	0,666	0,592	0,620	0,000	-0,001	0,001	0,001	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,184	0,157	0,097	-0,001	0,000	-0,002
3850-3900	0,678	0,636	0,690	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,102	0,091	0,063	0,000	0,000	-0,001
3900-3950	0,729	0,704	0,666	0,000	0,000	-0,001	0,001	0,000	-0,001	0,000	0,000	-0,001	0,063	0,057	0,033	0,000	0,000	-0,001
3950-4000	0,701	0,685	0,653	0,000	0,000	-0,001	0,001	0,000	-0,001	0,000	0,000	0,000	0,031	0,030	0,002	0,000	0,000	-0,001
4000-4050	0,745	0,775	0,840	0,001	0,000	0,002	0,001	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001	0,009	0,002	0,000	0,000	0,000
4050-4100	0,669	0,676	0,663	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000
4100-4150	0,542	0,550	0,557	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
4150-4200	0,464	0,475	0,483	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
4200-4250	0,485	0,480	0,513	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
4250-4300	0,535	0,532	0,515	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
4300-4350	0,248	0,269	0,267	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
4350-4400	0,161	0,160	0,177	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
4400-4450	0,169	0,174	0,172	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
4450-4500	0,251	0,279	0,231	0,000	0,000	-0,001	0,000	0,000	-0,001	0,000	0,000	-0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
4500-4550	0,188	0,189	0,154	0,000	0,000	-0,001	0,000	0,000	-0,001	0,000	0,000	-0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
4550-4600	0,158	0,156	0,120	0,000	0,000	-0,001	0,000	0,000	-0,001	0,000	0,000	-0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
4600-4650	0,141	0,136	0,096	0,000	0,000	-0,001	0,000	0,000	-0,001	0,000	0,000	-0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
4650-4700	0,155	0,158	0,050	-0,001	0,000	-0,003	0,000	0,000	-0,003	0,000	0,000	-0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
4700-4750	0,159	0,157	0,036	-0,001	0,000	-0,003	0,000	0,000	-0,003	0,000	0,000	-0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
4750-4800	0,060	0,059	0,030	0,000	0,000	-0,001	0,000	0,000	-0,001	0,000	0,000	-0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
4800-4850			0,003	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000

ANNEXE 3-12 : Évolution des valeurs moyennes des altitudes minimale, maximale et moyenne des glaciers des Alpes françaises entre 1967-1971 et 2006-2009, par massifs, classes de taille et expositions. Écartis types entre parenthèses.

	Altitude minimum (m)			Altitude maximale (m)			Altitude moyenne (m)		
	1967-1971	2006-2009	évolution (m)	1967-1971	2006-2009	évolution (m)	1967-1971	2006-2009	évolution (m)
Total	2725 (291)	2840 (286)	115	3229 (305)	3210 (289)	-20	2968 (238)	3019 (240)	51
<i>Mont Blanc</i>	2517 (433)	2672 (442)	+155	3390 (451)	3367 (427)	-23	2943 (275)	3013 (295)	+71
<i>Vanoise</i>	2820 (208)	2891 (217)	+71	3294 (218)	3270 (211)	-24	3050 (182)	3077 (186)	+27
<i>Écrins</i>	2745 (273)	2884 (262)	+139	3214 (274)	3200 (252)	-14	2970 (231)	3036 (231)	+66
<i>Aig. Rouges - Ruan</i>	2439 (192)	2526 (167)	+87	2757 (140)	2760 (78)	+3	2597 (149)	2638 (114)	+41
<i>Belledonne</i>	2421 (121)	2529 (156)	+109	2730 (78)	2719 (86)	-12	2568 (86)	2610 (134)	+43
<i>Grandes Rousses</i>	2720 (113)	2856 (137)	+136	3299 (141)	3111 (177)	-188	2985 (62)	2976 (113)	-10
<i>Thabor - Aig. D'Arves</i>	2828 (170)	2882 (152)	+54	3157 (130)	3288 (64)	131	2961 (164)	3063 (142)	+103
<i>Ubaye</i>	2872 (109)	2854 (163)	-18	3202 (35)	3163 (105)	-39	3015 (102)	2984 (130)	-31
<i>< 0,1</i>	2866 (265)	2948 (251)	+82	3101 (287)	3114 (248)	12	2980 (269)	3029 (250)	+49
<i>0,1 - 0,5</i>	2730 (229)	2799 (231)	+68	3172 (240)	3207 (234)	+35	2934 (228)	2990 (227)	+56
<i>0,5 - 1</i>	2637 (264)	2704 (227)	+66	3331 (261)	3366 (270)	+35	2971 (232)	3015 (262)	+43
<i>1 - 2,5</i>	2597 (244)	2673 (227)	+76	3467 (196)	3458 (179)	-9	3021 (202)	3057 (204)	+36
<i>> 2,5</i>	2335 (443)	2300 (439)	-35	3691 (358)	3780 (384)	+90	3040 (168)	3083 (192)	+43
<i>N</i>	2617 (321)	2751 (323)	+135	3196 (368)	3191 (335)	-5	2900 (255)	2968 (263)	+68
<i>NE</i>	2631 (277)	2750 (240)	+119	3150 (288)	3125 (292)	-25	2893 (231)	2938 (234)	+45
<i>E</i>	2736 (212)	2935 (245)	+199	3177 (285)	3181 (250)	+5	2952 (205)	3053 (215)	+101
<i>SE</i>	2870 (186)	3004 (224)	+134	3320 (219)	3290 (244)	-30	3080 (193)	3145 (220)	+65
<i>S</i>	2958 (201)	3035 (147)	+77	3284 (227)	3267 (214)	-17	3110 (200)	3146 (176)	+35
<i>SW</i>	2889 (260)	3015 (293)	+126	3360 (219)	3399 (277)	+39	3103 (182)	3192 (231)	+88
<i>W</i>	2795 (243)	2891 (234)	+96	3304 (249)	3234 (234)	-71	3031 (188)	3058 (187)	+27
<i>NW</i>	2666 (300)	2798 (292)	+133	3199 (333)	3210 (288)	+11	2922 (253)	2990 (237)	+68

ANNEXE 3-13 : Évolution des valeurs moyennes des altitudes minimales, maximales et moyennes des glaciers des principaux massifs des Alpes françaises entre la fin du PAG et 2006-2009, par massifs, classes de taille et expositions. ΔP = différence entre 2006-2009 et la fin du PAG ; $\Delta P1$ = différence entre 1967-1971 et la fin du PAG ; $\Delta P2$ = différence entre 2006-2009 et 1967-1971. Écarts types entre parenthèses.

	Altitude minimum (m)		Evolution alt. min. (m)		Altitude maximale (m)		Evolution alt. max. (m)					
	PAG	1967-1971	2006-2009	ΔP (m)	$\Delta P1$ (m)	$\Delta P2$ (m)	PAG	1967-1971	2006-2009	ΔP (m)	$\Delta P1$ (m)	$\Delta P2$ (m)
total	2618 (346)	2743 (292)	2854 (313)	+ 236	+ 125	+ 111	3264 (286)	3262 (290)	3238 (309)	- 26	- 2	- 24
Écrits	2639 (341)	2745 (273)	2874 (313)	+ 235	+ 106	+ 129	3247 (282)	3214 (274)	3189 (316)	- 58	- 33	- 25
Mont Blanc	2391 (552)	2517 (433)	2672 (442)	+ 281	+ 126	+ 156	3326 (462)	3390 (451)	3367 (427)	+ 41	+ 64	- 23
Yanoise	2650 (243)	2820 (208)	2891(217)	+ 242	+ 170	+ 72	3270 (222)	3294 (218)	3270 (211)	0	24	- 24
< 0,1	2890 (315)	2884 (263)	2974 (300)	+ 84	- 7	+ 90	3122 (315)	3126 (281)	3142 (305)	+ 19	+ 4	+ 15
0,1 - 0,5	2689 (209)	2765 (209)	2816 (222)	+ 127	+ 75	+ 52	3189 (195)	3217 (208)	3232 (218)	+ 43	+ 28	+ 16
0,5 - 1	2554 (222)	2645 (261)	2709 (228)	+ 155	+ 91	+ 63	3272 (202)	3347 (249)	3389 (262)	+ 117	+ 75	+ 42
1 - 2,5	2434 (202)	2594 (251)	2675 (234)	+ 241	+ 160	+ 81	3379 (200)	3485 (188)	3460 (185)	+ 81	+ 106	- 25
> 2,5	2177 (401)	2324 (447)	2300 (439)	+ 123	+ 148	- 24	3624 (308)	3700 (361)	3780 (384)	+ 156	+ 76	+ 80
N	2437 (389)	2638 (327)	2771 (330)	+ 333	+ 201	+ 133	3199 (415)	3241 (358)	3238 (319)	+ 40	+ 43	- 3
NE	2503 (325)	2663 (292)	2765 (231)	+ 262	+ 160	+ 102	3235 (266)	3193 (272)	3155 (277)	- 80	- 42	- 38
E	2666 (240)	2747 (216)	2966 (235)	+ 300	+ 82	+ 219	3288 (270)	3191 (288)	3191 (242)	- 97	- 97	+ 1
SE	2778 (310)	2876 (184)	3019 (224)	+ 240	+ 98	+ 143	3314 (226)	3317 (221)	3315 (236)	+ 2	+ 4	- 2
S	2855 (232)	2961 (205)	3045 (144)	+ 191	+ 106	+ 84	3326 (226)	3289 (233)	3285 (209)	- 41	- 37	- 4
SW	2796 (261)	2905 (245)	3023 (272)	+ 227	+ 109	+ 118	3277 (230)	3373 (206)	3405 (262)	+ 128	+ 96	+ 33
W	2622 (295)	2794 (252)	2894 (242)	+ 272	+ 173	+ 99	3254 (217)	3324 (238)	3262 (225)	+ 8	+ 69	- 61
NW	2554 (364)	2685 (311)	2823 (296)	+ 268	+ 131	+ 138	3273 (281)	3253 (311)	3257 (270)	- 16	- 20	+ 4

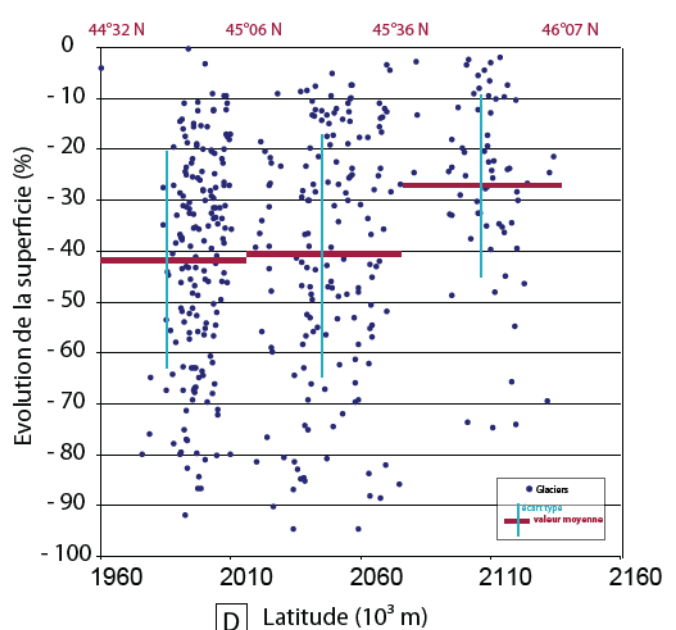
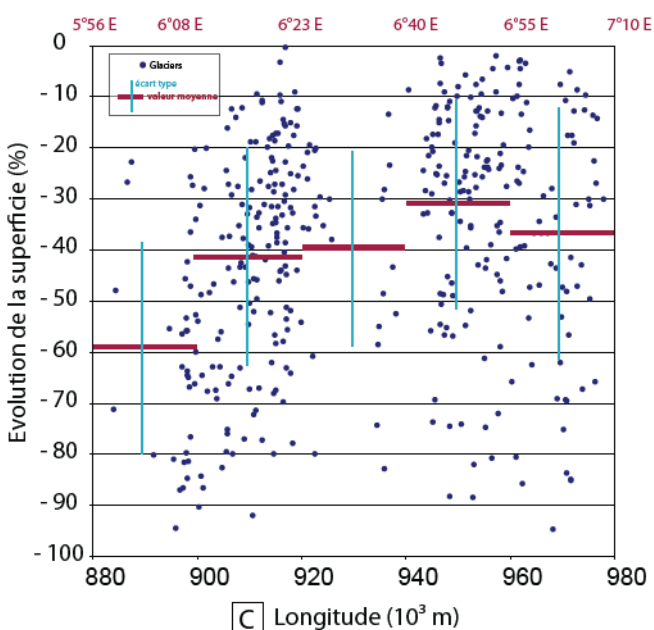
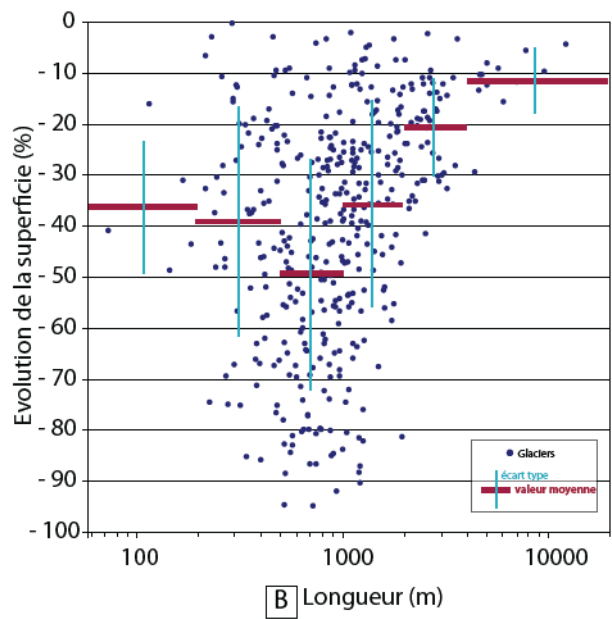
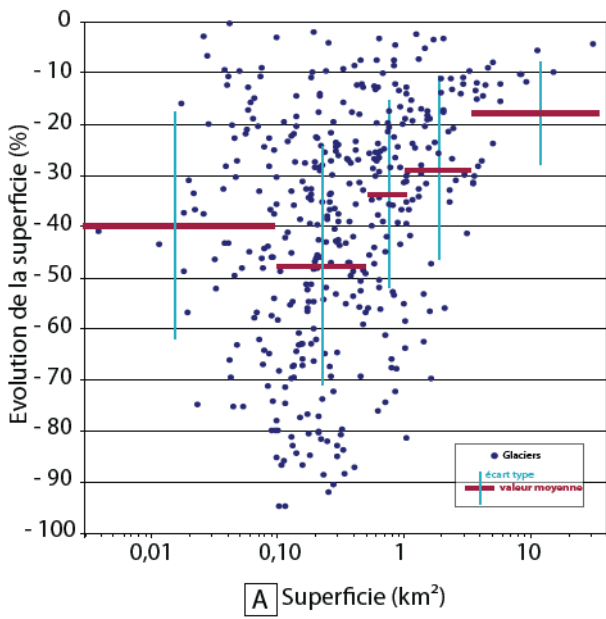
ANNEXE 3-14 : Évolution des valeurs moyennes des altitudes minimales et maximales de 184 glaciers des principaux massifs des Alpes françaises entre la fin du PAG et 2006-2009. ΔP = différence entre 2006-2009 et la fin du PAG ; $\Delta P1$ = différence entre 1967-1971 et la fin du PAG ; $\Delta P2$ = différence entre 2006-2009 et 1967-1971. Écarts types entre parenthèses.

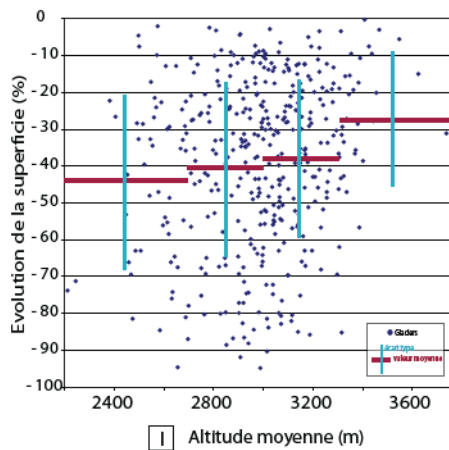
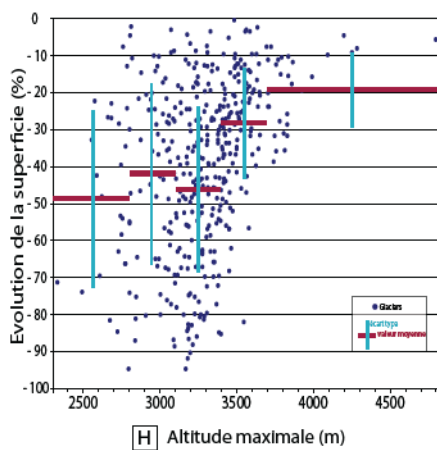
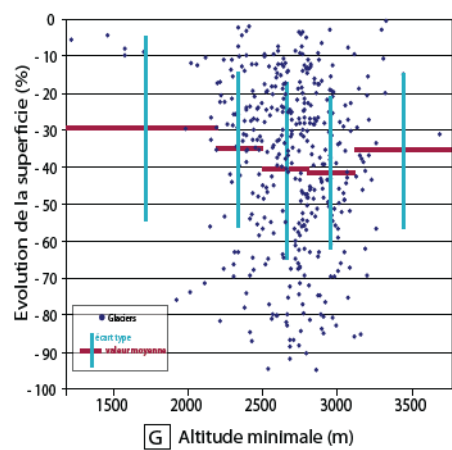
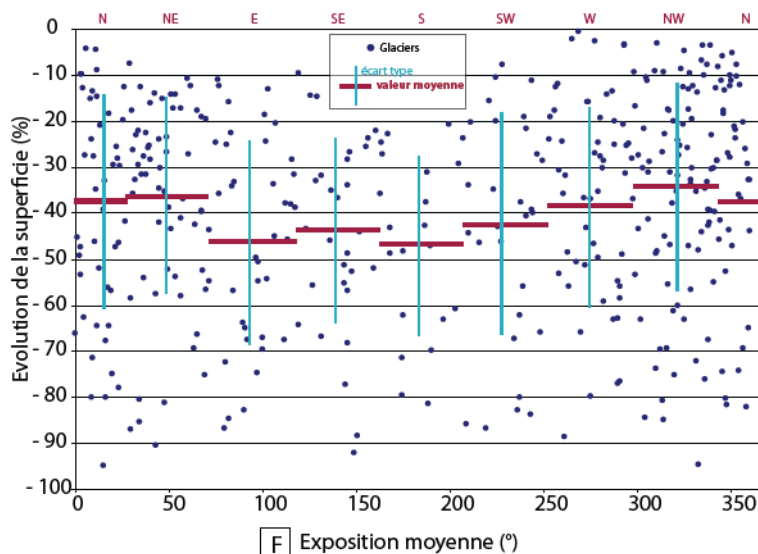
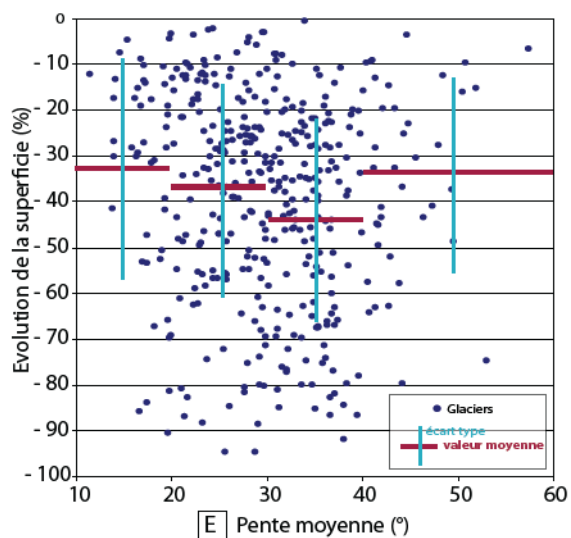
	altitude minimum (m)		Evolution alt. min. (m)		altitude maximum (m)		Evolution alt. max. (m)					
	PAG	1967-1971	2006-2009	ΔP (m)	$\Delta P1$ (m)	$\Delta P2$ (m)	PAG	1967-1971	2006-2009	ΔP (m)	$\Delta P1$ (m)	$\Delta P2$ (m)
Total	2439 (355)	2639 (313)	2731 (310)	+ 292	+ 199	+ 92	3367 (302)	3338 (305)	3309 (309)	- 58	- 28	- 29
<0,1 km ²	2719 (211)	2827 (219)	2931 (198)	+ 212	+ 107	+ 104	3165 (202)	3160 (229)	3129 (223)	- 36	- 5	- 31
0,1-0,5 km ²	2535 (210)	2714 (216)	2791 (232)	+ 256	+ 179	+ 77	3268 (181)	3232 (185)	3204 (189)	- 64	- 35	- 29
0,5-1 km ²	2353 (257)	2558 (262)	2665 (226)	+ 312	+ 204	+ 108	3390 (291)	3355 (293)	3331 (281)	- 59	- 35	- 24
1-2,5 km ²	2307 (253)	2578 (202)	2667 (238)	+ 361	+ 271	+ 90	3535 (156)	3503 (157)	3464 (189)	- 71	- 32	- 39
>2,5 km ²	1884 (484)	2200 (480)	2291 (449)	+ 407	+ 316	+ 91	3813 (389)	3798 (386)	3782 (395)	- 31	- 15	- 15

ANNEXE 3-15: Évolution relative de la superficie des glaciers entre 1967-1971 et 2006-2009 en fonction des paramètres topographiques de 1967-1971.

La figure présente l'évolution relative de la superficie de l'Ech.2 en fonction des paramètres topographiques de 1967-1971: superficie (A), longueur (B), longitude (C), latitude (D), pente (E), exposition (F), altitude minimale (G), altitude maximale (H) et altitude moyenne (I). Valeurs moyennes (moyenne des valeurs du pourcentage de changement par rapport à la superficie de 1967-1971) pour chaque «classe de paramètre topographique»: lignes rouges, Écarts type: en bleu.

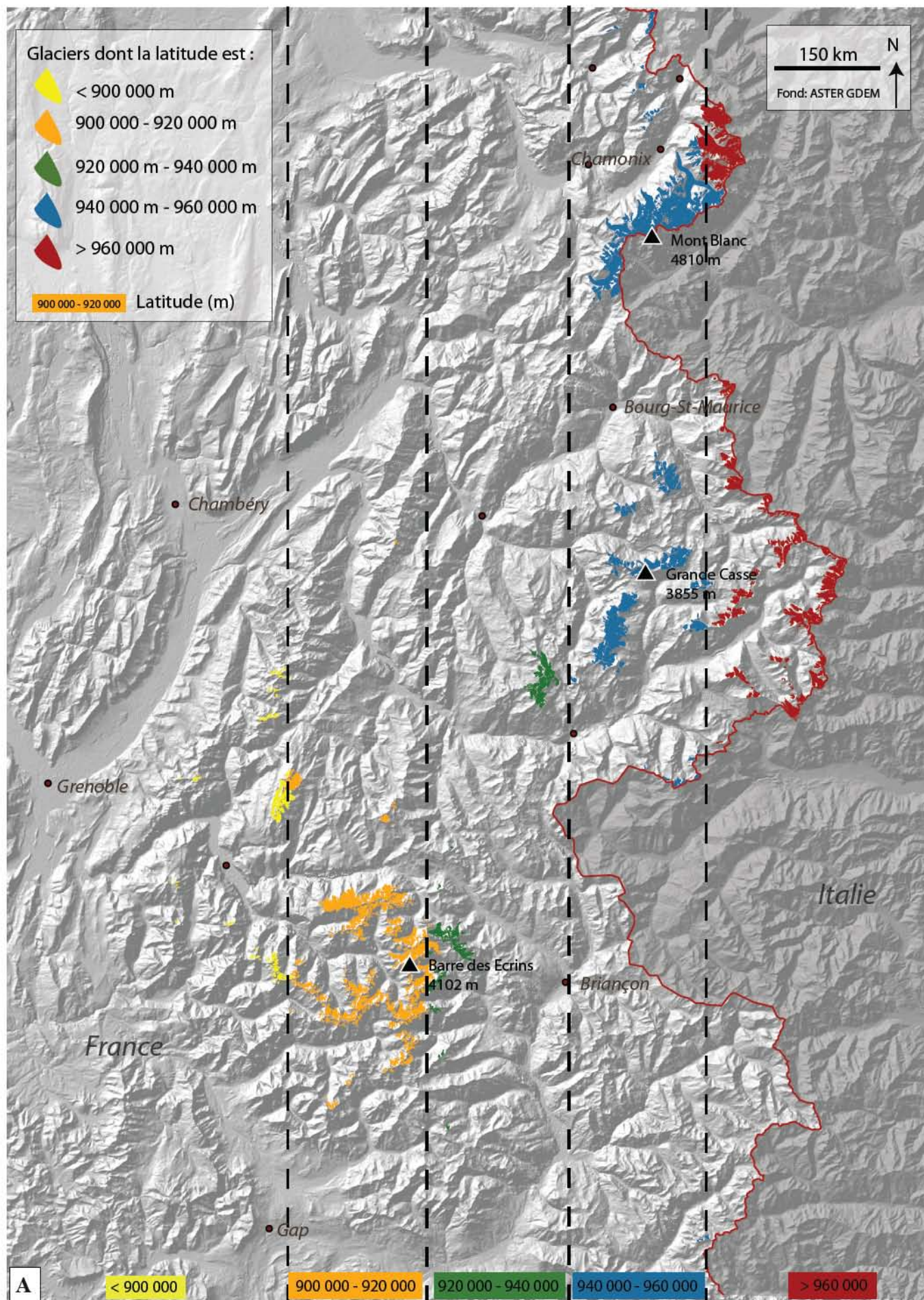
Le tableau présente pour Ech.1 et Ech.2 les valeurs moyennes et les écarts type associées aux changements relatifs de superficie entre 1967-1971 et 2006-2009 en fonction des paramètres topographiques des glaciers en 1967-1971 (superficie, longueur, longitude, latitude, pente, exposition, altitude minimale, altitude maximale et altitude moyenne). Ech.1 contient l'ensemble des glaciers (517), tandis qu' Ech.2 ne contient pas les glaciers qui ont disparu (402 glaciers).

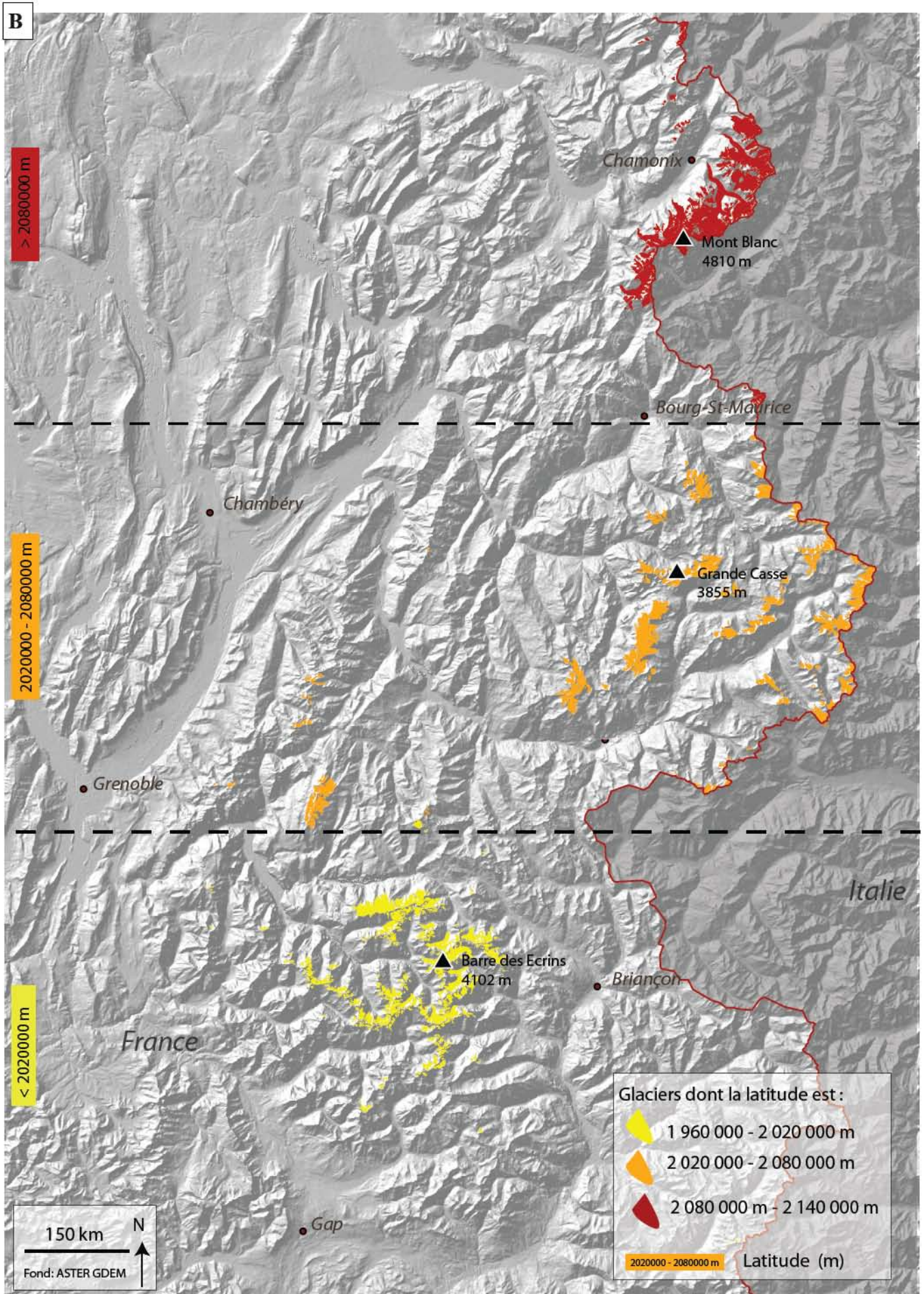




Paramètre topographique	Ech 1		Ech 2		
	<i>moyenne (%)</i>	<i>écart type (%)</i>	<i>moyenne (%)</i>	<i>écart type (%)</i>	
Superficie	< 0,1 km ²	69,55	34,13	39,49	22,08
	0,1-0,5 km ²	56,52	29,31	46,97	23,23
	0,5-1 km ²	34,94	19,92	33,96	18,35
	1-2,5 km ²	28,88	17,85	28,88	17,85
	> 2,5 km ²	17,87	9,96	17,87	9,96
Longueur	< 200 m	86,12	27,48	36,15	12,91
	200-500 m	66,89	34,48	39,46	22,44
	500-1000 m	59,96	28,71	49,46	22,52
	1000-2000 m	36,67	21,72	35,66	20,35
	2000-4000 m	21,14	9,41	21,14	9,41
	> 4000 m	11,77	6,37	11,77	6,37
Pente moyenne	< 20 °	44,44	33,53	33,08	24,12
	20°- 30°	49,44	32,16	37,18	22,62
	30°- 40°	57,93	31,15	43,36	21,85
	> 40°	50,39	33,89	33,85	20,47
Altitude min.	< 2200 m	29,63	25,07	29,63	25,07
	2200-2500 m	45,27	30,92	34,75	21,13
	2500-2800 m	51,48	31,96	40,12	24,04
	2800-3100 m	58,79	31,81	41,57	20,57
	> 3100 m	55,78	35,69	35,00	22,66
Altitude max.	< 2800 m	73,61	31,18	48,28	24,07
	2800-3100 m	63,04	34,05	41,91	24,23
	3100-3400 m	58,11	29,68	46,46	22,36
	3400-3700 m	30,36	20,11	27,78	15,22
	> 3700 m	19,00	10,19	19,00	10,19
Altitude moy.	< 2700 m	61,83	32,71	44,16	23,86
	2700-3000 m	55,49	32,88	40,66	23,61
	3000-3300 m	49,19	30,90	37,69	21,25
	> 3300 m	35,20	28,25	27,79	18,49
Longitude (coordonnée x du Lambert zone II)	880000 - 900000 m	72,36	25,72	58,94	20,60
	900000 - 920000 m	57,93	32,12	40,99	21,06
	920000 - 940000 m	46,58	31,62	39,56	18,94
	940000 - 960000 m	38,18	28,95	31,01	20,47
	960000 - 980000 m	45,69	31,81	36,64	24,53
Latitude (coordonnée y du Lambert zone II)	1960000 - 2020000 m	59,76	32,23	41,67	21,16
	2020000 - 2080000 m	49,06	31,01	40,43	24,26
	20800000 - 21400000 m	34,52	27,75	26,95	18,06
Exposition moyenne	N	47,75	31,86	36,85	23,09
	NE	48,02	31,63	36,10	21,42
	E	59,94	30,33	46,59	22,42
	SE	61,01	31,01	43,95	20,23
	S	65,52	30,26	46,56	19,46
	SW	54,65	31,99	42,55	24,23
	W	51,10	32,01	38,12	21,97
	NW	48,92	34,30	34,05	23,02

ANNEXE 3-16 : Localisation des glaciers des Alpes françaises selon les coordonnées x (longitude; A) et les coordonnées y (latitude; B) du Lambert zone II.





ANNEXE 3-17 : Relation entre le retrait glaciaire et 9 paramètres topographiques pour l'ensemble des glaciers des Alpes françaises (516 glaciers) par massifs, classes de taille et expositions.

Les graphiques sont organisés de la manière suivante :

1 : Par massifs

Massif du Mont Blanc

Massif de la Vanoise

Massif des Ecrins

Autres massifs

2 : Par taille

< 0,5 km²

0,5-1 km²

1-2,5 km²

> 2,5 km²

3 : Par exposition

N

NE

E

SE

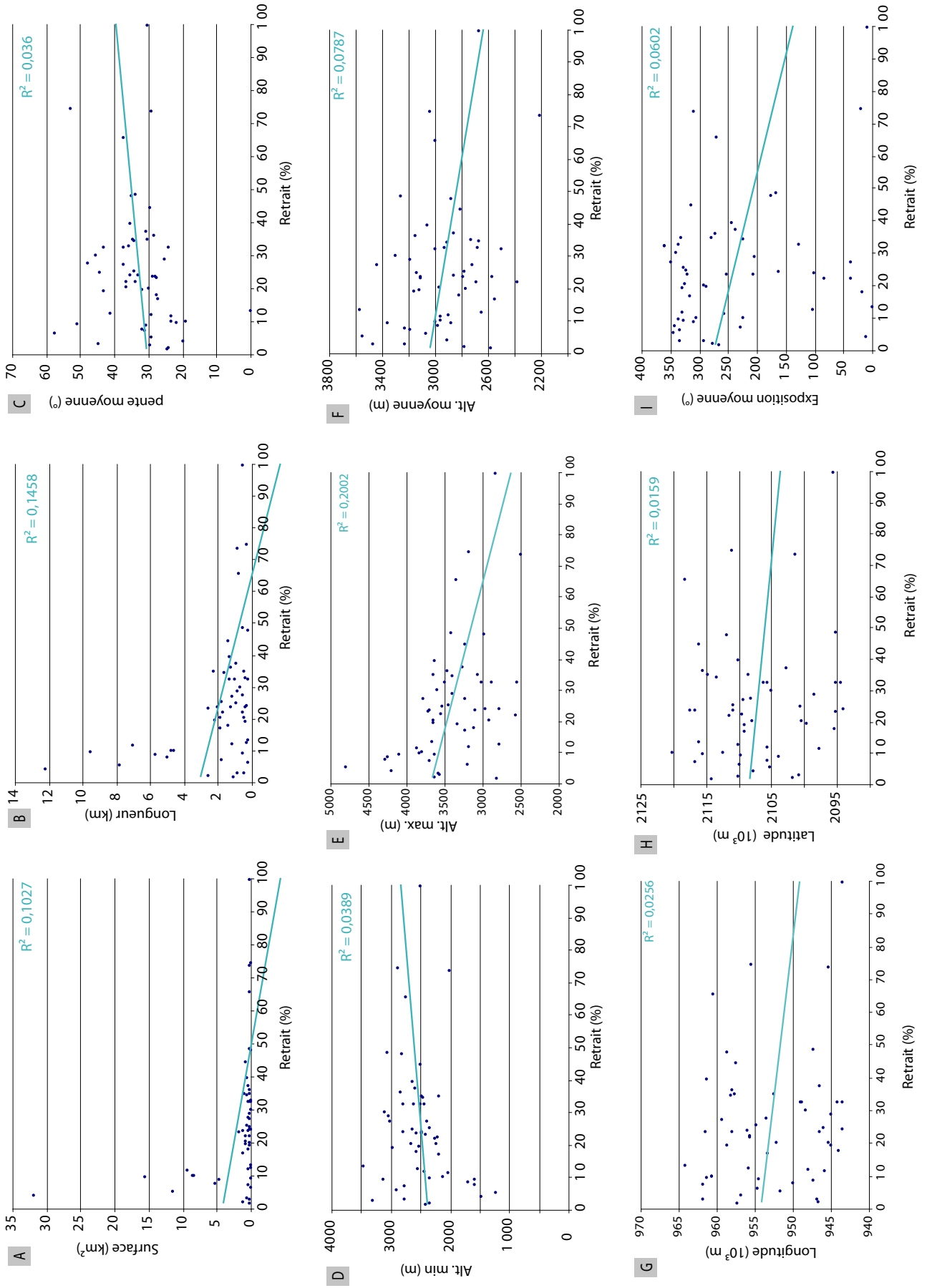
S

SW

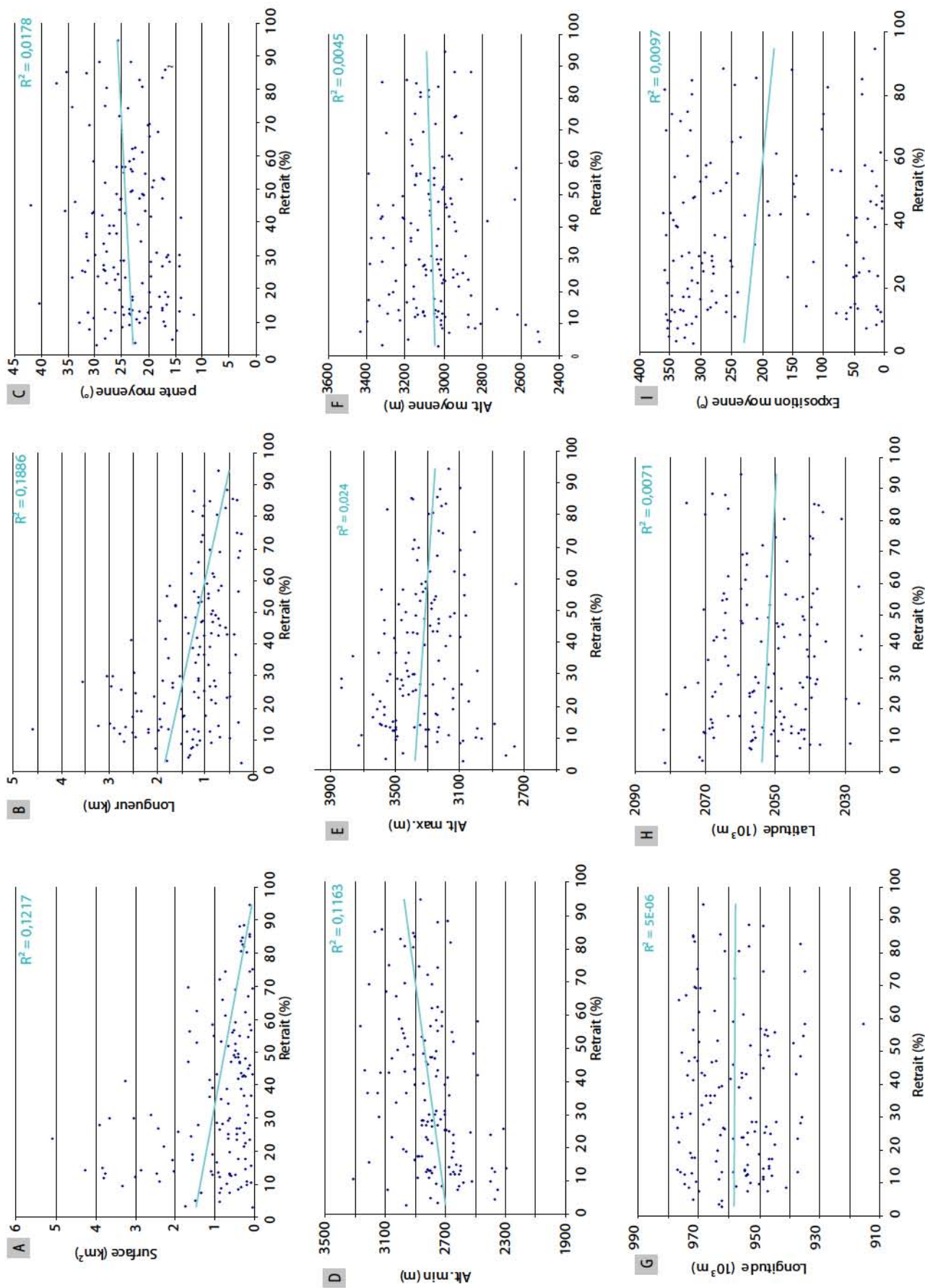
W

NW

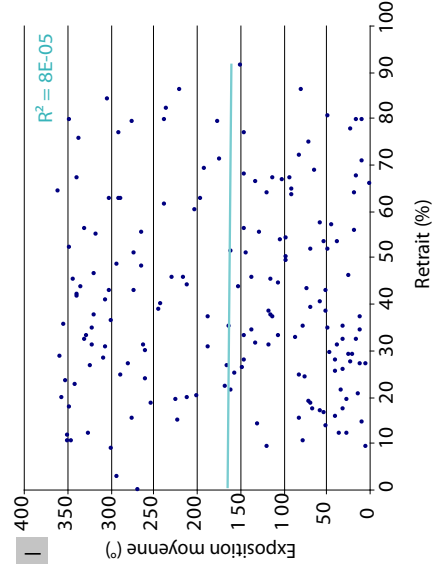
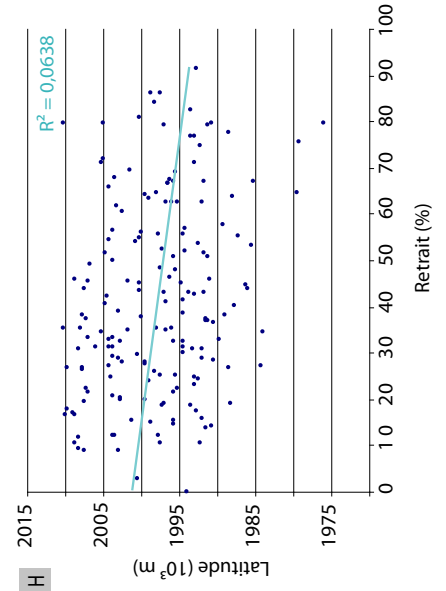
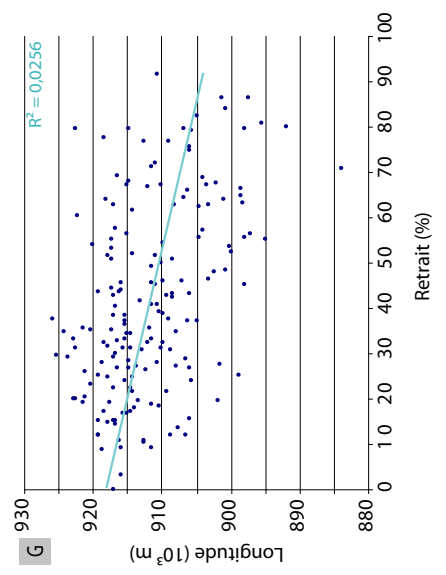
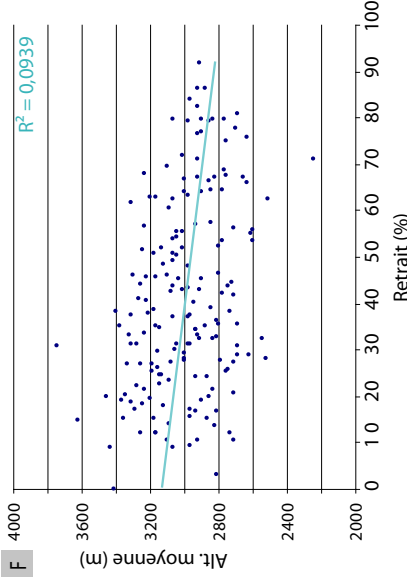
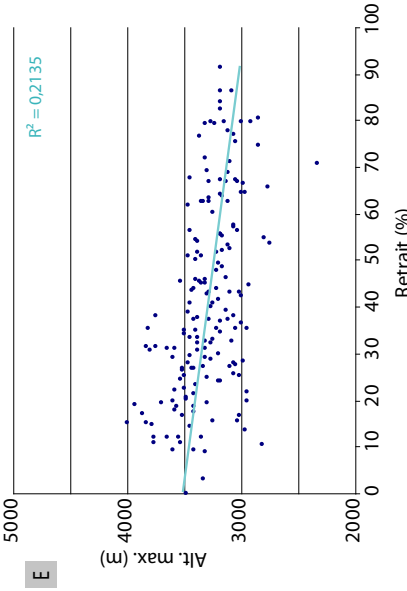
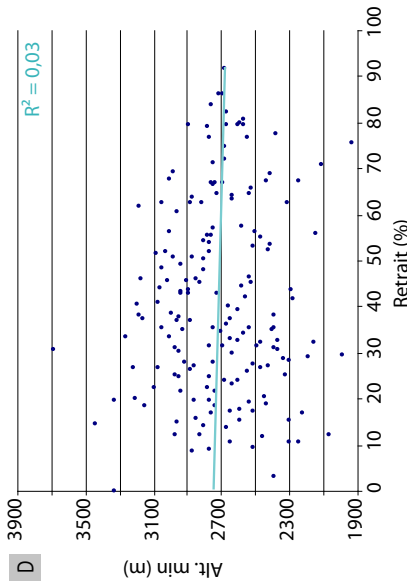
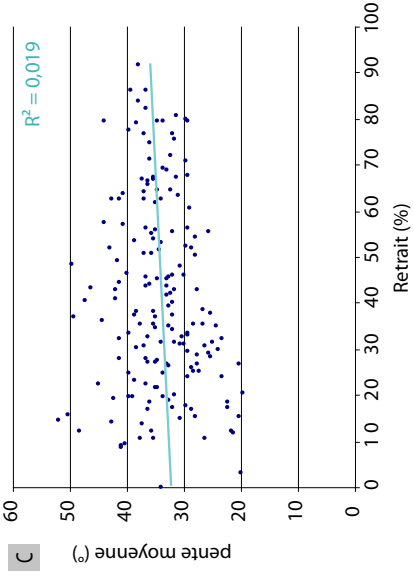
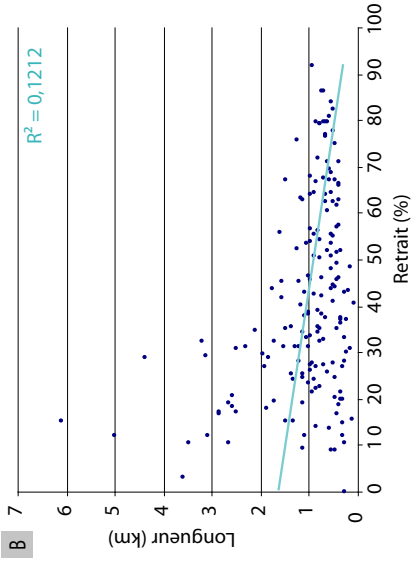
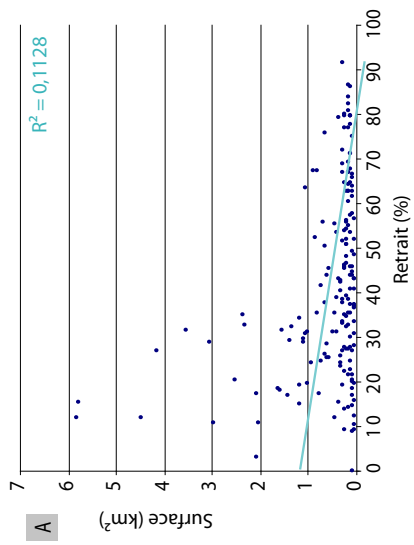
1 - Massif du Mont Blanc (FR) (54 glaciers)



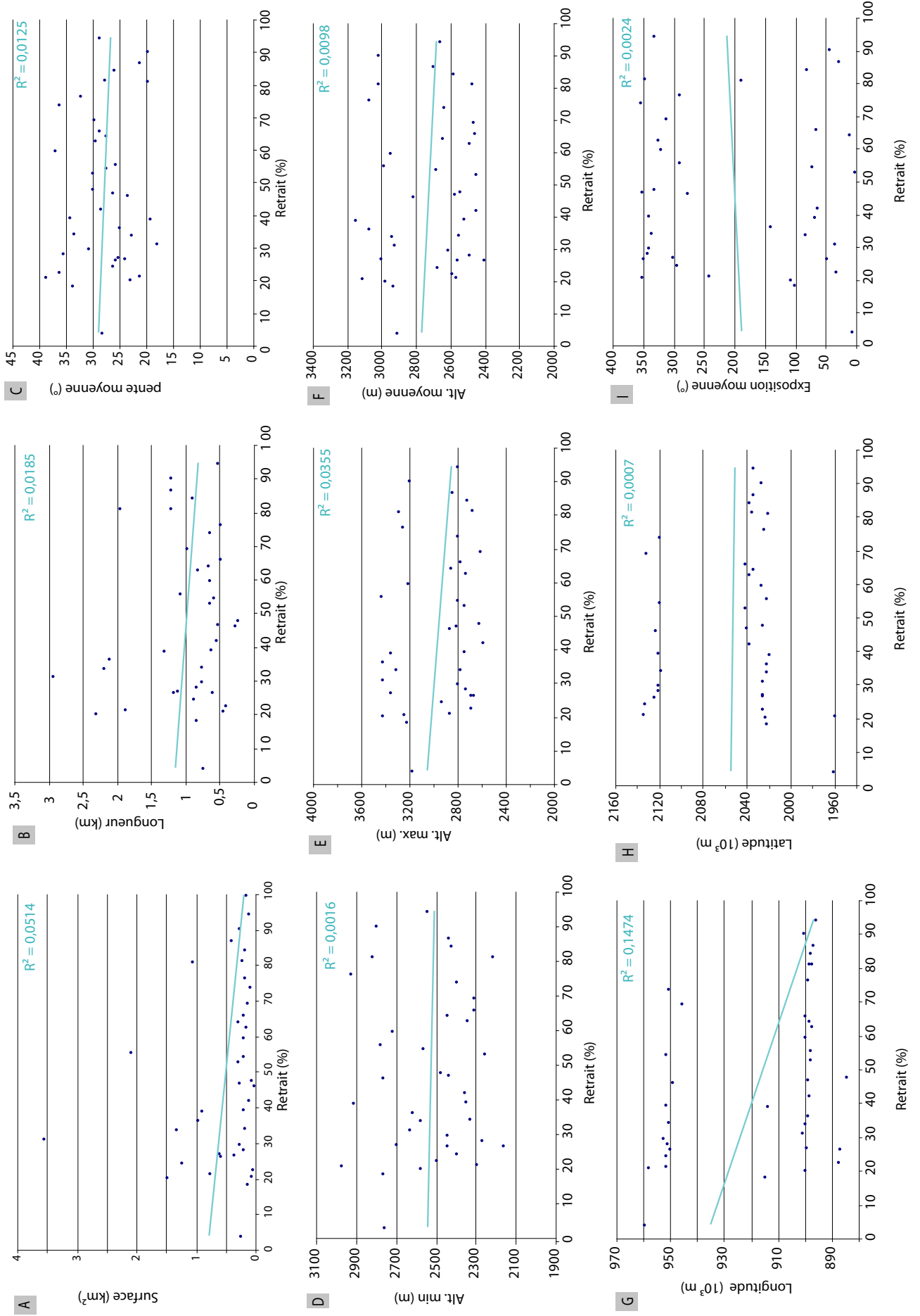
1 - Massif de la Vanoise (158 glaciers)



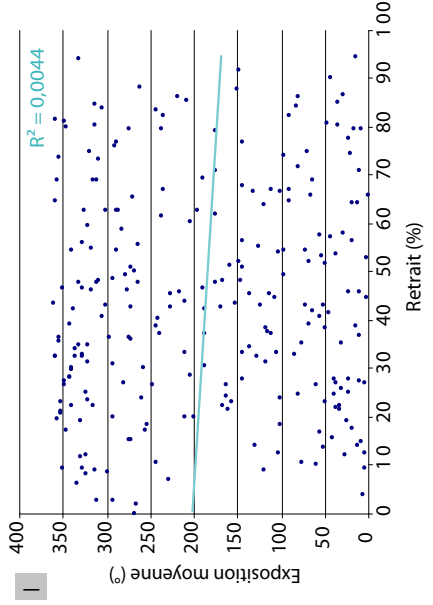
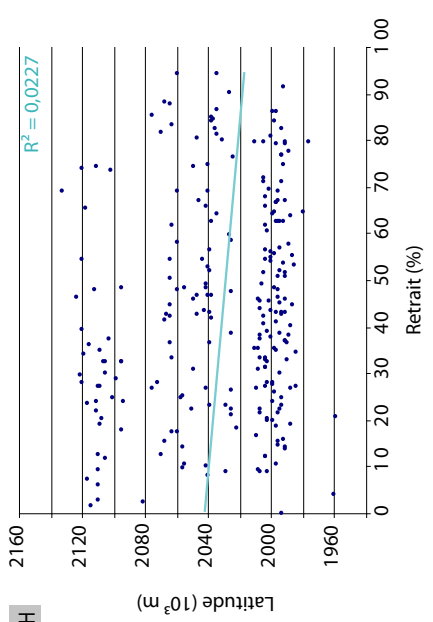
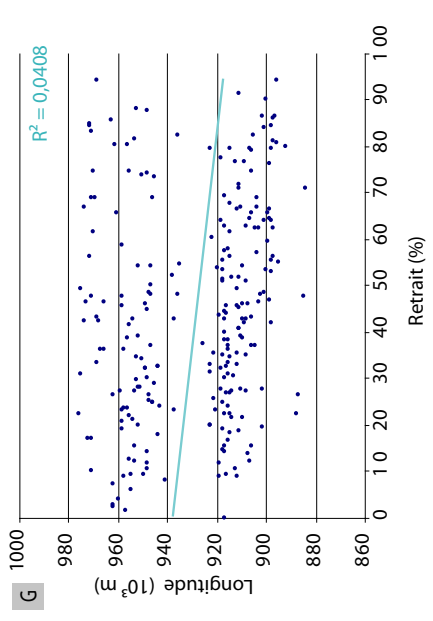
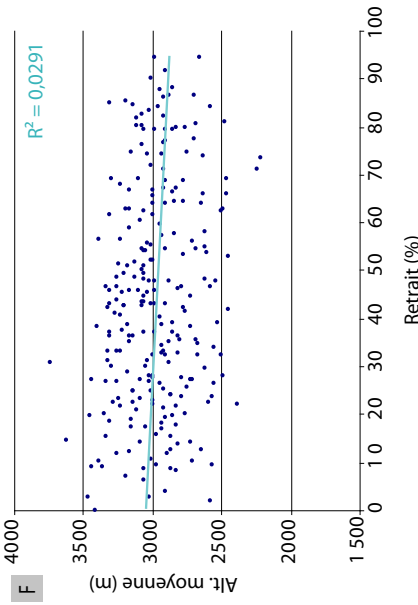
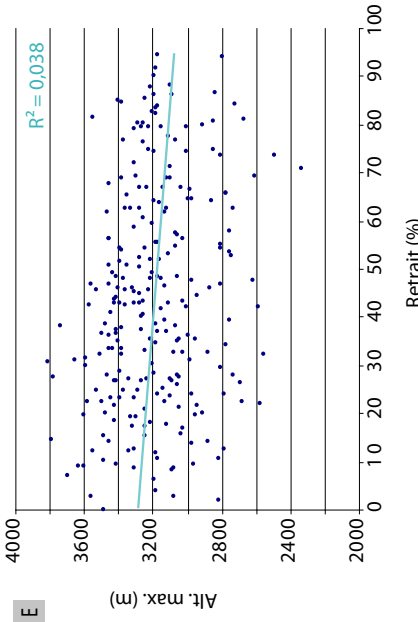
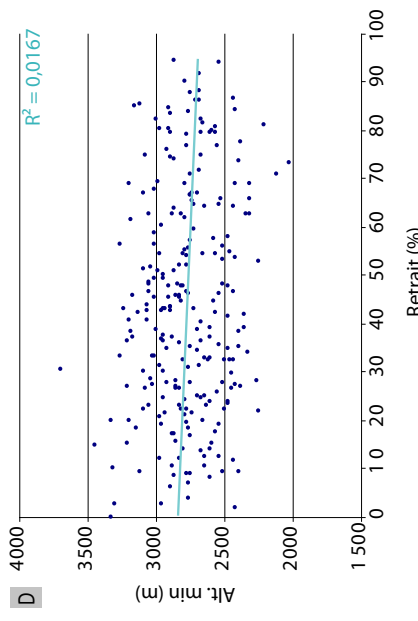
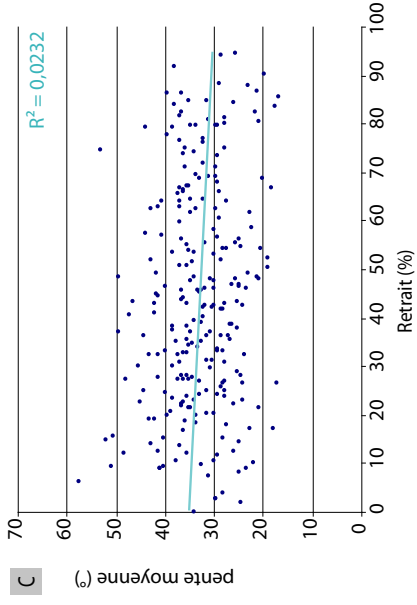
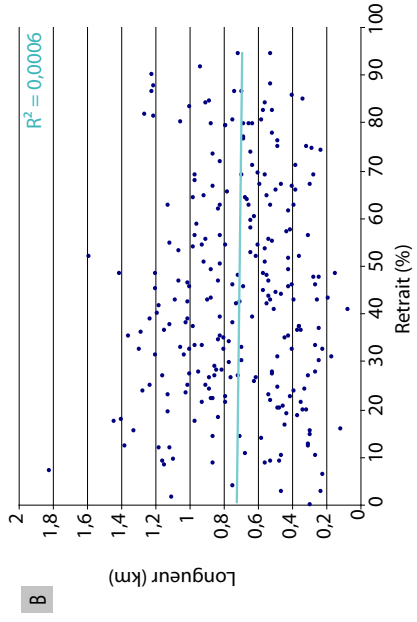
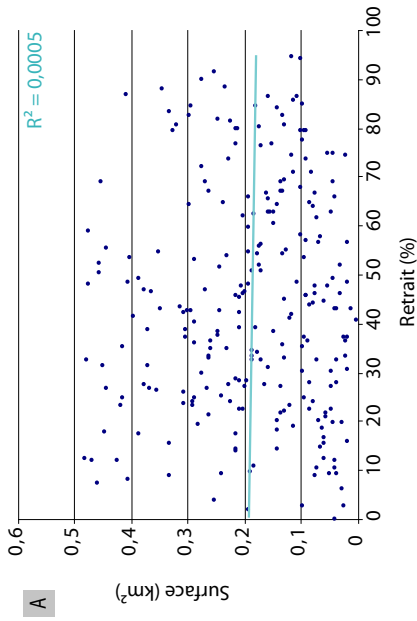
1 - Massif des Ecrins (252 glaciers)



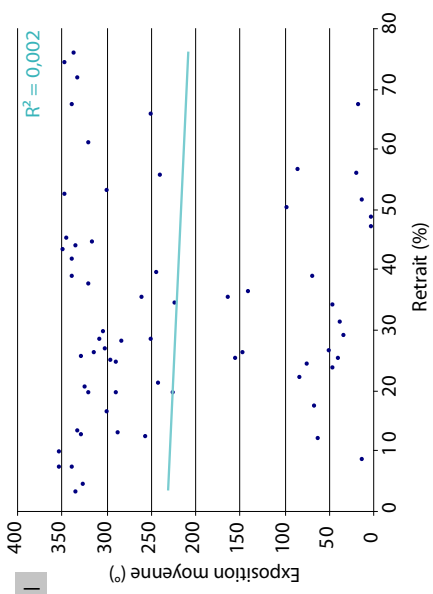
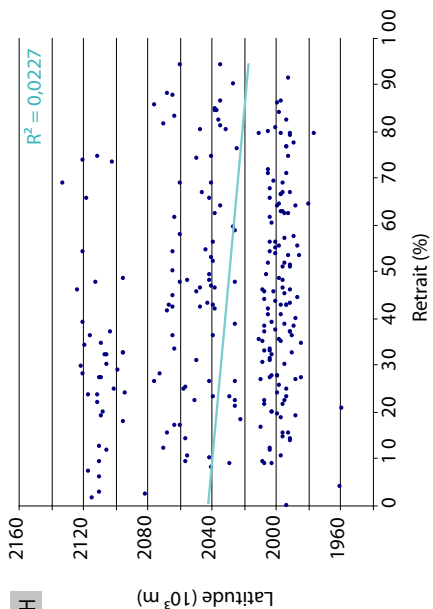
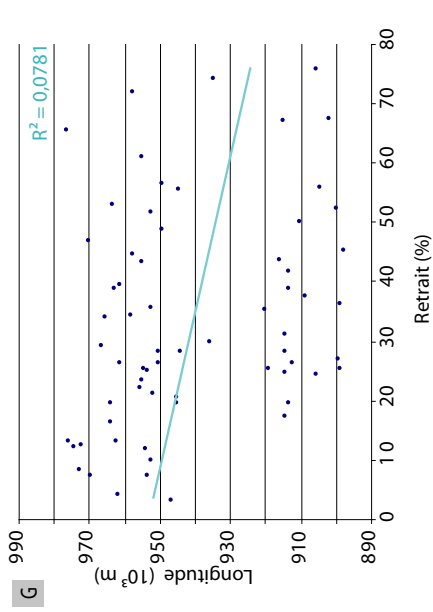
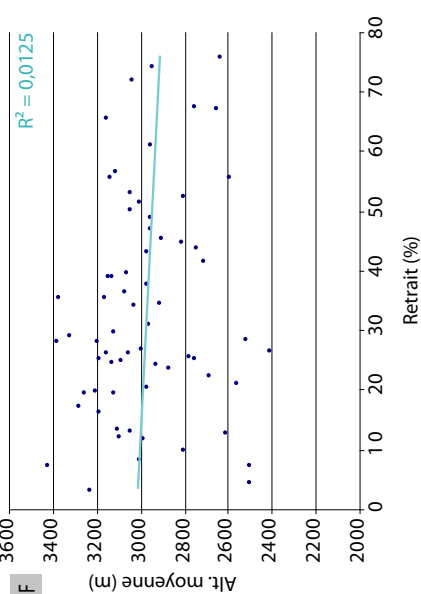
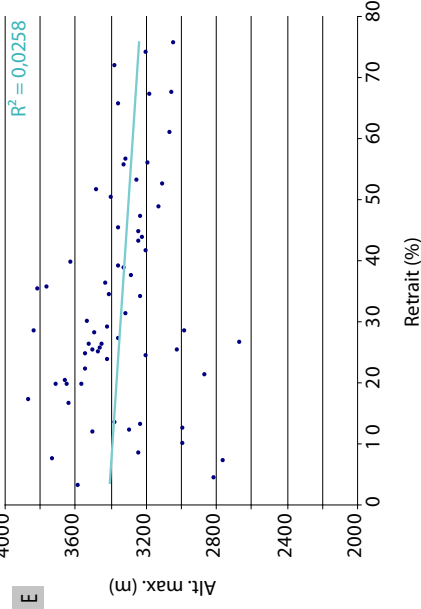
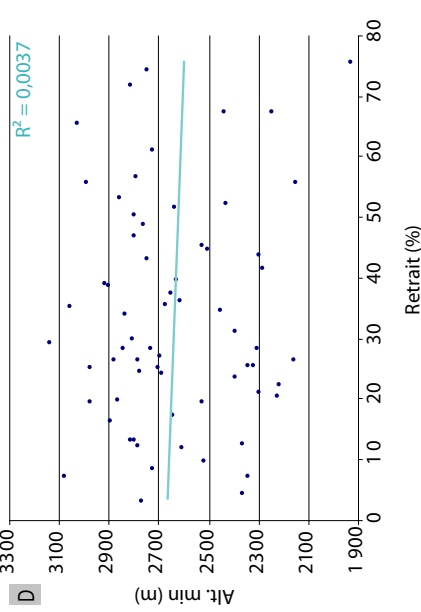
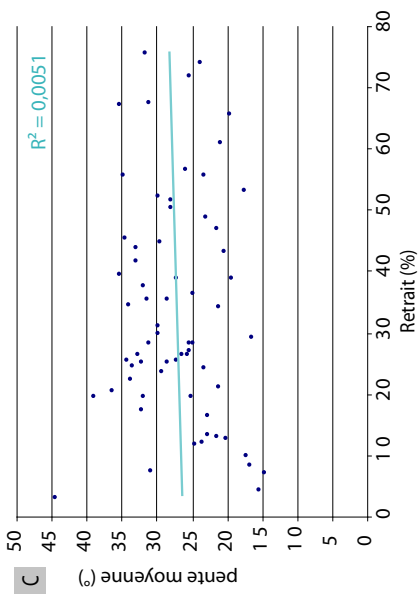
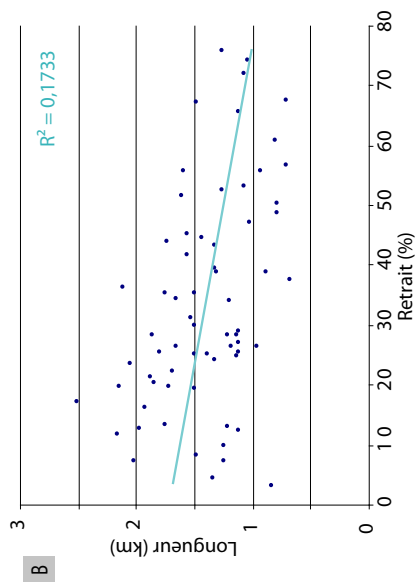
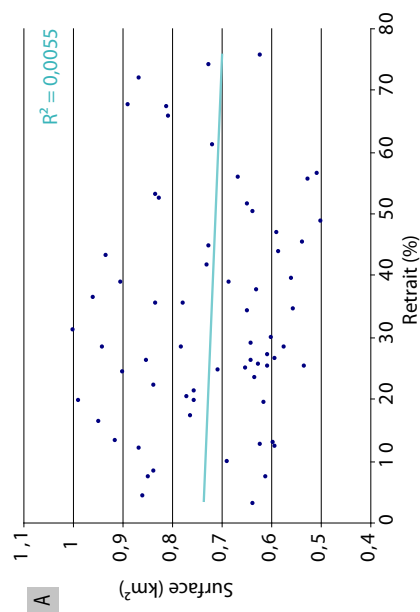
1 - Autres massifs (52 glaciers)



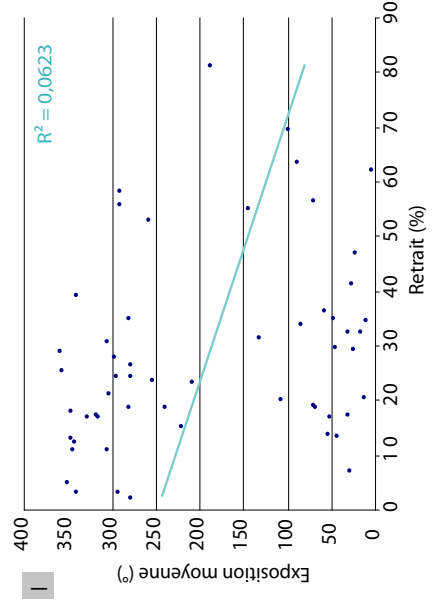
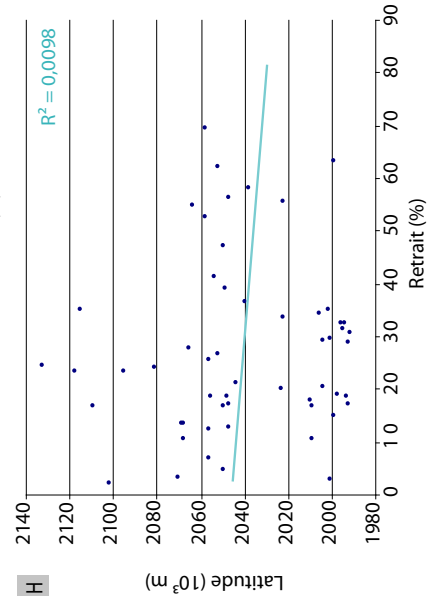
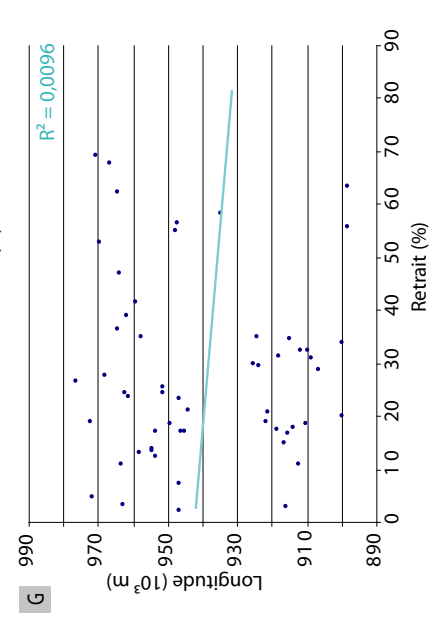
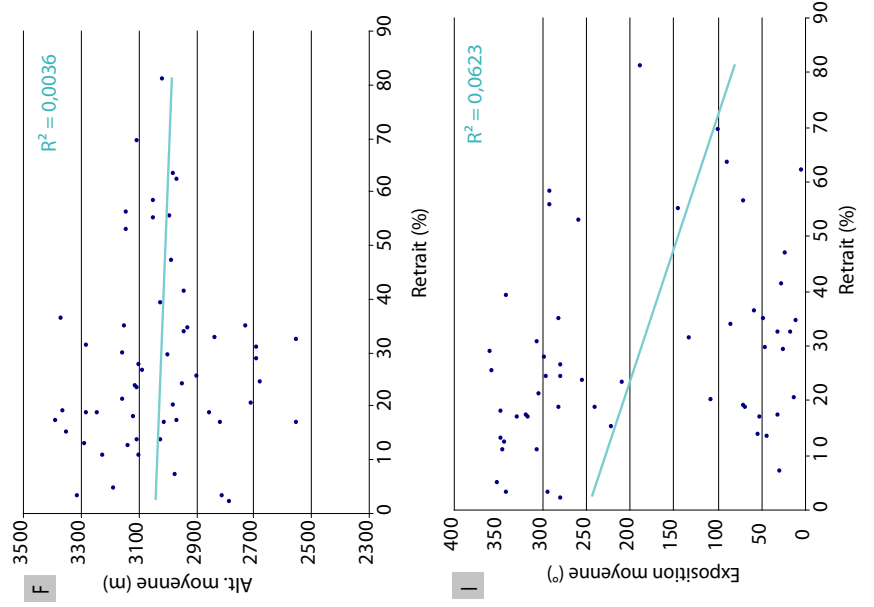
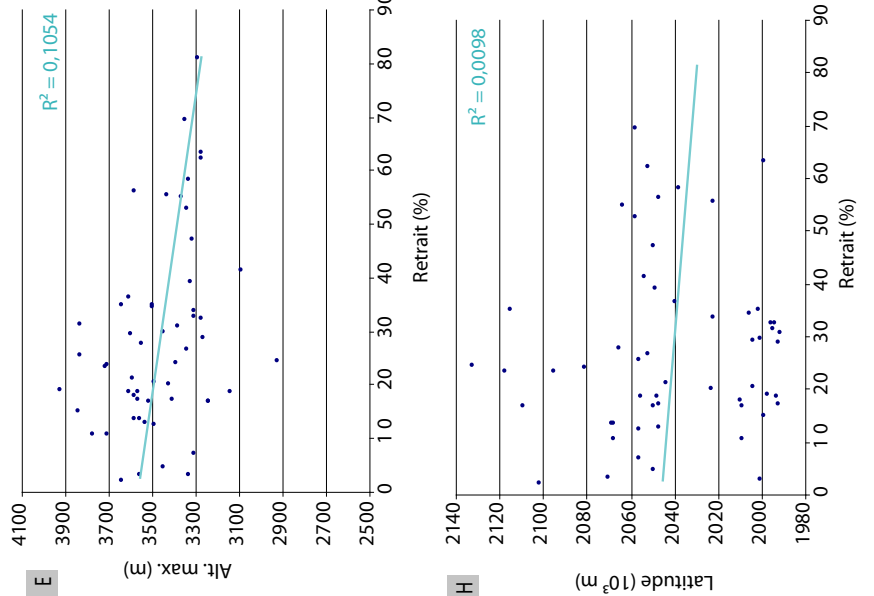
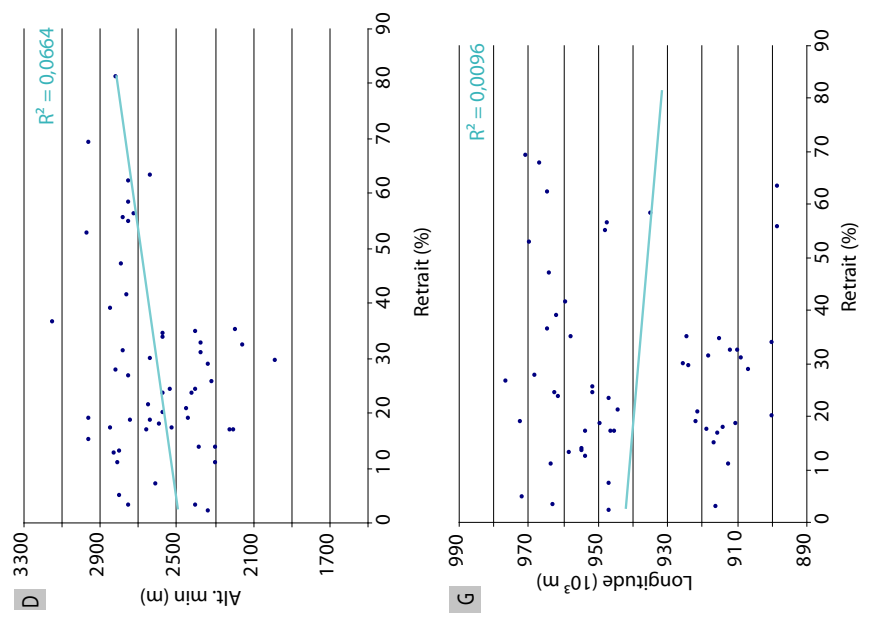
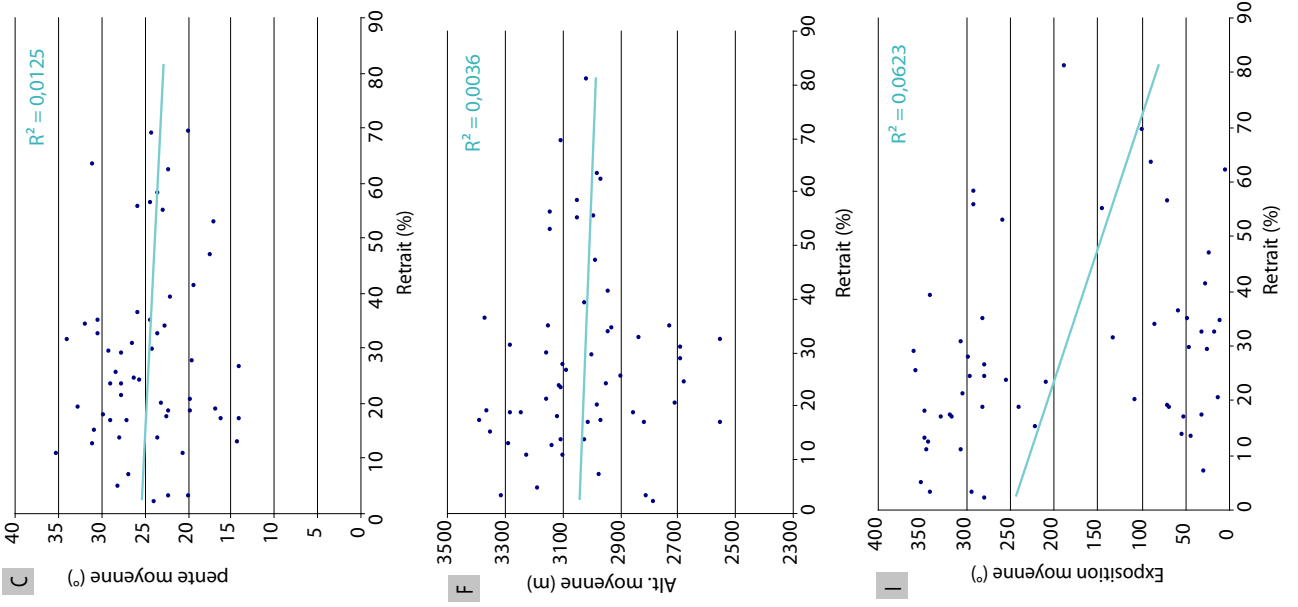
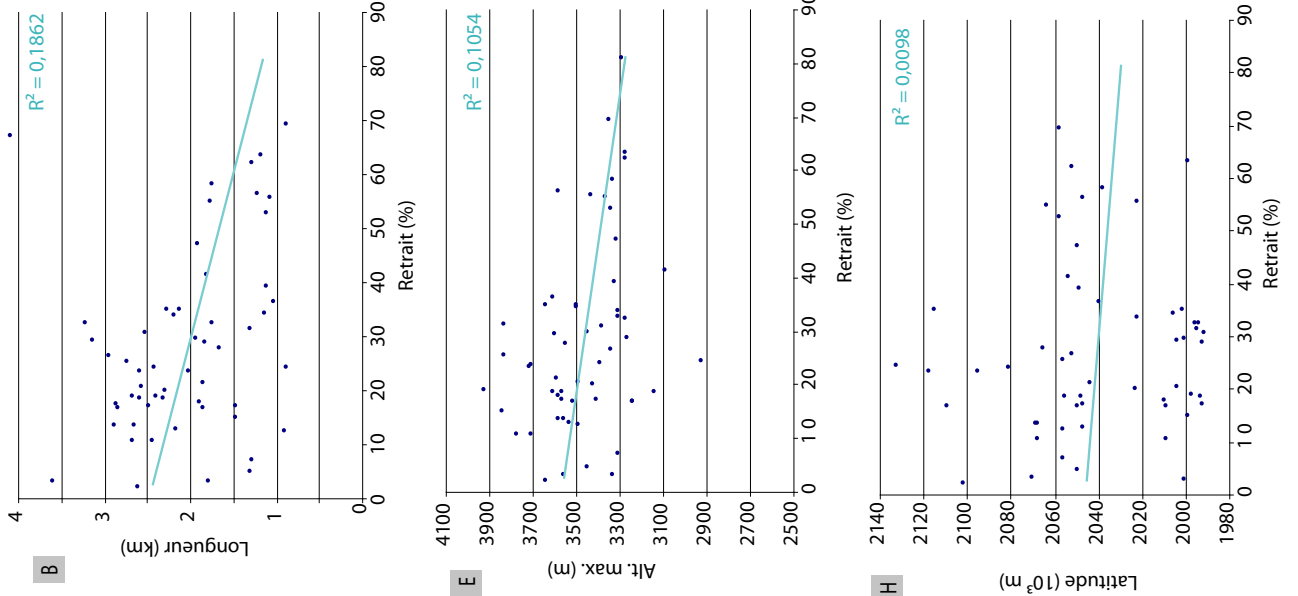
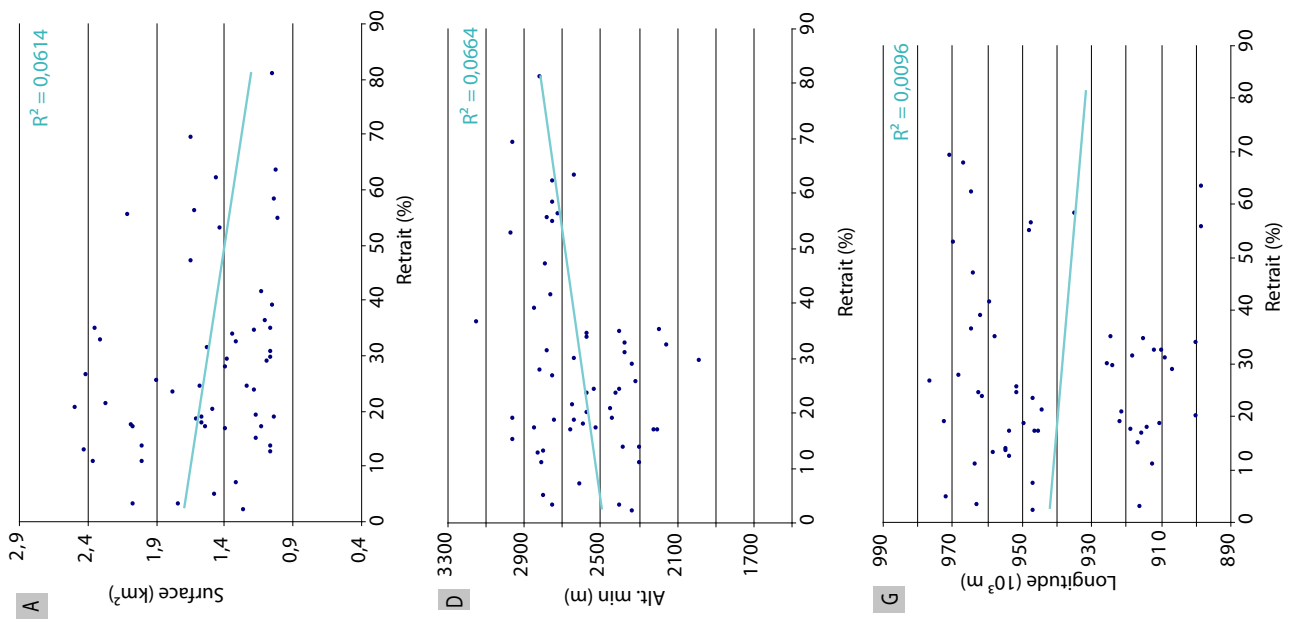
2 - Glaciers < 0,5 km² (364 glaciers)



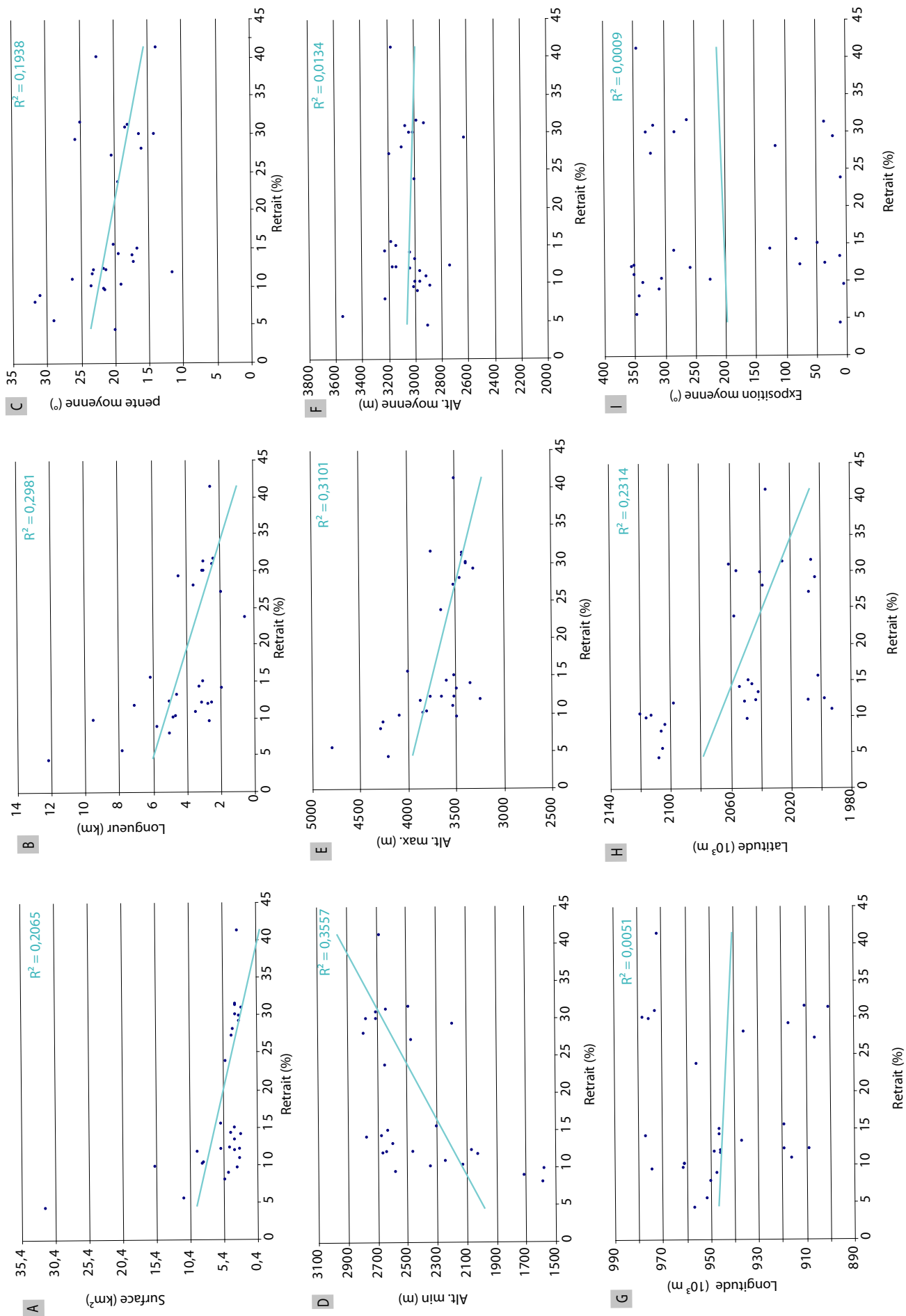
2 - Glaciers 0,5-1 km² (67 glaciers)



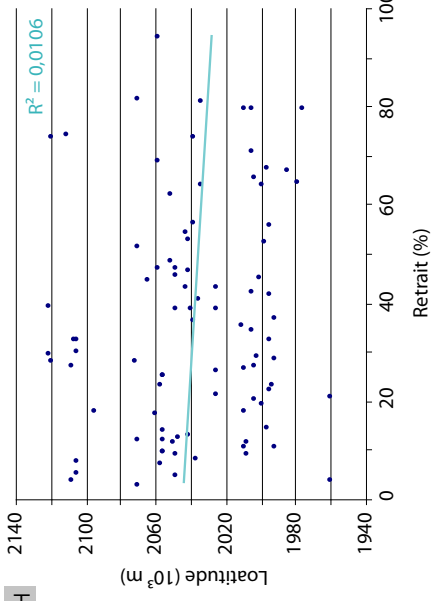
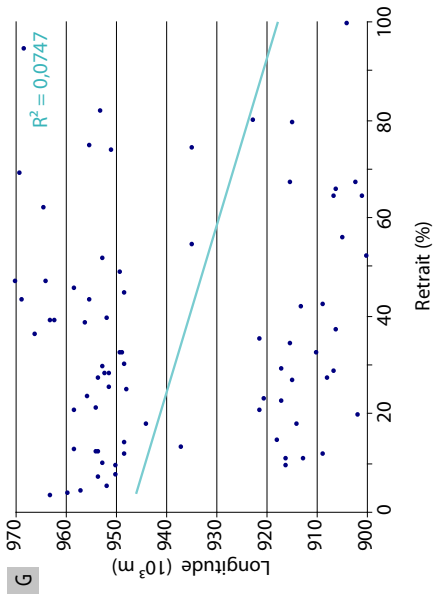
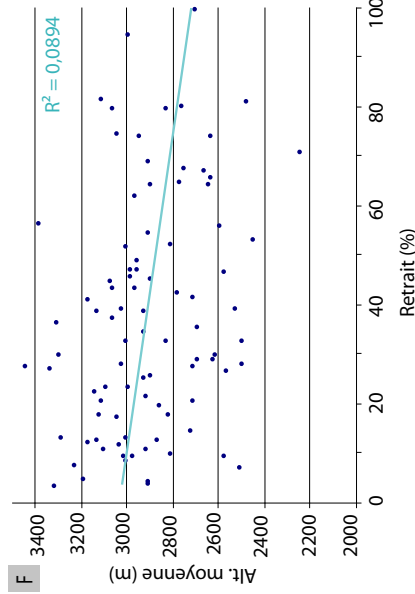
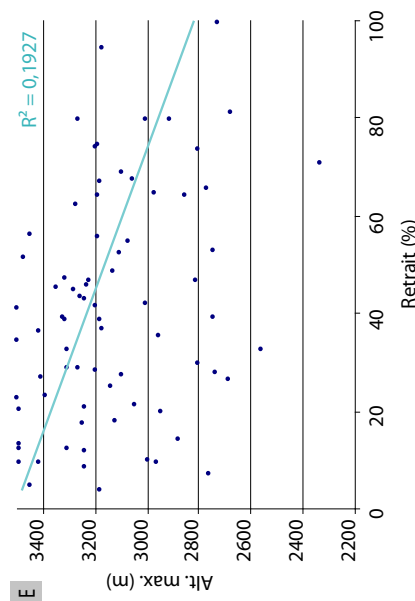
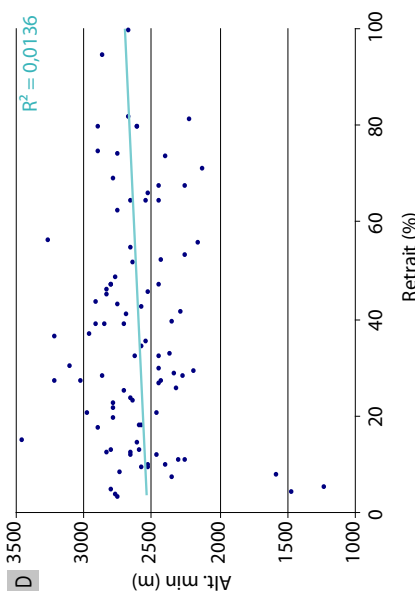
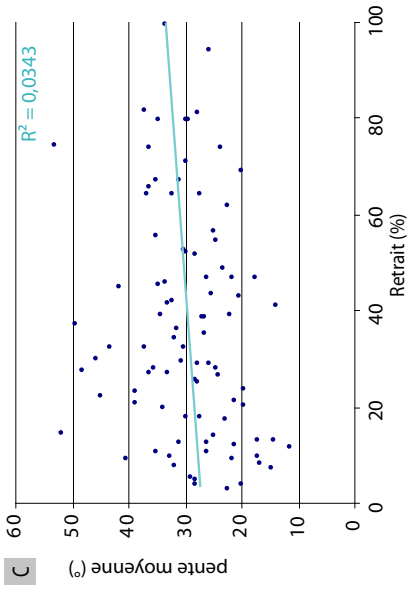
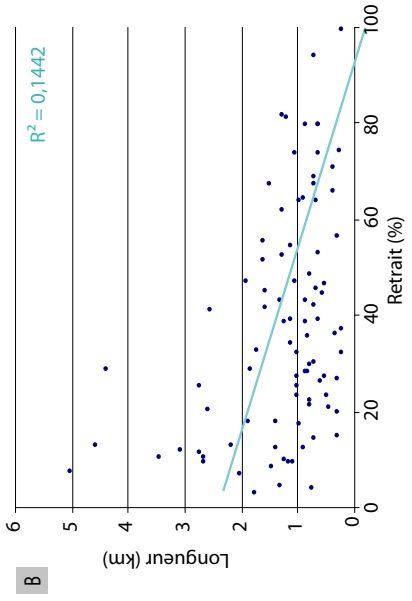
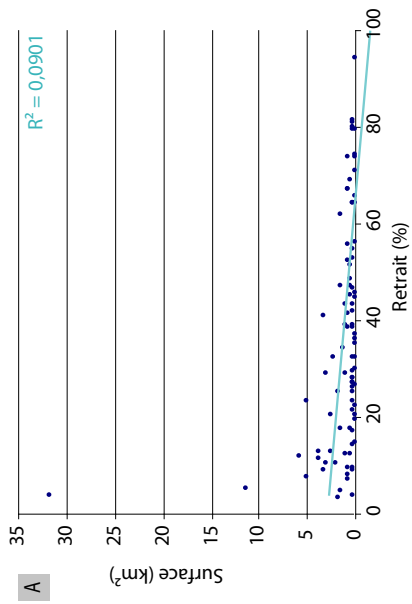
2 - Glaciers 1- 2,5 km² (56 glaciers)



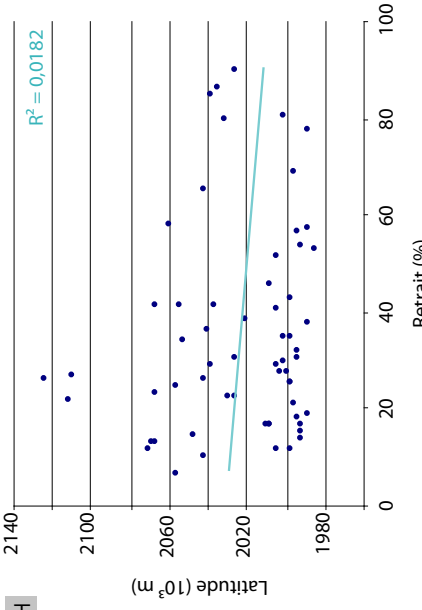
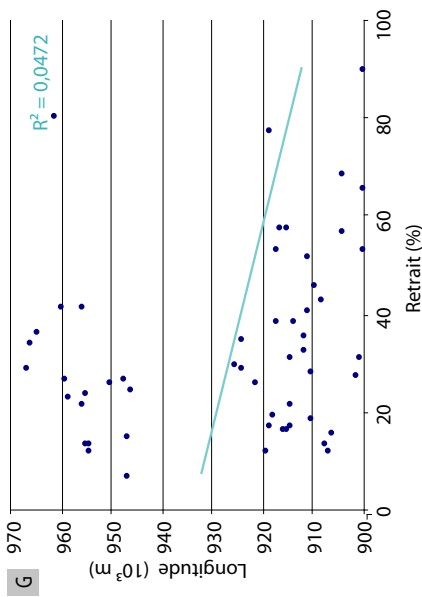
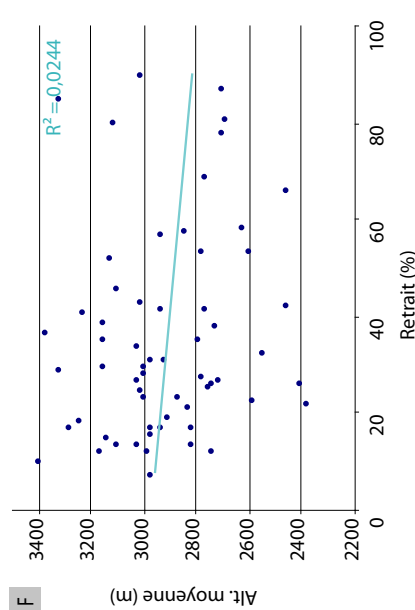
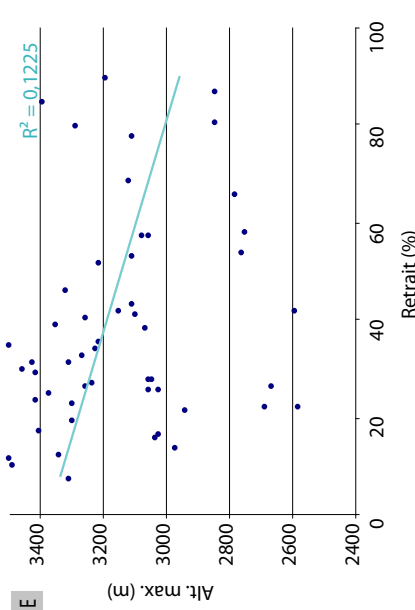
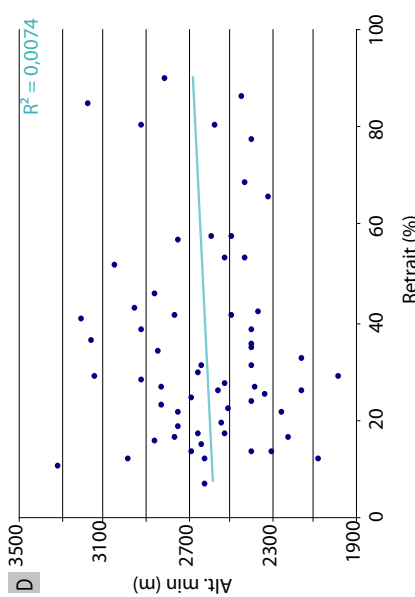
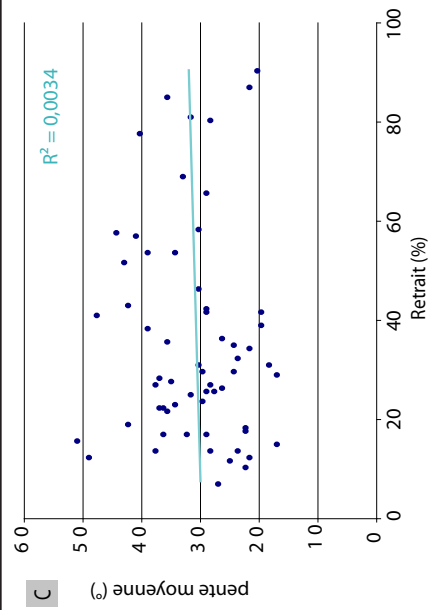
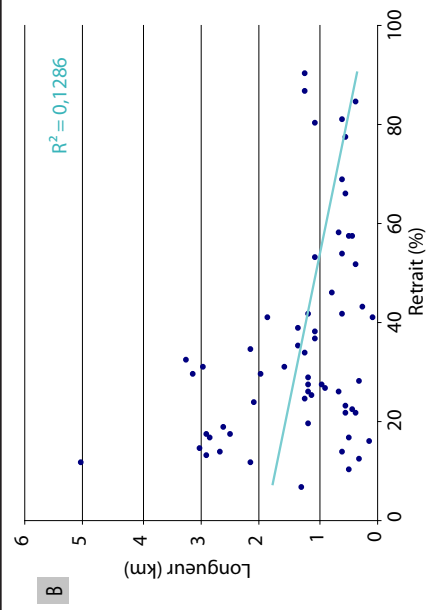
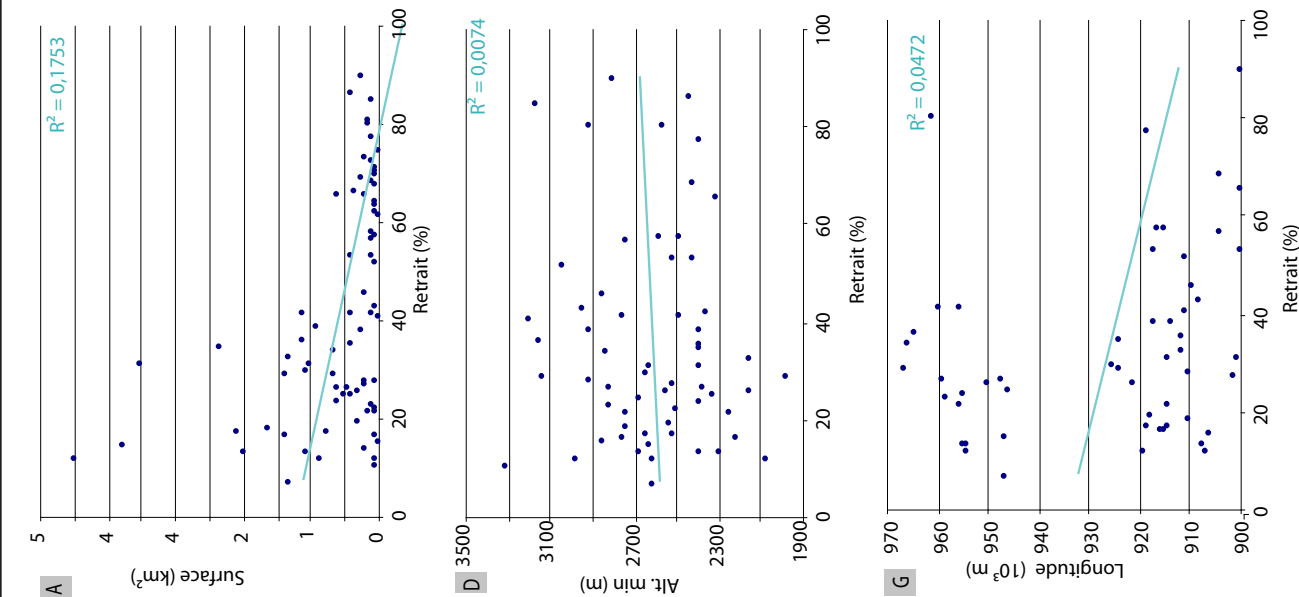
2 - Glaciers > 2,5 km² (29 glaciers)



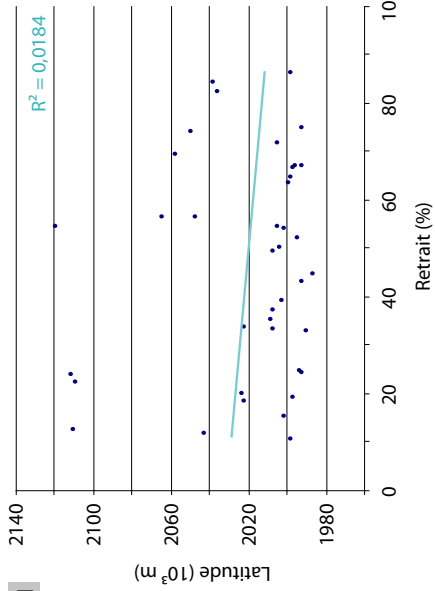
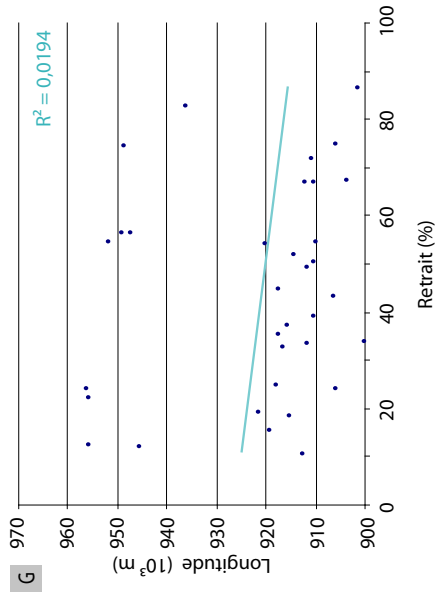
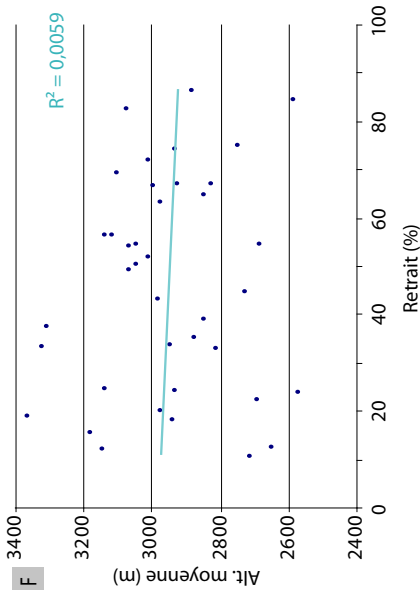
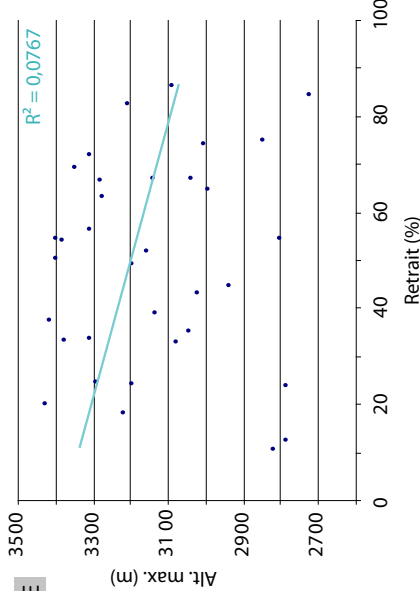
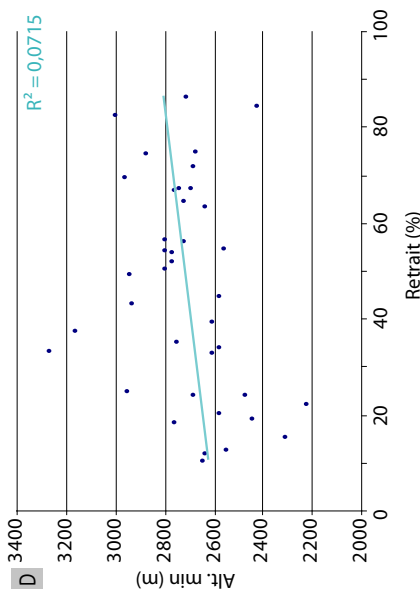
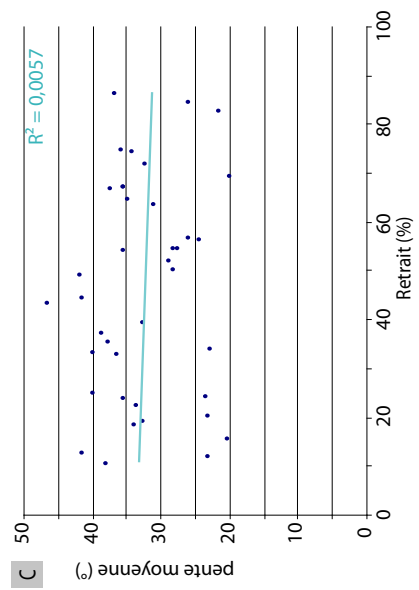
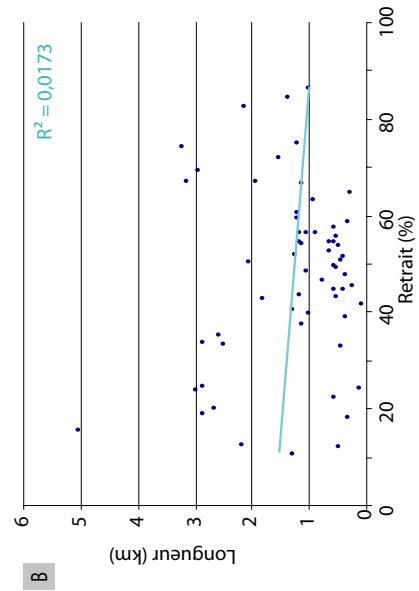
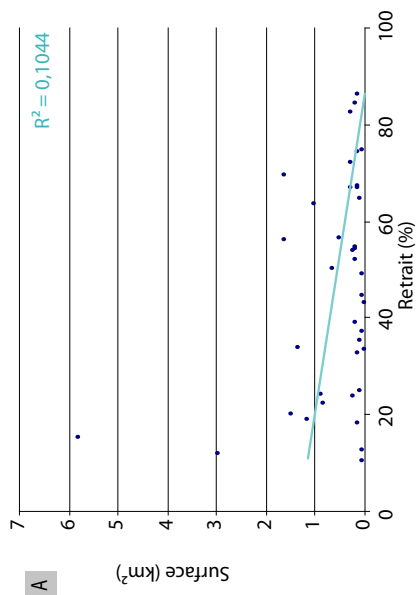
3 - Glaciers exposés au NORD (92 glaciers)



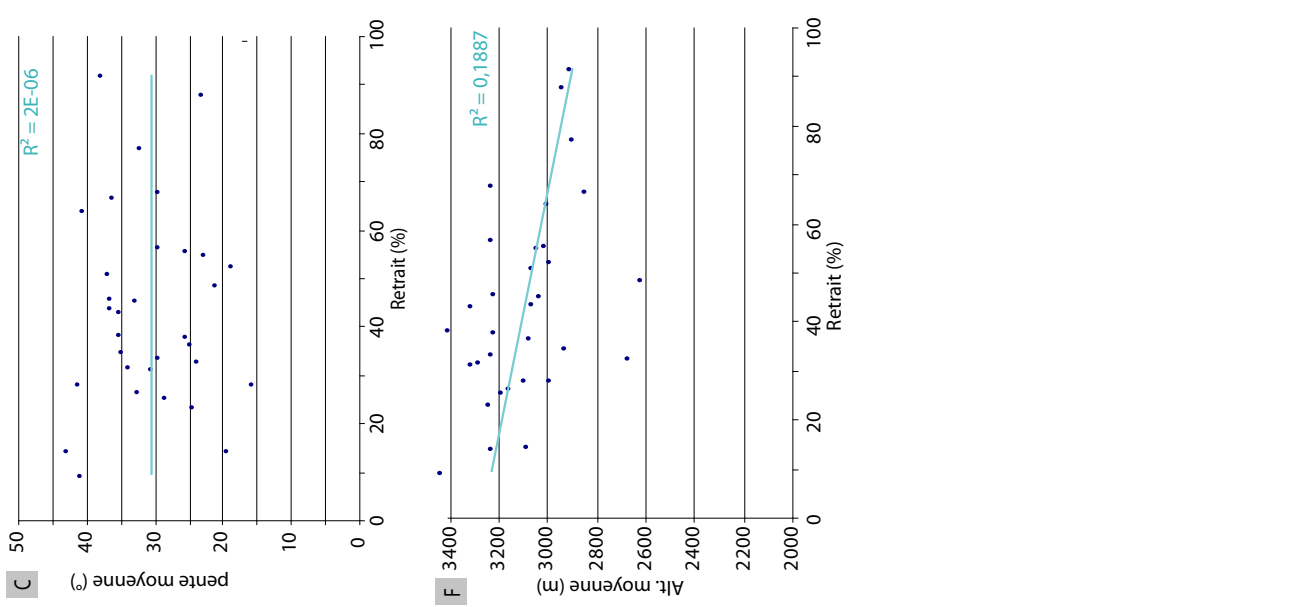
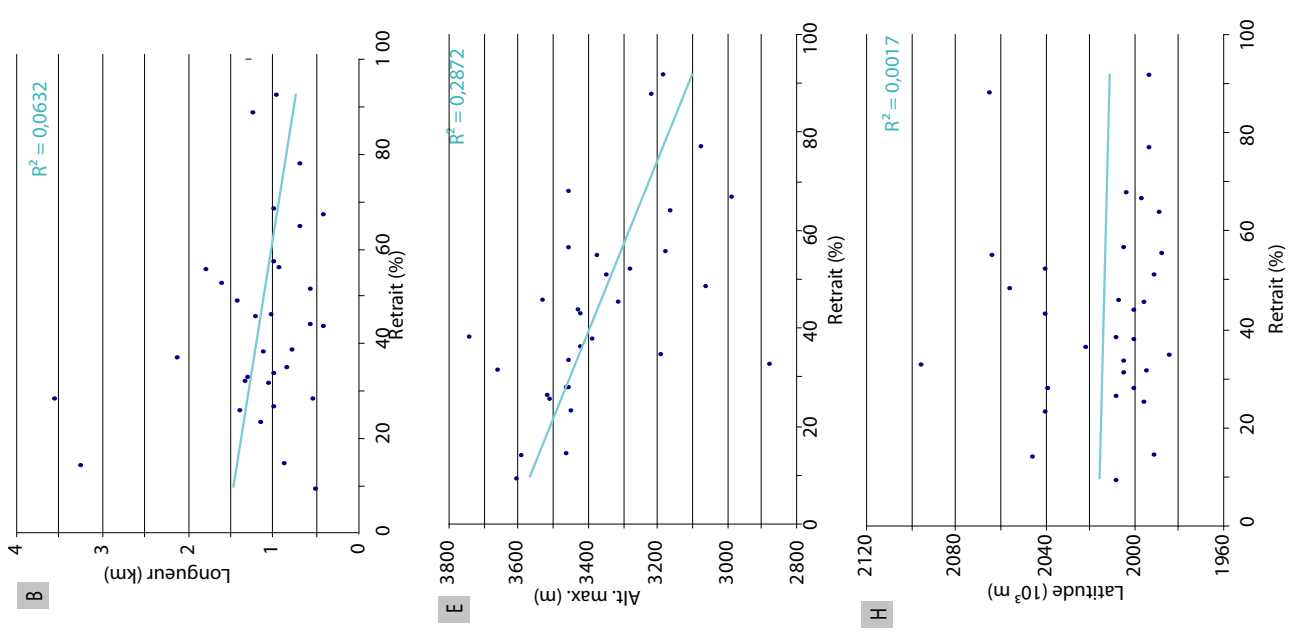
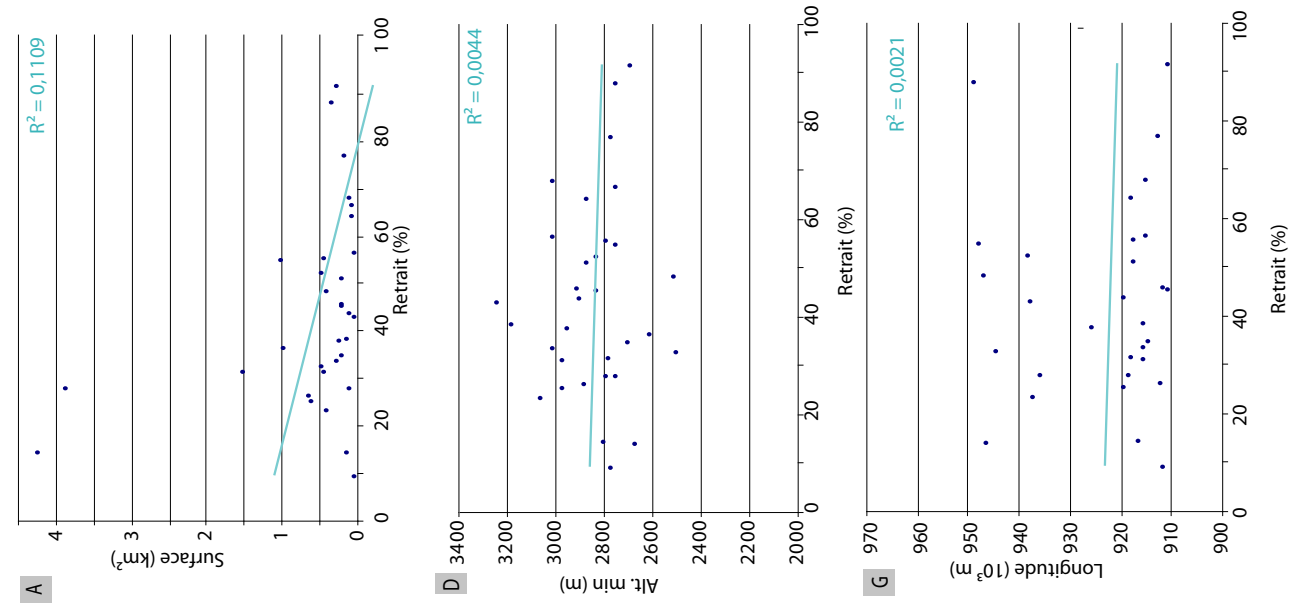
3 - Glaciers exposés au NORD - EST (61 glaciers)



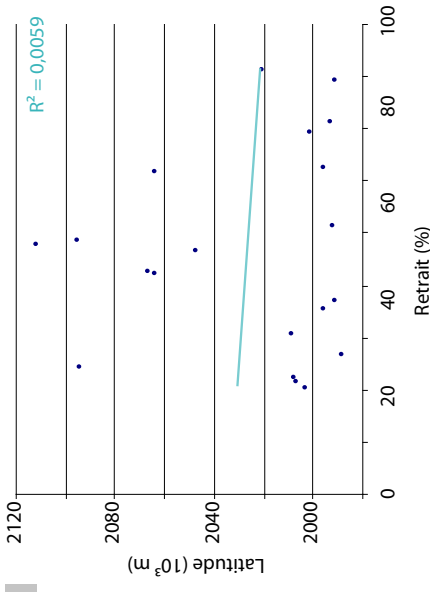
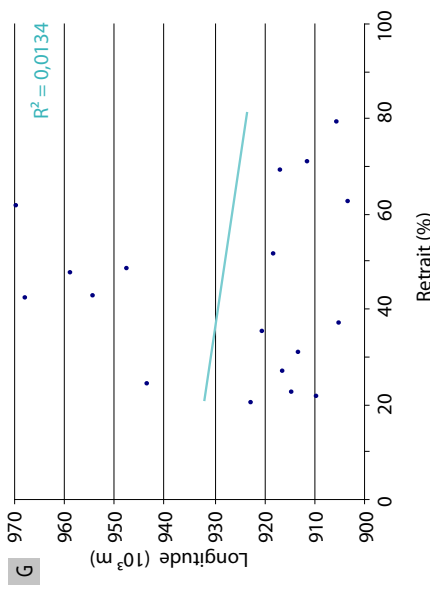
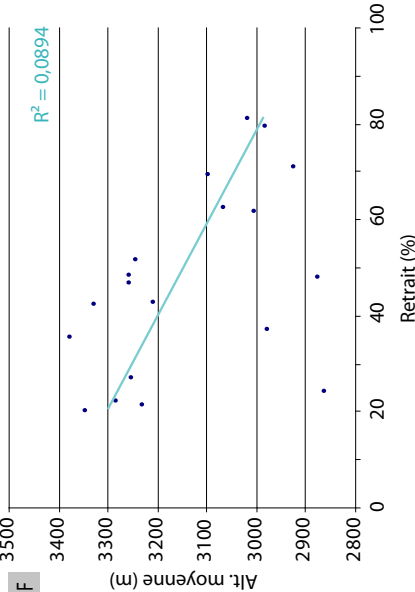
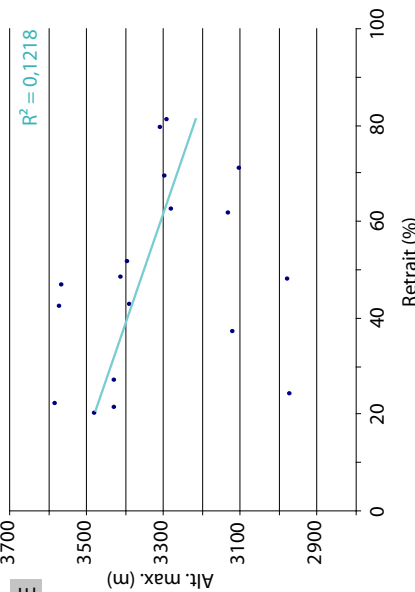
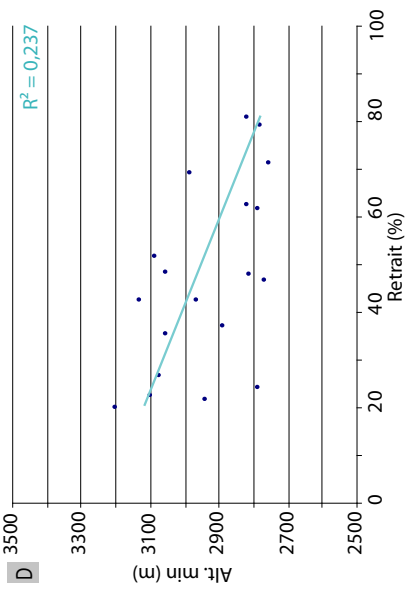
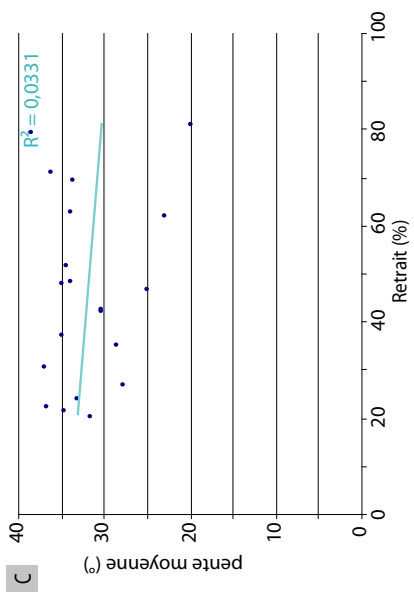
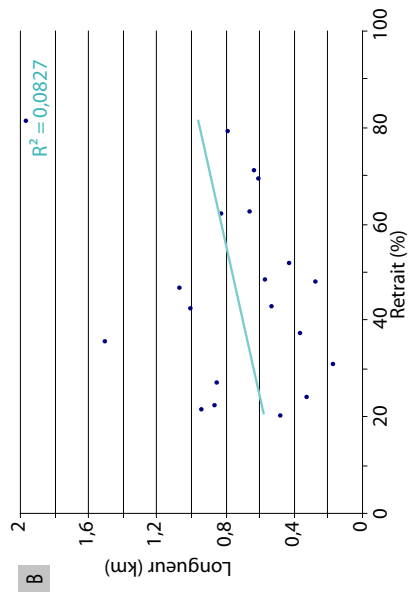
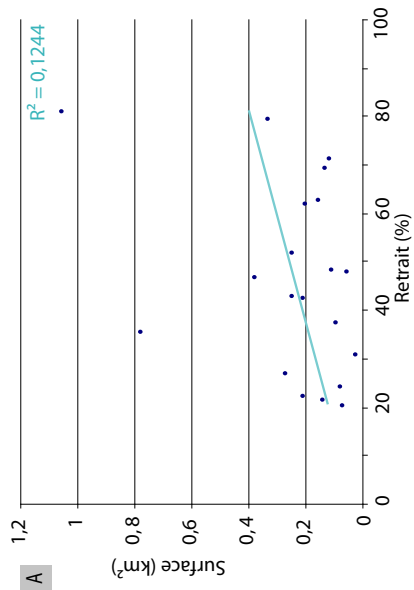
3 - Glaciers exposés à l'EST (39 glaciers)



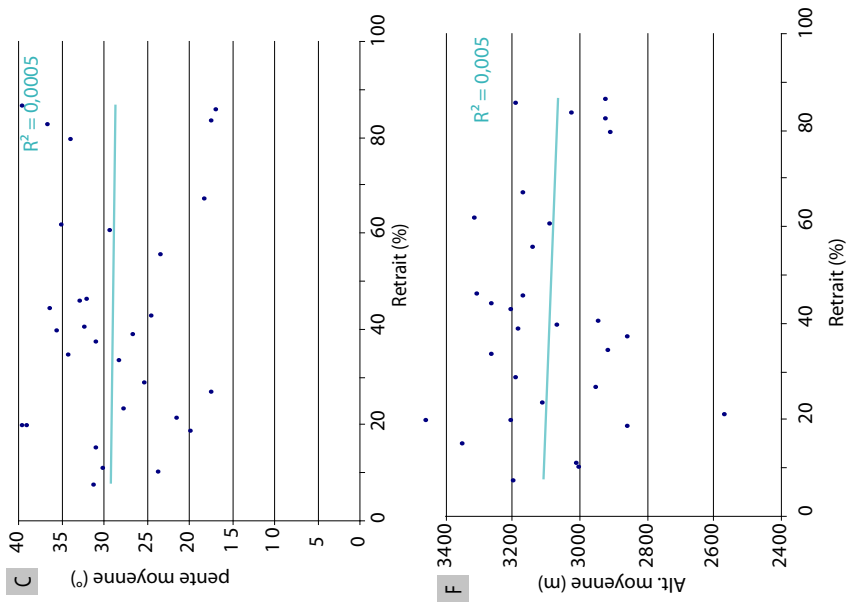
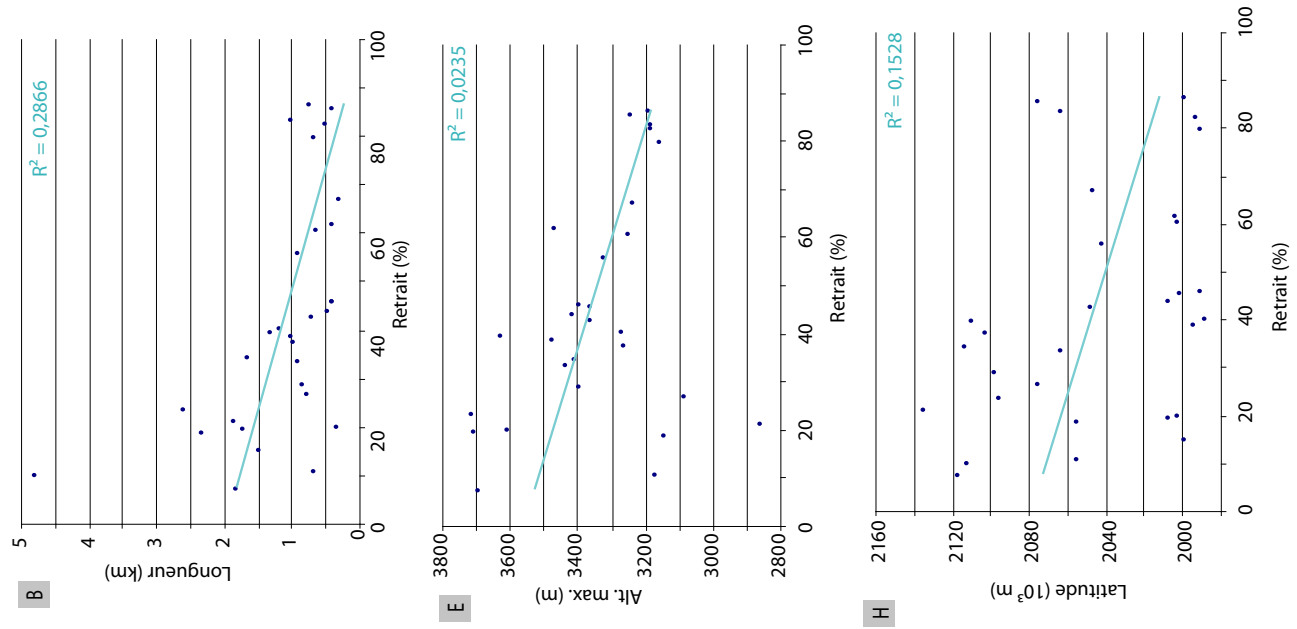
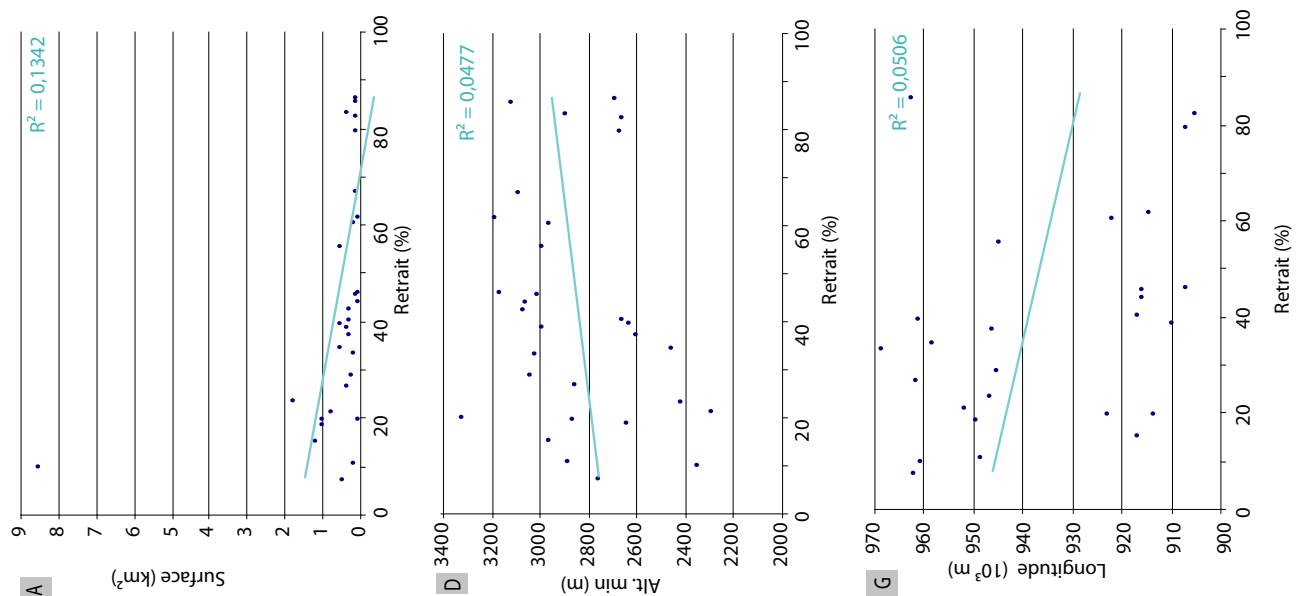
3 - Glaciers exposés au SUD - EST (32 glaciers)



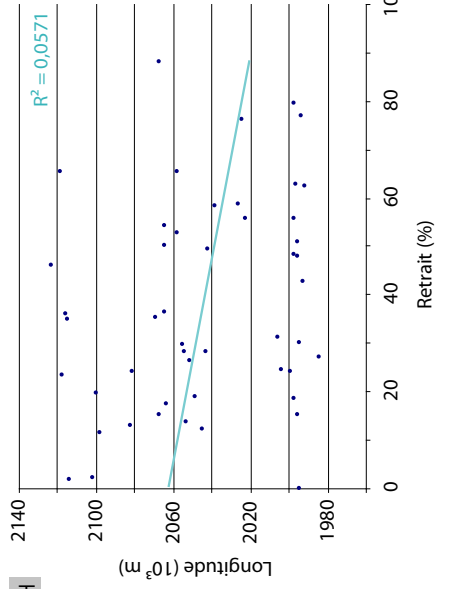
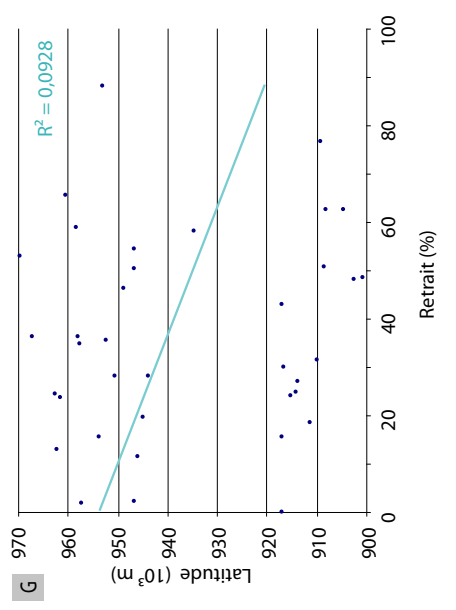
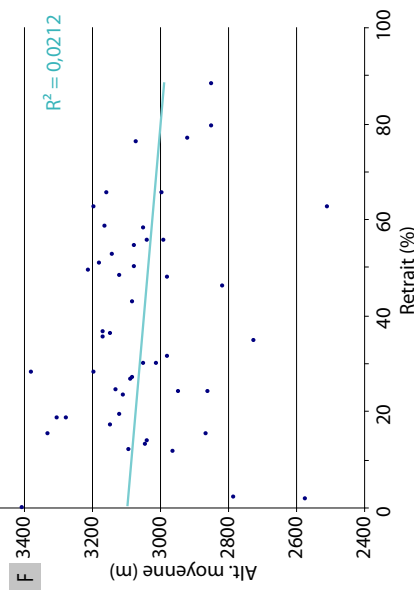
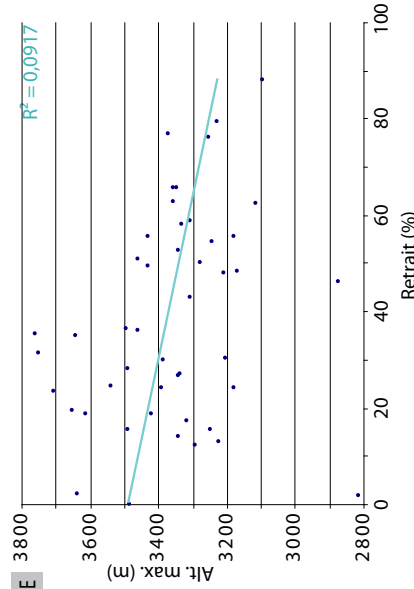
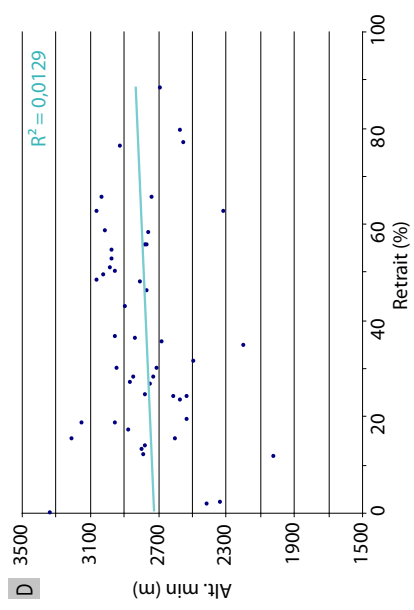
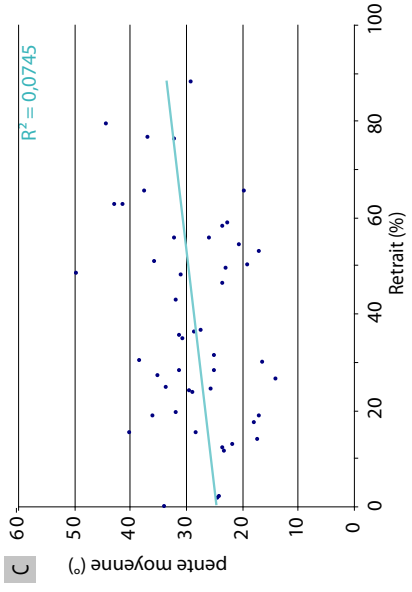
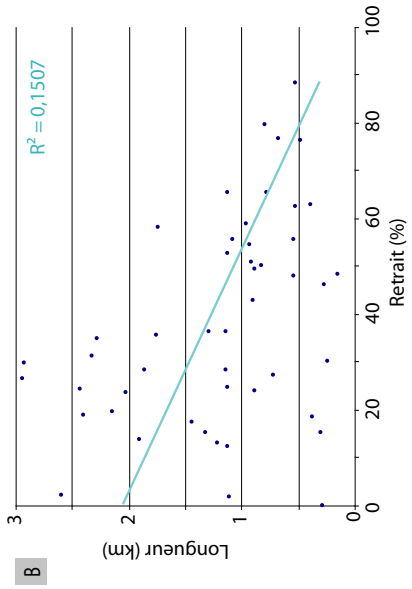
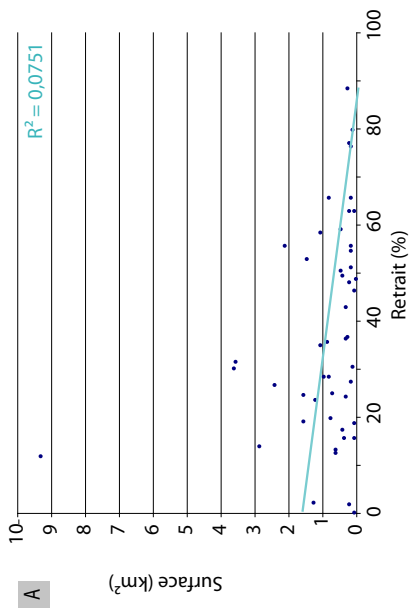
3 - Glaciers exposés au SUD (20 glaciers)



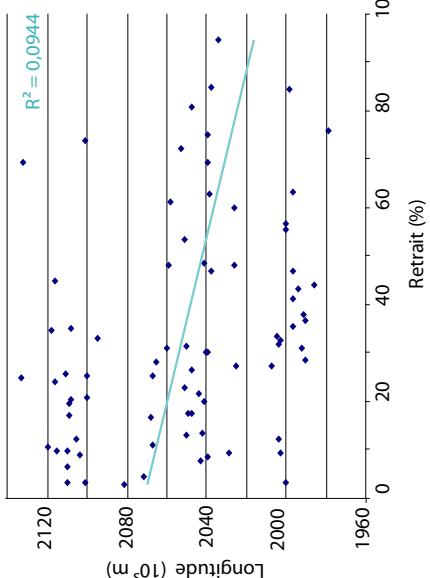
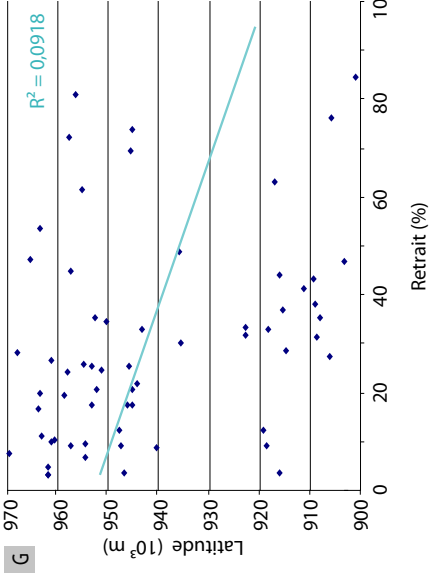
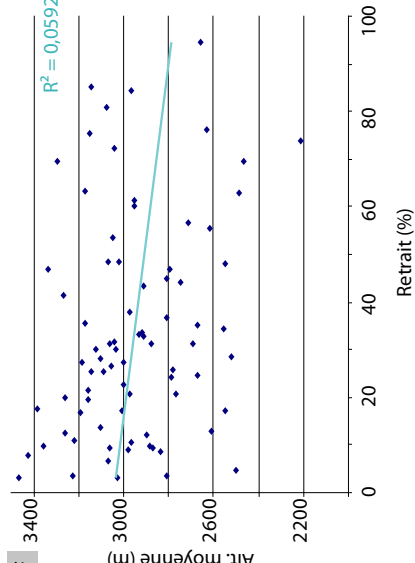
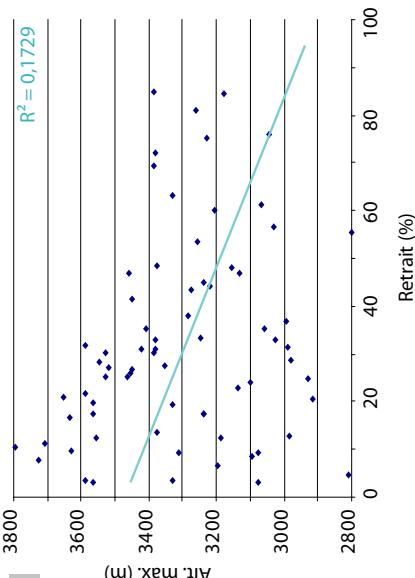
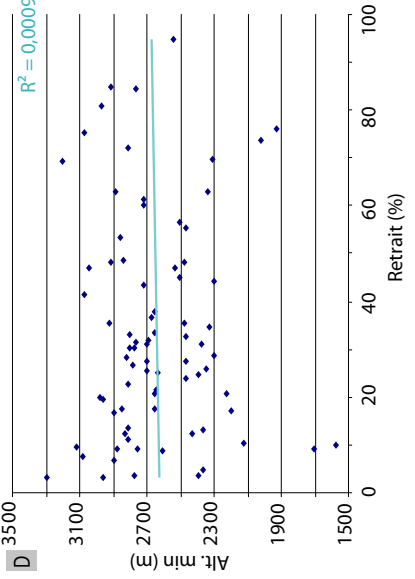
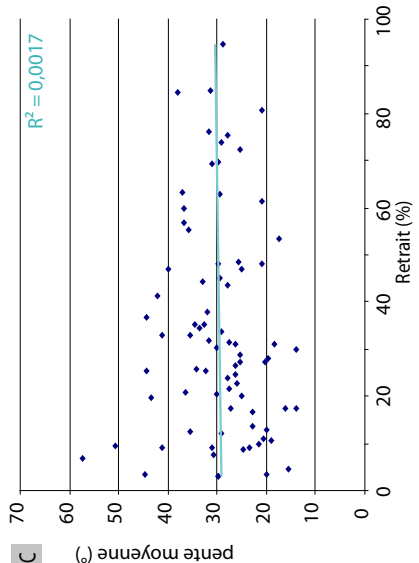
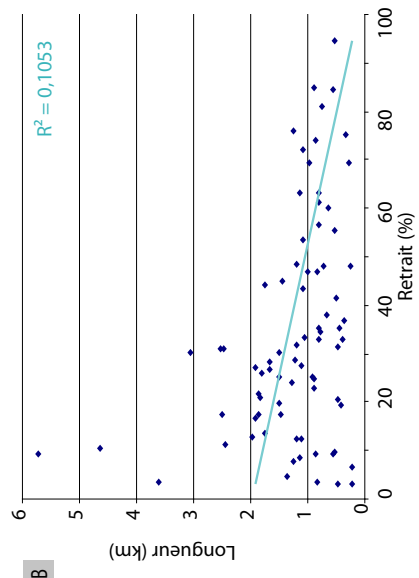
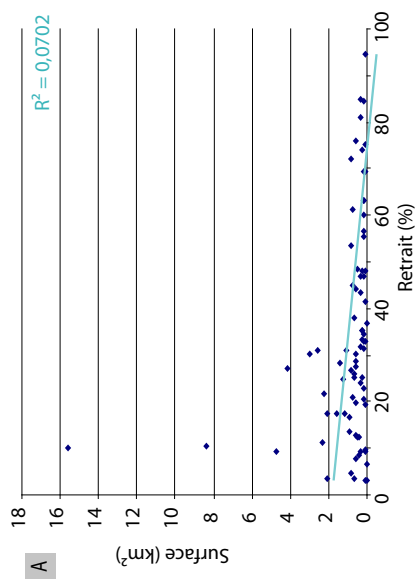
3 - Glaciers exposés au SUD - OUEST (30 glaciers)



3 - Glaciers exposés à l'OUEST (49 glaciers)



3 - Glaciers exposés au NORD - OUEST (79 glaciers)



Annexes de la Partie 4:

442 **ANNEXE 4-1** : Lacs > 0,5 ha situés dans les marges proglaciaires des glaciers des Alpes françaises. 1 = débris ; 2 = roche ; 3 = glace.
* selon la formule proposée par Huggel *et al.* (2002)

Nom du lac	Code unique du lac	Massif	Glacier à l'origine du lac	Nature du barrage	Superficie (m ²)	Volume estimé* (m ³)	Altitude (m)	Contact glacier
Lac Gris	386	Vanoise	Gl. des Aiguilles	1	5637	22 057	2743	oui
	146	Vanoise	Gl. de Chavière	1+2+3	6284	25 734	2918	oui
	230	Gdes Rousses	Gl. de Saint Sorlin	1+2	6672	28 022	2674	non
Lac du Généri	302	Vanoise	Gl. de la Jave	1	6898	29 379	2819	non
	209	Gdes Rousses	Gl. des Rousses	1	7088	30 535	2878	oui
	588	Vanoise	Gl. de Labby	1	7194	31 182	2875	non
	154	Mont Blanc	Mer de Glace		7239	31 460	1472	non
	276	Vanoise	Gl. des Fours	1	7257	31 572	2773	non
lac café au lait_3	468	Vanoise	Gl. de Derrière les Lacs	1+3	7333	32 045	3015	non
	138	Vanoise	Gl. de Chavière	1	7499	33 080	2812	non
	294	Vanoise	Gl. des Fours	1	7560	33 459	2854	non
Lac d'Arbéron ou de la Vallettaz	403	Vanoise	Gl. d'Arbéron	1	7700	34 346	2917	non
	75	Vanoise	Gl. du Dôme de Chasseforêt	1	7800	34 980	2796	non
lac café au lait_2	317	Vanoise	Gl. de Polset	1	7997	36 243	2757	non
	140	Vanoise	Gl. de Chavière	1	8440	39 121	2780	non
	290	Vanoise	Gl. des Fours	1	8509	39 582	2863	non
lac café au lait_1	508	Vanoise	Gl. du Montet	1	8798	41 504	2973	non
	141	Vanoise	Gl. de Chavière	1	9286	44 807	2775	non
Lac Blanc	543	Vanoise	Gl. de Pécelet	1	9680	47 529	2755	non
	114	Vanoise	Gl. de Gébroulaz	1	10 366	52 385	2747	oui
Lac du Salude	193	Ecrins	Gl. du Lac du Salude	1+2	11 082	57 598	2581	non
	392	Vanoise	Gl. Sommeiller	1	11 711	62 291	2750	non
Lac de la Mariande	250	Vanoise	Gl. de Méan Martin	1	12 237	66 303	2834	oui
	373	Vanoise	Gl. de l'Argentière	1	13 255	74 272	2858	non
	275	Vanoise	Gl. des Fours	1	13 299	74 617	2772	oui
	365	Vanoise	Gl. du Grand Col	1	14 696	85 993	2622	non
	225	Gdes Rousses	Gl. de Saint Sorlin	1+2	15 478	92 558	2686	oui
Lac de la Mariande	527	Vanoise	Gl. d'Ouille Moutta	1	15 557	93 232	2926	oui
	192	Ecrins	Gl. de la Mariande	1	20 852	141 325	2597	non
	316	Vanoise	Gl. de Polset	1	22 133	153 810	2810	non
Lac de Chasseforêt_2	81	Vanoise	Gl. du Dôme de Chasseforêt	1	22 630	158 744	2769	non
	342	Vanoise	Gl. des sources de l'Isère	1+2	24 664	179 374	2828	non
427	Vanoise	Gl. du Grand Méan	1+2	29 535	231 689	2863	oui	

	425	Vanoise	Gl. des Evettes	1	29 704	233 581	2533	non
	47	Vanoise	Gl. de la Patinoire	1	32 106	260 847	2505	oui
	298	Vanoise	Gl. du Fond	1	32 600	266 567	2902	non
Lac des Nettes	29	Vanoise	Gl. de la Grande Motte	1	35 913	305 837	2639	non
	170	Ecrins	Gl. d'Arsine	1	39 939	355 640	2464	oui
Lac de la Muande	179	Ecrins	Gl. du Fond	1	48 596	469 897	2376	oui
	171	Ecrins	Gl. d'Arsine	1	51 040	503 807	2464	non
	505	Vanoise	Gl. du Montet	1+2	69 181	775 921	2966	oui
Lac des Sources Inférieures	436	Vanoise	Gl. des Sources de l'Arc	1+2	70 006	789 082	2729	non
Lac des Routies	190	Ecrins	Gl. Sud de la Lavey	1+2	75 701	881 771	2719	oui
	391	Vanoise	Gl. Ferrand	1+2	75 963	886 117	2678	non
Lac du Pavé	172	Ecrins	Gl. supérieur des Cavales	1+2	79 280	941 558	2835	non
avant IGN	569	Vanoise	Gl. de l'Argentière	1+2	79 575	946 533	2843	non
Lac de Chasseforêt_1	82	Vanoise	Gl. du Dôme de Chasseforêt	1	80 583	963 611	2745	non
Lac des Quirilies	201	Gdes Rousses	Gl. des Quirilies + Malatres	1	97 579	1 264 496	2564	non
Lac de l'Eychauda	178	Ecrins	Gl. de Séguret Foran	1+2	151 048	2 351 682	2488	non

ANNEXE 4-2 : Glaciers sélectionnés en utilisant le premier niveau de la méthode de Frey *et al.* (2010). Ces glaciers comportent des secteurs > 6500 m² où pourraient potentiellement se former des lacs à la suite du retrait du glacier

Nom	Code unique du glacier	Massif	Superficie (km ²)
Glacier de la Girose	F3A18_1	Ecrins	5,08
Glacier de Mont de Lans	F3A13	Ecrins	3,02
Glacier de la Selle	F3B21_1	Ecrins	1,41
Glacier de la Plate des Agneaux	F3A16_1	Ecrins	1,52
Glacier Blanc	F3C26_1	Ecrins	4,85
Glacier d'Arsine	F3C25	Ecrins	1,97
Glacier du Sélé	F3C07_1	Ecrins	1,71
Glacier des Rouies	F3B92	Ecrins	1,30
Glacier Ouest des Sellettes	F3B15_1	Ecrins	0,61
Glacier Est des Sellettes	F3B14_1_1	Ecrins	0,73
Glacier Noir	F3C04_1	Ecrins	3,91
Glacier de Bonne Pierre	F3B35_1	Ecrins	2,00
Glacier de la Condamine	F3D17_1_1	Ecrins	0,40
Glacier de Saint Sorlin	F6A04_1	Grandes Rousses	2,44
Glacier des Quirliès	F6A06_1	Grandes Rousses	1,13
Glacier des Malatres	F6A05	Grandes Rousses	0,88
Glacier des Rousses	F6B03_5	Grandes Rousses	0,09
Glacier de Talèfre	F2A14	Mont Blanc	7,67
Mer de Glace_1	F2A01_1	Mont Blanc	30,41
Glacier de Tré la Tête	F2B08_1	Mont Blanc	8,33
Glacier du Tour	F2A04	Mont Blanc	7,50
Glacier d'Argentière	F2A03_1	Mont Blanc	14,01
Glacier des Pélerins	F2B05	Mont Blanc	0,93
Glacier de Miage	F2B11	Mont Blanc	1,23
Glacier des Bossons	F2B07_1	Mont Blanc	10,73
Glacier du Vallonnet	F1B01	Vanoise	2,11
Glacier de Méan Martin	F1B03	Vanoise	0,86
Glacier de la Grande Motte	F1E02	Vanoise	3,86
Glacier de Pramort	F1E04	Vanoise	0,78
Glacier de l'Epéna	F1E05	Vanoise	1,41
Glacier de la Grande Casse	F1E08	Vanoise	0,83
Glacier de la Patinoire	F1E14	Vanoise	0,21
Glacier de Rosolin	F1E19	Vanoise	0,62
Glacier de l'Arcelin - Roche Ferran	F1C01	Vanoise	3,33
Glacier de Chavière	F1D03_1	Vanoise	2,70
Glacier de Gébroulaz	F1D09_1	Vanoise	3,24
Glacier des sources de l'Isère	F1H03_1	Vanoise	0,99
Glacier inférieur des Balmes	F1H05	Vanoise	0,82
Glacier de la Mahure	F1C09_1	Vanoise	1,10
Glacier de l'Arpont	F1C10	Vanoise	3,62
Glacier du Grand Marchet	F1C03_1	Vanoise	1,71
Glacier du Sommeiller	F1A01	Vanoise	0,53
Glacier de derrière le Clapier	F1A05_1	Vanoise	0,76
Glacier du Baounet	F1A07_1	Vanoise	1,97
Glacier du Mulinet	F1A14_1	Vanoise	2,31
Glacier du Grand Méan Nord	F1A15_1_1	Vanoise	1,57
Glacier des Evettes	F1A16	Vanoise	2,97
Glacier de Rochemelon	F1A26_1	Vanoise	1,88
Glacier de Roche Michel	F1A25_1	Vanoise	0,45
Glacier du Pelve	F1C12	Vanoise	3,18
Glacier des Brames de l'Ours	F1B11_1	Vanoise	0,61
Glacier de Rhêmes-Golette	F1H06_1	Vanoise	0,95
Glacier du Dôme de Chasseforêt	F1C11	Vanoise	0,70
Glacier des Sonnaillès	F1C07_1	Vanoise	1,27